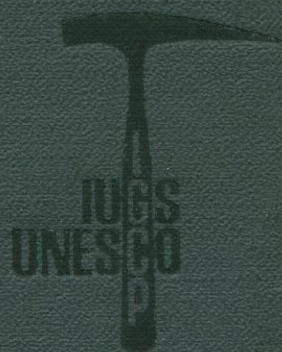


ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ



8

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE

INTERNATIONAL GEOLOGICAL
CORRELATION PROGRAMME

THE PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»



PROBLEMS OF SEDIMENTARY GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

Volume 8

PRECAMBRIAN MINERAL
DEPOSITS

Editors-in-chief
academician A.V. Sidorenko, *V.I. Kazansky*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1982

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Выпуск 8

МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ДОКЕМБРИЯ

Главный редактор

академик А.В. Сидоренко, В.И. Казанский



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1982



*уже
внеси в колл.*

3930

В сборнике помещены доклады, зачитанные на семинаре советскими и иностранными учеными. В некоторых докладах анализируются общие теоретические проблемы металлогении докембрия, в частности значение экзогенных и метаморфогенных факторов, а также роль тектонических структур и процессов активизации. Рассматриваются также некоторые методические вопросы, в частности применение геохимических и дистанционных методов поисков минеральных месторождений докембрия. Анализируются экономические аспекты поисков, разведки, эксплуатации месторождений. Большая часть докладов посвящена отдельным видам полезных ископаемых (железу, легирующим и цветным металлам, золоту, пегматитам, фосфоритам, графиту). В некоторых докладах освещены вопросы региональной металлогении отдельных районов Азии, Африки, Южной Америки, Австралии. Доклады иллюстрируются новейшим, в большинстве случаев оригинальным фактическим материалом.

Редакционная коллегия:

академик **А. В. СИДОРЕНКО** (главный редактор),
 Н. А. СОЗИНОВ (зам. главного редактора), А. В. ИЛЬИН,
 В. И. КАЗАНСКИЙ (ответственный редактор), В. М. МОРАЛЕВ,
 О. М. РОЗЕН, Св. А. СИДОРЕНКО, В. А. ТЕНЯКОВ

Reports delivered to the UN seminar titled "Interregional seminar on the development potential of Precambrian Mineral deposits" held in Moscow, August 1979, are placed in the present volume. Several reports deal with general problems of the Precambrian metallogeny, the role played by regional tectonic structures and activation processes. Other reports are devoted to methodical approach, namely geochemical methods and remote sensing. Economic aspects of mineral exploration and evaluation of the deposits are also considered. A great deal of reports discusses Precambrian mineral deposits, such as iron, copper, nickel, manganese, etc. In several reports regional metallogeny of some portions of Africa, Asia, Southern America, Australia is dealt with. New and original data were used to compile reports. The volume is considered to be valued by scholars in Precambrian metallogeny. Economic geologists specialized in certain kinds of minerals are believed to be readers of this volume.

Editorial Board:

Academician **A. V. SIDORENKO** (editor-in-chief),
 N. A. SOZINOV (insted of editor-in-chief), A. V. ILJIN,
 V. I. KAZANSKY (responsible editor), V. M. MORALEV,
 O. M. ROZEN, Sv. A. SIDORENKO, V. A. TENYAKOV

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из главных целей Международной программы геологической корреляции является помощь развивающимся странам в освоении минеральных ресурсов. На обширных пространствах Азии, Африки и Южной Америки перспективы горнорудной промышленности этих стран зависят в существенной степени от геологических исследований докембрийских комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. В этой связи в рамках проекта № 91 МПГК «Металлогения докембрия» с 1 по 16 августа 1979 г. в Советском Союзе был проведен семинар для геологов из развивающихся стран «Минеральные месторождения докембрия».

Семинар был организован по инициативе руководителя проекта «Металлогения докембрия» А. В. Сидоренко как совместное мероприятие Центра по природным ресурсам, энергетике и транспорту ООН, Государственного комитета СССР по внешним экономическим связям СССР, Академии наук СССР и Советского комитета МПГК. Он состоял из цикла лекций, прочитанных в Москве, и геологических экскурсий в районе Курской магнитной аномалии и Прибайкалья.

Слушателями семинара были руководители геологических служб, департаментов и проектов из Берега Слоновой Кости, Боливии, Бурунди, Верхней Вольты, Габона, Ганы, Гвинеи, Демократической Республики Йемен, Замбии, Индии, Кении, Конго (Браззавиль), Мали, Мальгасийской Республики, Нигера, Судана, Танзании, Уганды и Эфиопии. Лекторы были приглашены из Австралии, Индии, Канады, СССР, Суринама, США, Танзании, Финляндии, ЧССР, а также из состава экспертов ООН.

До начала семинара лекции были напечатаны на русском, английском, французском языках. Согласно установившимся нормам, на семинарах ООН лекторы не повторяют опубликованные тексты, но более подробно раскрывают главные положения и приводят дополнительные фактические материалы. Эта методика целиком себя оправдала. Всего на семинаре было прочитано 24 лекции. Одни из них касались общих вопросов геологии и рудоносности докембрия, другие были посвящены определенным типам полезных ископаемых, третьи носили региональный характер.

Кроме того, все слушатели семинара выступили с краткими, но весьма содержательными сообщениями о результатах и перспективах геологических исследований в своих странах. В этих сообщениях с учетом конкретных материалов затрагивались и общие вопросы. Наиболее оживленный обмен мнениями вызвало обсуждение характера древнейших структур земной коры и связанных с ними полезных ископаемых, использования дистанционных и геохимических методов для поисков рудных месторождений в докембрии, экономики горнорудных предприятий и вовлечения в эксплуатацию крупных месторождений с низкими содержаниями полезных компонентов.

По завершении семинара докладчики представили в оргкомитет семинара тексты докладов для печати, которые и публикуются в настоящем сборнике.

INTRODUCTION

One of the main targets of the International Geological Correlation Programme (IGCP) is the assistance in mineral deposits exploration to the developing countries. Mining industry advance in the countries of Asia, Africa and South America mostly depends on the intensity of geological studies of Precambrian terrains and related mineral resources. With this aim in mind the International seminar on the development potential of mineral deposits was held in August 1—16, 1979 in the USSR within the framework of the IGSP Project 91 "Metallogeny of the Precambrian". Heads of geological services, departments and projects from Ivory Coast, Bolivia, Burundi, Upper Volta, Gaboon, Ghana, Guinea, Jemen, Zambia, India, Kenya, Kongo, Mali, Madagascar, Niger, Sudan, Tanzania, Uganda and Ethiopia took part in the Seminar. Lectures were delivered by experts from Australia, India, Canada, USSR, USA, Tanzania, Finland, Chechoslovakia and by the UN Projects experts as well.

The Seminar was organized on the initiative of A. V. Sidorenko, the late head of the IGCP Project 91 as a joint meeting under the auspices of the UN Centre for Natural Resources, Energy and Transport, USSR State Committee for external economic relations (GKES), USSR Academy of Sciences and of the IGCP Soviet Committee. The Seminar's agenda included lectures (in Moscow) and geological excursions to the Kursk Magnetic Anomaly and the Baikal Lake Region.

Lecture texts had been printed prior to the Seminar in Russian, English and French. Following the established tradition, lecturers, facing the audience, are not supposed to purely repeat the distributed texts but to give more details on their major points based on additional available data. This practice has justified itself. All in all, 24 lectures were delivered during the Seminar. They covered the topics of the Precambrian geology and ore-bearing features, types of mineral deposits and regional reviews. During the discussion, the participants made short reports on the state of geological investigations in their countries. The questions of the Earth' oldest crust structures and related mineral deposits, application of remote sensing and geochemical methods to the Precambrian ore deposits prospecting, economic aspects of mineral exploration and evaluation and development of large deposits with low content of useful components were the subjects of the most vivid discussion.

After the Seminar the lecturers obligingly delivered the texts of their reports to the Organising Committee for publication. These reports are presented in this volume.

А. В. СИДОРЕНКО

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ — РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ЭКЗОГЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Мировой опыт развития горной промышленности показывает, что каждые 12—15 лет потребность в минеральном сырье удваивается, тогда как поиск и разведка новых месторождений полезных ископаемых, а также их разработка становятся все сложнее и дороже в связи с тем, что фонд месторождений, залегающих близко к поверхности и легко доступных для обнаружения и разведки, все более сокращается. Наряду с этим возможность открытия новых месторождений даже в мало изученных и трудно доступных регионах быстро уменьшается.

Таким образом, обеспечение потребностей человечества в минеральном сырье с каждым годом становится все более сложной задачей, что, в свою очередь, обуславливает быстрый рост цен на него. Все это приводит к необходимости вовлекать в разработку более бедные руды, а также вести поиск более глубинных месторождений.

Как известно, в докембрийских метаморфических комплексах сосредоточена преобладающая как по разведанным запасам, так и по объему добычи часть всех минеральных богатств, кроме природного газа и нефти. Это — запасы и добыча железа, свинца, цинка, никеля, золота, мусковита, флогопита и многих других видов минерального сырья. И доля их в общей добыче будет быстро возрастать.

Таким образом, будущее обеспечение человечества металлическими и неметаллическими рудами связано главным образом с докембрийскими геологическими формациями. Этим чисто практическим интересом в значительной мере объясняется все возрастающее в последние годы внимание к изучению докембрия и его металлогении, к пониманию специфики рудообразования в докембрии. Чтобы с наибольшей эффективностью прогнозировать, искать и разведывать рудные богатства архея и протерозоя, нужны новые научные подходы к пониманию процессов породо- и рудообразования древнейших этапов развития планеты. Автору представляется, что главное на этом пути — изучение многократно повторявшихся процессов седиментогенеза и метаморфизма, в том числе и ультраметаморфизма пород. В конечном итоге именно эти процессы обусловили специфический «эндогенный облик» пород докембрийских формаций.

Следует отметить, что проблема металлогении докембрия весьма сложна и многопланова. Она охватывает такие вопросы, как сходство и различие процессов рудообразования в архее и в протерозое, проблема металлогении отдельных орогенических зон щитов и осадочных бассейнов, особенности металлогении зон вторичной активизации, наложенных на кристаллический фундамент.

Бесспорно, что металлогения фанерозоя значительно более проста хотя бы потому, что в фанерозойских сооружениях корни рудных районов зачастую доступны для непосредственных наблюдений. В этих регионах мы имеем возможность опираться на достаточно достоверную стратиграфию пород, несущих оруденение, и обсуждать природу исходного вещества.

В металлогении докембрия мы встречаемся с целым рядом пока еще трудноразрешимых проблем: фрагментарностью летописи геологических событий, происходивших в докембрии, отсутствием достаточно обоснованных региональных стратиграфических схем геологических событий, а главное неполнотой данных и соответственно ограниченными представлениями об исходном составе того вещества, в котором осуществлялись древнейшие геологические процессы.

Исследования Луны, а также Венеры и Марса, которые как бы находятся на догеологической стадии развития, дают некоторый материал для суждения об исходном земном веществе, тем не менее они пока еще мало влияют на решение обсуждаемых проблем. В самом деле, наиболее древние геологические формации Земли, бесспорно установленные для всех щитов мира, показывают, что и они уже были сформированы как древнейшие осадки, в разной степени измененные метаморфизмом.

Безусловно, космические исследования планет Солнечной системы много дают для понимания происхождения Земли, а также ранних этапов эволюции планет. В частности, сейчас уже неоспоримо доказано, что на Луне, Марсе и Венере имели место хотя

и своеобразные, но несомненно экзогенные процессы, и в первую очередь процессы механогенеза.

В настоящей статье рассмотрены наиболее общие вопросы металлогении докембрия с позиций представлений о том, что докембрийские комплексы, являясь в основном первично-осадочными или осадочно-вулканогенными (в общем слоистыми образованиями), неоднократно испытывали метаморфизм и переплавление. Достижения последних лет в комплексном изучении геологии докембрия позволяют именно с этих новых позиций подойти к проблеме металлогении докембрия.

Литологическое изучение метаморфизованных первично-осадочных и осадочно-вулканогенных пород, позволившее установить экзогенные дометаморфические этапы формирования докембрийских формаций, убедительно показывает, что геологические процессы, обусловившие формирование земной коры континентов, были принципиально едиными как в докембрии, так и в фанерозое [12, 13]. Этот новый методологический подход открывает возможности для изучения и реконструкции дометаморфических экзогенных этапов развития докембрия, что составляет основу той области наук о Земле, которую мы ранее назвали осадочной геологией докембрия [14—16]. Это направление в геологии докембрия предполагает изучение литологического состава осадочно-метаморфических пород, процессов выветривания, переноса и осадконакопления, а также реконструкцию палеофациальных и палеогеографических обстановок экзогенных этапов докембрия, предшествовавших метаморфическим и тектоно-магматическим эпохам.

Особое внимание уделяется изучению живого и органического вещества — одного из важнейших факторов экзогенного породо- и рудообразования в истории Земли [18—20, 22]. Исходя из этих принципов, познание седиментогенеза докембрия есть не изучение отдельных фрагментов былых осадочных пород, а широкий комплекс исследований экзогенеза, опирающийся на весь многолетний опыт исследований геологии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Поэтому методы актуализма, широко применяемые в геологии при изучении фанерозоя, распространяются на всю геологическую историю Земли.

Определения абсолютного возраста геологических формаций давно уже показали, что на докембрий приходится до $\frac{7}{8}$ всей геологической истории Земли. Поэтому понять эволюцию земной коры, а следовательно, процессы породо- и рудообразования можно только на прочной основе знания всей геологии земной коры, а не только геологии фанерозоя или докембрия. Несмотря на резкую границу между докембрием и постдокембрием, мы все более убеждаемся в общности процессов, проходивших в докембрии и фанерозое. Эта взаимосвязь особенно заметно проявляется в зонах тектонической активизации. Отсюда следует и второй вывод: познать процессы породо- и рудообразования в фанерозое можно более полно, опираясь и на данные изучения докембрия. Этим объясняется общепознавательный интерес к докембрию как к большей части геологической истории планеты.

По-видимому, все, вместе взятое, объясняет то, что проект «Металлогения докембрия», утвержденный на заседании рабочей группы в Австралии во время XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. и выполняемый в рамках Международной программы геологической корреляции (МППГК) ЮНЕСКО, получает все большее признание. Ныне в нем участвует более двух десятков стран.

Несмотря на то что вопросам генезиса докембрийских железорудных месторождений, золото-ураноносных конгломератов, метаморфизованных медистых песчаников, стратиформных полиметаллических месторождений, редкометалльных карбонатитов и других подобных месторождений посвящена достаточно обширная литература, условия формирования многих из них по-прежнему остаются остродискуссионными. В ряде работ последних лет [4, 9, 10] обобщен огромный фактический материал по геологии и металлогении щитов и платформ, рассмотрены многие конкретные вопросы образования метаморфических комплексов, их метаморфизм и рудообразование.

В современном понимании металлогения докембрия охватывает широкий круг проблем, связанных с установлением приуроченности рудных месторождений не только к определенным геологическим формациям с учетом их литологии, палеогеографических условий, процессов экзогенеза, метаморфизма и тектоно-магматических проявлений, но и к определенным геохронологическим эпохам.

В последние годы в этих областях получены существенные результаты. Синтез имеющихся данных был первым шагом на пути сравнительного изучения докембрийских рудных месторождений и геологической среды их образования. С этой целью в Советском Союзе В. М. Моралевым под редакцией А. В. Сидоренко [7] составлена «Карта

рудности докембрия континентов» масштаба 1:15 000 000, публикация которой стала одним из этапов реализации проекта «Металлогения докембрия». В качестве геологической основы для этой карты была принята «Геологическая карта докембрия континентов» масштаба 1:15 000 000, опубликованная в СССР [4], а основным источником информации для выделения рудоносных площадей — «Карта полезных ископаемых континентов мира» масштаба 1:15 000 000 [6]. Есть все основания надеяться, что увеличение объема наших знаний о геологической среде рудных месторождений и временных взаимоотношениях рудной минерализации с вмещающими докембрийскими породами может быть полезным при поисках рудных месторождений, имеющих экономическую ценность.

Следует отметить, что в геологической науке и практике ныне господствует представление о том, что преобладающая часть рудных месторождений докембрия есть результат эндогенных процессов, и формирование их объясняется как последовательное выделение тех или иных рудных компонентов по мере остывания магматического очага и перехода к постмагматическим процессам. Так, обычно во многих учебниках рисуется некое гипотетическое «филогенетическое дерево» последовательности выделения рудных элементов из водных растворов и расплавов по мере уменьшения температуры и снижения давления. Эти представления стали настолько распространенными и общепринятыми, что воспринимаются как аксиома. Нельзя отрицать возможность подобной рудной дифференциации как одного из частных случаев для отдельных магматических очагов, однако в целом металлогения докембрия нам представляется в более сложном виде.

В самом деле, если исходить из твердо установленных фактов, что породообразование есть та геологическая основа, на которой формируется месторождение полезного ископаемого, то мы должны считаться с тем, чем сложен докембрий и что создает рудные концентрации. Как бесспорно доказано многолетними исследованиями, докембрий представлен сложнопостроенными геологическими комплексами осадочного генезиса с участием органического вещества и продуктов вулканизма, неоднократно подвергавшимся тектоно-магматическому воздействию.

Ранее нами было доказано [12], что породы экзогенного и осадочно-вулканогенного происхождения составляют главную (от 60 до 80% объема) массу горных пород докембрия, слагающих докембрийские щиты и платформы. Эти подсчеты достаточно достоверны благодаря использованию разработанных методов перевода различных метаморфических пород в их осадочные и осадочно-вулканогенные эквиваленты, что позволяет восстанавливать процессы осадконакопления, расшифровывать фациальные, формационные и палеогеографические обстановки древнейшего седиментогенеза.

Реконструкция докембрийского седиментогенеза показала, что уже с раннего докембрия формировались все известные типы осадочных пород. Достаточно обширный фактический материал, полученный большим коллективом исследователей [11], убедительно доказывает, что в докембрии были широко распространены терригенные (конгломераты, кварциты, песчаники), осадочно-вулканогенные, карбонатные, хемогенные и органогенные породы. Не вызывает сомнения, что формирование осадочных пород в докембрии происходило при активном участии живого и биогенного органического вещества и сопровождалось той или иной концентрацией рудных элементов.

Таким образом, есть все основания считать, что *первым этапом докембрийской металлогении было образование месторождений полезных ископаемых экзогенного генезиса, которые имели свою рудогенетическую специализацию, соответствующую геохимической специализации древнего седиментационного бассейна.*

В связи с изложенным возникает вопрос, правомерно ли связывать особенности металлогении докембрия главным образом с привнесом рудных компонентов из подкоровых и мантийных глубин, тогда как вполне очевидно определяющее значение процессов мощного и продолжительного докембрийского экзогенного и биогенного породо- и рудообразования в докембрийские эпохи.

Однако мы не исключаем и не умаляем роли магматических процессов и влияния мантийного вещества на рудообразование. Влияние мантии на металлогению докембрийских щитов и платформ представляет особый интерес, требующий для своего решения постановки специальных исследований.

В этой статье мы хотим обратить внимание на экзогенное рудообразование и сочетание седиментации и метаморфизма как ведущих процессов металлогении докембрия.

Месторождение любого полезного ископаемого представляет собой, как известно, концентрацию определенных химических элементов или минералов до экономически рентабельных содержаний, которые возникают только путем дифференциации вещества

в наиболее благоприятных геологических условиях, чаще всего на так называемых геохимических барьерах.

Экзогенезу, особенно с учетом живого и биогенного органического вещества, как раз свойствен широкий спектр различных геохимических барьеров, что создает наибольшую контрастность в распределении химических элементов, сопровождаемую нередко благодаря глубокой дифференциации вещества изотопным фракционированием. Это — главная предпосылка для формирования месторождений целого ряда полезных ископаемых уже на стадии осадкообразования, т. е. еще в дометаморфический период. Здесь важно подчеркнуть, что лишь одному экзогенезу свойственны столь большие масштабы и глубина дифференциации вещества.

Процессы экзо- и биогенеза в докембрии еще на дометаморфической стадии дают целую серию месторождений полезных ископаемых. Это и месторождения, характерные для кор выветривания как *in situ*, так и переотложенные (различные россыпи), это и стратиформные залежи различных металлов, и целая гамма хемогенных отложений и биолитов.

Опираясь на знание литологии докембрия, мы можем утверждать, что в докембрии уже формировались практически все известные для фанерозой месторождения экзогенного типа, хотя количественные соотношения между различными генетическими типами экзогенных месторождений с течением геологического времени могли меняться (этот вопрос требует специального рассмотрения). Исходя из принципиального единства процессов в докембрии и фанерозое, мы можем более уверенно решать многие проблемы металлогении докембрия на том основании, что первый экзогенный этап рудообразования, генетически связанного с геохимической специализацией отдельных седиментационных бассейнов, и определяет в конечном итоге металлогению отдельных крупных зон щитов.

Таким образом, достижения осадочной геологии докембрия дают основание считать, что металлогения докембрийских щитов определяется в первую очередь процессами осадкообразования, т. е. процессами глубокой осадочной дифференциации вещества в термодинамических условиях земной поверхности и влиянием живого и биогенного органического вещества на всем протяжении геологической истории, исчисляющейся 3,5—4 млрд. лет. Возникновение металлогенических провинций, вероятнее всего, связано с древними бассейнами осадконакопления, их литолого- и гидрофациальными условиями, с действием биологического фактора и т. д.

Экзогенное породо- и рудообразование в ряде геологических структур осложнялось вулканическими процессами, привнесшими в осадочные толщи определенный набор рудных компонентов; в этом случае, по-видимому, следует выделять дополнительный тип металлогении — экзогенно-вулканогенный.

На осадочные и осадочно-вулканогенные породы неоднократно накладывался метаморфизм разных фаций глубинности и разных типов, который в докембрийской металлогении играет роль не менее значительную, чем седиментогенез. Здесь начинается *второй, весьма важный этап докембрийской металлогении — метаморфический*.

В зависимости от термодинамических условий регионального метаморфизма и тектонического режима осадочные и осадочно-вулканогенные породы в различной степени преобразовывались и испытывали дифференциацию вещества. При этом выделялось огромное количество газово-жидких флюидов, приводивших к дальнейшему ультраметаморфизму, плавлению и магматизму. Эти процессы еще более усиливали дифференциацию и концентрацию рудных компонентов, способствовали формированию месторождений нового типа, устойчивых при высоких температурах и давлениях.

При этом следует особо подчеркнуть, что в течение всей докембрийской истории процессы экзогенеза и метаморфизма неоднократно чередовались. Первично-осадочные породы преобразовывались в метаморфические и даже магматические (вспомним крылатую фразу В. И. Вернадского [3]: «Граниты — бывшие биосферы»), а последние, в свою очередь, подвергались выветриванию, переносу продуктов разрушения, седиментации и вновь метаморфизму.

Между тектоно-магматическими фазами, подчас коренным образом менявшими исходный состав пород, происходило длительное экзогенное развитие щитов, сопровождавшееся всеми присущими экзогенезу процессами: выветриванием, переходом горных пород из высокотемпературных в низкотемпературные (с набором минералов, свойственных зоне гипергенеза), широким проявлением осадочной дифференциации вещества по химическому и изотопному составу, структуре и степени перемещения от области денудации к области аккумуляции. Продолжительность этого экзогенного этапа разви-

тия от выхода исходной породы в зону гипергенеза до следующего этапа метаморфического развития составляла десятки и сотни миллионов лет.

Таким образом, гипергенез составлял по продолжительности значительную часть докембрийского этапа развития земной коры. Поэтому вполне естественно, что среди докембрийских первично-осадочных пород можно встретить все типы осадков разной степени выветрелости и «зрелости». Этапы метаморфизма также были весьма продолжительны и отличались разной степенью активности, что, в свою очередь, способствовало широкому развитию метаморфизованных, метаморфогенных и магматогенных типов месторождений полезных ископаемых. При этом происходило многократное, циклическое и все усложняющееся преобразование всего комплекса докембрийских осадочных метаморфических и магматических пород. Например, для Балтийского и Украинского щитов выделяется не менее четырех-пяти фаз метаморфических преобразований, связанных с тектоно-магматическими фазами. Эта цикличность была не просто повторением, так как процессы последующего метаморфизма накладывались и на ранее метаморфизованные породы, и на осадочные породы — продукты повторного экзогенеза ранее сформированных кристаллических пород.

Изучение взаимосвязи осадкообразования и связанного с ним экзогенного рудогенеза с последующим региональным метаморфизмом всех степеней необходимо для понимания осадочного и метаморфического рудообразования, формирования гидротермальных растворов, метасоматоза.

Нам представляется, что значение регионального метаморфизма осадочных и осадочно-вулканогенных пород в формировании земной коры и ее металлогении еще не оценено в полной мере.

Два важнейших процесса: экзогенез с его осадкообразованием и глубокой осадочной дифференциацией и концентрацией элементов и региональный метаморфизм с разделением вещества по степени подвижности при высоких температурах и давлениях (метаморфогенной дифференциацией) определяют принципиальные особенности металлогении докембрия.

Региональный метаморфизм терригенных, хемогенных и биогенных пород докембрия дает огромное количество различных флюидов, в разной степени способных к выщелачиванию, переносу и отложению рудных компонентов. Ранее нами были показаны масштабы неоднократного выделения углекислоты при метаморфизме глинисто-карбонатных пород. Метаморфизм осадков, обогащенных органическим веществом, дал мощные газовые потоки углеводородов — метана, этана, пропана и других газообразных гомологов нефтяного ряда [18, 19]. Эти процессы нами были названы углекислым и углеводородным дыханием земной коры. Грандиозные масштабы выделения из осадочно-метаморфических толщ воды, углекислоты, углеводородов определяют перераспределение химических элементов, метасоматическое замещение и гидротермальный перенос их в вышележащие толщи. Это *третий этап металлогении докембрия — образование метаморфогенных месторождений*. Они формируются за счет взаимодействия рудоносных флюидов с вмещающими породами, а также образуют самостоятельные отложения из растворов и ультраметаморфических выплавок. С этим этапом, по-видимому, связаны более поздние проявления магматизма и рудообразования, в том числе и в чехле древних платформ. В последнем случае рудообразование происходило уже в результате тектоно-магматических движений фанерозойского времени.

Многие из легкоподвижных компонентов первично-осадочных толщ при повышении температуры и давления испытывали миграцию и при благоприятных условиях давали новые рудные концентрации: обогащение золотом определенных зон черносланцевых формаций, перераспределение и накопление рудных тел среди стратиформных первично-осадочных пород, образование пегматитовых жил, в том числе и литиево-бериллиевых, за счет вмещающих галогенных пород, сформировавшихся в условиях повышенных концентраций редких щелочных элементов.

Общезвестно, что на докембрийских щитах в фанерозое в результате вторичной активизации интенсивно проявлялась разломная тектоника, приводившая к основному вулканизму, как это было в третичное и четвертичное время в Чешском и Ахагарском (Сахара) срединных массивах, а также к развитию зон метасоматоза преимущественно в краевых частях массивов.

В настоящее время в породах докембрийских щитов продолжают геологические и геохимические процессы. Так, широко известно, что всюду, где развиты зоны разломов, идет интенсивное выделение из докембрийских осадочно-метаморфических толщ, обогащенных углеродом, газовых потоков, представленных метаном и его гомологами,

а также азотом и водородом. Ныне это явление настолько широко проявляется во многих регионах (Балтийский и Украинский кристаллические щиты, а также другие регионы Русской платформы, Забайкальская складчатая зона), что можно уверенно говорить о глобальном развитии газового дыхания докембрия и рассматривать углеродсодержащие толщи докембрия как один из возможных источников выделения углеводов в вышележащие породы.

Глубокое бурение скважин в кристаллическом фундаменте также подтверждает, что это явление не случайное. Например, на Кольском полуострове при бурении сверхглубокой скважины, достигшей уже 10 600 м, на глубинах свыше 6000 м в порах и пустотах метаосадочных и метавулканических пород обнаружены высокотемпературные и высокощелочно-хлоридные воды, обогащенные тяжелыми металлами (Pb, Zn, Ni, Cu) и растворенными газами (CO₂, метан, этан, пропан) [21, 22]. Аналогичные данные получены и по скважинам, пробуренным в кристаллическом фундаменте Русской платформы в Татарии. Даже более мелкими скважинами, углубившимися в кристаллический фундамент всего на несколько сот метров (скважина в г. Мончегорске), устанавливается циркуляция минерализованных вод.

Для более глубокого понимания процессов рудообразования в докембрии многое можно получить, применяя изотопные методы. Например, комплексное изучение изотопов кислорода и углерода щелочных метасоматитов зон региональных разломов на докембрийских щитах и связанного с ними оруденения [2] позволило установить следующее.

Во-первых, генетическую связь натрово-углекислых растворов, вызывавших региональный щелочной метасоматоз и рудную (урановую) минерализацию, с изотопно-легкими поверхностными водами; этот вывод хорошо согласуется с известными геолого-геохимическими данными об отсутствии связи региональных щелочных метасоматитов с магматизмом [8].

Во-вторых, идентичность характера эволюции изотопного состава кислорода как метаморфических пород при процессах гранитизации и щелочного метасоматоза, так и гранито-гнейсовых пород при процессах щелочного метасоматоза. Этот весьма важный для петрологии факт позволил сделать вывод о том, что щелочные метасоматиты зон региональных разломов — закономерное звено системы «осадки—метаморфизм—граниты», эволюция которой происходит с участием изотопно-единого водного флюида (каким является Мировой океан — основной планетарный резервуар земной воды) и приводит в конечном итоге к формированию метаморфической оболочки Земли [17].

В последние годы в СССР и за рубежом получены данные по изотопии серы и углерода метаморфизованных стратиформных колчеданных месторождений докембрия, которые убедительно показали, что в процессе метаморфизма сохраняется общий характер первоначального (дометаморфического) распределения изотопов серы и углерода в пределах месторождения, вследствие чего изотопию серы и углерода можно использовать для установления генезиса стратиформных месторождений докембрия. Так, например, изотопный состав серы сульфидных руд стратиформного медноколчеданного месторождения Шеймрок (Зимбабве), залегающего в графитовых докембрийских сланцах серии Ломагунди, регионально метаморфизованных до амфиболитовой стадии, отражает первично-седиментационную обстановку сингенетического образования сульфидных руд в процессе бактериальной редукции морских сульфатов в первичных осадках [24].

По изотопии серы и углерода, отражающих в первую очередь условия последующего метаморфизма стратиформных месторождений, можно восстанавливать историю формирования каждого месторождения, что имеет большое значение для успешного направления поисковых и разведочных работ. Комплексное изучение изотопов (O¹⁸/O¹⁶, C¹³/C¹², D/H) месторождения Дактаун (штат Теннесси, США) — одного из крупнейших в мире стратиформных месторождений в метаосадочных породах докембрия, проведенное недавно [23], показало, что ведущим агентом метаморфических преобразований были метеорные воды, которые в процессе длительной циркуляции пришли к изотопному равновесию с метаосадками и превратились в итоге в метаморфогенные растворы.

Таким образом, изотопные исследования — надежное средство диагностики геологических процессов — указывают на осадочно-метаморфогенную природу металлогении докембрия.

Успех подобных исследований во многом зависит от степени кооперации и координации научно-исследовательских работ, проводимых различными изотопными лабораториями по проблеме металлогении докембрия. В связи с этим, по-видимому, целесообразно создать в национальных группах проекта «Металлогения докембрия» МПГК тематиче-

ские рабочие подгруппы по стабильным изотопам для изучения генезиса рудных месторождений.

Мы рассмотрели только экзогенные процессы, региональный метаморфизм и порождаемые этим метаморфизмом флюиды, вызывающие гидротермальное и метасоматическое рудообразование.

Не менее важны для докембрийского рудообразования процессы ультраметаморфизма, приводящие к переплавлению исходных осадочных и осадочно-вулканогенных пород разного литологического состава, что обуславливает все разнообразие магматических пород [1]. В этом случае ведущими являются процессы формирования месторождений, связанные с магматизмом, достаточно полно изученные для магматического и постмагматического рудообразования, теория которого хорошо разработана для магматической металлогении фанерозоя. По-видимому, дальнейшее изучение магматической металлогении докембрия должно основываться на сравнительном анализе более молодого магматизма.

Итак, металлогения докембрия определяется сочетанием нескольких основных природных процессов.

1. Осадочные и биологические процессы, приводящие к глубокой дифференциации вещества и, как следствие, к экзогенно-биогенному породо- и рудообразованию, нередко осложненному привнесом продуктов вулканической деятельности (в данном случае образуются осадочные и осадочно-вулканогенные месторождения).

2. Метаморфизм осадочных, вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, сопровождающийся как метаморфической дифференциацией, так и развитием гидротермальных и метасоматических процессов (в данном случае образуются метаморфизованные или метаморфогенные месторождения).

3. Ультраметаморфизм и переплавление исходных пород с соответствующей магматической дифференциацией и формированием магматогенных месторождений.

Следует еще раз подчеркнуть, что мы не отрицаем рудообразования, связанного с внедрением подкорового вещества, особенно ультраосновных пород, но они представляются подчиненными грандиозным глобальным процессам седиментогенеза и последующего регионального метаморфизма в континентальном секторе земной коры.

За 3,5—4 млрд. лет геологической истории докембрия происходило неоднократное чередование этапов осадконакопления регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и переплавления, в результате чего взаимосвязанные процессы экзо- и эндогенеза обусловили эволюцию химического состава пород и в конечном счете сформировали осадочно-метаморфическую (гранитную или сиалическую) земную кору.

Разработанные в последние годы геологические, минералого-петрографические, геохимические, в том числе и изотопные (изотопия кислорода, углерода, водорода и серы), методы диагностики геологических процессов применительно к докембрию показывают широкое участие в древних геохимических циклах элементов, прошедших через атмосферу, гидросферу и экзогенные процессы в литосфере. Это указывает на то, что формирование литосферы, так же как и докембрийское рудообразование, может быть объяснено неоднократным и различным сочетанием экзобиогенных, метаморфических и магматических процессов, происходивших в самой земной коре. Роль, масштабы и влияние мантийного вещества на процессы докембрийского породо- и рудообразования должны быть рассмотрены особо, но вряд ли они были преобладающими, особенно в континентальном блоке земной коры.

Необходимо обратить внимание на отсутствие в срединно-океанических хребтах рудных месторождений и на сосредоточение их в континентальной коре, в том числе в ее окраинных зонах. Это, вероятно, объясняется тем, что сиалическая земная кора представляет продукт длительного проявления процессов экзобиогенеза, метаморфизма, ультраметаморфизма и сопровождающего его магматизма. Они-то и обусловили все то многообразие рудных месторождений, которое характерно для континентальной земной коры. Отсюда следует необходимость постановки работ по изучению металлогении и геохимии рудных компонентов срединно-океанических хребтов.

Таким образом, при решении основных вопросов металлогении докембрия главное внимание нужно сосредоточить на изучении экзобиогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования в сиалической оболочке земной коры, опираясь на уже оправдавший себя принцип единства эволюционирующих геологических процессов от архея до кайнозоя.

ABSTRACT

METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN WITH IMPLICATION TO EXOGENOUS AND METAMORPHIC PROCESSES

A. V. SIDORENKO

Precambrian complexes are mainly primary sedimentary or volcanogenous-sedimentary formations generally stratified which suffered repeated metamorphism and remelting. There are three main evolutionary stages of the Precambrian metallogeny: 1) the formation of the exogenous mineral deposits; 2) the metamorphic stage superimposed on sedimentary ores; 3) the generation of metamorphogenous deposits, accompanied with the extraction of water, carbon dioxide and hydrocarbonnes from sedimentary metamorphic formations.

To solve the fundamental problems of metallogeny of the Precambrian the centre of attention should be placed on the study of exo—biogenous and metamorphogenous litho- and ore-genesis in the sialic shell of the Earth's crust.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. — Геохимия, 1962, № 4, с. 296—300.
2. Борщевский Ю. А., Шавлов В. М., Устинов В. И. и др. Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия. — Сов. геология, 1976, № 5, с. 95—102.
3. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. — Изв. АН СССР, 1965. 373 с.
4. Геологическая карта докембрия континентов. М-б 1: 15 000 000/ Гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1975.
5. Геология и металлогения щитов и древних платформ СССР/ Под ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М.: Недра, 1976. 289 с.
6. Карта полезных ископаемых континентов мира. М-б 1: 15 000 000/ Гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1975.
7. Карта рудоносности докембрия континентов. М-б 1: 15 000 000/ Гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1979.
8. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 350 с.
9. Метаморфические комплексы Азии/ Под ред. В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
10. Метаморфическое рудообразование/ Под ред. Я. Н. Белевцева. М.: Наука, 1977. 278 с.
11. Проблемы осадочной геологии докембрия/ Под ред. А. В. Сидоренко. М.: Наука, 1979. Вып. 5. 264 с.
12. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
13. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
14. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 4—7.
15. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: 1975а, с. 5—15.
16. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. — Сов. геология, 1975б, № 2, с. 5—15.
17. Сидоренко А. В. Проблемы металлогении докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 113—126.
18. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 466—469.
19. Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гиммельфарб Г. Б. Метаморфизм осадочных пород и «углекислое дыхание» земной коры. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
20. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.
21. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 3—20.
22. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с.
23. Addy S. K., Yrpa P. J. Origin of massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee: an oxygen, carbon and hydrogen isotope study. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, № 7, p. 1245—1268.
24. Thole R. N., Robinson B. W. Isotopic evidence on the origin of the Shamrocke copper mine, Rodesia. — Min. Deposita, 1976, vol. II, N 3, p. 298—310.

Р. ДЖ. ШЕНК

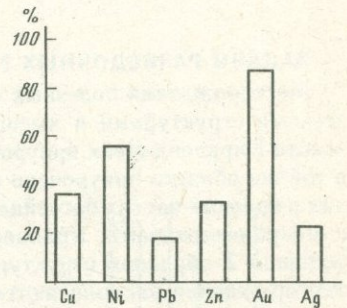
РАЗРАБОТКА И ЭКОНОМИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Области развития докембрийских образований служат источником многих металлов, которые добываются в настоящее время из месторождений, разбросанных по всей планете. Основное внимание в статье уделяется трем аспектам: 1) роли минеральных месторождений докембрия в мировых запасах и добыче полезных ископаемых; 2) стоимости горных разработок в докембрийских образованиях; 3) практическим и техническим вопросам, определяющим развитие горнодобывающей промышленности. Рассматриваются только шесть¹ основных докембрийских щитов: Африканский, Австралийский, Канадский, Индийский, Балтийский (Скандинавский) и Южно-Американский. Для каждого региона учтены только те месторождения, которые разрабатывались в 1974 г., так как на этот год автор имел наиболее полные статистические данные. Поскольку статистические данные по всем видам полезных ископаемых недоступны, то обсуждение ограничивается цветными металлами — медью, никелем, свинцом и цинком, а из благородных — золотом и серебром.

ДОБЫЧА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Добыча цветных и благородных металлов на месторождениях, связанных с породами докембрийских щитов, отображена на рис. 1 и в табл. 1. Контуры докембрийских щитов взяты с «Геологической карты докембрия континентов мира», опубликованной в 1975 г. под редакцией академика А. В. Сидоренко. Из-за неполноты статистических данных и

Рис. 1. Добыча металлов из докембрийских месторождений относительно общей их добычи в мире



вследствие того, что некоторые небольшие участки выходов докембрийских пород, например в Канаде и в некоторых районах США, не учитывались, приводимые цифры несколько занижены. Тем не менее, исходя из этих статистических данных, можно сделать два интересных вывода.

1. Для всех районов характерно широкое колебание доли добычи металлов из месторождений, связанных с докембрийскими породами. Например, в Канаде всего 3% свинца добывается из месторождений докембрийского возраста, тогда как добыча никеля составляет 100% (рис. 2, а). В Африке в пределах докембрийских щитов извлекается серебра 42% общей добычи, а золота — 99% (рис. 2, б).

2. Некоторые районы разведаны лучше других и в результате дают больше металлов. Примерами могут служить такие щиты, как Австралийский, Канадский и Балтийский, а также южная часть Африканского. Несмотря на то что некоторые районы Индийского, Южно-Американского и северной части Африканского щитов обеспечены запасами на многие годы и даже столетия, все же они, вероятно, должны служить объектом для проведения детальных геологоразведочных работ, которые могут привести к крупным открытиям (рис. 2, в—е).

Кроме того, обширные пространства Австралийского и Канадского щитов также требуют постановки детальных разведочных работ, которыми пока охвачены только их окраины.

¹ Социалистические страны исключены из рассмотрения.

Таблица 1. Добыча металлов

Металл	Канада			Австралия		
	Щит	Общая	Добыча в пределах щита от общей добычи, %	Щит	Общая	Добыча в пределах щита от общей добычи, %
Медь, тыс. т	450,2	842,4	53	199,1	251,3	79
Никель, тыс. т.	271,8	271,8	100	34,3	46	75
Свинец, тыс. т.	10,1	314,1	3	340,5	377,3	90
Цинк, тыс. т.	279,9	1237,4	55	345	453,5	76
Золото, т	48,7	52,8	92	16,2	16,2	100
Серебро, т	857,7	1361,2	63	528,7	670	79

Таблица 1 (окончание)

Металл	Индия		
	Щит	Общая	Добыча в пределах щита от общей добычи, %
Медь, тыс. т	20,1	20,1	100
Никель, тыс. т.	—	—	—
Свинец, тыс. т.	4	8,9	45
Цинк, тыс. т.	16,6	17,4	95
Золото, т	3,1	3,1	100
Серебро, т	4,6	4,6	100

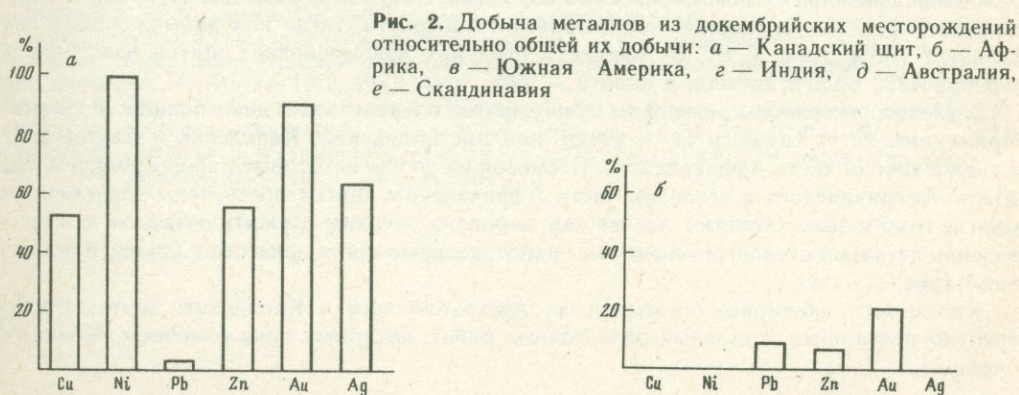
* Исключая докембрийские щиты в районах Восточной Европы, Китая и Сибири.

** Исключая социалистические страны.

ЗАДАЧИ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Месторождения полезных ископаемых докембрия связаны с определенными геологическими структурами и вмещающими породами. Например, в Канаде месторождение золота Киркленд-Лейк приурочено к разлому Валь-д'Ор, медно-цинковое месторождение в той же области приурочено к контакту риолитов и андезитов. Никелевые месторождения в краевых частях бассейна Седбери располагаются вблизи контакта между норитами и микропегматитами. Урановые месторождения района Элиот-Лейк локализируются на большом Z-образном структурном изгибе кварцево-галечных конгломератов; никелевые месторождения располагаются в пределах пояса Томпсон; урановые месторождения — в зоне выклинивания песчаников формации Атабаска; наконец, железорудные месторождения — в Лабрадорском трого. В других странах к осадочным отложениям приурочены месторождение золота Ранд, медный пояс в Заире и Замбии, медный пояс Сингбхум в Индии, различные пояса минерализации в Скандинавии. Можно привести еще целый ряд подобных примеров.

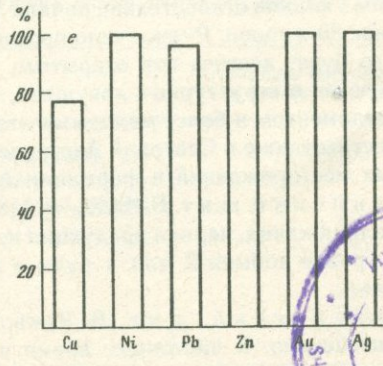
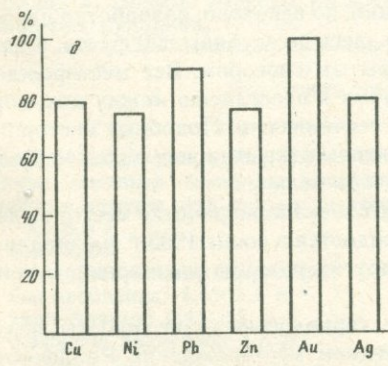
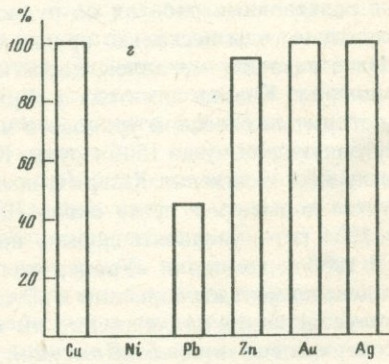
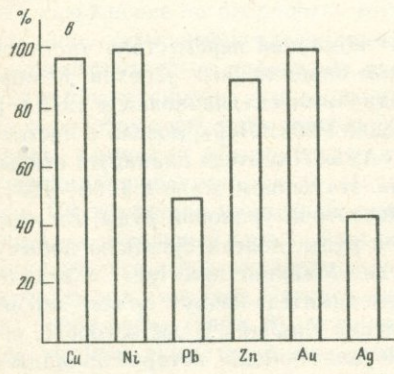
Проблема, стоящая перед геологами, заключается в том, чтобы установить геологические структуры и определить факторы, которые, по всей видимости, контролируют формирование экономически выгодных для разработок месторождений, приуроченных



Африка			Скандинавия		
Щиты	Общая	Добыча в пределах щитов от общей добычи, %	Щит	Общая	Добыча в пределах щита от общей добычи, %
1479	1520,6	97	77,2	100	77
35,6	35,6	100	6	6	100
87,2	178,9	49	74,2	77,3	96
248,6	278,5	89	168,2	189,6	89
796,1	798,5	99	2,1	2,1	100
141,5	338,6	47	166,5	166,5	100

Южная Америка			Мировая добыча		
Щиты	Общая	Добыча в пределах щитов от общей добычи, %	Щиты *	Общая **	Добыча в пределах щитов от общей добычи, %
4	1126,7	1	2229,6	6256,6	36
—	2,6	—	347,7	618,4	56
25,1	274,8	9	466,9	2575,7	18
35	505,1	—	1492,3	4505,8	33
5,6	26,3	21	871,8	999,1	87
7,8	1576,2	1	1706,8	7358,9	23

3930



к перечисленным структурам. Следующий этап заключается в проверке теоретической концепции о зависимости между рудными месторождениями и геологическими структурами, которая выделяется при разведке и открытии новых месторождений. В горной промышленности есть поговорка, что самое лучшее место для изысканий — это место вокруг старого старательского лагеря. Эта поговорка подтвердилась несколько лет назад открытием гигантского цинково-медно-серебряного месторождения Кидд-Крик на окраине пос. Поркьюпайн в Онтарио, в непосредственной близости от рудника, который считался выработанным. Техасская компания «Галф Сулфур», открывшая месторождение, провела на площади различные аэрогеофизические съемки и выявила множество аномалий. Разбуривание 40—50 аномалий и детальные горные работы привели к открытию рудного тела Кидд-Крик.

Администрация штата Онтарио и правительство Канады проводят полное и детальное повторное изучение старого золотоносного месторождения Киркленд-Лейк. После первой мировой войны в этом районе велась постоянная добыча золота, но в последние годы в связи с истощением запасов руд на месторождении добыча производилась только на двух рудниках. Правительство предполагает, что повторные исследования на этой территории, где имеются подземные горные выработки до глубины 2700 м от поверхности, вновь вызовут интерес канадских горнодобывающих компаний и приведут к открытию новых месторождений.

Следует отметить, что при планировании разведочных работ должна быть проведена переоценка потенциальных возможностей старых горнодобывающих районов в целях открытия новых месторождений. Как наука, так и практика разведки полезных ископаемых изменяются так быстро, что переоценка таких площадей оправдана и может принести большую пользу. В развитие этой точки зрения следует добавить, что в старых горнодобывающих районах большая часть инфраструктуры (транспорт, городские поселки, общественный и государственный аппарат, энергия) уже существует: а кроме того, здесь имеется квалифицированная рабочая сила.

РАЗРАБОТКА НЕДР В НАСТОЯЩЕМ И БУДУЩЕМ

К а н а д с к и й ш и т. За последние годы заметно повысился интерес к месторождениям энергетического сырья. Соответственно с этим разведочные работы в значительной мере стали ориентироваться на месторождения угля, нефти, битуминозных песков и расщепляющихся радиоактивных элементов. Одновременно наблюдался определенный застой в разведочных работах на рудное сырье.

В последние годы несколько крупных нефтяных компаний переместили часть своих капиталов в разведку металлов, достигнув при этом определенных успехов. Компании «Галф минералз Канада лимитед» и «Уранер Канада Лимитед», начавшие в 1975 г. разработку открытым способом уранового месторождения Рэбит-Лейк, довели в настоящее время суточную добычу до 1500 т руды. Компания «Амок Лимитед» планирует открытую разработку месторождения Клаф-Лейк в два этапа. На первом этапе в 1980—1981 гг., планируется добывать в сутки около 100 т высокосортной урановой руды, на втором, в 1983—1984 гг., — увеличить добычу низкосортной руды, доведя суточную добычу до 1360 т. В 1983 г. компании «Уранер эксплорейшн энд Майнинг лимитед», «Саскачеван майнинг девелопмент корпорейшн» и «Элдор ресорсес лимитед» начнут, по всей вероятности, эксплуатацию принадлежащего им месторождения Ки-Лейк, руды которого, кроме урана, содержат еще и никель. Компания «Эссо минералз Канада», которой принадлежит крупное месторождение высокосортных урановых руд в районе Мидуэст-Лейк, не сообщила своих планов относительно начала эксплуатации, но вероятно, разработка начнется в середине 80-х годов. Рудное тело прослеживается здесь до глубины 600 футов, и разработка его будет вестись как открытым, так и закрытым способом. Все месторождения локализуются в структурных ловушках, приуроченных к несогласию между докембрийским фундаментом и более молодыми атабасскими песчаниками. Подобные месторождения известны также в Северной Австралии. Перспективы открытия новых, более богатых урановых месторождений в формации Атабаска очень велики.

И н д и й с к и й ш и т. В Индии продолжается подготовка к разработке месторождения меди Маланджанд, первая продукция которого ожидается в конце 1983 г. на запланированном уровне добычи 2 млн. т руды в год. Два других рудника расширяют свое производство.

А ф р и к а н с к и й ш и т. В Южной Африке горнодобывающие работы ведутся очень интенсивно. В настоящее время на золоторудном месторождении Рандфонтейн-

Эстейтс осуществляется проходка шахты «Коок 3». На участке Валь-Рифс начата пробивка основного ствола шахты к рудному телу золото-урачового месторождения.

Южно-Американский шт. В Бразилии будет затрачено 783 млн. долларов на постройку комплекса «Кариба» по добыче и выплавке меди. Добыча руды, которую планируют начать в конце 1979 г., будет производиться как открытым способом, так и посредством подземных выработок. Запасы руды со средним содержанием меди 1,09% оцениваются в 135 млн. т. При эксплуатации будет добываться в год 60 000 т медного концентрата, хотя запланированная мощность медеплавильного завода составляет 100 000 т рафинированной меди в год. Эксплуатационные расходы на руднике Педра-Верде (севернее Байи), который должен выдать продукцию в 1982 г., оцениваются в 42 млн. долларов. Около 60 млн. долларов будет затрачено на восстановление старого рудника Камакуа в Рио-Гранде диль Сул, который к концу 1979 г. вновь начнет эксплуатироваться. В породах докембрийского фундамента добыча будет вестись с помощью подземных выработок, а кора выветривания будет разрабатываться открытым способом. Годовая добыча здесь составит 12 000 т медного концентрата.

ЗАТРАТЫ НА ОСВОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Каждое горнодобывающее предприятие специфично в отношении географического положения, наличия инфраструктуры, близости к металлургическим заводам, размеров рудного тела, геологических условий. Однако данные по расходам, связанным с подготовкой к эксплуатации некоторых известных докембрийских месторождений, могут быть полезны при проектировании освоения новых месторождений. В Канаде несколько лет назад считалось, что затраты компании «Амок» по подготовке к переработке урановых руд в Северном Саскачеване составят 133 млн. долларов; в настоящее время предполагается, что эта цифра достигнет 200 млн. долларов.

Компания по разработке ураново-никелевого месторождения Ки-Лейк оценивает свои расходы в 200—300 млн. долларов при условии, что оно будет подготовлено к эксплуатации в 1983—1984 гг. Компания «Эссо Минералз» неофициально определяет свои затраты на постройку уранового горноперерабатывающего завода в 250—300 млн. долларов, если пуск завода произойдет в 1984—1985 гг. Колебания в оценках расходов частично связаны с изменением требований к охране окружающей среды. Чтобы получить разрешение на разработку месторождений, горнорудные компании должны проводить дополнительные исследования по охране окружающей среды, и только после этого можно окончательно определить величину затрат. Эксплуатационные затраты увеличиваются также и потому, что новые месторождения располагаются, как правило, в местах, где инфраструктура, включая дороги, жилые дома и энергоснабжение, в основном отсутствует. Компания «Галф минералз», разрабатывающая месторождение Рэбит-Лейк, разрешила проблему быта, перевоза рабочих на самолетах по недельной челночной системе. Служащие по найму работают семь 12-часовых смен в неделю, а затем улетают домой на недельный отдых. Этот метод настолько оправдал себя, что предполагается применить его и при работах на других месторождениях, которые начнут скоро разрабатываться в Северном Саскачеване. Для примера ниже приводится стоимость некоторых видов работ (табл. 2), связанных с разработкой месторождений подземным способом, которые существуют в канадской горнодобывающей промышленности.

Таблица 2. Прямые расходы на освоение некоторых видов работ на примере одного из канадских рудников, 1978 г.

Вид горных работ	Стоимость погонного метра в канадских долларах
Проходка шахт диаметром 7,9, с бетонным креплением, включая шахтный копер и конвейеры-транспортёры	11500
Проходка штолен или других выработок без укладки рельс:	
4×5,5 м	410
3,4×4,2 м	330
Проходка восстающих выработок:	
без крепления: 1,5×2,1 м	210
типа Алимак: 2,1×2,7 м	390
скважина диаметром 1,8 м	525

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ РАЗВЕДКЕ И ОСВОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные задачи, которые возникают при создании отдельного рудника или горнодобывающей промышленности в целом, следующие:

- 1) обеспечение сырьем местной перерабатывающей промышленности;
- 2) получение валютной прибыли от внешнеторговых связей;
- 3) обеспечение занятости;
- 4) стимулирование развития района;
- 5) рациональное использование минеральных ресурсов.

Если горнодобывающее предприятие рассматривать только как источник сырья для местной перерабатывающей промышленности, то в этом случае издержки производства условной единицы металла еще не определяют рентабельность предприятия, так как они составляют лишь часть стоимости товаров перерабатывающей промышленности, производимых здесь же, подчас той же самой фирмой, которая осуществляет добычу. В этом случае себестоимость добычи может быть сравнительно высокой, так как рентабельность производства оценивается по конечному продукту перерабатывающей промышленности, например по автомобилям, вагонам, станкам.

Но когда продукция рудника служит предметом экспорта, добываемая продукция должна быть конкурентоспособной, а этого можно достичь только в том случае, если затраты находятся на одном уровне с затратами конкурирующих предприятий.

Наиболее рациональной в таком случае будет добыча руд из наиболее продуктивных участков мелких месторождений. Всякое новое горнодобывающее предприятие рассматривается правительством страны как средство стимуляции развития района, поскольку большая часть инфраструктуры (доки, железные дороги, энергоснабжение и т. д.) может быть использована в других целях.

Использование минеральных богатств должно обеспечивать экономную разработку месторождений. Добыча должна вестись с максимальной выгодой на наиболее продуктивных участках, но таким образом, чтобы в будущем можно было разрабатывать и менее ценные в настоящее время целики.

При разведке полезного ископаемого должны быть осуществлены:

- 1) определение объема и количества минерального сырья в рудном теле;
- 2) определение размеров отдельных рудных тел;
- 3) выявление элементов залегания рудоносных структур;
- 4) определение прочности и твердости руды и вмещающих пород при различных видах горнотехнических работ;
- 5) выявление характера тектонических нарушений;
- 6) определение теплового градиента и водонасыщенности;
- 7) выбор методов проведения горных работ и оценка эксплуатационных затрат.

Часть этой информации может быть получена только при проведении подземной разведки рудного тела. Иногда эта стадия упускается из виду и изученность основывается на данных, полученных при алмазном бурении с поверхности, и лишь в малой степени на данных подземных работ, если они вообще проводились. При подготовке к эксплуатации новых месторождений в докембрийских породах эта ошибка может стоить очень дорого. Для иллюстрации достаточно будет двух примеров, когда подземные разведочные работы не проводились совсем или объем их оказался недостаточным.

В 1950 г. в Канаде в районе Элиот-Лейк были открыты крупные урановые залежи, которые требовалось срочно подготовить к эксплуатации. Так как ураном были обогащены осадочные рифогенные докембрийские породы, то предполагалось, что между скважинами, пройденными с поверхности алмазным бурением и размещенными на большем, чем принято, расстоянии, оруденение непрерывно. Большая часть контрактов на разработку была реализована, были заложены шахты, заказано оборудование и, до того как рудное тело было вскрыто, построены обогатительная фабрика и подъездные пути. В процессе добычи выяснилось, что рудоносный пласт разбит серией сбросов. Смещения по этим разломам были относительно невелики, и они не были обнаружены разведочными скважинами, но эти смещения оказались достаточными, чтобы план отработки месторождения оказался непригодным. В результате с большими материальными затратами и потерей времени пришлось заменить оборудование и перейти на новую систему отработки.

Второй пример связан с разработкой подземным способом меднорудного месторождения среднего размера в Северной Канаде. Здесь в течение 50 лет многие компании

проводили разведочные работы: с одной стороны, их прельщали высокосортные руды, с другой — существовала неуверенность при оценке структур и подсчете запасов. В итоге рудное тело было разбурено приблизительно 200 скважинами алмазного бурения, была заложена на глубину 160 м шахта и пройдено в рудном теле на двух уровнях более 400 м горизонтальных выработок. Однако вертикальная непрерывность рудного тела с помощью восстающих выработок не была доказана. Представленное заключение, на основании которого было принято решение о подготовке к разработке этого месторождения, оценивал его запасы в 2 млн. т руды со средним содержанием меди 2,4%. Главное рудное тело имело в длину около 700 м при ширине от 1,7 до 7,5 м, мощность по падению составляла 130 м, угол падения — 52°, угол склонения — 10°. Начались работы по подготовке месторождения к эксплуатации, предполагалось, что добыча составит 750 т руды в день. Разработку собирались вести методом длинных шпуров и обрушением. В конце концов выяснилось, что единое якобы тело на самом деле состояло из трех линз, расположенных уступами. Вместо рассчитанного угла погружения в 52° углы падения линз составили от 30 до 45°. Основные методы отработки, такие, как обрушение и ведение забоя при помощи длинных шпуров, приводили к сильному разубоживанию отбитой руды и были неподходящими для разработки нарушенного рудного тела. Кроме того, выяснилось, что необходимо провести в 2 раза больше работ, чтобы подготовить отдельные линзы к отработке. В результате подготовительные работы затянулись, уровень добычи оказался ниже запланированного, чрезмерное разубоживание руды понизило ее качество, с экономической точки зрения, вместо того чтобы дать прибыль, месторождение оказалось практически нерентабельным.

ABSTRACT

MINING DEVELOPMENT IN THE PRECAMBRIAN

R. J. SHANK

The role of Precambrian mineral deposits in world mineral supply; the costs of mine development in the Precambrian; policy and technical decisions that guide mine development are discussed. At least 35% of world production of copper, nickel, lead, zink, gold and silver came from mines in the Precambrian. Some development costs and efficiency figures were presented.

УДК 551. 71/72 : 553.078

В. И. КАЗАНСКИЙ

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВВЕДЕНИЕ

Тектонике и металлогении докембрия посвящено огромное количество книг и статей. Полученные на сегодня данные свидетельствуют о длительном эволюционном развитии земной коры в архее и протерозое [7, 10, 18, 33]. Этим определяется необходимость исторического подхода к анализу соотношений между тектоническими структурами и минеральными месторождениями докембрия. Конечно, на этом пути стоят большие трудности. Они обусловлены несколькими причинами: сложностью межконтинентальной геологической корреляции архейских и протерозойских комплексов; спецификой механизма формирования древних структур земной коры, исключительным разнообразием докембрийских минеральных месторождений, многие из которых имеют полигенное происхождение.

Т. В. Билибина, В. И. Казанский, К. О. Кратц [1] высказали предположение, что разновозрастные геотектонические элементы докембрия образуют единый эволюционный ряд и что разным членам этого ряда — архейским кратонам, протерозойским мобильным поясам, протоплатформам, областям протоактивизации и тектоно-магматической активизации — присущи разные сочетания рудных месторождений. Анализ новых материалов подтверждает справедливость высказанного предположения и позволяет более детально охарактеризовать региональные рудоносные структуры архейских кратонов и областей протоактивизации.

АРХЕЙСКИЕ КРАТОНЫ

Архейские кратоны, или протоконтиненты, впервые были выделены на Канадском щите, а затем в Южной Африке, Западной Австралии, Индии [32]. Обычно среди них различают гранито-гнейсовые поля и так называемые зеленокаменные пояса. Предполагалось, что те и другие соответствуют двум типам земной коры — континентальному и океаническому. Однако детальные исследования показали, что зеленокаменные пояса везде залегают на гранито-гнейсовом основании и что интенсивность метаморфизма осадочных и вулканогенных пород в их пределах меняется от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой и даже гранулитовой фаций. Поэтому их правильнее называть супра-крупными поясами.

Присутствие среди древних (3,5—3,8 млрд. лет) метаморфических комплексов ортокварцитов, слюдяных сланцев, мраморов подтверждает идею А. В. Сидоренко [12] о том, что уже в раннем архее процессы выветривания и седиментации играли важную роль в формировании континентальной земной коры.

Тектоническое строение гранито-гнейсовых полей определяется комбинацией линейных и куполовидных структур. Широкое развитие последних подтверждается не только детальными геологическими наблюдениями, но также материалами дистанционных наблюдений из космоса. Для многих куполов характерно длительное унаследованное развитие, сопровождавшееся переплавлением метаморфических пород. С поздними ремобилизованными калиевыми гранитами иногда связаны редкометалльные пегматиты, с высокотемпературными метасоматическими процессами — формирование скарных месторождений магнетита и флогопита (Алданский щит). Значительный интерес представляют раннеархейские стратифицированные залежи анортозитов, содержащие горизонты хромитовых руд (Западная Гренландия). Хромиты приурочены к верхней части расслоенного интрузивного комплекса, который кристаллизовался в относительно спокойной тектонической обстановке, а затем был подвергнут метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [20]. Некоторые исследователи считают архейские анортозиты аналогами лунных анортозитов. Но это предположение вызывает возражения, поскольку между теми и другими устанавливаются значительные петрологические отличия.

Разрез супракрупных поясов обычно подразделяется на две части. В нижней части преобладают ультраосновные и основные вулканы с венчающими их кислыми лавами и пирокластами. Весьма характерны для нижней части разреза перидотитовые и базальтовые коматиты с шаровой отдельностью и спинифексовой структурой. Верхняя часть разреза представлена песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами. Первоначально зеленокаменные пояса трактовались как глубокие прогибы, окаймленные диапировыми куполами гранитов и гнейсов. К настоящему времени доказано, что важную роль в структуре зеленокаменных поясов играют крупные надвиги. Для объяснения механизма формирования зеленокаменных поясов предложено несколько моделей. Одни базируются на идеях фиксизма, другие — мобилизма. Эти модели вызывают оживленные дискуссии, как и вопрос о том, применима ли к раннему докембрию концепция тектоники плит.

Для архейских супракрупных поясов характерен широкий набор месторождений цветных металлов, золота, железа [17]. К ним относятся стратиформные колчеданные залежи, содержащие медь, цинк, свинец, золото, серебро, сульфидные медно-никелевые месторождения в ассоциации с базитами — ультрабазитами, эксгаляционные месторождения золотоносных сульфидных руд и, наконец, железистые кварциты. Все они в той или иной степени подвергнуты региональному метаморфизму, который изменил первоначальные условия залегания и форму рудных тел и вызвал частичное перераспределение рудных компонентов. Кроме того, к супракрупным поясам приурочены редкометалльные пегматиты, ассоциирующиеся с гранитоидными интрузивами, и гидротермальные месторождения золота, относящиеся к метаморфогеому типу.

Классический пример супракрупного пояса — пояс Абитиб на Канадском щите [19, 21, 25, 26]. Он представляет часть архейского кратона Суперитор, протягивается на 750 км при ширине 250 км, на юге и севере ограничен обширными выходами гранито-гнейсового основания, а на юго-востоке срезается Гренвиллским фронтом (рис. 1). Заполняющий его вулканогенно-осадочный комплекс охватывает интервал 2,95—2,75 млрд. лет и представлен в нижней части основными и ультраосновными лавами типа коматитов, в средней — толеитовыми базальтами, их туфами и лавобрекчиями, а в верхней — кислыми лавами и пирокластами. Среди осадочных пород преобладают граувакки,

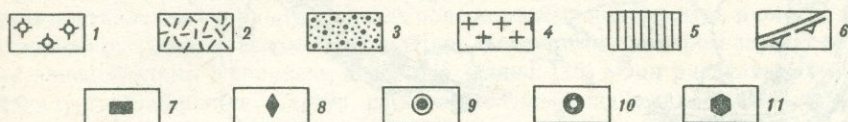


Рис. 1. Схема геологического строения супракrustального пояса Абитибн, по У. Джолли [26] с дополнениями

Архейские образования: 1 — гранито-гнейсы, 2 — основные вулканиты, 3 — осадочные породы, 4 — граниты; 5 — протерозойские отложения, 6 — Гренвильский фронт; главные месторождения: 7 — железистых кварцитов (I — Адамс), 8 — колчеданные (II — Кидд-Крик, III — Хорн, IV — Ист-Сулливан, V — Маттагами), 9 — гидротермальные золоторудные (VI — Поркьюпайн, VII — Лейк-Шор, VIII — Керр-Аддисон), 10 — гидротермальные медные (IX — Шибугамо), 11 — пегматитовые (X — Прейсак-Лакорн)

конгломераты, железистые кварциты. Интрузивные массивы пояса Абитибн делятся на четыре основных типа: а) стратифицированные и массивные залежи габбро, анортозитов, диоритов, тоналитов, ассоциирующиеся с вулканическими покровами; б) крупные гранитоидные интрузивы с возрастом 2,6—2,4 млрд. лет, которые залегают в ядрах антиклиналей и обнаруживают признаки диапировой природы; в) гранито-гнейсовые плутоны, возникшие в результате ремобилизации пород основания; г) штоки, дайки и силлы сиенитов.

Несмотря на архейский возраст, вулканогенные и осадочные породы пояса Абитибн, как правило, слабо метаморфизованы; наибольшим распространением пользуются породы зеленосланцевой фации, местами встречаются породы пренит-пумпеллиновой фации. В южной части пояса и в контактных ореолах гранитоидных интрузий метаморфизм достигает амфиболитовой фации.

Металлогенический облик пояса Абитибн определяют три группы рудных месторождений: колчеданные залежи меди, цинка, золота, серебра и кадмия, гидротермальные месторождения золота и гидротермальные месторождения меди. Кроме того, здесь известны железистые кварциты, редкометальные пегматиты, сульфидная медно-никелевая и медно-порфировая минерализация. При этом месторождения разного генезиса контролируются разными тектоническими структурами.

Для субмаринных колчеданных месторождений наиболее характерна связь с центрами извержения кислых вулканитов и интенсивной сольфатарно-фумарольной деятельности. Вместе с тем современные структуры месторождений в значительной степени определяются более поздними тектоническими деформациями. Интенсивность последних в разных частях пояса Абитибн была неодинакова, и соответственно среди колчеданных месторождений представлены все переходы от первичных пластообразных и трубообразных залежей массивных и полосчатых руд (район Норанда), через смятые в складки линзообразные тела (месторождение Маттагами-Лейк) вплоть до крутопадающих рудных столбов в узлах пересечения крупных разломов (месторождение Кидд-Крик). На гидротермальных месторождениях золота (Поркьюпайн, Лейк-Шор, Керр-Аддисон) в качестве главных факторов структурного контроля выступают складки, образовавшиеся в несколько этапов, и сопряженные с ними разрывные нарушения; на гидротермальных месторождениях меди (район Шибугамо) — крупные разломы и зоны скальвания, наложенные на складчатость архейского вулканогенно-осадочного комплекса.

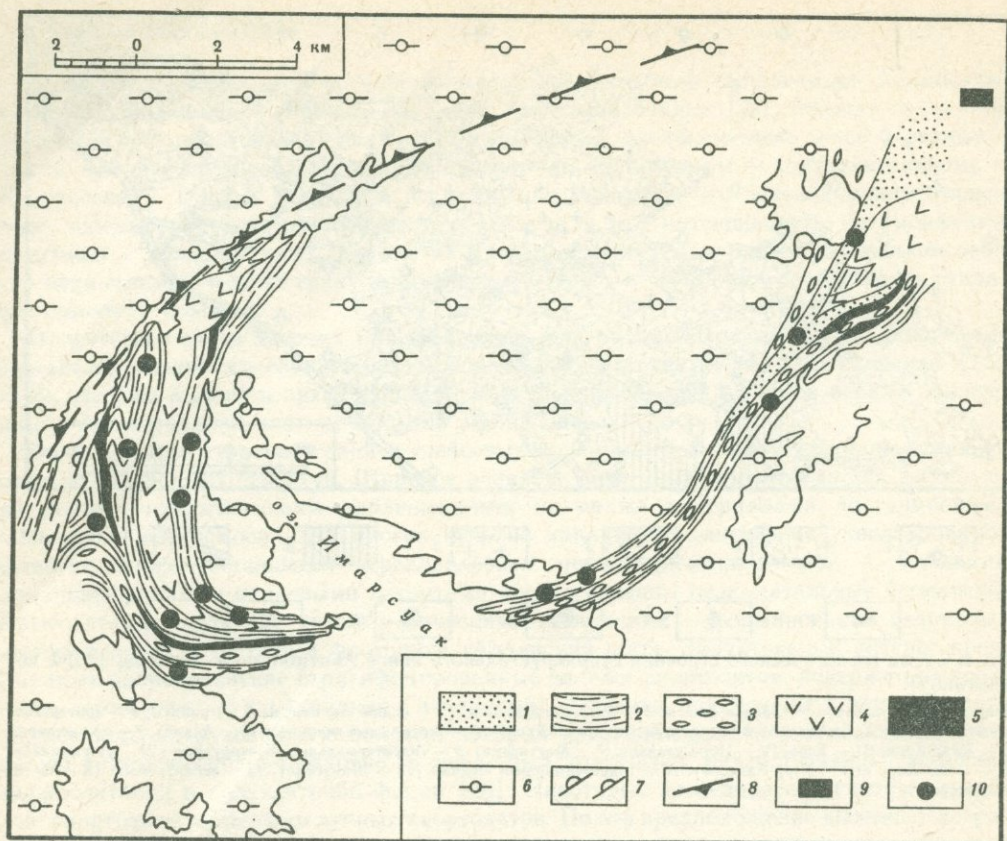


Рис. 2. Схема геологического строения супракrustального пояса Исуа (Гренландия) [14]

Метаморфические серии пород: 1 — кварцитовая, 2 — амфиболитовая, 3 — кремнистых сланцев, 4 — сноповидных амфиболитов, 5 — ультраосновная; 6 — гнейсы Амйтсок; 7 — мигматитовые гнейсы; 8 — разлом; 9 — месторождение железистых кварцитов; 10 — проявление сульфидной медной минерализации

Важным стимулом изучения архейских супракrustальных поясов стало открытие в Западной Австралии крупных сульфидных медно-никелевых месторождений. Они относятся к ранее неизвестному вулканогенному классу [30] и подразделяются на два типа, ассоциированные соответственно с покровами и дайками ультрабазитов [16]. Месторождения первого типа залегают в основании дифференцированных потоков коматитов. Месторождения второго типа приурочены к протяженным и мощным дунитовым дайкам, подчиняющимся общему простиранию супракrustальных поясов. Некоторые пояса, вероятно, имеют чешуйчатое строение. Степень изменения архейских вулканитов обычно соответствует пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациям, но местами достигает амфиболитовой фации.

На месторождениях обоих типов развиты бедные вкрапленные, а также богатые сплошные и брекчиевые руды. Все исследователи согласны в том, что бедные руды сформировались вследствие дифференциации родоначального магматического расплава; что же касается богатых руд, то мнения расходятся. Согласно магматической гипотезе они образовались из отделившегося на глубине сульфидного расплава, согласно метаморфогенной гипотезе — путем мобилизации и переотложения рудного вещества в процессе прогрессивного метаморфизма.

Магматическая гипотеза представляется более обоснованной для месторождений первого типа, которые залегают в слабо метаморфизованных вулканогенных породах, смятых в куполовидные складки. Формирование этих складок, вероятно, связано с ростом реоморфических куполов в подстилающих гранито-гнейсах. Метаморфогенная гипотеза применима к медно-никелевым месторождениям второго типа, которые локализуются в тех участках, где метаморфизм соответствует верхней части амфиболитовой фации и сопровождается интенсивным рассланцеванием и перекристаллизацией пород. Показательно, что и богатые руды этих месторождений по структуре отвечают тектонитам.

Большое внимание привлекло открытие супракрустальных поясов с возрастом свыше 3,5 млрд. лет в Гренландии и Южной Африке. В Западной Гренландии для железистых кварцитов пояса Исуа определен возраст 3760 ± 70 млн. лет [29]. Нижнеархейские железистые кварциты приурочены к узкой полосе метаморфизованных осадочных и магматических пород, которая протягивается в виде дуги среди гнейсов Амитсок на 40 км и на своем северо-восточном фланге уходит под материковый лед (рис. 2). В разрезе супракрустального пояса Исуа выделяется пять серий пород: кварцитовая, амфиболитовая, карбонатсодержащих кремнистых сланцев, сноповидных амфиболитов и ультраосновных пород. Железистые кварциты залегают среди кварцитовой и амфиболитовой серий и насчитывают 2 млрд. т руд при среднем содержании железа 34%. Кроме того, в супракрустальном поясе обнаружена сульфидная минерализация (пирротин, халькопирит, кубанит, галенит, сфалерит, зигенит и др.). Соотношения изотопов серы в сульфидах близки к метеоритному стандарту; свинец же из галенита отличается исключительно низким содержанием радиогенных изотопов [14].

Таким образом, по мере развития методов изотопной геохронологии начало процессов рудообразования, как и формирования континентальной земной коры, отодвигается все дальше в глубь геологической истории. Вместе с тем становится очевидным большое разнообразие раннедокембрийских структур. Этим определяются и большие трудности при сопоставлении супракрустальных поясов разных континентов и оценке их перспектив в отношении минеральных месторождений. Наглядным примером служат супракрустальные пояса кратона Карнатака в Южной Индии [15]. Они разделяются на три типа — Читрадурга, Бабабудан, Саргур, из которых только последний обнаруживает известное сходство с никеленосными супракрустальными поясами Западной Австралии.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Протерозойские подвижные пояса, или протогеосинклинали [8], представляют собой огромные линейные структуры и отличаются интенсивной складчатостью, крупными осевыми и краевыми разломами с проявившимся в них интрузивным магматизмом. В них широко развиты субмаринные спилит-кератофировые, андезит-дацитовые, лептитовые, терригенно-карбонатные, черносланцевые и граувакковые формации. Магматизм представлен главным образом гранодиорит-плагиигранитной, плагиимикроклиновой, а также габброидной и базит-ультрабазитовой формациями. Интенсивность регионального метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фаций. Для многих протогеосинклиналей характерен полиметаморфизм. Все это определяет исключительное разнообразие минеральных месторождений в структурах этого типа.

Некоторые мобильные пояса существовали уже в архее (Южная Африка), но наиболее широкое распространение они получили в раннем протерозое. Как и супракрустальные пояса, протогеосинклинали различаются по истории развития [3, 21, 22, 31], но их детальная классификация еще не разработана. Остается неясным, какие главные этапы проходят они в своем развитии. Поэтому и металлогения протерозойских мобильных поясов пока намечена лишь в самом общем виде.

С протогеосинклиналями связаны крупнейшие месторождения железных руд джеспилитовой формации. Они известны на всех континентах. Железу в Южной Африке и Индии сопутствуют месторождения марганца в кристаллических сланцах. При всем разнообразии точек зрения на генезис железистых кварцитов большинство исследователей рассматривают их как осадочно-вулканогенные образования, возникшие на значительном удалении от зон подводных извержений. Предполагается, что именно эти зоны были главными источниками железа и кремния. Что же касается эндогенных процессов, то они обусловили региональный метаморфизм джеспилитов и образование богатых руд путем избирательного выноса кремнезема или переотложения железа метаморфогенными гидротермальными растворами, а также создали складчато-разломные структуры железорудных бассейнов (рис. 3).

С субмаринными вулканогенно-осадочными формациями нижнего протерозоя связаны колчеданные месторождения цветных металлов, во многом сходные с архейскими. В некоторых регионах они подверглись интенсивному метаморфизму вплоть до гранулитовой фации, который сопровождался несколькими этапами складчатых и разрывных деформаций и частичной ремобилизацией рудного вещества (Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии и Главный сульфидный рудный пояс Финляндии).

Черносланцевые толщи нижнего протерозоя вмещают полигенные стратиформные

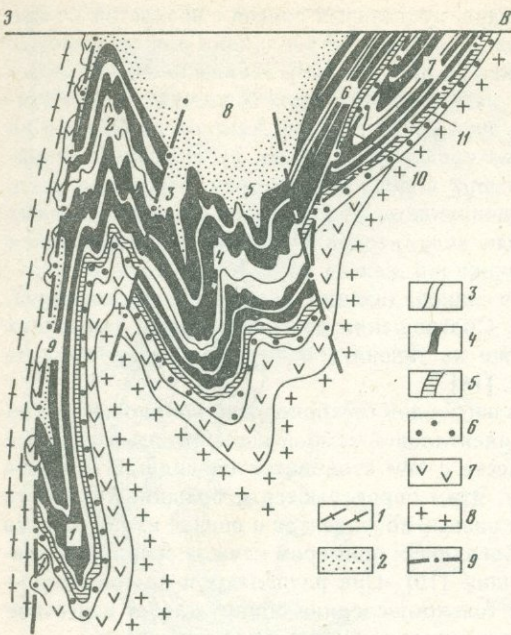


Рис. 3. Схематический разрез Криворожского железорудного бассейна, по Я. Н. Белевцеву [11]

1 — микроклин-плагноклазовые граниты; 2 — верхняя свита криворожской серии; 3 — сланцевые горизонты средней свиты; 4 — железистые горизонты средней свиты; 5 — тальк-карбонатный горизонт; 6 — нижняя свита; 7 — амфиболиты; 8 — плагииграниты; 9 — разрывные нарушения. Складчатые и разрывные структуры (цифры на схеме): 1 — Лихмановская синклиналь, 2 — Тарапако-Лихмановская антиклиналь, 3 — Западно-Ингулецкая синклиналь, 4 — Советская антиклиналь, 5 — Восточно-Ингулецкая синклиналь, 6 — Саксаганская антиклиналь, 7 — Саксаганская синклиналь, 8 — Основная синклиналь, 9 — Главный Криворожский разлом, 10 — Саксаганский надвиг, 11 — Восточный надвиг

золото-урановые месторождения, которые возникли в результате сингенетического обогащения ураном богатых органическим веществом морских осадков и последующего перетолжения урана в виде прожилково-вкрапленных руд под воздействием метаморфогенных и магматогенных процессов (Северная Австралия).

Вместе с тем метаморфизм создает и новые минеральные месторождения. В качестве примера можно указать на метаморфогенные мусковитовые пегматиты Северо-Восточной Карелии, залегающие в беломорском комплексе, который представляет фрагмент архейских структур, интенсивно переработанных во время протерозойской складчатости. В архее он был метаморфизован в условиях гранулитовой фации, а в раннем протерозое испытал зональный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся гранитизацией и формированием «перекрестных» складок, к которым и тяготеют кусты пегматитовых жил.

Важную роль в металлогении протерозойских мобильных поясов играют магматические процессы. С интрузивами раннего протерозоя ассоциируются сульфидные медно-никелевые месторождения в базитах и гипербазитах, железо-титановые месторождения в габбро-анортозитах, редкометальные пегматиты и грейзены, сопровождающие поздние гранитоиды.

ПРОТОПЛАТФОРМЫ

Параллельно с протогеосинклиналями в конце архея — начале протерозоя существовали более устойчивые геотектонические элементы земной коры — протоплатформы. Их осадочные чехлы формировались на достаточно консолидированной континентальной земной коре. Осадочные породы представлены большей частью молассондными пролювиальными, аллювиальными и дельтовыми отложениями. Среди них обычны покровы толеитовых базальтов континентального типа. Как правило, терригенные и вулканогенные породы слабо дислоцированы, почти не метаморфизованы и заполняют обширные эпикратонные впадины.

К раннепротерозойским эпикратонным впадинам приурочены крупнейшие месторождения металлоносных конгломератов (Витватерсранд, Эллиот-Лейк), медистые песчаники (Удокан), некоторые железорудные месторождения (Хаммерсли). С карбонатными породами связано стратиформное свинцово-цинковое оруденение.

Металлоносные конгломераты залегают в основании или в средней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий, которые накапливались в интервале 2,8—2 млрд. лет, с резким угловым несогласием перекрывают гнейсы и зеленокаменные породы архея и располагаются либо во внутренних частях кратонов (Южная Африка), либо на границе с протерозойскими мобильными поясами (Канада). Ведущую роль в образовании структур, вмещающих металлоносные конгломераты, играли вертикальные тектонические движения, которые в течение сотен миллионов лет сохраняли свою направленность. В генетическом отношении металлоносные конгломераты представляют древние россыпи с частичным перераспределением рудного вещества в последующие периоды геологической истории.

К особому типу эпикратонных впадин, несущих медное оруденение, относится Удоканский прогиб. Он связан пространственно и генетически с межблоковыми разломами, по которым впоследствии внедрились интрузии гранитоидов и габбро-норитов. Меденосные отложения — песчаники и алевролиты — сформированы в условиях подводной и частично наземной дельты. Промышленные руды возникли в результате преобразования убогих первично-осадочных концентраций меди и обнаруживают явные признаки стратиграфического и литолого-фациального контроля.

ОБЛАСТИ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

В конце архея—начале протерозоя стабилизированные блоки континентальной земной коры были рассечены крупными разломами и испытали интенсивные перемещения, сопровождавшиеся вулканизмом, осадконакоплением, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, внедрением интрузий, мощным и разнообразным эндогенным оруденением. Для обозначения этих явлений автор предложил термин «протоактивизация», а для соответствующих геотектонических элементов — «область протоактивизации» [6].

Металлогению областей протоактивизации определяют расслоенные основные—ультраосновные интрузии с магматическими месторождениями железа, титана, хрома, платины, меди, никеля, некоторые редкометалльные и мусковитовые пегматиты в ассоциации с гранитондами, полиформационные магматические комплексы центрального типа, и, наконец, рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента.

В зависимости от ведущего рудообразующего процесса области протоактивизации могут быть разделены на три основных типа: тектоно-плутонический, тектоно-вулканический и тектоно-метасоматический.

С тектоно-плутоническим типом связано формирование гигантских расслоенных интрузий ультраосновного—основного состава (Великая Дайка Родезии, Бушвельд, Стилуотер и др.). Их внедрение знаменует новый этап в истории развития земной коры, в течение которого древнейшие стабильные массивы впервые были нарушены трансконтинентальными разломами. Рудоносные интрузивы эпохи протоактивизации имеют мантийное происхождение и пересекают не только кратоны, но также их протоплатформенный чехол. Такие соотношения наблюдаются на Канадском щите, где никеленосный массив Седбери пересекает слабо дислоцированные отложения гуронской серии, и в Южной Африке, где располагается знаменитый Бушвельдский комплекс (рис. 4).

Бушвельдский комплекс внедрился в протоплатформенные отложения системы Трансвааль 1950 ± 150 млн. лет назад и кристаллизовался в две фазы в спокойной тектонической обстановке [24]. Она способствовала глубокой дифференциации ультраосновных—основных пород первой фазы, с которой связаны разнообразные и крупные магматические месторождения — горизонты платиноносных хромшпинелидов и ванадиеносных титаномагнетитов, а также трубообразные тела ультраосновных пегматоидов, содержащие магнетитовые, сульфидные медно-никелевые и апатитовые руды. Граниты второй фазы пересекают расслоенную серию ультраосновных—основных пород и

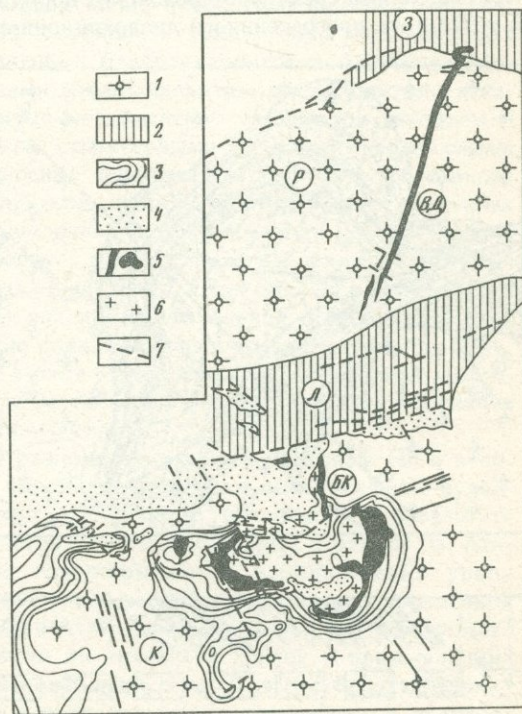


Рис. 4. Геотектоническая позиция Великой Дайки Родезии и Бушвельдского комплекса [24]

1 — архейские гранито-гнейсы и зеленокаменные породы; 2 — протерозойские подвижные пояса; 3 — система Трансвааль; 4 — группа Вентерберг; протерозойские интрузивы; 5 — основная фаза, 6 — кислая фаза; 7 — разломы; кратоны: К — Родезийский, Л — Каапвааль; подвижные пояса: З — Замбези, Л — Лимпопо, ВД — Великая Дайка Родезии, БК — Бушвельдский комплекс.

сопровождаются пегматитовыми, грейзеновыми и гидротермальными месторождениями олова, а также проявлениями гидротермальных свинцовых, цинковых, флюоритовых и золотых руд. Великая Дайка Родезии с ее магматическими месторождениями хромитов имеет более древний возраст (2,5 млрд. лет). Это свидетельствует о том, что в разных блоках континентальной земной коры протоактивизация происходила в разное время.

С протоактивизацией тектоно-плутонического типа было также связано формирование первых в геологической истории магматических комплексов центрального типа. К их числу относится Октябрьский щелочной массив на Украинском щите и ультраосновной—щелочной комплекс Палабора в Южной Африке с его карбонатитами, сульфидными медными рудами, флогопитовыми и апатитовыми залежами.

Выделение областей протоактивизации тектоно-вулканического типа сопряжено со значительными трудностями. В ряде случаев главным критерием служит наложение прогрессивного метаморфизма на осадочно-вулканогенные комплексы, возникшие ранее в эпиконтинентальной обстановке. В качестве примера можно указать на Печенгский район в северо-западной части Кольского полуострова (рис. 5). Г. И. Горбунов [4] установил, что сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги имеют первично магматическое происхождение, пространственно и генетически ассоциируются с интрузиями ультрабазитов и вместе с тем обнаруживают явные признаки перераспределения руд под влиянием метаморфизма и гидротермальной деятельности. Главная часть месторождений размещается в печенгском осадочно-вулканогенном комплексе среди осадочных пород продуктивной свиты; некоторые месторождения залегают в гранито-гнейсах кольской серии.

Большинство исследователей связывают формирование печенгского осадочно-вулканогенного комплекса с развитием среднепротерозойской геосинклинали. Однако активные тектонические движения отразились только на составе нижних горизонтов печенгского комплекса, несогласно залегающих на гранито-гнейсах и представленных конгломератами, андезитами, базальтами и их туфами [9]. Основная часть разреза печенгского комплекса представлена хорошо дифференцированными терригенными породами (алевролитами, песчаниками, филлитами) и покровами базальтов и трахибазальтов, излившимися в условиях стабильного тектонического режима. Палеотектонические реконструкции подтверждают вывод о формировании печенгского комплекса в «субплатформенных» условиях [5].

Эпиконтинентальный характер печенгского комплекса находится в резком контрасте с его зональным прогрессивным метаморфизмом в диапазоне от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации, который происходил одновременно с крупными надвиговыми перемещениями среднепротерозойских пород и захватил подстилающие гранито-гнейсы. В результате прогрессивного дислокационного метаморфизма магматические сульфид-

ные медно-никелевые руды испытали ремобилизацию и местами приобрели сланцеватую, плейчатую, бластомилонитовую текстуру. Тяготея к донным частям интрузий метаперидотитов, богатые эпигенетические руды распространяются во вмещающие метаморфические породы и контролируются зонами наложенных разрывных нарушений.

Наконец, для областей протоактивизации тектоно-метасоматического типа характерно проявление постметаморфического гидротер-

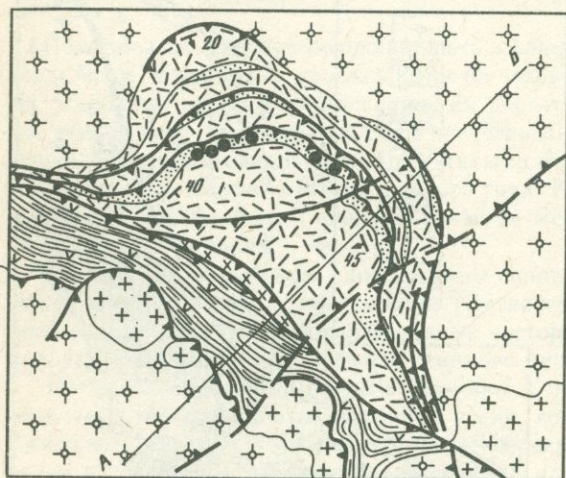


Рис. 5. Схематическая геологическая карта и разрез Печенгского рудного района, по Г. И. Горбунову [4] с изменениями

1 — архейские гранито-гнейсы; 2 — метаморфические породы тундровой серии; печенгский комплекс; 3 — осадочные толщи; 4 — вулканогенные толщи; протерозойские интрузивы; 5 — плагипорфиры; 6 — граниты, гранодиориты; 7 — разломы; 8 — сульфидные медно-никелевые месторождения

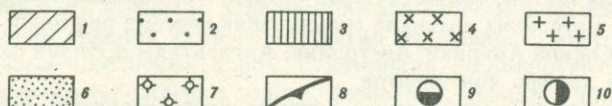
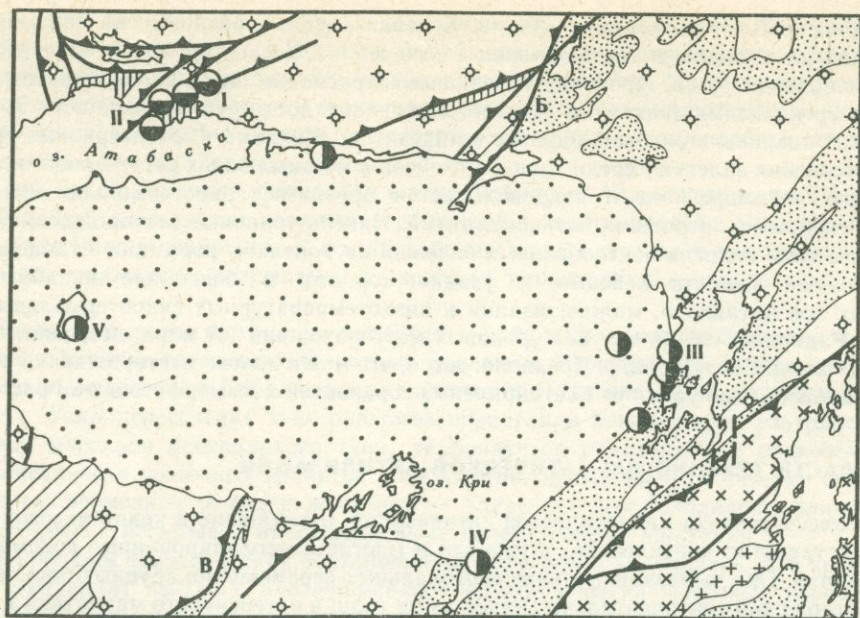


Рис. 6. Схема геологического строения Северного Саскачевана [23, 27]

1 — фанерозойский платформенный чехол; формация: 2 — Атабаска; 3 — Мартин; 4 — посткинематические протерозойские плутоны; 5 — раннекинематические протерозойские плутоны; 6 — супракrustальные породы; 7 — гранитоиды и мигматиты основания; 8 — разломы (Б — Блек-Лэйк, В — Вержин-Ривер); 9 — гидротермальные жильные и штокверковые месторождения урана (I — Эйс-Фей, II — Ганнар); 10 — гидротермальные никель-урановые месторождения межформационного типа (III — Раббит-Лейк, IV — Ки-Лейк, V — Клифф-Лейк)

мального оруденения в зонах крупных разломов кристаллического фундамента вне видимой связи с магматизмом. Рудоносные разломы протягиваются на десятки и даже сотни километров и приурочены к блокам земной коры континентального типа с мощным гранито-метасоматическим слоем.

Для крупных разломов, контролирующих размещение рудоносных щелочных метасоматитов, характерны структурные элементы глубинного типа — зоны инъекционных мигматитов и протоклаза, биотит-амфиболитовых бластомилонитов и бластокатаклизитов. Часто они сочетаются с более поздними эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклизитами. При этом альбит-микроклиновые метасоматиты с танталом, ниобием и бериллиеносные микроклиниты контролируются структурными элементами, возникшими в условиях амфиболитовой фации, ураноносные альбититы — зонами регрессивного дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации. Формирование щелочных метасоматитов не отвечает схеме кислотной-щелочной дифференциации постмагматических растворов и обязано поступлению из верхней мантии щелочных флюидов, которые заимствовали рудные компоненты из вмещающих толщ. Отличительная особенность рудоносных щелочных метасоматитов — проявление вертикальной зональности, обусловленной падением температуры в медленно поднимающейся колонне постметаморфических гидротермальных растворов. Все это, вместе взятое, выделяет рудоносные щелочные метасоматиты среди других рудно-метасоматических формаций и дает основание считать их индикатором процесса протоактивизации [13].

Как правило, верхние части рудоносных разломов уничтожены эрозией. Но в некоторых случаях они сохранились от размыва вместе с континентальными осадочно-вулканоогенными отложениями, которые заполняют узкие трюги, возникшие в результате протоактивизации. Такая ситуация наблюдается на Канадском щите в районе оз. Атабаска, где сосредоточены многочисленные гидротермальные месторождения урана (рис. 6). Они располагаются на периферии обширной неглубокой впадины, заполненной среднепротерозойскими песчаниками формации Атабаска, и контролируются крупными разломами в ее основании. Впадина наложена на архейский кратон и примыкающий к нему на юго-востоке раннепротерозойский подвижной пояс. Для архейских и нижнепротерозойских пород основания характерен региональный метаморфизм в условиях

амфиболитовой и гранулитовой фаций. В зонах крупных разломов на него наложены интенсивный катаклиз и зеленокаменные изменения. К северу от оз. Атабаска с разломами сопряжены узкие прогибы, заполненные красноцветными конгломератами, аркозами и аргиллитами формации Мартин. Последняя достигает по мощности 5—6 км и содержит покровы и силлы базальтов и андезитов. Жильные и штокерковые урановые месторождения залегают среди гранито-гнейсов в мощных зонах регрессивного дислокационного метаморфизма и сопровождаются ореолами гидротермально измененных пород, сходных с натровыми метасоматитами. Никель-урановые месторождения локализируются в виде пологих лентообразных залежей на контакте формации Атабаска с подстилающими гранито-гнейсами и уходят корнями в основание впадины вдоль мощных зон катаклаза, милонитизации и низкотемпературных гидротермальных изменений. Радиологический возраст урановых месторождений 1,8 млрд. лет, никель-урановых — 1,2 млрд. лет [13, 27]. Предполагается, что и те и другие месторождения возникли путем мобилизации урана из благоприятных горизонтов метаморфогенными растворами.

ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Процессы тектоно-магматической активизации, охватившие в конце мезозоя обширные пространства континентов, затронули и многие консолидированные докембрийские сооружения. Они выразились в виде вертикальных перемещений крупных блоков земной коры, отложения континентальных угленосных толщ и интенсивного магматизма. Во многих регионах процессы тектоно-магматической активизации продолжались и в кайнозое. Именно в мезозое на материках возникла грандиозная система рифтов, и докембрийские структуры Африки, Южной Америки, Австралии, Антарктиды и Индии оказались разоб-шенными вследствие дрейфа континентов.

С тектоно-магматической активизацией докембрийских структур связано внедрение рудоносных массивов ультраосновных щелочных пород и алмазосных кимберлитов, а также образование разнообразных постмагматических месторождений цветных металлов, золота, урана и флюорита в ассоциации с субвулканическими интрузивами щелочноземельного—щелочного состава.

Рудоносные магматические комплексы центрального типа контролируются континентальными рифтовыми зонами и локализируются в наиболее проницаемых участках таких зон. Совокупность геологических, петрологических и геофизических данных свидетельствует о том, что магмы поступали из верхней мантии с глубины 100—150 км. Для этих комплексов характерны длительное многоэтапное формирование, сложная комбинация магматических и постмагматических процессов. Среди полезных ископаемых ведущее значение имеют флогопит, магнетит, редкие металлы. В некоторых регионах ультраосновные—щелочные комплексы сопровождаются более поздними массивами щелочных пород с магматическими месторождениями нефелина [13].

СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Длительное эволюционное развитие докембрийских структур земной коры, переработка их под воздействием более молодых эндогенных процессов приводят к совмещению на сравнительно небольших площадях разновозрастных и разнотипных минеральных месторождений. Они принадлежат к разным металлогеническим эпохам, образованы в разных геологических условиях и контролируются разными тектоническими элементами. Одним из наиболее ярких примеров служит Алданский щит с его докембрийскими месторождениями железа, флогопита, фосфора, пьезокварца, титана, редких земель и мезозойскими гидротермальными месторождениями золота, молибдена, флюорита и др. [6].

Формирование докембрийских и флогопитовых, магнетитовых и пьезокварцевых месторождений Алданского щита было тесно связано с процессами метаморфизма, а их размещение определяется главным образом складчатыми структурами и благоприятными горизонтами метаморфических пород. Подавляющая часть скарновых месторождений флогопита и магнетита залегают среди высокомагнезиальных пород федоровской свиты, подвергшихся гранитизации. Скарны образовались в результате длительной структурно-метаморфической эволюции архейского комплекса в две стадии. Ранняя стадия проходила с участием магматических расплавов, поздняя — высокотемпературных гидротер-

мальных растворов. Соответственно локализация флогопитовых залежей определяется морфологией складок метаморфических пород, количеством продуктивных горизонтов и пространственным положением зон инъекционных мигматитов. Ниже по разрезу архейского комплекса среди кварцитов верхнеалданской свиты размещаются пьезокварцевые месторождения, возникшие в результате переотложения кремнезема постмагматическими гидротермальными растворами.

В конце архея — начале протерозоя в западной части Алданского щита (Чаро-Токкинский район) железистые кварциты субмеридионального прогиба были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, собраны в узкие складки и рассечены продольными и диагональными разрывами, по которым происходили неоднократные перемещения.

В раннем протерозое на границе Алданского щита и Станового мобильного пояса образовалась система гигантских широтных разломов и внедрились габбро-анортозиты с титановым оруденением. Крупные разрывы эпохи протоактивизации нарушили и Алданский щит. Узлы пересечения этих разломов определили локализацию ультраосновных щелочных массивов центрального типа, карбонатитов с апатитом и редкоземельной минерализацией и щелочных гранитов с оловянным оруденением. В течение огромного промежутка времени — от рифея до триаса — Алданский щит находился в платформенном состоянии и испытывал лишь медленные колебательные движения.

В начале юры тектоническая обстановка на щите резко изменилась. Его кристаллический фундамент вместе с платформенным чехлом испытал глыбовые перемещения. Вдоль южной границы щита возникла система угленосных прогибов, в том числе Чульманский бассейн с его мощными залежами высококачественных каменных углей. На северном и южном склонах осевого поднятия внедрились многочисленные интрузии щелочноземельных—щелочных пород, с которыми ассоциируются постмагматические гидротермальные месторождения золота, флюорита, свинца и цинка. Положение этих интрузий контролируется, с одной стороны, разломами фундамента, а с другой — куполообразными поднятиями, наложенными на докембрийские структуры и отчетливо отражающимися в современном рельефе и на космических снимках. Мезозойские гидротермальные месторождения образованы в условиях малых глубин и низких температур и локализуются как в платформенном чехле, так и в архейском фундаменте. Для платформенного чехла характерны почти горизонтальные залежи. В кристаллическом фундаменте оруденение локализуется в крутопадающих омоложенных разломах.

Отличительная особенность таких разломов — длительное унаследованное развитие, совмещение разновозрастных и разнотипных структурных элементов. Обычно разломы представлены системами раннепротерозойских даек метадiorитов, которые рассекают архейские гнейсы, кристаллические сланцы и граниты. Дайки большей частью превращены в бластомилониты и сопровождаются ореолами высокотемпературных метасоматических кварц-полевошпатовых пород, на которые наложены диафориты зеленосланцевой фации и, наконец, мезозойские низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты. В отличие от бластомилонитов, образованных в результате пластического течения вещества в твердом состоянии, для мезозойских тектонических швов характерны хрупкие деформации, преобладающее развитие брекчиевых, микробрекчиевых и катакlastических текстур.

ВЫВОДЫ

1. Эволюционное развитие геотектонических структур докембрия сопровождается закономерным изменением во времени условий образования и локализации минеральных месторождений.

2. Для архейских кратонов, протерозойских мобильных поясов, протоплатформ, областей протоактивизации и тектоно-магматической активизации характерны разные сочетания минеральных месторождений.

3. Воздействие на докембрийские сооружения более молодых эндогенных процессов приводит к совмещению на сравнительно небольших площадях разновозрастных месторождений, которые контролируются разными тектоническими элементами.

ABSTRACT

REGIONAL TECTONIC STRUCTURES OF THE PRECAMBRIAN AS RELATED TO MINERAL DEPOSITS

V. KAZANSKY

Precambrian ore-bearing tectonic structures were generated during prolonged evolution of the Earth's crust and heterochronous geotectonic elements are characterized by various types of mineral deposits. The evolution of the Precambrian ore-bearing tectonic structures and superposition of later endogenous processes has resulted in combination of various mineral deposits within relatively small areas. Mineral deposits of different age has originated in different geological environments and are controlled by different tectonic elements. A typical example is the Aldan shield with its Archean skarn deposits of magnetite and phlogopite, Early Proterozoic carbonatites and Mesozoic postmagmatic hydrothermal deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т. В., Казанский В. И., Крац К. О. Рудоносные формации и структуры докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 256—273.
2. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. 388 с.
3. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л.: Недра, 1976. 339 с.
4. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
5. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 3—12.
6. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
7. Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 1. 403 с.
8. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—48.
9. Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
10. Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. 248 с.
11. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. 352 с.
12. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 3—16.
13. Эндеогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). М.: Наука, 1978. 200 с.
14. Appel P. W. U. Stratabound copper sulphides in a banded iron formation and in basaltic tuffs in the Early Precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 1, p. 45—52.
15. Archean geochemistry: The origin and evolution of the Archean continental crust. Hyderabad, 1977, Abstrs. 132 p.
16. Binns R. A., Groves D. I., Gunthorpe R. J. Nickel sulphides in Archean ultramafic rocks of Western Australia. — In: Correlation of the Precambrian. М.: Nauka, 1977, vol. 2, p. 349—380.
17. Boyle R. W. Mineralization processes in Archean greenstone and sedimentary belts. — Can. Geol. Surv. Pap., 1976, N 75—15. 45 p.
18. Early history of the Earth./Ed. B. Windley. L.: John Wiley and Sons, 1976. 619 p.
19. Geology and economic minerals of Canada/First edition. — Geol. Survey of Canada. — Econ. Geol. Rept, 1970, N 1. 838 p.
20. Ghisler M. Pre-metamorphic folded chromite deposits of strati from type in Early Precambrian of West Greenland. — Mineral. Deposits, 1970, N 5, p. 233—236.
21. Goodwin A. M., Ridler R. H. The Abitibi orogenic belt. — Canad. Geol. Surv., Pap., 1970, N 70—40, p. 1—24.
22. Gross G. Metallogenic evolution of the Canadian Shield: Correlation of the Precambrian. М.: Nauka, 1977, p. 274—292.
23. Hoeve J., Sibbald T. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity Uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada. — Econ. Geol., 1978, vol. 23, N 8, p. 1450—1473.
24. Hunter D. R. Some enigmas of Bushveld complex. — Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 1, p. 229—248.
25. Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G. Metallogenic relationships in the Abitibi belt of Canada: A model for Archean metallogeny. — Canada Min. and Met. Bull., 1971, vol. 64, N 708, p. 48—57.
26. Jolly W. T. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. — In: Metamorphism in the Canadian shield. Geol. Survey of Canada, 1978, Pap. 78—10, p. 63—78.
27. Lewry J., Sibbald T., Rees C. Metamorphic patterns and their relation to tectonism and plutonism in the Churchill province in Western Saskatchewan. — In: Metamorphism in the Canadian Shield, Geol. Surv. of Canada, Paper 78—10, 1978, p. 139—154.

28. *Mikkola A. M.* Regularities of location of ore deposits in the Finnish Precambrian/ Correlations of the Precambrian. М.: Nauka, 1977, p. 320—336.
29. *Moorbath S., O'Niens R. K., Pankhurst R. J.* Early Archean age for the Isua iron formation, West Greenland. — *Nature*, 1973, vol. 245, p. 138—139.
30. *Naldrett A. I.* Nickel sulphide deposits — their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. — *Canad. Mineral. and Met. Bull.*, 1973, vol. 66, N 739, p. 45—73.
31. *Rutland R. W. R.* Orogenic evolution of Australia. — *Earth Sci., Revs*, 1976, N 12, p. 161—196.
32. *Wilson J. T.* New insight into old shields. — *Tectonophysics*, 1972, N 1/4, p. 12—36.
33. *Windley B. F.* The evolving continents. L. etc.: John Wiley and Sons, 1977. 386 p.

УДК 551.71./72 : 553.078

А. Д. ЩЕГЛОВ

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР И СВЯЗАННОЕ С НЕЙ ОРУДЕНЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в Советском Союзе успешно развивается новое перспективное направление в науке о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых — металлогения областей тектоно-магматической активизации.

Познание металлогении активизированных областей, особенностей их геологического и тектонического развития открывает новые перспективы для постановки и организации поисковых работ, позволяет с новых теоретических позиций подходить к перспективной оценке крупных регионов, выявлять и предсказывать новые типы месторождений в пределах, казалось бы, уже хорошо изученных площадей.

Большую роль процессы тектоно-магматической активизации играют и в областях развития докембрийских структур, поэтому анализ общих закономерностей их проявления имеет важное прикладное значение для прогноза рудоносности древних метаморфических комплексов.

ДВА ГЛАВНЫХ ТИПА ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В настоящее время большинство исследователей под процессами тектоно-магматической активизации понимают сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры. Автор показал, что среди областей тектоно-магматической активизации наиболее контрастно выделяются два принципиально различных типа [6, 8].

Первый тип — области тектоно-магматической активизации, возникающие в пределах консолидированных рам геосинклинальных прогибов в связи с развитием последних («отраженная», или «сателлитовая», активизация в понимании М. И. Ицксона и А. И. Семенова; «резонансная» активизация по терминологии Ю. М. Пушаровского и В. И. Матвеевко, «ревивация» по представлениям М. С. Нагибиной).

Второй тип — области тектоно-магматической активизации, формирующиеся независимо от развития геосинклинальных прогибов в континентальную стадию развития земной коры (активизация в понимании М. С. Нагибиной; автономная активизация по терминологии А. Д. Щеглова; области «дива» по данным китайских специалистов, по В. Д. Масайтису и Ю. Г. Старицкому; «эпигонали» по терминологии Ю. В. Комарова и П. М. Хренова; некоторые сводово-глыбовые и глыбовые области в понимании Г. Ф. Мирчинка, Д. И. Горжевского, Е. Д. Карповой [2] и В. Н. Козеренко).

Области отраженной тектоно-магматической активизации возникают в жестких бортовых частях геосинклиналей, образуя сравнительно узкие (до 100—150 км) зоны, вытянутые вдоль простирания геосинклинальных трогов. Особенности металлогении активизированных зон геосинклинальных рам были впервые охарактеризованы В. И. Смирновым еще в 1962 г. [5]. Он показал, что в бортах некоторых геосинклиналей наряду с месторождениями предшествующих эпох известны месторождения, сингенетичные и синхронные оруденению, возникающему в пределах геосинклиналей на разных стадиях ее превращения в складчатую область. Среди таких месторождений встречаются хромитовые

в связи с шовными дайкообразными интрузиями дунит-перидотитового состава (Родопский, Анатолийский и Иранский срединные массивы), реже — небольшие оловянно-вольфрамовые месторождения пегматитового и гидротермального типов, связанные с плутонами гранитоидного состава, которые формируются в главную фазу складчатости. Наиболее широко в пределах областей отраженной активизации проявляются месторождения, возникающие в поздние стадии геосинклинальных зон. К ним, в частности, относятся молибденовые и медно-молибденовые месторождения, а также связанные с ними золоторудные и полиметаллические, ассоциирующие с трещинными интрузиями гранодиоритового состава (Забайкалье, Горный Алтай, Родопский и Кокчетавский срединные массивы и др.). Кроме того, в областях отраженной активизации выделяется еще одна крупная группа рудных и магматических образований, которые неизвестны в смежных геосинклинальных прогибах, но синхронны определенным стадиям их развития. К этой группе принадлежат рудные образования некоторых наземных вулканических поясов, находящихся в краевых частях геосинклиналей. Это прежде всего молибденовые и медные месторождения, ассоциирующие с умеренно кислыми субвулканами, а также небольшие месторождения железа, золота и реже вольфрама. Примерами таких рудоносных вулканических поясов являются девонский вулканический пояс Центрального Казахстана, вулканические пояса в обрамлении Иранского срединного массива и др. К рудным образованиям, возникающим в областях отраженной активизации, по-видимому, следует отнести комплексные осадочно-гидротермальные месторождения свинца, цинка, марганца и железа так называемого атасуйского типа, известные в Успенской рудной зоне Казахстана.

В некоторых областях отраженной активизации, характеризующихся, как правило, большой стабильностью и жесткостью, возникают никеленосные перидотит-пироксениновые интрузии (Северный Казахстан, Тува, Северное Прибайкалье) и щелочно-основные и щелочные комплексы (Кокчетавская глыба, Южный Тянь-Шань, Байкальская

Н. П. Лаверов [3] считает, что рудоносные вулканические пояса в областях отраженной активизации всегда формируются синхронно поздним стадиям развития геосинклиналей в полуплатформенных условиях; к ним, возможно, относятся вулканические пояса Средней Азии и Тихоокеанского кольца. Наши наблюдения в пределах Ирано-Пакистанского вулканического пояса показывают, что образование пояса действительно происходит синхронно с развитием геосинклинали, однако особенно интенсивно интрузивные образования трещинного типа и связанное с ними медно-молибденовое оруденение проявляются в пределах вулканического пояса в среднюю стадию развития геосинклинальных прогибов, в период главных фаз складчатости.

горная страна и др.), сопровождаемые редкоземельной минерализацией [4]. Эти магматические и рудные образования во многом близки к образованиям платформенного типа и формируются в областях отраженной активизации на завершающих стадиях развития смежных геосинклинально-складчатых областей.

Области автономной тектоно-магматической активизации представляют территории, прошедшие в ранние периоды геологической истории геосинклинальную стадию развития, вплоть до превращения в область завершенной складчатости, или в платформу, и затем, после полной консолидации и тектонического покоя, время которого в разных областях различно, подвергавшиеся воздействию качественно новых тектонических процессов, проявившихся в послеплатформенный континентальный этап развития земной коры вне связи с формированием геосинклинальных прогибов и складкообразованием на соседних территориях.

Процессы автономной активизации охватывают различные по геологическому строению и истории развития структуры. Они наиболее отчетливо проявляются на площадях древних складчатых областей, имеющих протерозойский или палеозойский возраст (Западное Забайкалье, Тянь-Шань, Восточная Монголия, Восточный Саян и др.), срединных массивов с выведенным на поверхность докембрийским складчатым основанием (Родопский, Чешский, Бурейнский, Центральный Французский и др.) и на территориях некоторых платформ и их щитов в Африке, Бразилии, Канаде и на Алданском щите.

Для этих структур характерны следующие главные особенности:
возникновение в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры на жестком консолидированном субстрате разновозрастных складчатых областей, платформ и крупных срединных массивов (с выведенными на поверхность структурами древнего фундамента);

наличие самостоятельных тектонических элементов (вулканических впадин, приразломных угленосных депрессий, зон долгоживущих разломов и рифтовых зон), для

которых типичны наложенный характер, практически полная независимость развития от структур субстрата и специфические геологические формации;

проявление одновременно на площади разновозрастных и разнотипных структур (платформ и складчатых областей, разновозрастных складчатых областей, срединных массивов и складчатых областей);

формирование во многих регионах на значительном удалении от разновозрастных геосинклиналей;

широкое проявление щелочных основных магм и устанавливаемая общая эволюция магматических продуктов от кислых к основным; всегда трещинный субвулканический характер интрузивных тел и их тесная связь с вулканитами; интенсивное проявление магматизма в центральных частях областей активизации в удалении от геосинклиналей;

характерный разрез тектоносферы: резкое уменьшение сиалического слоя за счет увеличения базальтового при общей очень малой мощности земной коры и относительно малых глубинах залегания мантии;

интенсивные гравитационные депрессии и отрицательные изостатические аномалии, высокие тепловые потоки, повышенная сейсмичность, характеризующаяся мелкофокусными землетрясениями;

специфический комплекс эндогенных месторождений, характерных только для данных структур, и наличие месторождений — индикаторов процессов тектоно-магматической активизации.

Рассматривая вопрос об автономном (независимом от геосинклиналей) развитии некоторых областей тектоно-магматической активизации, следует отметить интересное исследование В. И. Казанского [2], который на примере Алданского щита и Южно-Китайской платформы показал, что рудные месторождения, возникающие в процессе автономной тектоно-магматической активизации, пространственно совмещаются с рудными месторождениями предшествующих этапов геологической истории. Так, на Алданском щите в раннем докембрии в связи с формированием кристаллического фундамента возникали контактово-метасоматические месторождения флогопита, железа и хрусталеносные жилы; в платформенных условиях образовались щелочные ультраосновные интрузии центрального типа с платиной и редкометальной минерализацией, а в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации — гидротермальные месторождения золота, молибдена и флюорита.

Металлогения областей автономной тектоно-магматической активизации охарактеризована нами ранее в ряде работ [6, 7]. Было показано, что эти области представляют крупные рудные провинции, в пределах которых сосредоточены многие уникальные по масштабам эндогенные месторождения, и что в континентальных послеплатформенных условиях развития земной коры там возникают рудные концентрации, имеющие большое промышленное значение.

В развитии областей автономной активизации отчетливо устанавливаются две самостоятельные стадии; каждой соответствуют определенные наложенные структуры, отражающие специфику тектонического режима. В первую стадию обычно возникают наложенные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. Они образуются в связи с возникновением крупных разломов, придающих субстрату, на котором закладываются эти структуры, блоковое строение. Обычно такие прогибы имеют изометрическую форму; слагающие их толщи в целом слабо дислоцированы, хотя в них наблюдаются характерные явления «приразломной» складчатости. С образованием таких структур связано проявление трещинных, часто субвулканических интрузий различного состава, сопровождающихся разнообразной минерализацией. Интрузии обычно бывают многофазны, и их становление тесно переплетается с вулканическими излияниями. Такие структуры широко развиты в областях автономной активизации Западного Забайкалья и Восточного Саяна, Тянь-Шаня и Восточной Монголии, а также в пределах Чешского, Верхнерейнского, Родопского, Буреинского, Усури-Ханкайского и Восточно-Монгольского срединных массивов. В областях активизации платформ и их щитов эта стадия выражена неотчетливо: ее проявление намечается небольшими покровами кислых и щелочных эффузивов, которые предшествуют становлению сложных интрузивно-вулканогенных комплексов, отмечаемых, например, на Африканской платформе (плато Джос и массив Аир) и Алданском щите. В эту стадию, по-видимому, возникают и крупные поля щелочных эффузивов в зоне Великих разломов Восточной Африки.

Вторая стадия активизации характеризуется возникновением «наложенных терригенных впадин», выполненных грубообломочными континентальными угленосными отложе-

ниями. Эти структуры обычно обрамлены крупными зонами долгоживущих тектонических нарушений. Иногда это вытянутые вдоль разломов депрессии, разобщенные поперечными перемычками — поднятиями, сложенными породами фундамента; в этих случаях возникают гирлянды впадин (Забайкалье, Бразилия, Китай). Иногда это более крупные межгорные прогибы, имеющие изометрическую форму (Алдан, Западная Африка и др.). Общая особенность таких структур — их «наложенный» характер и независимость развития от структур субстрата, а также тесная связь с разрывными нарушениями, грубообломочный характер выполняющих их толщ и значительная мощность последних. В областях активизации с развитием таких структур проявлены небольшие по размерам и сложные по составу основные щелочные интрузии; в завершающие периоды активной жизни впадин и обрамляющих их разломов в некоторых регионах происходят значительные излияния базальтов. Такие «наложенные» терригенные впадины известны в областях активизации складчатых зон (Тянь-Шань, Западное Забайкалье, Скалистые горы и др.), срединных массивов (Родопский, Чешский, Восточно-Монгольский, Бурейнский и др.), платформ (Африканская, Индостанская) и их щитов (Туарегский, Алданский, Канадский и Бразильский).

Каждой стадии активизации свойствен специфический комплекс эндогенных месторождений. Наиболее пестрая серия месторождений возникает в первую стадию. Среди них известны оловоносные, вольфрамоносные и молибденовые грейзены и высокотемпературные гидротермальные месторождения золота, для которых характерно формирование в несколько стадий при интенсивном проявлении в некоторых случаях сульфидного оруденения, а также полиметаллические, медные, урановые и месторождения так называемой пятиэлементной формации. Для этих месторождений характерна тесная связь с небольшими трещинными интрузиями пестрого состава; часто отмечается локализация месторождений в полях развития дайковых пород (Джидинское вольфрамовое месторождение в Забайкалье, полиметаллическое месторождение Пршибрам в Чешском массиве, полиметаллические месторождения Кураминской зоны Тянь-Шаня, некоторые урановые месторождения Канадского щита — Эльдorado и др.).

Во вторую стадию активизации во всех регионах формируются месторождения эпитепидального типа, представленные флюоритовыми, баритовыми, полиметаллическими, золоторудными, вольфрамовыми, урановыми, сурьмяными и марганцовыми месторождениями. Флюоритовые месторождения тесно связаны с комплексом субвулканических основных щелочных интрузий, характеризующихся большим сходством, несмотря на значительную пространственную разобщенность областей активизации. Такие интрузии выявлены в Западном Забайкалье, Родопском и Чешском массивах, Южной и Западной Африке, Канаде и Бразилии. Для других месторождений связь с магматическими породами менее очевидна.

Характерная особенность многих областей активизации — линейное размещение месторождений, контролируемое обычно зонами долгоживущих разломов, вдоль которых месторождения, как правило, группируются в отдельные рудные зоны, районы и узлы. Иногда в областях активизации возникают крупные наложенные рудоносные структуры, или рудные пояса; они не характерны для областей активизации срединных массивов, где оруденение локализуется обычно в рудных районах, имеющих изометрическую форму, или в локальных рудных зонах, и весьма типичны для областей активизации складчатых зон и платформ. Такие рудные пояса протягиваются на 1000 км и более при ширине 200—300 км. К ним относится Джидинский молибденово-вольфрамовый пояс Забайкалья, оловорудный пояс Западной Африки и оловянно-вольфрамовый пояс Южного Китая. Весьма отчетливо выделяются флюоритоносные рудные пояса Забайкалья и Восточной Монголии; намечается выделение крупного пояса флюоритовых месторождений в прибрежных районах Бразилии. Протяженный пояс ртутно-сурьмяных месторождений устанавливается в активизированных структурах на юге Китайской платформы. В Восточной Африке выделяется крупнейший пояс редкоземельных месторождений, приуроченный к зоне Великих разломов. Менее значительны по своим размерам рудные пояса с полиметаллической минерализацией (Прибайкалье, Тянь-Шань).

Формирование областей автономной активизации и связанных с их развитием эндогенных месторождений в различных регионах происходит в разное время. Устанавливается, что наиболее широкое распространение в областях автономной активизации имеют мезозойские и кайнозойские месторождения. Докембрийские и раннепалеозойские рудные образования, связанные с развитием областей автономной активизации, неизвестны, хотя не исключено, что и в эти эпохи происходили процессы активизации. Позднепалеозойские месторождения известны в активизированных областях некоторых складчатых

зон и платформ. К ним, в частности, относятся редкоземельные месторождения Саян и зоны Великих разломов Восточной Африки. Кайнозойские области активизации с присущим им набором эндогенных месторождений имеют более ограниченное развитие. К ним относятся Родопский срединный массив, Южный Тянь-Шань и, по-видимому, Скалистые горы в США.

Эндогенные месторождения областей активизации обладают рядом характерных генетических особенностей, связанных с формированием их на незначительных глубинах в условиях небольшого внешнего давления. Характерная особенность их — вертикальная зональность месторождений, смена одних минеральных ассоциаций другими, что происходит или в результате развития на разных горизонтах руд различных стадий минерализации, или в результате дифференциации по вертикали минерального вещества одной стадии минерализации. Часто устанавливается обратная вертикальная зональность, обусловленная развитием более высокотемпературных минеральных ассоциаций на верхних, а более низкотемпературных на нижних горизонтах рудных тел. Характерен для месторождений значительный вертикальный диапазон оруденения, достигающий во многих месторождениях 1000 м и более. Так, на месторождении Пршибрам оруденение прослежено на глубину более 1800 м, на оловорудно-полиметаллических месторождениях Корнуола вертикальный диапазон минералоотложения превышает 1000 м, а в некоторых полиметаллических месторождениях Родопского срединного массива оруденение отмечается на глубинах более 1000 м. В некоторых вольфрамовых месторождениях Забайкалья вертикальные размеры рудных тел достигают 700 м, полиметаллические месторождения Кураминской зоны Тянь-Шаня прослежены на глубину более 1200 м.

В отличие от складчатых зон и платформ формирование эндогенных месторождений в областях автономной активизации, очевидно, связано с глубинными процессами, происходящими, по-видимому, в верхней мантии. На это указывает специфическое строение тектоносферы в областях активизации, характерной особенностью которых является уменьшенная мощность земной коры при увеличенных размерах базальтового слоя, а также совпадение с отрицательными гравиметрическими аномалиями. На специфический характер строения тектоносферы в областях активизации и на участие в их развитии глубинных мантийных частей указывает необычайный порядок проявления магматизма в областях активизации, обратный той направленности, которая устанавливается на платформах и в геосинклинальных зонах. Здесь процессы магматизма начинаются с формирования более кислых пород и заканчиваются образованием щелочных основных пород. Известно, что повышенная щелочность основных магм в областях активизации указывает на их более глубинное происхождение по сравнению с геосинклинальной и платформенной магмами.

Сложная проблема металлогении областей автономной активизации охватывает широкий круг вопросов. В этой связи обращает на себя внимание то обстоятельство, что многие телетермальные полиметаллические месторождения располагаются на периферии активизированных областей среди осадочных комплексов, слабо затронутых тектоническими движениями. В северном обрамлении области активизации Чешского массива располагается зона развития телетермальных месторождений Силезии. Зоны с телетермальными флюоритовыми, баритовыми, свинцово-цинковыми и сурьмяными месторождениями отчетливо обрамляют Армориканский и Центральный Французский массивы, а к периферии срединного массива Испанской Мезеты приурочены две зоны — Сантандерская на севере и Сьерра-Морена на юге, в пределах которых широко развиты низкотемпературные месторождения свинца и цинка. Характерно, что в случае проявления полиметаллических месторождений в условиях карбонатной среды обычно возникают согласные стратиформные залежи, которым часто приписывается осадочный генезис. К таким месторождениям относятся рудные залежи Силезской и Сантандерской зон, месторождения Каратау и Алдана. В случае проявления оруденения в песчаниково-сланцевых отложениях возникают протяженные рудные жилы, прослеживающиеся на значительные глубины. Такие месторождения характерны для Рейнской зоны и зоны Сьерра-Морена, где кварцево-карбонатные жилы с баритом, галенитом и сфалеритом локализируются в терригенных породах.

Для многих телетермальных галенит-сфалеритовых месторождений характерно присутствие флюорита, который в ряде рудных районов образует самостоятельные крупные концентрации, как, например, в Рейнских сланцевых горах или в штатах Кентукки и Илинойс в США. В стратиформных залежах полиметаллических месторождений Силезии, кроме сфалерита, галенита и пирита, встречаются халькопирит, борнит, аргентит, реальгар и редкие сульфосоли. Все это, вместе взятое, позволяет рассматривать

телетермальные месторождения, располагающиеся на периферии областей автономной активизации, в связи с развитием последних и предполагать, что они представляют своеобразное отражение процессов активизации.

В последнее время рядом исследователей (Н. П. Лаверов, В. И. Казанский, Г. В. Ицксон и др.) подчеркивается особая роль в формировании и локализации месторождений областей активизации консолидированного фундамента, являющегося в ряде случаев, например, для урановых и оловянных месторождений, источником рудного вещества.

В. И. Казанский [1] показал, что характер тектонических движений в областях активизации в значительной степени определяется степенью консолидации нижнего структурного этажа. Она влияет и на строение платформенного чехла, на его мощность, устойчивость фаций, дифференциацию, на конседиментационные прогибы и поднятия и в конечном счете на характер металлогенических особенностей. Для образования постагматических месторождений наиболее благоприятные условия создаются, по-видимому, в тех районах, где платформенный чехол имеет сравнительно небольшую мощность, не превышающую 4—5 км. Этим условиям отвечает Алданский щит и эпикаледонская часть Южно-Китайского массива. В районах с глубоко опущенным фундаментом и наиболее полными разрезами осадочного чехла, достигающими 8—10 км, мезозойский магматизм проявлен гораздо слабее, а месторождения представлены телетермальным типом.

В. И. Казанский отмечает, что определяющее влияние структурных этажей на условия локализации оруденения наблюдается в тех районах, где они четко различаются по составу и степени метаморфизма пород. Если различия невелики, то эндогенное оруденение распространяется из одного этажа в другой практически без изменений.

Следует подчеркнуть, что В. И. Казанский впервые показал специфику разрывных нарушений в областях активизации, их «сверхдлительное» развитие, в особенности в пограничных зонах активизированных платформ, которые разделяются им на зоны длительного, сквозного и кратковременного развития. В своих исследованиях он определил особую роль разрывных нарушений в проявлении и локализации рудных месторождений в областях активизации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Выше при общей характеристике рудных процессов в областях тектоно-магматической активизации были приведены примеры проявления рудных месторождений в областях развития докембрия, в особенности месторождений редких металлов (олова, вольфрама), свинца, цинка и золота, образующихся в первую стадию автономной активизации. Были показаны общие особенности локализации таких месторождений.

Кроме этого, следует отметить, что анализ современного фактического материала вносит существенные коррективы в прежние представления о металлогении областей распространения докембрия и позволяет иначе, чем это считалось еще совсем недавно, оценивать перспективы таких территорий на некоторые другие типы гидротермальных месторождений, в первую очередь сурьмы, флюорита, ртути и барита. Подчеркнем, что среди областей распространения докембрия могут быть выделены следующие типы, различные по своим масштабам и тектонической принадлежности: а) докембрийские щиты; б) срединные массивы с выведенными на поверхность докембрийскими образованиями; в) области распространения крупных блоков докембрия среди более молодых (главным образом палеозойских) складчатых сооружений. Несмотря на существенно различную тектоническую природу указанных областей распространения докембрия и несопоставимые их размеры, эти, казалось бы, принципиально различные по своим особенностям области характеризуются сходными чертами рудных процессов, проявившихся на поздних этапах их геологического развития. Не случайно в пределах перечисленных областей развития докембрийских образований в различных регионах мира в последние годы выявлены многочисленные месторождения и рудопроявления сурьмы, флюорита, в меньшей степени киновари и барита, представленные низкотемпературными приповерхностными гидротермальными образованиями. Как правило, эти месторождения приурочены к крупным тектоническим нарушениям, секущим консолидированные структуры докембрия.

В пределах Балтийского щита на территории Финляндии открыто своеобразное сурьмяное с золотом месторождение Сейнайоки, приуроченное к зонам интенсивно измененных каолинизированных пород, развивающихся вдоль крупных разломов. Месторождение интересно тем, что оруденение представлено самородной сурьмой в ассоциации

с кварцем при подчиненном значении других рудных минералов. В последние годы в Карелии также выявлены сходные рудопоявления сурьмы. Небольшие месторождения флюорита и барита в восточной части Балтийского щита известны давно, однако их структурное положение недостаточно ясно. На Южном Оленьем острове (Карелия) баритовые месторождения представлены небольшими жилами и неправильными гнездами в карбонатных породах карельской формации. Флюоритовые жилы Турьего мыса на юге Кольского полуострова тесно связаны с зонами крупных тектонических нарушений.

Значительные концентрации сурьмяных руд установлены среди протерозойских комплексов Енисейского кряжа, где кварц-антимонитовые руды локализуются в виде жил и сложных по своим очертаниям линзовидных тел вдоль крупных тектонических нарушений (месторождения Раздольнинское, Удереysкое).

В протерозойских структурах хр. Хамар-Дабан известны флюоритовые месторождения и рудопоявления, связанные с зонами молодых разломов. Наиболее крупное из них — Наранское флюоритовое месторождение — представлено сложными кварц-флюоритовыми жилами меридионального и широтного простирания, локализующимися в зонах разрывов, обрамляющих крупный блок докембрийских пород. В байкальских структурах Северного Прибайкалья известны ртутные рудопоявления на периферии жестких архейских глыб.

На Индостанской платформе и Бразильском щите открыты крупные флюоритовые месторождения, образующие на востоке Бразилии целую флюоритоносную провинцию, представленную низкотемпературными кварц-флюоритовыми месторождениями жильного типа.

Особое место в размещении низкотемпературных месторождений флюорита, сурьмы и барита среди докембрийских структур принадлежит Африканской платформе, в пределах которой известны многочисленные месторождения этих полезных ископаемых, приуроченные к крупным зонам тектонических нарушений.

В пределах Австралийской платформы и в зонах ее сочленения со складчатыми структурами Восточного геосинклинального пояса в последние годы также выявлены небольшие антимонитовые и флюоритовые месторождения.

Широко развиты низкотемпературные месторождения в срединных массивах с выведенными на поверхность докембрийскими образованиями. Антимонитовые, флюоритовые и в меньшей степени киноварные месторождения известны практически во всех срединных массивах Европы. Подобные месторождения установлены в пределах Армориканского, Центрального Французского, Испанского, Чешского и Родопского массивов. В Армориканском массиве в образованиях докембрия локализуются крупные сурьмяные месторождения (Ла-Люссет). В Центральном Французском и Испанском массивах более широко развиты месторождения флюорита; в Родопском и Чешском массивах фиксируется одновременное проявление антимонитовой, ртутной и флюоритовой минерализации при ведущем значении последней. В Советском Союзе по своим металлогеническим особенностям близок к последним Буреинский срединный массив, в пределах которого известны комплексные сурьмяно-флюоритовые с киноварью месторождения.

Флюоритовые месторождения проявлены также в Иранском срединном массиве, а сурьмяные — в Анатолийском, причем в последнем они залегают непосредственно в докембрийских образованиях.

Особое место в тектоническом отношении занимают области распространения докембрийских пород, представленные крупными и мелкими блоками докембрия, зажатыми среди складчатых сооружений более молодых геосинклинальных зон. Блоки докембрия придают последним специфическое мозаично-блоковое строение и по своему положению среди складчатых сооружений могут быть сопоставлены с миниатюрными срединными массивами. Такие области блокового распространения докембрийских образований известны среди раннепалеозойских складчатых зон Саяно-Алтая, Западного Забайкалья и, по-видимому, Казахстана. Примечательно, что они характеризуются сходными чертами металлогении и что к зонам тектонических нарушений, обрамляющих блоки докембрийских пород, приурочены низкотемпературные флюоритовые (Западное Забайкалье, Казахстан) и ртутные (Западный Саян) месторождения и рудопоявления. При этом, например, в Забайкалье флюоритовые месторождения часто локализуются в зонах разломов при пересечении ими блоков докембрийских образований. В Западном Саяне ртутные рудопоявления приурочены к периферическим частям таких блоков.

Не рассматривая все известные области развития докембрийских образований, отметим, что для главных их представителей, перечисленных выше, низкотемпературная гидротермальная минерализация, представленная месторождениями и рудопоявлениями

сурьмы, ртути, флюорита и барита, достаточно характерна. В одних регионах эта минерализация проявляется неинтенсивно и представлена только незначительными рудопроявлениями, в других низкотемпературные месторождения образуют крупные промышленные объекты. Независимо от масштабов оруденения в каждом из выделенных типов областей распространения докембрийских образований низкотемпературная гидротермальная минерализация проявляется весьма контрастно, что не позволяет считать области развития докембрия повсеместно лишенными данного типа оруденения, как это представлялось еще совсем недавно. Наоборот, проявление в областях развития докембрия данного типа оруденения, которое в некоторых регионах образует крупные промышленные концентрации, позволяет по-новому подойти к оценке потенциальных перспектив этих областей с точки зрения выявления в их пределах низкотемпературных приповерхностных месторождений флюорита, сурьмы, киновари и барита. Развитие низкотемпературных месторождений сурьмы, флюорита, ртути и реже барита среди областей развития докембрийских пород нельзя считать случайным явлением. В настоящее время можно говорить о том, что приуроченность данных месторождений к областям развития докембрийских образований носит глобальный характер, т. е. устанавливается для всех крупных областей развития докембрия на разных континентах мира. Подобные месторождения известны на Бразильской (флюорит), Африканской (флюорит, антимонит, барит) и Сибирской (антимонит) платформах, в срединных массивах Европы и Востока СССР (антимонит, флюорит, барит), на Балтийском щите (сурьма, флюорит, барит), в Западном Саяне (ртуть) и Хамар-Дабане (флюорит).

Наименее ясен вопрос о возрасте данных месторождений: в некоторых областях развития докембрия (срединные массивы Западной Европы, Бразильский щит, Африканская и Индостанская платформы) доказывается их мезозойский или кайнозойский возраст и связь с процессами тектоно-магматической активизации; в других регионах прямые геологические данные, указывающие на возраст оруденения, отсутствуют. В то же время очевидно, что данные месторождения повсеместно являются самыми молодыми из известных в областях развития докембрия эндогенными рудными образованиями.

Таким образом, современный фактический материал свидетельствует о том, что для областей распространения докембрия, среди которых достаточно условно выделяется несколько различных по масштабам и тектонической природе типов, весьма характерно низкотемпературное гидротермальное оруденение, представленное приповерхностными месторождениями сурьмы, флюорита, реже киновари и барита. Приуроченность этих месторождений к областям распространения докембрия, очевидно, обусловлена общим для всех типов областей характером рудоконтролирующих разломов, проникающих в условиях их проявления среди жестких консолидированных структур докембрия на значительные глубины и достигающих подкоровых мантийных рудогенерирующих очагов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение металлогении областей тектоно-магматической активизации имеет большое прикладное значение, так как позволяет с принципиально новых позиций подходить к оценке промышленных перспектив крупных регионов. В последние годы многие новые рудные провинции открыты в областях автономной активизации и в пределах сопряженных с ними территорий выявлены значительные по масштабам рудные месторождения. Интересные открытия сделаны в областях активизации, развивающихся на докембрийском субстрате. Здесь следует отметить открытие на севере Бразильской платформы нового оловорудного района, где высокотемпературные месторождения касситерита ассоциируют с трещинными интрузиями кольцевого типа пермского возраста; в пределах Австралийской и Бразильской платформ установлены фокооритовые, ртутные и сурьмяные месторождения. На периферии областей активизации во многих регионах выявлены новые полиметаллические, флюоритовые и сурьмяные месторождения стратиформного типа (Чешский, Родопский и Центральный Французский срединные массивы, Канадский щит). На многих древних щитах в пределах развития докембрийских образований открыты низкотемпературные месторождения флюорита, барита, сурьмы и ртути, приуроченные к зонам долгоживущих разломов. Их возникновение неразрывно связано с проявлением процессов тектонической активизации консолидированных структур докембрия. Установление в некоторых областях активизации, развивающихся на докембрийском субстрате, промышленных низкотемпературных месторождений сурьмы, киновари и флюорита позволяет по-новому подходить к выявлению и оценке подобных рудопроявлений на щитах и платформах, требует пересмотра традиционных представлений о по-

становке поисковых работ на указанные полезные ископаемые главным образом в молодых складчатых зонах. С этих позиций становится понятным широкое проявление ртутной и сурьмяной минерализации в пределах Енисейского кряжа, который, по последним данным, представляет характерную ртутно-сурьмяную провинцию. Уже не кажутся экзотическими месторождения и рудопроявления самородной сурьмы, флюорита и барита на Балтийском щите и своеобразные месторождения Финляндии, представленные трубками взрыва с турмалином, халькопиритом и шеелитом (подобные месторождения известны и в Чили).

В пределах области автономной тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья, рассматривающегося еще не так давно как эродированное «древнее темя Азии», лишенное крупных рудных концентраций, открыты месторождения вольфрама, молибдена и флюорита. По существу, Западное Забайкалье можно оценивать как флюоритоносную провинцию, где мезозойские месторождения плавикового шпата локализируются в активизированных протерозойских и каледонских структурах. Иными словами, области автономной тектоно-магматической активизации в настоящее время становятся крупными рудными провинциями, и их выявление — важнейшая практическая задача.

Особое место в оценке перспектив рудоносных площадей принадлежит изучению районов, расположенных на периферии областей тектоно-магматической активизации, в пределах которых могут быть выявлены стратиформные месторождения свинца и цинка, флюорита и сурьмы. Открытие на востоке Алданского щита и на юге Чешского срединного массива новых стратиформных полиметаллических месторождений подтверждает высказанное нами ранее положение. Крайне перспективной площадью для поисков месторождений такого типа становится восточное обрамление Енисейского кряжа, где в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы известны многочисленные слабо изученные рудопроявления свинца и цинка. Их ревизия и промышленная оценка с современных позиций могут привести к неожиданным открытиям.

Таким образом, анализ уже известного фактического материала по закономерностям размещения рудных месторождений относительно их связи с процессами тектоно-магматической активизации позволяет в ряде случаев иначе подойти к оценке перспектив крупных регионов и наметить в их пределах новые направления поисковых работ. В особенности это относится к областям развития докембрия, в пределах которых проявились процессы автономной тектоно-магматической активизации.

Выявление новых областей активизации с их своеобразными эндогенными месторождениями, поиски и открытие последних, среди которых, безусловно, будут найдены крупные промышленные объекты с комплексными рудами, — в настоящее время одна из важных задач прикладной геологии.

ABSTRACT

TECTONO-MAGMATIC ACTIVATION OF PRECAMBRIAN STRUCTURES AND THE RELATED MINERALIZATION

A. D. SCHEGLOV

Several types of areas of tectono-magmatic activation are defined such as: a) Precambrian Shields, b) median masses with outcropping Precambrian formations and c) areas of major Precambrian blocks surrounded by younger (mainly Paleozoic) fold structures. Identification of new areas of activation and search for their contained endogenous deposits, which will surely result in large multicomponent ore deposits of economic value.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 212 с.
2. Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Л.: Недра, 1971.
3. Лаверов Н. П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972, с. 212—239.
4. Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм областей тектонической активизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 1, с. 117—134.
5. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 3—47.
6. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 279 с.
7. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М.: Недра, 1971. 197 с.
8. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 273 с.

В. А. ТЕНЯКОВ, А. С. КОРЯКИН, Е. А. КУЛИШ, А. А. ПРЕДОВСКИЙ

ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ (петрохимический и геохимический аспекты)

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, в начале 60-х годов впервые в мире, представив соответствующие количественные расчеты, академик А. В. Сидоренко показал, что в пределах практически всех докембрийских регионов мира первично-седиментогенные (осадочные и вулканогенно-осадочные) породы занимают преобладающее, ведущее место, а интрузивные магматические породы — явно подчиненное. Проведенные в эти же годы им и его коллегами детальные исследования позволили также убедиться в том, что очень многие литологические, структурные и текстурные особенности первично-осадочных пород достаточно хорошо сохраняются вплоть до высоких ступеней метаморфизма и могут быть изучены практически тем же арсеналом методов, которые широко используются в обычных литологических исследованиях. Дальнейшее развитие этих работ привело к созданию нового научного направления в изучении древнейших толщ — осадочной геологии докембрия [8—10].

Работами, проведенными в 60—70-х годах под руководством А. В. Сидоренко, было доказано, что все основные типы горных пород формировались в течение практически всей геологической истории и что многие связанные с ними рудогенные процессы также приводили к формированию месторождений полезных ископаемых, как это имело место и в более позднюю фанерозойскую эру. Было показано, что относительная доля различных породо- и рудообразовательных процессов в геологической истории Земли менялась, но зависело это, как и на хорошо нам известном фанерозойском отрезке геологической истории, в основном от одних и тех же геологических факторов — климата, тектонического режима, вулканизма [17].

Было установлено также достаточно широкое развитие в докембрии процессов и кор выветривания и показано отсутствие их какой-либо особой специфичности по сравнению с корами выветривания фанерозоя [8, 19, 20].

Обнаружились также и необратимые тенденции проявления отдельных типов породо- и рудообразовательных процессов. Однако, как известно, подобное явление свойственно и фанерозойскому этапу (глауконитовая формация, формация писчего мела и многие другие).

Одно из важнейших достижений осадочной геологии докембрия — доказательство достаточного развития жизни, живого и органического вещества уже на самых ранних этапах геологической истории [16]. Было показано, что уже в то время их влияние на экзогенез и литогенез было весьма значительным. Оказалось также, что распространенность органического вещества принципиально сходна в осадочных породах всей геологической истории. В первично-осадочных породах докембрия было обнаружено заметное содержание различных твердых, жидких и газообразных углеводородов, в том числе и нефтяного ряда [13]. Это привело к рождению понятия об «углеводородном дыхании» докембрийских пород и о возможном участии этого источника углеводородов в образовании нефти и газа.

Особое внимание было уделено формационному анализу углеродсодержащих отложений докембрия. Были выделены [13, 15—17] основные углеродсодержащие формации, прослежено их развитие и показано их практически «сквозное» распространение в пределах всей «геологически стратифицируемой колонны».

К настоящему времени это направление вылилось в учение о ведущей роли в формировании сиала экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, в создании принципа единого, сходного, но эволюционно усложняющегося развития земной коры от архея до настоящего времени, в идею о биологическом характере геологического процесса и о биологической природе сиалической оболочки.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАК ОСНОВА РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДЫ ИХ ПЕРВИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

К числу методов реконструкции первичной природы докембрийских образований относится изучение их региональной петрохимии. В основе этого метода лежит положение о том, что региональный метаморфизм не приводит к принципиальному изменению химического состава преобразуемой толщи, а, стало быть, ее химические особенности отражают состав исходных образований.

Анализ региональной петрохимии осуществляется следующим образом. Для конкретной докембрийской структуры выделяются главные петрографические типы пород, и для каждого типа определяется средний химический состав при условии, что количество имеющихся конкретных химических анализов удовлетворяет достоверности средних значений. Площадь распространения изучаемого докембрийского комплекса делится на определенное число равновеликих прямоугольных участков, обычно соответствующих листам среднемасштабной геологической карты. На территории каждого участка определяется значение каждого типа пород, и с учетом их среднего химического состава рассчитывается химический состав образований как в целом для участка, так и для его главных составных частей, например для различных стратиграфических подразделений, массивов магматических пород и т. п.

В процессе вышеуказанных расчетов для конкретного докембрийского комплекса определяются средние химические составы и распространенность (доля участия) главных петрографических типов метаморфических и магматических пород, конкретных стратиграфических подразделений и ассоциаций магматических пород, а также химический состав комплекса в целом. Такой набор данных дает возможность осуществлять реконструкции первичного состава на различных иерархических уровнях с различной деятельностью и в различных направлениях. Примером такого детального изучения петрохимических особенностей в целях установления литологической природы исходных осадков является работа одного из авторов, выполненная для нижнеархейских комплексов Алданского щита [2].

Более широкие обобщения в региональном отношении позволяют сделать данные средних химических составов главнейших докембрийских комплексов Дальнего Востока СССР, приведенные в таблице. Прежде всего для всех комплексов характерны свои петрохимические черты, что обусловлено пестрыми пространственными и количественными распределениями метаморфических и магматических пород, отражающих только им свойственные особенности условий накопления первичных образований.

По химическому составу докембрийские комплексы не имеют аналогии ни с одним из

Химический состав докембрийских кристаллических комплексов Дальнего Востока СССР

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	A	B
1	64,76	0,54	14,37	2,67	3,53	0,13	3,13	5,24	2,68	2,74	0,48	-24	0,35
2	62,42	0,58	13,81	2,95	4,05	0,14	3,64	5,86	2,52	2,08	0,52	-30	0,32
3	57,27	0,65	15,04	3,98	4,98	0,12	5,28	7,38	1,72	2,53	0,42	-39	0,36
4	61,79	0,63	16,54	1,82	3,49	0,09	2,74	5,15	2,58	3,46	0,42	-8	0,22
5	58,95	0,84	15,84	2,27	4,73	0,11	3,46	5,83	2,10	3,80	0,64	-22	0,21
6	59,53	0,51	15,02	2,82	3,08	0,07	2,57	6,92	3,04	2,51	0,65	-52	0,42
7	50,96	0,62	13,5	4,84	3,82	0,08	3,46	11	3,07	1,54	1,11	-130	0,57
8	67,54	0,44	15,34	1,06	2,13	0,07	1,54	3,24	3,19	3,45	0,40	+5	0,24
9	62,04	0,93	13,45	1,06	4,57	0,11	3,25	5,34	2,69	2,20	0,79	-31	0,11
10	66,83	0,66	14,81	1,20	2,80	0,13	1,96	2,79	3,14	3,26	1,28	+10	0,20
11	62,17	0,56	15,08	2,09	3,28	0,09	3,1	5,63	2,68	3,11	0,45	-28	0,28
12	58,43	0,68	14,03	2,74	4,25	0,1	4,37	7,32	2,03	2,87	0,6	-56	0,29

Примечание. 1 — архей Алданского щита (алданский комплекс метаморфических пород и раннеархейские гранитоиды с учетом распространенности); 2 — алданский комплекс; 3 — архейские (катархейские) породы Становой складчатой зоны; 4 — докембрий Становой складчатой зоны (становой комплекс метаморфических пород и интрузивные породы); 5 — становой комплекс; 6 — докембрий Ханкайского массива (породы иманской и уссурийской серий и ультраметаморфогенные гранитоиды); 7 — уссурийская и иманская серии; 8 — докембрий Буреинского массива (буреинский комплекс метаморфических пород и интрузивные породы докембрия и палеозоя); 9 — буреинский комплекс; 10 — рифейский комплекс хр. Тукурингра; 11 — докембрийский комплекс материковой части Дальнего Востока с учетом синорогенных интрузий; 12 — докембрийские метаморфические породы материковой части Дальнего Востока.

A = Al₂O₃ — (CaO + Na₂O + K₂O); B = Fe₂O₃ : FeO; коэффициенты даны в молекулярных количествах.

типов магматических формаций и могут быть лишь сопоставлены в этом отношении с геосинклинальными толщами в целом [7].

Литологический анализ метаморфических комплексов докембрия Дальнего Востока показывает, что их химический состав обусловлен сложным сочетанием разнообразных исходных осадочных, вулканогенно-осадочных, в меньшей мере вулканогенных и еще в меньшей мере интрузивных пород, для которых характерно пестрое пространственное распределение литолого-петрографических разностей различной формационной принадлежности с широкой и весьма глубокой дифференциацией вещества. По своей геотектонической природе это образования геосинклинальных подвижных областей различной геоструктурной принадлежности (миогеосинклинали, эвгеосинклинали и т. п.).

Докембрийские комплексы Дальнего Востока СССР характеризуются (см. таблицу) весьма высоким содержанием кремнекислоты (уровень ряда гранит—диорит), что опровергает предположение о том, что докембрий этого региона представляет метаморфизованную первичную кору «базальтового» состава. Относительно пониженное содержание кремнекислоты в комплексе Ханкайского массива объяснимо широким развитием здесь карбонатных пород: только мраморы и кальцифиры здесь составляют 18,8% общей массы пород. Это же объясняет и весьма низкое значение (-130) коэффициента A , т. е. преобладание суммы извести и щелочи над глиноземом. Характерный представитель толщ, сформированных за счет продуктов переотложенных кор выветривания, — терригенно-морские существенно сланцевые толщи рифейского комплекса хр. Тукурингра, где $A = +10$.

Кристаллические образования докембрия Дальнего Востока СССР демонстрируют относительно широкие вариации значений коэффициента B , отражающего соотношение окисного железа и закисного, что является следствием активного и дифференцированного участия кислорода атмосферы в докембрийском литогенезе.

Вышеприведенные примеры, представляющие незначительную часть выводов из анализа петрохимических особенностей докембрийских комплексов Дальнего Востока СССР, указывают на высокую эффективность этого метода изучения литологии докембрийских образований.

ПЕТРОХИМИЯ И ДИАГНОСТИКА ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Нередко проявленная фрагментарность распространения и утрата ряда первичных признаков строения делают необходимым при исследовании метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образований докембрия детальное изучение их химизма. При этом решается несколько основных задач: расшифровка первичной природы пород, реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма, выявление формационных и металлогенических особенностей ассоциаций и комплексов пород, использование петрохимических данных для целей корреляции и периодизации докембрия. Теоретической основой такого подхода является сформулированный А. В. Сидоренко принцип сходства экзогенных процессов породообразования в докембрии и фанерозое [9]. Немаловажное значение имеет обобщенная многими исследованиями сохранность основных черт химизма пород при региональном метаморфизме.

При реконструкции первичной природы метаморфизованных осадочных и вулканических пород с помощью петрохимических методов существенное значение имеет общая систематика (см. ниже) их неметаморфизованных аналогов, которая в общем виде должна учитывать сложные связи химизма пород, признаков их строения и механизмов формирования. Такая систематика должна охватывать и экзогенные и эндогенные образования, что обеспечивает возможность сопоставления их химизма на разных уровнях и в итоге анализ общих закономерностей состава совокупностей горных пород, отвечающих крупным этапам развития геологических систем в целях изучения общих закономерностей экзогенных и эндогенных режимов развития земной коры, как того требует современный подход к обобщению данных по геологии докембрия [20].

В настоящее время общая систематика горных пород применительно к задачам реконструкции первичной природы метаморфитов разработана лишь частично. Так, для первично-осадочных алюмосиликатных обломочных и глинистых пород могут быть использованы некоторые приемы распознавания первичной природы, основанные на систематических особенностях химизма их неметаморфизованных аналогов [3, 4]. Один из приемов — использование диаграмм, учитывающих важнейшие параметры состава, связанные с классификационной принадлежностью пород и особенностями процессов их

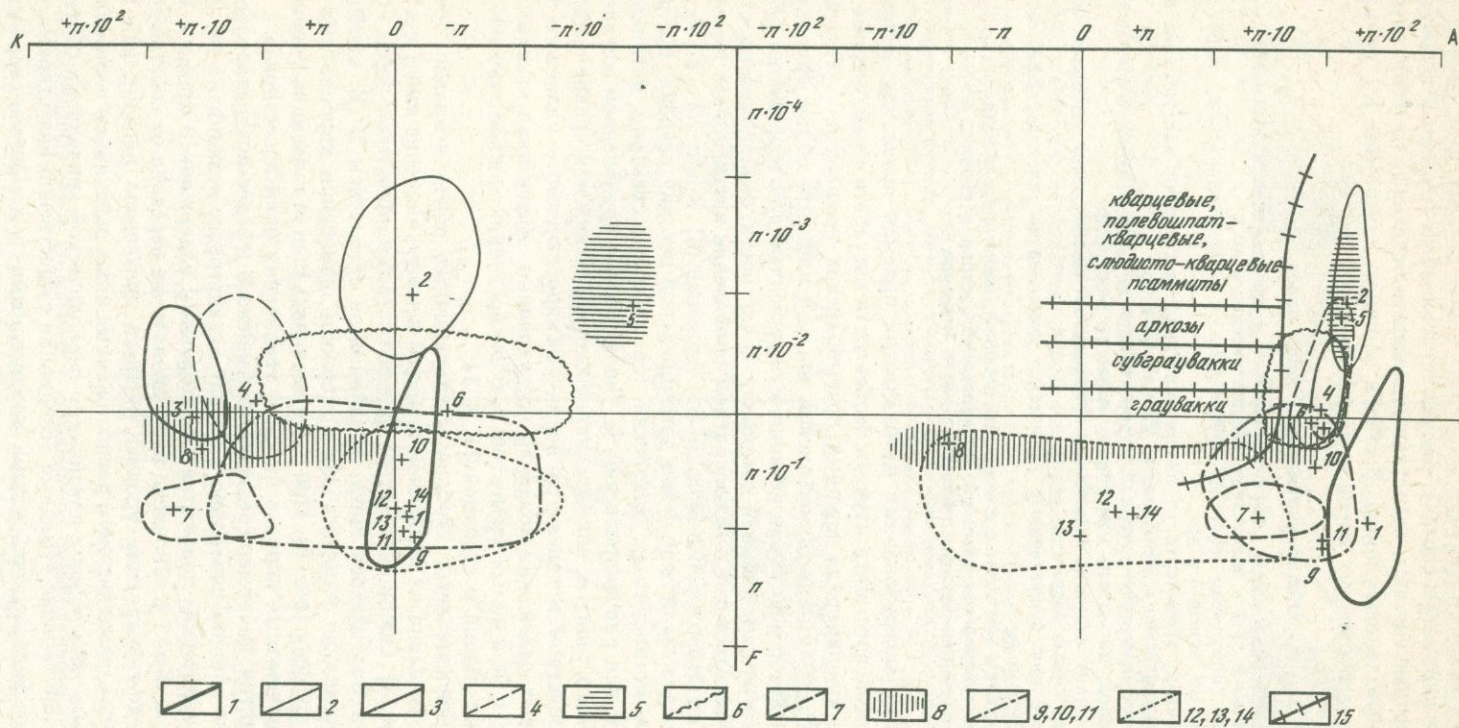


Рис. 1. Диаграмма FAK [3] для распознавания первичной природы метаморфизованных глин и близких к ним образований

1 — латериты и бокситы; 2 — каолинит; 3 — калиевые гидрослюдки; 4 — смешанные гидрослюдистые глины; 5 — браммалит; 6 — монтмориллонит; 7 — гидробитит; 8 — глауконит; 9—11 — общее поле трех групп: 9 — хлориты, 10 — вермикулиты, 11 — лептохлориты; 12—14 — то же: 12 — переходная железомагнетизальная группа хлоритов, 13 — высокожелезистые септохлориты, 14 — сепиолиты; 15 — граница поля глин и кластогенных пород

формирования. В качестве примера может быть приведена одна из диаграмм для глинистых и близких к ним алюмосиликатных осадочных пород (рис. 1). Для распознавания используются общие параметры состава, данные по эталонным группам и типичные или усредненные стандартные составы, представительные для отдельных классов, групп или подгрупп неметаморфизованных пород. В общем варианте диаграммы [3] приводится сопоставление состава осадочных пород и магматитов.

Общая систематика горных пород

1. Главные совокупности — по среде формирования и источнику, энергии главного этапа: экзогенные (осадочные и др.) и эндогенные (магматические и др.).
2. Типы — по главным признакам состава: силикатные и алюмосиликатные, карбонатные, фосфатные, железистые, окисные и др.
3. Подтипы — по механизму транспорта, отложения материала и строения: кластогенные и хемогенные осадки, вулканические и интрузивные магматиты и др.
4. Ряды — по основному источнику материала: терригенно-осадочный и вулканогенно-осадочный ряды экзогенных пород, магматиты мантийного, корового ряда и др.
5. Классы — по содержанию ведущих химических компонентов: аркозы среди зернистых осадков, андезиты среди вулканитов и др.
6. Группы — по содержанию существенных химических компонентов: плагиоаркозы глинистые, субщелочные андезиты и др.
7. Подгруппы — по деталям химизма: соотношению щелочей, железистости и др.
8. Виды — по тонким особенностям химизма, минерального состава, строения.
9. Разновидности — по второстепенным чертам состава и строения.

Использование охарактеризованных методических приемов позволило в пределах восточной части Балтийского щита изучить особенности состава и закономерные связи метаосадочных образований ряда крупных докембрийских комплексов — Печенгской, Имандра-Варзугской, Колмозеро-Вороньинской зон — и наметить общие закономерности эволюции метапелитов докембрия региона, существенные для корреляции разрезов и периодизации геологических событий докембрия. В частности, было показано, что состав метапелитов свидетельствует о многократном проявлении интенсивного выветривания в докембрии, что подтверждает выводы А. В. Сидоренко [8]. Кроме того, по составам метапелитов были выделены четыре этапа докембрийской истории региона: преархейский (с отсутствием метапелитов), архейский (со сложным спектром метапелитов), раннепротерозойский или раннекарельский (с типоморфным проявлением метапелитов первично-каолинитового типа) и, наконец, карельско-рифейский или средне-позднепротерозойский (с господством метапелитов первично-гидрослюдистого калиевого типа).

Для рассмотренных целей, как показали исследования, эффективно использование не только петрогенных, но и малых элементов. В числе последних важное значение имеет хром, никель, кобальт, барий и стронций [1, 3, 14].

Изучение метаморфизованных карбонатных осадочных пород показало, что для систематики и распознавания их первичной природы немалое значение имеет состав их некарбонатной части [3]. Обобщение материалов по составу карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита, предпринятое с участием В. В. Любцова и В. А. Мележика, позволило наметить закономерности изменения карбонатных метаосадочных пород во времени (рис. 2). При этом выявилась общая тенденция уменьшения магнизиальности карбонатных пород в целом и увеличения роли известняков к концу крупных этапов развития, например среднепротерозойского (средне-позднекарельского). Кроме того, показано влияние синхронного пикрит-базальтового вулканизма на локальное проявление специфических доломитов с повышенным содержанием хрома и других рудогенных элементов. Было установлено важное значение перехода от собственно ятулийского к заонежско-суйсарскому уровню среднего протерозоя региона как палеоклиматического рубежа, разделяющего расположенные ниже ассоциации пестроцветных терригенных и доломитовых пород с признаками периодической аридизации обстановок и расположенные выше типично гумидные ассоциации существенно известковых карбонатных пород с сульфидно-углеродистыми терригенными и хемогенно-терригенными отложениями. Углеродистые толщи заонежско-суйсарского уровня верхнего карелия (включающие шунгит-карбонатно-сланцевый верхний ятулий Карелии, а также верхи ильмозерской свиты, роуксинскую толщу, пильгуярвинскую свиту, южнопеченгскую и томинскую серии на Кольском полуострове), по схеме В. А. Тенякова и Св. А. Сидоренко [20], относятся к третьему, главнейшему этапу развития углеродсодержащих формаций докембрия и к этапу проявления эукариот [18]. Это обстоятельство делает намеченный литолого-геохимическими исследованиями рубеж весьма важным для дальнейших исследований в связи с его корреляционным значением для докембрия в целом.

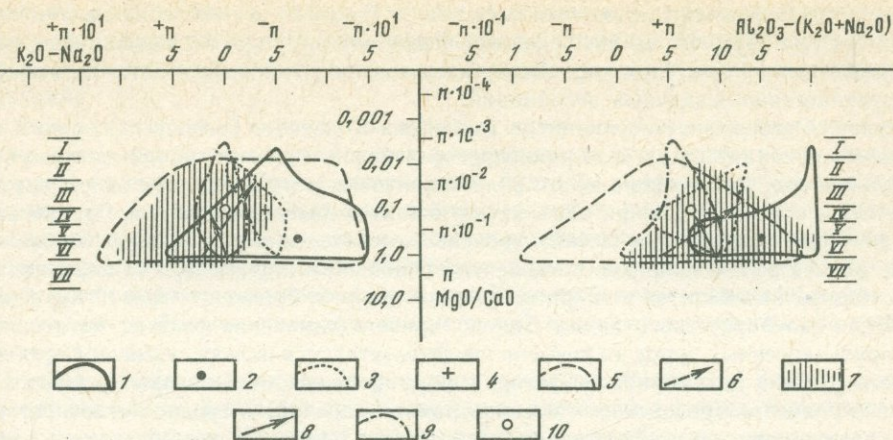


Рис. 2. Поля составов карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита на диаграмме МАК [3]

1 — архейские образования; 2 — среднее значение для архея; 3 — нижний протерозой (стрельнинская серия раннего карелия); 4 — среднее для нижнего протерозоя; 5 — средний протерозой Печенгско-Варзугского пояса; 6 — линия эволюции для среднего протерозоя Печенгско-Варзугского пояса; 7 — средний протерозой Северного Приладожья; 8 — линия эволюции для Северного Приладожья; 9 — рифей; 10 — среднее для рифея. Значения параметров — в формульных количествах. Римские цифры — зоны относительной магнезиальности пород: I — известняки минимально магнезиальные, II — обычные известняки, III — слабо магнезиальные известняки, IV — доломитовые известняки, V — известковые доломиты, VI — доломиты, VII — доломиты с примесью магнетита

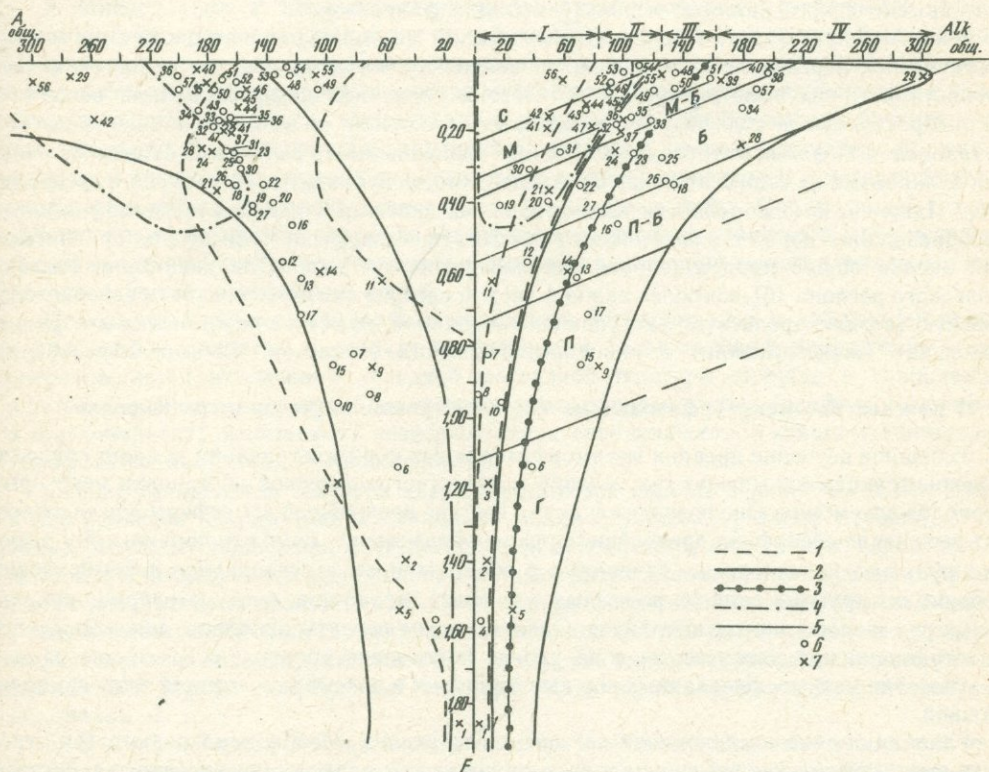


Рис. 3. Поля основных типов магматитов в координатах: общая глиноземистость—основность—общая щелочность

1 — зона пород нормальной щелочности; 2 — объединенная зона субщелочных и щелочных пород; 3 — граница зон субщелочных и щелочных пород; 4 — область высокоглиноземистых пород пониженной и отчасти нормальной щелочности («сплагноклазовый тип»); 5 — границы классов магматитов; 6 — примеры составов эффузивных пород; 7 — примеры составов интрузивных пород. Цифры на схеме: 1 — дунит, 2 — лерцолит, 3 — кортландит, 4 — меймечит, 5 — слюдяной пироксилит, 6 — нефелиноливиновый порфирит с биотитом, 7, 8 — пикрит, 9 — слюдяной пироксенит, 10 — пикрит, 11 — диаллагит, 12 — оливиновый базальт, 13 — лимбургит, 14 — миссурит, 15 — меллиловый базальт, 16 — нефелинит, 17 — оливиновый нефелинит, 18 — лейцитит с меллитом, 19 — оливиновый толеит, 20 — платобазальт, 21 — габбро, 22 — сплит, 23 — трахибазальт, 24 — эссексит, 25 — лейцитит, 26 — нефелинит, 27 — базанит, 28 — йолит, 29 — ургит, 30 — долерит, 31 — кварцевый базальт, 32 — шононит, 33 — банатит, 34 — лейцитифир, 35 — латит, 36 — монзонит, 37 — слюдяной сиенит, 38 — фонолит, 39 — пуласскит, 40 — мариуполит, 41 — габбро-анортозит, 42 — анортозит, 43 — андезит, 44 — кварцевый диорит, 45 — кварцевый латит, 46 — гранодiorит, 47 — бескварцевый диорит, 48 — комендит, 49 — пантеллерит, 50 — трахит, 51 — щелочной трахит, 52 — лацит, 53 — риолит, 54 — кварцевый кератофир, 55 — щелочной гранит, 56 — анортозит, 57 — тингуант. С — кислые породы (снэлиты); М — средние породы (мезиты); М-Б — мезит-базиты; Б — базиты; П-Б — пикрит-базиты; П — пикриты; Г — гипер-базиты

Петрогеохимическая систематика магматитов (рис. 3) с использованием общих параметров состава [5], помимо расшифровки первичной природы метавулканитов, необходима для более полной характеристики палеотектонических и формационных особенностей вулканогенно-осадочных ассоциаций.

Изучение химизма метавулканитов докембрия Кольского региона показало в целом гомодромный характер архейско-раннепротерозойского вулканизма, присутствие кислых метавулканитов, увеличение в целом роли пикритовых метавулканитов вверх по разрезу и отсутствие основных и пикритовых метавулканитов щелочного уклона. Среднепротерозойский (средне-позднекарельский) уровень замечателен антидромными тенденциями, возрастающей ролью пикритов повышенной основности, появлением и широким развитием субщелочных базитов и пикритов вверх по разрезу среднепротерозойских комплексов Печенгско-Варзугского пояса. Закономерности изменения состава метаосадочных и метавулканогенных пород во времени свидетельствуют в пользу существования этапов высшего ранга в докембрийской истории формирования земной коры — доархейского, архейско-раннепротерозойского (включая ранний карелий) и средне-позднепротерозойского, различающихся по формационным чертам и тектоническим обстановкам образования вулканогенно-осадочных толщ.

Литолого-геохимическое изучение вулканогенно-осадочных толщ значительно способствует определению металлогенических перспектив метаморфических комплексов. В первых, систематическое геохимическое опробование само по себе выявляет ранее неизвестные повышенные концентрации рудогенных и редких элементов. Во-вторых, знание первичной природы пород и их петрогеохимических характеристик уточняет оценку их формационной принадлежности и тем самым делает возможным применение методов металлогенического анализа, используемых для фанерозоя.

В изучавшихся нами литолого-геохимическими методами районах раскрытию металлогенических перспектив способствовало появление новых данных по уровням, интенсивности и типам выветривания и по степени осадочной дифференциации вещества, по распространению сульфидно-углеродистых отложений, по появлению специфических металлоносных фаций метаосадков. Немалое значение имело выявление признаков влияния вулканизма на седиментогенез и рост щелочности вулканитов во времени и пространстве. Наконец, по совокупности всех признаков, включая и явления метаморфогенного преобразования пород с накоплением рудного вещества, была произведена сравнительная оценка общей продуктивности металлогенических эпох. Для докембрия Карело-Кольского региона [6] наиболее важной эпохой следует признать поздне-среднепротерозойскую (позднекарельскую). Уступающие названной, но все же важные эпохи — раннеархейская (железородная) и раннепротерозойская (кейвская, или предкарельская).

О диагностике метаморфизованных кор выветривания (на примере Карелии)

Успешное изучение древних метаморфизованных кор выветривания должно привести к реконструкции климатических условий и палеогеографической обстановки некоторых периодов докембрия. Оно позволит судить о составе древнейшей атмосферы Земли, облегчит выяснение специфики древнейшего осадкообразования, поможет правильному решению практических вопросов, связанных с обнаружением и освоением в докембрийских провинциях крупных запасов железных, урановых, медно-никелевых, серебряно-кобальтовых руд и особо чистых кварцитов. Однако многие аспекты проблемы докембрийского выветривания находятся все еще на уровне постановки вопроса, и среди них задача диагностики метаморфизованных кор выветривания в докембрии остается пока наиболее важной.

Главная задача исследований состоит в следующем. Необходимо попытаться отделить метаморфические изменения в коре от процессов разложения исходного субстрата при древнейшем выветривании с тем, чтобы восстановить характер этих процессов и, проанализировав особенности метаморфизованного профиля выветривания, реставрировать его первичную геохимическую зональность и осуществить возможные палеогеографические построения.

Опыт изучения некоторых метаморфических пород протерозоя в Центральной Карелии показывает, что часть их по совокупности различных признаков может быть отнесена к первично-элювиальным образованиям. Чтобы исключить элемент случайности при минералого-геохимической реставрации дометаморфических профилей и иметь возможность объективно судить о характере древнейшего выветривания, изучались исходные для сланцев («подозреваемых» в принадлежности к первичному элювию) породы наме-

ренно контрастного состава: кислые (граниты, конгломераты с преимущественно гранитной галькой) и основные—ультрасосновые (диабазы, пикриты). По результатам исследований выявляется несколько первично-элювиальных признаков этих метаморфических образований.

1. Кварц-серицитовый и серицит-хлоритовый горизонты постоянно приурочены к контакту гранитов, диабазов, конгломератов и перекрывающих их метаосадков ятулия, что опровергает выдвигаемые иногда утверждения, будто бы кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы представляют зоны смятия различных пород. Кроме того, положение этих сланцев в разрезе напоминает их последовательность в истинном профиле коры выветривания: субстрат—горизонт собственно коры — переотложенные ее продукты. Большое число выходов упомянутых сланцев в Карелии и сопредельных областях также скорее говорит о бывшем площадном, чем о локальном тектоническом, характере их распространения.

2. Наблюдаемые в изучавшихся разрезах гранитные брекчии по своему строению, характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, структурно-минеральном превращении в обломках и цементирующей массе обладают типичными чертами делювиально-аллювиальных брекчий. Элювиальная природа изучавшихся брекчий подтверждается неровной ложбинообразной поверхностью нижележащих гранитов.

3. Об элювиальном характере джютулийских профилей свидетельствует прогрессирующее разрушение пегматитовых, аплитовых и кварцевых прожилков в пределах гранитобрекчии и кварц-серицитового слоя, тогда как в исходном граните они оказываются совершенно ненарушенными. Этим же интересен процесс постепенного исчезновения гранитной гальки по мере развития на конгломератах слоя кварц-серицитовых сланцев.

4. Минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в джютулийских разрезах происходят по той же схеме, как и в постпротерозойских корах. Например, процесс серицитизации плагиоклаза в метаморфических профилях сходен с процессом замещения полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в неизмененных корах выветривания гранитоидов. Преобразование биотита в хлорит, замещаемый, в свою очередь, карбонатом, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и кварцем (часто с сагенимом и гидроокислами железа), происходит в метаморфических профилях в той же последовательности, что и в молодых корах. Наблюдаемый в джютулийских разрезах процесс коррозии и постепенного распада кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе тождествен явлениям разъедания кварца глинистыми минералами в постпротерозойских корах.

Постепенный переход гранитов и гранитных конгломератов в кварц-серицитовые, а диабазов и пикритов в серицит-хлоритовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы сопровождается изменением исходной массивной текстуры сначала в сланцеватую, а затем в типично сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (профили на гранитах и конгломератах) оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые миндалины (профиль на диабазах) — сплюснутыми.

Сейчас сланцеватая текстура кварц-серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликтов кварца (как и сланцевый облик серицит-хлоритовой породы), — очевидно, результат уплотнения джютулийского (и ятулийского) пластичного глинистого вещества при последующем региональном метаморфизме. Постепенный переход на сравнительно небольшом по мощности (15—20 м) интервале массивного гранита (или диабаза) в кварц-серицитовый (или серицит-хлоритовый) сланец говорит о пластичности неметаморфизованного аналога этих сланцев. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия или, наоборот, размывания ее.

5. В джютулийских разрезах циркон, являясь устойчивым при выветривании и метаморфизме минералом, сохраняет присущую ему призматическую форму от материнских гранитов до непосредственного контакта кварц-серицитовых сланцев с перекрывающими их кварцитами; общее количество ZrO_2 при этом возрастает.

6. В кварц-серицитовой породе электронно-микроскопическими исследованиями обнаружены реликты кристаллов каолинита в массе гидрослюды. Рентгеноструктурный анализ подтверждает присутствие каолинита. Существование в Финляндии залежей каолина, непосредственно перекрываемых ятулийскими кварцитами, — прямой аргумент в пользу первично-элювиального происхождения изучавшихся образований.

7. Направленность и распределение породообразующих химических компонентов по исследованным метаморфизованным профилям кислого и основного ряда соответствуют характеру профиля выветривания (рис. 4, 5). В кварц-серицитовой и серицит-

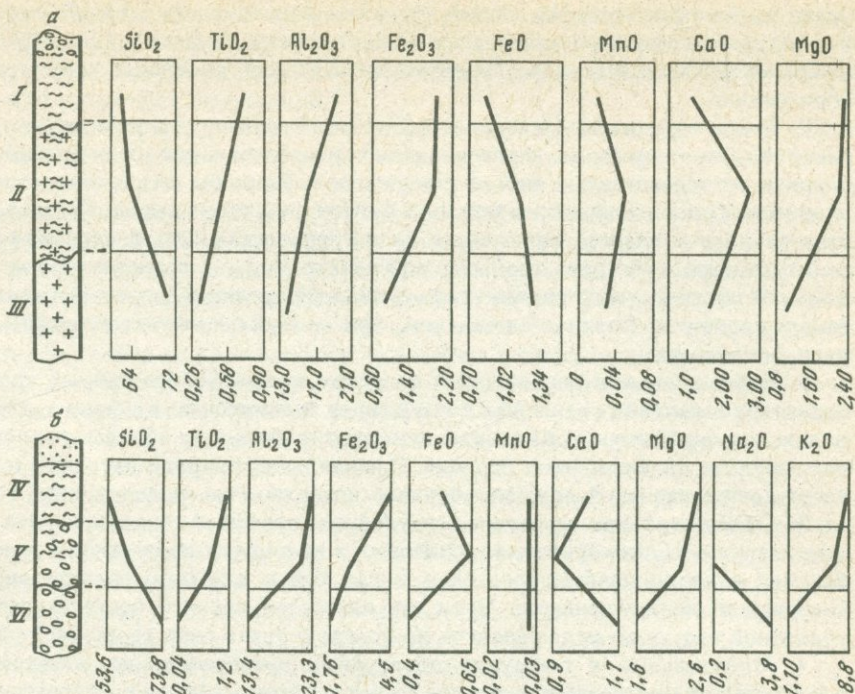


Рис. 4. Распределение химических элементов в доятулийской метаморфизованной коре выветривания на гранитах (а) и конгломератах с преимущественно гранитной галькой (б)

I — кварц-серицитовый сланец; II — кварц-серицитовая порода с реликтовой структурой гранита; III — гранит неизмененный; IV — кварц-серицитовый сланец; V — гранитная галька, серицитизированная; VI — гранитная галька, неизменная

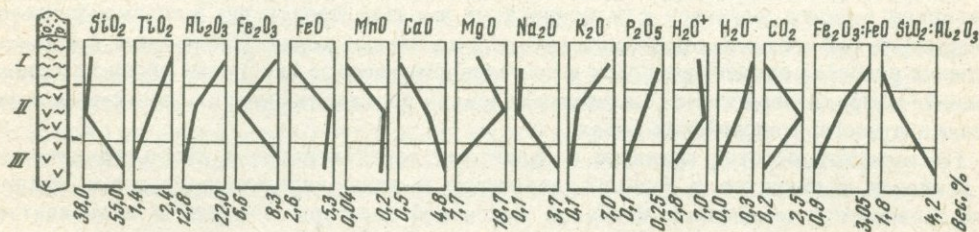
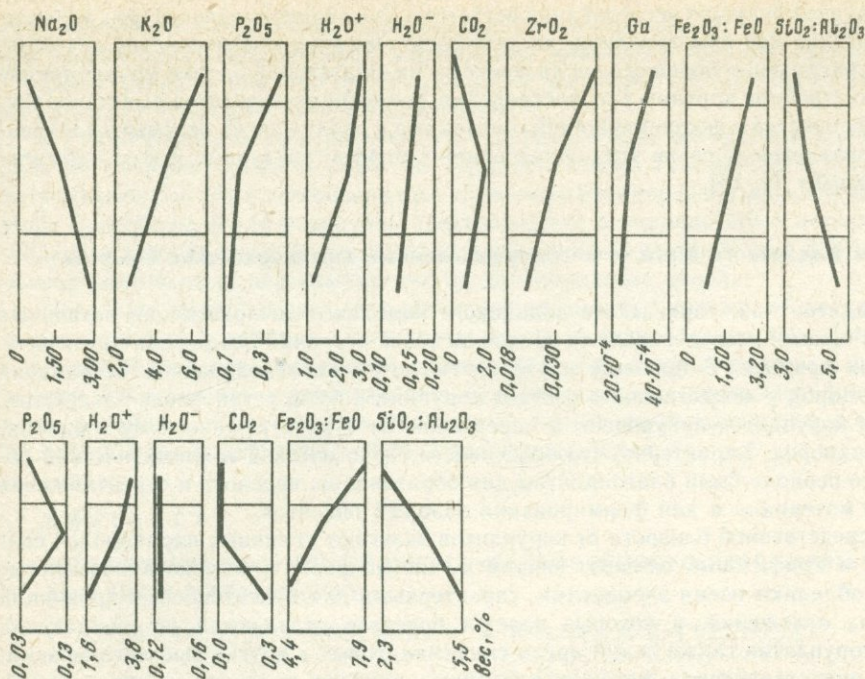


Рис. 5. Распределение химических элементов в ятулийской метаморфизованной коре выветривания на породах основного состава

I — серицит-хлоритовый сланец; II — серицит-хлоритовая порода с реликтовой структурой диабазы; III — диабаз неизмененный

хлоритовой породе по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазы наблюдается уменьшение содержаний Na₂O, SiO₂, FeO, MnO, иногда CaO и увеличение Al₂O₃, TiO₂, ZrO₂, Ga, Fe₂O₃, P₂O₅, H₂O и отчасти свободного углерода. Количество K₂O, иногда CaO и MgO вверх по профилям возрастает, а не уменьшается. Повышенное содержание MgO и CaO — результат некоторой карбонатности изучавшихся разрезов. Проявление карбонатности (как и скопления вторичного мелкозонаичного и гребенчатого кварца) можно отчасти рассматривать как следствие некоторой засушливости доятулийского климата. Возможность подобного минералообразования для молодых кор выветривания, формирующихся при дефиците влажности, доказана многими исследователями. Гидроокислы железа в кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе, линзы доломитов и кремней в кровле кварц-серицитового горизонта, трещины усыхания в прослоях кварц-карбонат-слюдистых сланцев среди перекрывающих кварцитов могут служить дополнительным подтверждением периодического понижения влажности в ятулийское время.

8. Ассоциация метаморфических минералов в доятулийских и ятулийских профилях (хлорит, серицит, мусковит, эпидот, сфен, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевому метаморфизму. По своей очевидности, серицит и хлорит представляют продукт метаморфизма каолинита и монтмориллонита, возникших при древнейшем выветривании кислых и основных пород. Калий, обеспечивший в процессе метаморфизма преобразование доятулийского каолинита в серицит, мог накапливаться двояко. Ча-



стично он, по-видимому, адсорбировался появляющимся каолинитом еще при формировании дюятулийского профиля выветривания. Кроме того, каолинит насыщался калием уже после захоронения коры под осадками ятулия, улавливая его из поверхностных и грунтовых вод, обладавших, наверное, повышенной щелочностью вследствие некоторой засушливости ятулийского климата.

9. В процессе среднепротерозойской складчатости возникшие в дюятулии на гранитах и конгломератах (а в ятулии на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы. Первичные гидрослюда и каолинит при этом преобразовывались в диоктаэдрическую гидрослуду мусковитного типа (полиморфная модификация 2M₁), а гидробиотит и монтмориллонит — в хлорит. Высвободившийся при выветривании силикатов аморфный кремнезем был раскристаллизован, глинистый слой рассланцован (при этом реликты зерен первичного кварца в глинистой массе переориентировались по сланцеватости). Метаморфизм осуществлялся изохимически.

Таким образом, кварц-серицитовые сланцы на архейско-раннепротерозойских гранитах и сумийско-сариолийских конгломератах в основании ятулийской толщи Карелии (как и серицит-хлоритовые сланцы на диабазах ятулия) представляют остатки древнейших площадных кор выветривания, сформировавшихся в климатических условиях перехода от гумидной зоны к аридной, сильно эродированных и позднее метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Сравнение протерозойских кор выветривания Карелии с корами постпротерозойского времени свидетельствует о геологическом, текстурном и геохимическом их сходстве. Общее сходство распределения главных химических компонентов в метаморфизованных и постдокембрийских неметаморфизованных профилях выветривания подтверждает изохимический характер регионального метаморфизма. Отчетливое увеличение вверх по дюятулийским профилям величины Fe₂O₃/FeO с одновременным уменьшением отношения SiO₂/Al₂O₃ указывает на присутствие в атмосфере протерозоя значительного количества свободного кислорода — активнейшего агента химического выветривания. Поскольку в протерозое продукты выветривания исходных пород оставались такими же, как и в более поздние периоды, есть основания полагать, что физико-химическая основа выветривания в течение протерозоя—кайнозоя принципиально не изменялась.

Признавая за древнейшими корами выветривания исключительное значение в познании ранней истории Земли, академик А. В. Сидоренко дальнейшее их изучение определяет таким образом [8]: «Поскольку, несмотря на установленный факт широкого и закономерного размещения кор выветривания в докембрии различных регионов, наши сведения о них (особенно об архейских корях выветривания) пока еще отрывочны и неполны,

важнейшей задачей будущих исследований остается дальнейшее выявление всех возможных докембрийских кор выветривания, их детальное описание и комплексное изучение. Только путем накопления большого числа фактов и их тщательной оценки можно прийти к воссозданию стройной картины распространения древнейших процессов выветривания, познанию особенностей и закономерностей состава кор и продуктов их перемыва (осадочных пород), определению связи этих образований с морфоструктурами и континентальными перерывами» [с. 13].

Корундиты Алданского щита — метаморфизованные нижнеархейские бокситы

Для корундитов нижнеархейского алданского комплекса до проведения детальных исследований одними исследователями предполагалась первично-осадочная, другими — метаосадочная природа. В процессе изучения геологического положения, ассоциаций сопряженных пород и вещественного состава корундитов было установлено следующее.

1. Залежи корундитов приурочены к определенному стратиграфическому горизонту архейских парапород. Характерно, что особенности геологической и климатической обстановки этого периода были благоприятны для образования, переноса и переотложения латеритового материала и для формирования залежей бокситов.

2. В непосредственной близости от корундитов залегают типичные парапороды: силлиманитовые и графитовые сланцы, кварциты, кальцифиры и высокоглиноземистые породы. Они обладают всеми элементами, характерными для бокситоносных провинций фанерозойских отложений, в которых залежи бокситов отделяются от вмещающих пород. Тела корундитов также лежат среди силлиманитовых и других высокоглиноземистых пород, представляющих метаморфизованные аналоги каолиновых образований.

3. Корундитовые залежи имеют форму линз (до 25×70 м), согласно залегающих с вмещающими парапородами, т. е. совпадают по форме и размерам с залежами бокситов.

4. Залежи корундитов имеют зональное строение с увеличением содержания глинозема к центральным частям, что характерно и для залежей бокситов.

5. Петрохимический анализ корундитов и сопряженных с ними высокоглиноземистых диафоритов показывает, что по этим признакам они могут быть сравнимы только с бокситами. Действительно, концентрации Al_2O_3 , TiO_2 и Cr_2O_3 характерны для переотложенных латеритов, причем, учитывая содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO, S, MgO и других компонентов, можно предположить, что они относятся к геосинклиальному типу беemitового состава. Вмещающие породы сопоставлены с высокоглиноземистыми породами бокситоносных формаций. Содержание и распределение в них Ca, V, Li, Tg указывают на их переотложенный характер, а Cr, Ni, Co — на их происхождение за счет разложения основных пород.

6. В химическом отношении корундовые породы — наиболее глиноземистые члены закономерного химического ряда глиноземистых пород Алданского щита, что позволяет рассматривать их в этом отношении как метаморфизованные, наиболее глиноземистые члены ряда переотложенных кор выветривания, т. е. как бокситы. Отмечается значительное сходство алданских корундитов с докембрийскими корундитами Индии, Южной Африки и других регионов, для которых установлена их первично-бокситовая природа.

7. Для алданских корундитов характерно полное отсутствие генетических и других прямых связей с разрывными нарушениями, зонами диафореза и метасоматоза, а также с телами магматических пород.

8. Залежи корундитов испытали на себе явное воздействие последующих процессов диафореза, связанного с геологическими процессами взаимодействия Алданского щита со Становой складчатой областью.

Таким образом, детальное изучение геологии и вещественного состава корундитов указывает на то, что они представляют метаморфизованные нижнеархейские бокситы.

Метаморфизм осадочных толщ и их метаморфогенное рудное «дыхание»

В последние годы в целой серии наших исследований [10, 12, 13, 19, 20] мы особо рассмотрели и показали роль метаморфизма и возникающих при этом метаморфогенных газово-водных отторжений в мобилизации рудных компонентов и последующей их разгрузке в пределах (или вблизи) метаморфизирующихся систем. При этом была установлена исключительная роль углекислоты (CO_2), с чем хорошо согласуются известные данные А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова [21] по газово-жидким включениям в метаморфиче-

ских минералах и минералах гидротермальных месторождений. В этой работе показано, что углекислота — чрезвычайно характерный компонент гидротермальных растворов, и сделан вывод о том, что гидротермальные растворы нередко представляют весьма насыщенные углекислотой природные воды.

В самые последние годы выявился и еще один весьма интересный компонент «дыхания» метаморфизирующихся осадочных толщ докембрия. Так, наряду с углекислым было установлено [13, 16] и углеводородное «дыхание» метаморфизирующихся седиментогенных толщ докембрия. Было высказано предположение о влиянии этого источника твердых, жидких и газообразных углеводородов на накопление нефти и газа в рыхлых породах чехлов континентов, перекрывающих их докембрийские цоколи.

Предварительный анализ дает основания связывать с дегазацией осадочно-метаморфических пород докембрия и некоторые другие газопроявления (H_2 , CH_4 , SO_2 и др.).

Иначе говоря, устанавливается новое комплексное научное понятие о «жидко-газовом дыхании» метаморфизирующихся осадочных горных пород докембрия и о влиянии этого огромного по масштабам процесса не только на металлогению докембрия, но и на состав и эволюцию гидросферы и атмосферы Земли.

АБСТРАКТ

SEDIMENTARY GEOLOGY OF DEEPLY METAMORPHOSED PRECAMBRIAN COMPLEXES AND THEIR METALLOGENY

V. A. TENYAKOV, A. S. KORYAKIN, E. A. KULISH, A. A. PREDOVSKY

Metamorphism and accompanying metamorphogenic liquid-gas substance play a certain role in the mobilization of ore components and their later discharge near or within the system undergoing metamorphism. Of special importance was the role of carbon dioxide. A preliminary analysis shows that some other gaseous matter hydrocarbons, H_2 , CH_4 , SO_3 etc. could be connected with the degasation of the Precambrian sedimentary rocks. A new general scientific concept about "liquid-gas-ore respiration (breathing)" of the metamorphosing sedimentary Precambrian rocks is established. Not only Precambrian metallogeny was affected, but also composition and evolution of the hydrosphere and atmosphere were greatly influenced by the process.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов Н. Е., Мележик В. А., Ильин Ю. И., Атаманова С. П. Распределение бария и стронция в пелитах и метапелитах. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 112—117.
2. Кулиш Е. А. Региональная петрохимия и распространенность пород нижнеархейского алданского комплекса. — В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-ие ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 96—151.
3. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.
4. Предовский А. А. Черты эволюции состава докембрийских метапелитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1976, с. 15—30.
5. Предовский А. А. Петрогеохимическая систематика вулканических горных пород. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1977, с. 8—15.
6. Предовский А. А. Связь металлогенической перспективности метаморфических комплексов докембрия с геохимической эволюцией седиментогенеза и магматизма. — В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 5—20.
7. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976 № 12, с. 1763—1795.
8. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975а, с. 5—15.
9. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1975б, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
10. Сидоренко А. В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Коррелиция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 9—25.
11. Сидоренко А. В., Розен О. М. Терригенные отложения раннего докембрия и формирование континентальной коры Земли. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 9—21.
12. Сидоренко А. В., Розен О. М. Карбонатные хемогенные отложения докембрия: основные итоги и перспективы исследований. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблемы эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 5—8.

13. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 72—79.
14. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова. М.: Наука, 1972. 221 с.
15. Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 74—78.
16. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с.
17. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687.
18. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 126—143.
19. Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 52—65.
20. Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Новые актуальные аспекты исследования системы выветривания—осадконакопление—метаморфизм. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 21—39.
21. Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования: I Международный геохимический конгресс. М.: Наука, 1973, с. 7—19.

УДК 551.71/72 553.078

СВ. А. СИДОРЕНКО, Н. А. СОЗИНОВ

РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Углеродистые формации привлекают в последние годы все большее внимание. Интерес к ним вызван тем, что большое число важных в промышленном отношении месторождений полезных ископаемых так или иначе приурочено к углеродистым отложениям. С формациями углеродистых сланцев¹ парагенетически связаны месторождения золота, меди, железа, фосфора, марганца, полиметаллов, урана, шунгита, графита и т. п.

Углеродистые формации известны на всех материках и в отложениях всех возрастов; они образуют обязательную составную часть как метаморфических комплексов докембрия, так и осадочных отложений фанерозоя. Суммарные запасы захороненного углеродистого вещества в них огромны. По имеющимся данным, интенсивное накопление его началось с возникновения жизни на Земле, т. е. с появления свободного кислорода в атмосфере и образования гидросферы.

Бассейны, в которых накапливались отложения, давшие начало углеродистым формациям, — это, как правило, морские бассейны биогенной седиментации. Данные по современному, фанерозойскому и позднедокембрийскому накоплению высокоуглеродистых осадков показывают, что в своей подавляющей части (около 90%) органическое вещество (ОВ) отлагается в области подводных окраин материков с пассивным и активным тектоническим режимом, особенно на участках подъема глубинных вод, обогащенных питательными веществами, необходимыми для бурного развития планктона. При этом отложения, обогащенные ОВ, накапливаются в обстановке мелководья как в краевых морях, охватывающих территорию шельфа, так и в эпиконтинентальных, располагающихся на континентах.

Таким образом, углеродистые формации занимают вполне определенное геоструктурное положение, тяготея к зоне, пограничной между материком и океаном, т. е. к наиболее активной зоне литосферы, в пределах которой с максимальной интенсивностью протекает процесс биологической деятельности и осадкообразования. Другими словами, биогенные углеродистые формации (или так называемые формации черных сланцев) являются частью литосферы и представляют ассоциацию осадочных (вулканогенно-осадочных) пород и ОВ, сформированную под совокупным влиянием геологических условий, среды и биологических экосистем, тесно связанных между собой в пространственном, временном и генетическом отношениях.

Исследования, проведенные в последние годы по изучению углеродистых формаций докембрия и фанерозоя в различных районах мира, позволили получить убедительные

¹ К углеродистым сланцам относятся горючие, шунгитовые, черные, битуминозные и графитовые сланцы и др.

материалы о более сложном, чем это представлялось ранее, распределении и обстановках накопления этих отложений. Было выяснено, что они весьма широко распространены в докембрии, в том числе в раннем; причем масштаб накопления углеродистого вещества в докембрии не уступает масштабу накопления его в фанерозое [20].

Огромный интервал времени (3—3,5 млрд. лет), в течение которого происходило накопление углеродистых формаций в докембрии, определяет необходимость всестороннего их исследования. Мы сейчас располагаем весьма незначительными данными о ранне-докембрийских обстановках их седиментации. Это может быть объяснено двумя причинами: во-первых, относительно меньшей изученностью этих формаций по сравнению с более молодыми и, во-вторых, широким проявлением метаморфизма, затушевывающего первичные признаки условий их накопления.

Реконструкция обстановок накопления углеродистых формаций решается нами в основном для протерозойских осадков. Что же касается архейских отложений, то в настоящее время отсутствует материал, который позволил бы выделить конкретные бассейны их седиментации. Широкая распространенность углеродистых формаций в докембрии не только выдвигает чисто научные задачи по их изучению и типизации, но и вызывает необходимость анализа металлогенических особенностей этих формаций, поскольку с ними ассоциируют различные полезные ископаемые.

ТИПЫ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Глубокий метаморфизм и дислоцированность докембрийских образований осложняют проведение формационного анализа и не позволяют с полной уверенностью воссоздать картину палеогеологических условий их формирования. Вместе с тем изучение перричной природы и литолого-геохимических особенностей углеродистых отложений позволяет сгруппировать конкретные формации в несколько формационных типов. В зависимости от первичного состава и геотектонического положения выделяются четыре формационных типа: терригенно-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-углеродистые [23].

Терригенно-углеродистые формации. Анализ размещения отложений этих формаций показывает, что накопление осадков происходило непрерывно в течение всей докембрийской истории Земли. В то же время в отдельные периоды, в относительно узких временных интервалах, иногда отмечается максимальное их проявление на всех континентах. Такие периоды обычно совпадали с моментами тектонического покоя, когда на континентах шло формирование пенеплена и преобладало химическое выветривание. Накопление же осадков самих формаций происходит во внутренних бассейнах, заложенных на жестком основании.

Наиболее древние терригенно-углеродистые формации отмечаются уже в архее, где они тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными и первично-осадочными породами. Углеродистое вещество в этих формациях, как правило, метаморфизовано и превращено в графит. К указанному возрастному интервалу относятся хорошо известные формации углеродистых сланцев и кварцитов Каапвальского кратона (Юго-Восточная Африка), района Исуа (Юго-Западная Гренландия) и, возможно, углеродсодержащие первично-терригенные и терригенно-вулканогенные формации Канадского и Балтийского щитов, Приазовского массива и др.

Большое количество разнообразных по составу и ассоциациям терригенно-углеродистых накоплений встречается в верхнем архее или нижнем протерозое. На этом стратиграфическом уровне весьма часто наблюдаются ассоциации углеродистого вещества с железистыми кварцитами и первично-терригенными и терригенно-карбонатно-глинистыми осадками. Широкое развитие имеют вулканогенно-терригенные ассоциации, отмечаются также терригенно-кремнисто-углеродистые ассоциации. В этом возрастном интервале уже окончательно сформировались все природные ассоциации углеродистых отложений, которые затем встречаются в среднем и верхнем протерозое и фанерозое. К ним можно отнести углеродистые кванитовые сланцы свиты Кейв Кольского полуострова, углеродистые алевролиты и алевропелиты тимской свиты протерозоя района КМА, графитовые сланцы и кварциты иенгской серии Алдана и многие другие.

Наиболее широко развиты терригенно-углеродистые осадки в верхнем докембрии и нижнем палеозое. На всех континентах в отложениях верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя встречаются достаточно мощные терригенно-углеродистые формации. В раннем докембрии их мощность достигает нескольких сот или первых тысяч метров, а в позднем докембрии она составляет десятки и даже первые метры, и лишь формации, накопившиеся в условиях активного тектонического режима, характеризуются большими мощно-

стями. Площади распространения этих формаций исчисляются многими тысячами квадратных километров.

Кремнисто-углеродистые формации. Отложения этих формаций пользуются широким распространением в отложениях докембрия всех континентов. Наибольшее развитие они получили в позднем докембрии и нижнем палеозое. Среди докембрийских формаций к указанному типу можно отнести углеродистые кремнистые сланцы нижнего протерозоя Алтае-Саянской области, протерозойские углеродистые формации Дальнего Востока и многие другие.

В раннем докембрии кремнисто-углеродистые формации также весьма широко распространены и изучены главным образом в пределах месторождений железистых кварцитов, с которыми кремнисто-углеродистые сланцы парагенетически тесно связаны. Такую связь высокоуглеродистых пород с железистыми кварцитами можно наблюдать в формациях таконитового типа, широко распространенных в среднем гуроне в штатах Мичиган, Висконсин, Миннесота (США) и в провинции Онтарио (Канада). Кремнисто-углеродистые формации известны также в пределах Казахстана, Узбекистана, Киргизии, Дальнего Востока и Алтае-Саянской области, где они в виде узких поясов прослеживаются на многие сотни и тысячи километров и отражают положение подводных окраин материков в позднем докембрии и раннем палеозое.

Анализ имеющегося материала показывает, что накопление осадков кремнисто-углеродистых формаций происходило главным образом в пределах шельфа краевых морей и в эпиконтинентальных бассейнах, имевших открытую связь с океаном. Они накапливались в обстановке относительно менее стабильных зон по сравнению с условиями формирования терригенно-углеродистых формаций.

Карбонатно-углеродистая формация. Это еще одна широко распространенная во времени и пространстве ассоциация. Наиболее древние накопления углеродистого вещества в этой формации отмечаются в архее, где они тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными и карбонатными породами. Разнообразные по составу и ассоциациям карбонатно-углеродистые накопления характерны для верхнего архея или нижнего протерозоя. Весьма часто встречается ассоциация углеродистого вещества и первично-карбонатных и терригенно-карбонатно-глинистых осадков; широким развитием пользуются вулканогенно-карбонатные ассоциации. К указанному возрастному уровню можно отнести углеродистые карбонатные отложения федоровской свиты иенгрской серии Алданского щита, углеродистые алевролиты и алевропелиты в ассоциации с карбонатами КМА, шунгиты Карелии и др. Максимального развития накопление карбонатно-углеродистых осадков достигло в позднем докембрии и раннем палеозое.

Характерная особенность карбонатно-углеродистых формаций — обилие (до 10% и более) углеродистого вещества, пигментирующего основную карбонатную ткань породы. Обычно осадки этих формаций представляют отложения мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов начальных циклов трансгрессий, а также бассейнов барьерного или архипелагового типа. Накопление их происходило в обстановке сероводородного заражения придонных вод и свободно аэрируемой среды. Морское происхождение большей части углеродистых сланцев подтверждается содержащимися в них ископаемыми органическими остатками и литологической однородностью пород на площадях свыше десятков или сотен тысяч квадратных километров.

Вулканогенно-кремнисто (карбонатно)-углеродистые формации. Отложения этих формаций весьма характерны для докембрия. Среди докембрийских образований к формациям этого типа можно отнести ятулийские шунгиты (I—III пачки) Карелии, верхнеархейские графиты Приазовского массива и Карелии, углеродистые сланцы серии Киватин (Канада), нижнепротерозойские сланцы Русс Лабрадорского трога Канады, сланцы свиты Претория на юге Африки. Комплекс пород формаций обычно представлен переслаиванием углеродистых, кремнистых (или карбонатных) сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда грубых кластических пород с продуктами подводного вулканизма.

Несмотря на достаточно тесную связь углеродистых отложений с вулканогенными образованиями, детальный анализ эпох накопления углеродистого вещества показывает, что наиболее стабильная ассоциация углеродистого вещества отмечается не с вулканогенными, а с карбонатными, кремнистыми и глинистыми фациями. В эпохи же накопления вулканогенного материала, т. е. в периоды максимальной тектонической подвижности, накопление углеродистого материала резко сокращалось или совсем прекращалось.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время большой интерес к углеродистым формациям проявляется со стороны геологов, занимающихся изучением рудных месторождений. Этот интерес обусловлен весьма своеобразными металлоносными свойствами этих формаций, которые обычно содержат в повышенных концентрациях комплекс элементов (фосфор, марганец, ванадий, серебро, золото, молибден, а также редкие земли, стронций и ряд других элементов). В этом отношении формации углеродистых сланцев могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов указанных элементов.

В пределах некоторых металлогенических докембрийских провинций подмечена связь стратиформных, а также жильных рудных месторождений с площадями распространения повышенно-металлоносных углеродистых сланцев. При этом формации углеродистых сланцев рассматриваются как возможный источник рудных компонентов, мобилизованных под воздействием глубинных тепловых потоков при регенерации нижних частей земной коры. Основанием для такого рода утверждений является, во-первых, сопряженность рудных месторождений ванадия, молибдена, меди, золота, серебра и других элементов с областями развития углеродистых сланцев, в которых перечисленные элементы находятся в резко повышенных концентрациях, и, во-вторых, их пространственная связь, выражающаяся в том, что площади металлогенических провинций, в пределах которых выявлены рудные месторождения, ограничены площадями распространения «подстилающих» углеродистых сланцев. Наряду с этим мобилизационная природа рудного вещества в месторождениях подтверждается расчетами баланса вещества и изотопными данными.

Если исходить из факта биогенного происхождения метаморфизованного углеродистого вещества, то это должно предопределить и характер металлоносности образующихся соединений, обусловленный главным образом жизнедеятельностью и последующим захоронением древнейших морских организмов. Данные о способности некоторых элементов входить в состав морских организмов хорошо известны и не требуют специального обсуждения [10, 14]. В то же время сравнительное изучение состава и содержания малых элементов в высокоуглеродистых отложениях докембрия и фанерозоя помогает выявить эволюционную направленность изменения состава ископаемого ОВ в течение геологической истории Земли.

Для изучения этого вопроса были использованы как литературные источники, так и данные авторов по распределению малых элементов в высокоуглеродистых ($C_{орг} 10\%$) формациях черных сланцев широкого возрастного интервала — от современных осадков до архейских пород с возрастом более 2,6—3 млрд. лет (рис. 1).

Диаграмма свидетельствует о постоянстве спектра элементов вне зависимости от возраста формаций, хотя абсолютные содержания элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий накопления и последующих вторичных преобразований формаций.

Из приведенных данных также видно, что в углеродистых формациях всех возрастных интервалов такие элементы, как кобальт, никель, хром, молибден, медь, серебро, цинк, ванадий, свинец, фосфор, стронций и барий, содержатся в повышенных концентрациях. Зависимость изменения содержания элементов от геологического возраста и геотектонического положения формаций не устанавливается. При этом в неметаморфизованных формациях фанерозоя содержания отдельных элементов (ванадий, серебро, молибден и ряд других) обнаруживают количественную взаимосвязь с ОВ. Эти данные подтверждают мысль В. И. Вернадского [10] о постоянстве химического состава живых организмов в течение геологической истории Земли.

Заметное влияние на содержание элементов оказывают вторичные изменения и метаморфизм ОВ. Кларк концентрации свинца, мышьяка, германия, фосфора, стронция, бария, цинка и молибдена для метаморфизованных докембрийских формаций оказывается значительно ниже, чем для неметаморфизованных формаций фанерозоя. Более того, для формаций, прошедших амфиболитовую и гранулитовую фации метаморфизма, отмечаются минимальные концентрации указанных элементов. Заметное повышение содержания элементов наблюдается в черных сланцах, прошедших зеленосланцевую фацию метаморфизма, и максимальное — в неметаморфизованных формациях фанерозоя. Эти данные могут, очевидно, свидетельствовать о том, что в процессе вторичного преобразования осадков элементы разделяются с органической составляющей. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации ОВ.

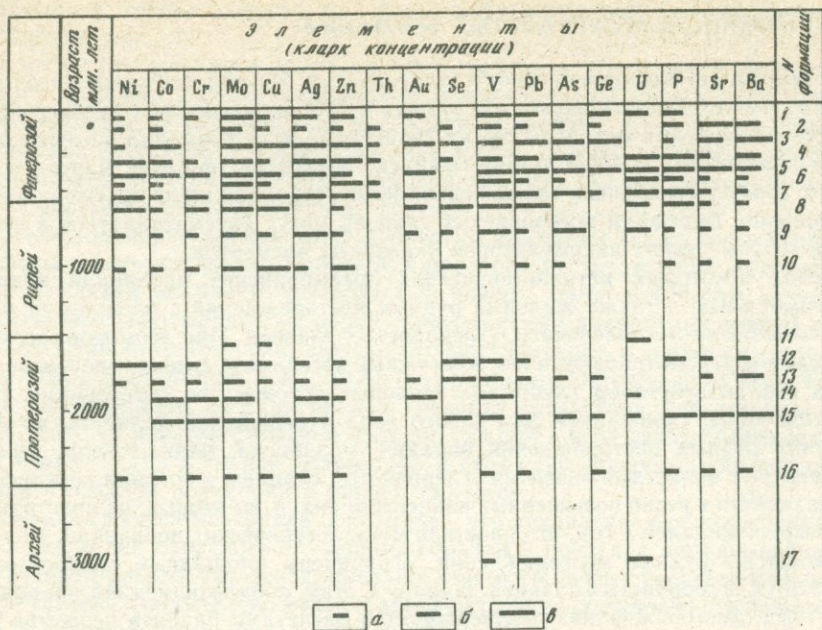


Рис. 1. Распределение малых элементов в породах углеродистых формаций

Цифры на схеме: 1 — современные осадки, обогащенные C_{org} [7]; 2 — формация Грин-Ривер [39]; 3 — углеродистые отложения купфершифер (ФРГ и ГДР) [9]; 4 — углеродистые сланцы формации фосфория [39]; 5 — углеродистые сланцы формации Чаттануга [39]; 6 — кольм Швеции [26]; углеродистые сланцы: 7 — Сино-Корейского шита, 8 — свиты Шинсай, 9 — Алтае-Саянской области [12], 10 — Нансач [39], 11 — Винхья, Индия [33], 12 — нагорья Сангилев, Тува [6], 13 — района Оутокумпу [34]; 14 — антрацитовые угли района «Железной реки» [30, 37]; 15 — углеродистые сланцы тимской свиты района КМА [23]; 16 — графитовые сланцы ольхонской серии Прибайкалья [15]; 17 — углеродистые сланцы серии Соудан, Канада [37].
Кларки концентраций (г/т): а — 2—5, б — 5—10, в — $e > 10$

Другие элементы (никель, кобальт, хром, медь серебро, ванадий) оказываются более консервативными по отношению к метаморфическим преобразованиям осадков. Впервые появившись в углеродистых отложениях архея на рубеже 3—3,2 млрд. лет в повышенных концентрациях, эти элементы прослеживаются по вертикали стратиграфической колонны до современных осадков обычно без заметного своего содержания. Однако в конкретных формациях некоторых районов такая закономерность иногда нарушается [11].

ПОВЕДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ

В а н а д и й. Широко известно, что этот элемент концентрируется преимущественно в углеродистых сланцах. В обогащенных углеродистым веществом породах с возрастом свыше 1,6—2,6 млрд. лет очень часто отмечаются повышенные содержания ванадия. Таковы, например, формации углеродистых сланцев в архейских отложениях Центрального Прибайкалья [15], углеродистые сланцы свиты Соудан [27] и графитовые сланцы архея Северной Манитобы и Саскачевана на Канадском шите [36], углеродистые сланцы толщи Ривертон района Айрон-Ривер (США) и др.; обогащены ванадием углеродистые сланцы протерозоя района Оутокумпу (Финляндия) [31, 34], ятулийские шунгиты Карелии [13], а также многочисленные верхнедокембрийские углеродистые формации Алтае-Саянской области и Кузнецкого Алатау, Казахстана, Киргизии, Узбекистана и т. д. [2, 17].

Содержание ванадия в докембрийских формациях углеродистых сланцев колеблется от 100 до $n \cdot 1000$ г/т [15, 27, 34, 36]. Максимальные концентрации ванадия отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях. При этом характерно, что содержание ванадия находится в прямой зависимости от содержания OB или его метаморфизованных производных. Как правило, максимальное содержание ванадия совпадает с областями максимального накопления OB . Коэффициенты корреляции между ванадием и C_{org} обычно составляют 0,7—0,9, что свидетельствует о глубокой статистической связи между ними [21]. Это обусловлено, очевидно, тем, что ванадий обладает способностью образовывать малоподвижные комплексные соединения с OB и выпадает в осадок.

В о л ь ф р а м. В последние годы было установлено, что углеродистые сланцы докембрия бывают обогащены вольфрамом. Это углеродистые филлиты позднего докембрия Уганды и Руанды [35]; они встречаются также среди докембрийских метаморфических углеродистых сланцев [28] формаций Волавян, Пиривайри и Дамайра в Южной Африке. Аналогичная картина отмечается в докембрии Норвегии [38] и Швеции [29], где месторождения шеелитоносных скарнов тяготеют к определенной пачке графитистых гнейсов и мраморов, испытавших палингенную гранитизацию в ходе свекофенской орогении. В пределах СССР повышено-вольфрамоносные углеродистые сланцы распространены в верхнем докембрии и нижнем палеозое Забайкалья.

З о л о т о. Многие углеродистые формации докембрия бывают обогащены золотом. Наибольшее его содержание отмечается в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-кремнистых формациях, содержащих сульфиды.

Повышенное кларковое содержание золота в осадках углеродистых формаций позволяет рассматривать их как возможный источник золота при формировании жильных месторождений. Действительно, тесная ассоциация золотого оруденения с углеродистыми сланцами характерна для таких докембрийских и фанерозойских регионов, как Бодайбинский, Центральный Казахстан, Енисейский кряж, Алтае-Саянская область, Дальний Восток, Средняя Азия, Калифорния (США) и др. При этом необходимо отметить, что наиболее богатые руды приурочены к участкам максимального содержания углеродистого вещества.

Ф о с ф о р. Хорошо известна связь месторождений фосфоритов с формациями углеродистых сланцев. Характерная особенность углеродистых формаций — переход их по латерали в фосфоритовые [3, 8, 18, 19, 21, 24, 25, 32]. Как указывает Г. И. Бушинский [8], с развитием жизни от раннего к позднему докембрию связано неуклонное нарастание фосфоритоносности в осадочных толщах. Очевидно, появление в докембрии благоприятных палеогеографических условий для огромных скоплений биомассы привело к формированию месторождений фосфоритов почти на всех континентах (Австралия, Африка, Северная и Южная Америка, Индия, Тува, Монголия, Средняя Азия). Очень часто в докембрийских фосфоритах обнаруживаются высокие содержания углеродистого вещества. Так, например, в нижнепротерозойских фосфоритах района КМА содержание $C_{орг}$ достигает 16—18% [22]; в рифейских толщах Тувы темно-серые или черные кремнисто-карбонатно-фосфатные образования содержат до 21% P_2O_5 и более 34% $C_{орг}$ [25].

Приведенные сведения о приуроченности некоторых элементов к углеродистым формациям показывают, что уже на самых ранних этапах развития земной коры ОВ играло активную роль в концентрации элементов. Однако удивительное однообразие состава элементов в углеродистом веществе формаций докембрия и фанерозоя свидетельствует о едином универсальном механизме их накопления, не зависящем от возраста и их геоструктурного положения. Таким механизмом, скорее всего, были биохимические процессы. Очевидно, живые организмы использовали в своем метаболизме определенным образом выбранный спектр элементов. Представляется вероятным, что эти элементы наряду с кислородом, азотом и фосфором играли важную функциональную роль в развитии живого вещества, и это предопределило их накопление в захороненных углеродистых осадках.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИУРОЧЕННЫХ К УГЛЕРОДИСТЫМ ФОРМАЦИЯМ

С углеродистыми формациями черных сланцев в докембрии очень тесно ассоциируют важные в экономическом отношении месторождения полезных ископаемых. Так, с терригенно-углеродистыми формациями связаны месторождения меди, золота, марганца, фосфора. Для кремнисто-углеродистых формаций характерны месторождения ванадия, вольфрама, урана и золота. К карбонатно-углеродистым формациям приурочены месторождения полиметаллических руд, фосфоритов, шунгитов, графитов, а к вулканогенно-углеродистым — золота, урана, вольфрама, марганца и серниго колчедана.

Среди докембрийских месторождений наиболее широко распространена ассоциация углеродистого вещества и сульфидов меди, железа и полиметаллов, образованная в условиях бактериальной сульфатредукции и сероводородного заражения в придонных частях обширных и мелководных бассейнов.

Хорошо известны более или менее крупные месторождения сульфидных руд в ассоциации с углеродистыми отложениями в СССР, Швеции, Финляндии, США и т. д. Они обла-

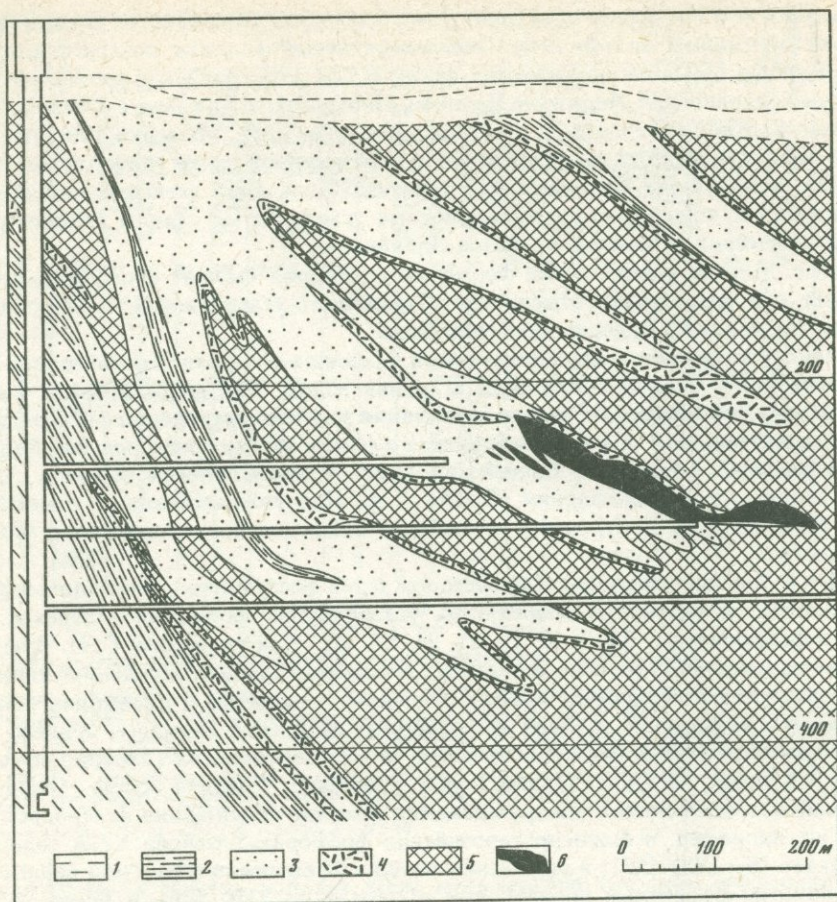


Рис. 2. Разрез через месторождение Оутокумпу в районе шахты Керетти [34]
 1 — слюдяные сланцы; 2 — доломиты и скарны; 3 — черные сланцы; 4 — серпентиниты; 5 — кварциты; 6 — рудные тела

дают четкой стратиграфической и литологической приуроченностью и не обнаруживают признаков связи с ювенильными источниками. В ряде случаев под влиянием динамотермальных процессов, магматических внедрений и палингенеза происходит мобилизация сингенетических рудных скоплений, в результате чего образуются согласные и секущие эпигенетические крупные промышленные тела.

В качестве примера рудных сульфидных месторождений, приуроченных к углеродистым черным сланцам докембрия, можно привести район Оутокумпу в Финляндии (рис. 2). Здесь рудовмещающая толща сложена черными графитистыми сланцами, кварцитами, доломитами, входящими в состав Карельской сланцевой формации [31, 34]. Среди них наиболее широко распространены так называемые филлиты, или аргиллитовые черные сланцы, состоящие из биотита, кварца и андезина с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа достигает по весу 25%. Наряду с пиритом и пирротинном упомянутые породы содержат нередко в виде примеси также сфалерит, халькопирит и тухолит.

Для слюдяных сланцев и кварцитов характерна ленточная слоистость, подчеркнутая распределением углеродистого вещества и сульфидов; местами отмечается градационная слоистость [34], которая обусловлена тем, что количество графита и сульфидов закономерно изменяется от подошвы к кровле. В черных углеродистых сланцах тонкорассеянный серный колчедан сопровождается микроскопическими зернышками сульфидов меди, цинка и свинца, которые в связи с поздними гранитными инъекциями и в связи с динамотермальными процессами и мобилизацией в трещинах и полостях черных сланцев образуют крупные промышленные рудные тела более поздних генераций. Протяженность рудных зон достигает нескольких десятков километров. Кроме главных сульфидов, отмечаются кубанит, валлерит, линнеит, станнин, молибденит. В средней руде содержат (в %): Cu — 4, Zn — 1,2, Ni — 0,1, Co — 0,2; Au — 0,7 г/т, Ag — 9 г/т.

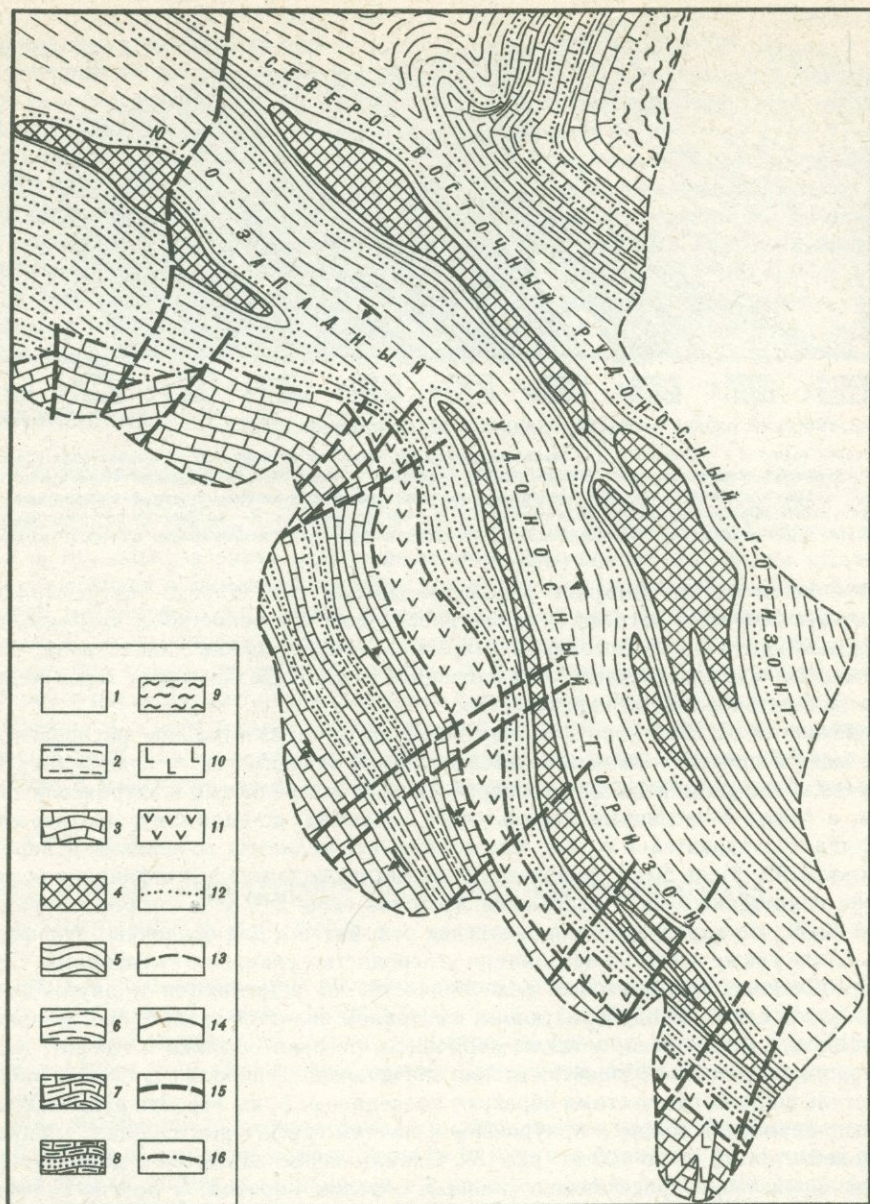


Рис. 3. Схема геологического строения колчеданного месторождения Ачик-Таш, Тянь-Шань [4]
 1 — четвертичные отложения; 2 — кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; 3 — доломитовые мраморы; 4 — серноколчеданные рудные залежи; 5 — графитовые сланцы; 6 — гранатовые кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; 7 — карбонат-мусковитовые сланцы; 8 — кварц-слюдистые доломитовые мраморы с прослоями гранат-слюдистых кварцитов; 9 — ленточные кварц-хлоритовые сланцы с линзами кварцитов; 10 — дайки лампрофиров; 11 — амфиболиты; 12 — согласные стратиграфические контакты; 13 — несогласные стратиграфические контакты; 14 — интрузивные контакты; 15 — сбросы; 16 — надвиги

Е. Пелтола [34] приходит к выводу, что описанные отложения осаждались в условиях, близких к условиям образования сапропелей. Вероятным является как химическое, так и биохимическое осаждение таких первоначальных компонентов осадка, как карбонаты и сульфиды. Подтверждением этому служит изотопный состав углерода, указывающий на органическое его происхождение, а пиритная сера из углеродистых сланцев Оутокумпу имеет S^{32}/S^{34} в пределах 22,32—22,45. Все это подтверждает битуминозный сапропелевый характер исходных осадков.

Пример тесной связи органического углеродистого вещества с сульфидами меди — месторождение Уайн-Пайн в штате Мичиган (США). Здесь сульфиды меди приурочены к верхнедокембрийским (1046 ± 46 млн. лет) глинистым сланцам свиты Нансач [5]. Эта свита сложена в основном алевролитами и глинистыми сланцами с четко выраженной слоистостью; мощность рудоносной зоны составляет 7,5—9 м. Содержание органических веществ в сланцах достигает 5—15%, в них часто отмечаются пустоты, содержащие

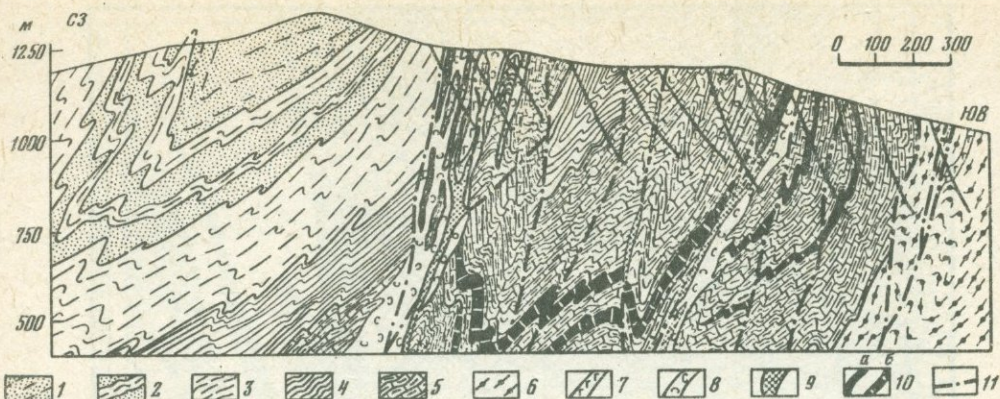


Рис. 4. Схематический разрез через Холоднинское месторождение [16]

Перевальская свита (пачки): 1 — кварциты, 2 — переслаивания графитосодержащих кварц-сланцев и слюдяных сланцев, 3 — графитосодержащих кварц-сланцев, 4 — графитосодержащих кварц-сланцев и слюдяных сланцев, 5 — графитосодержащих слюдяно-карбонатных и кварц-карбонатных сланцев, 6 — графитосодержащих кварцитов; 7 — осадочно-метаморфические породы авктиской свиты; 8 — ортоамфиболиты; 9 — высокотемпературные метасоматиты; 10 — пластовые (стратиформные) колчеданные свинцово-цинковые руды (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — разломы

нефть; встречается также янтарное асфальтоподобное ОБ, широко распространены волокнистые растительные остатки, а также рассеянный углеродистый и антраколитовый материал. Руды меди представлены халькопиритом, борнитом, хальколитом, пиритом, встречаются отдельные выделения самородной меди. Нередко вокруг зерен медных минералов концентрически расположено ОБ.

Как отмечает Э. С. Баргхорн [5], вертикальное и горизонтальное распределение минералов меди в пределах зоны находится в прямой зависимости от содержания ОБ. Прямая связь медистых минералов с тонкорассеянным углеродистым и антраколитовым веществом, а также с частицами асфальтового вещества, по-видимому, подтверждает гипотезу ряда исследователей о том, что осаждению медистых минералов в породах способствовало ОБ. Медь была привнесена пластовыми водами до литификации осадка. Об этом же свидетельствует и отношение изотопов серы S^{32}/S^{34} , которое колеблется от 21,93 до 22,39, что характерно для океанских сульфатов и для осадочных сульфидов.

В Тянь-Шане также известна ассоциация углеродистых сланцев с сульфидами. Среди сланцев преобладают мусковитовые разновидности, но встречаются и двуслюдяные. Помимо кварца и слюд, породообразующим минералом является гранат; иногда присутствуют андалузит, плагиоклаз, а также карбонаты, роговая обманка и графит, содержание которого в отдельных разностях весьма значительно. В породах сульфиды распространены столь широко, что местами образуют колчеданные руды [4]. Эти руды залегают в карбонатно-сланцевой толще и приурочены к пачкам графитовых сланцев, мощность которых колеблется от 10 до 100 м (рис. 3). Сланцы переслаиваются с доломитовыми мраморами. Оруденение представлено главным образом пиритом, а другие сульфиды (сфалерит, галенит, халькопирит) присутствуют в резко подчиненном количестве, по существу в виде примесей. Пирит слагает тонкие и тончайшие (доли миллиметра) прослойки и линзы. Прослойки большой мощности при выклинивании по простиранию расщепляются на серии тонких пропластков и постепенно переходят во вмещающие графитовые сланцы. Последние характеризуются рассеянной тонкой вкрапленностью пирита. На основании этих данных Э. Б. Байбулатов [4] приходит к выводу, что образование сульфидов и графита связано с восстановительной обстановкой в застойных зонах прибрежных морских бассейнов.

Тесная ассоциация с формациями углеродистых черных сланцев отмечается для ряда полиметаллических месторождений докембрия. Примерами этого типа месторождений являются стратиформные месторождения Прибайкалья, Забайкалья, Чукотки в СССР [1], Маунт-Айза в Австралии и ряд других. Общая особенность этих месторождений — приуроченность рудных тел к отложениям карбонатно-углеродистой формации. Так, по данным Г. В. Ручкина [17], Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение докембрия Прибайкалья приурочено к графитосодержащим слюдяно-карбонатным песчаным известнякам и графитистым кварцито-песчаникам позднего докембрия. Руды Холоднинского месторождения разделены на два типа — стратиформные и секущие. Стратиформные рудные тела имеют форму пластообразных залежей, общая морфология которых определяется слоистостью пород углеродистой толщи (рис. 4). В составе

стратиформных рудных тел выделяются колчеданные (пиритовые), медноколчеданные и колчеданные свинцово-цинковые руды слоистой, полосчатой и массивной текстур. Секущие прожилково-вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды накладываются на стратиформные. Постоянным минералом в них является пирротин, тогда как содержание остальных минералов варьирует в широких пределах.

По мнению авторов указанной работы [17], месторождение сформировалось на протяжении длительного промежутка времени — от сингенетического накопления рудного вещества до частичной регенерации первичных залежей колчеданно-полиметаллических руд в результате прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Подтверждением этому служит изотопный состав серы дометаморфических сульфидов (S^{34} от 0,9 до +28,5%), характерный для сульфидов, сера которых генерировалась сульфатредуцирующими бактериями в субмаринных условиях в закрытой системе, а также изотопный анализ рудных свинцов, давший возраст оруденения 900—1000 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для докембрия закономерная ассоциация углеродистого вещества и ряда сульфидных месторождений достаточно устойчива. Геологические признаки не позволяют связывать образование этих рудных скоплений с ювенильными источниками в период метаморфизма, а поскольку в эпоху осадконакопления эффузивный магматизм отсутствовал, то предположение о фумарольном происхождении этих скоплений маловероятно.

Среди метаморфических пород докембрия существует достаточно широко распространенный, вполне определенный парагенезис осадочных пород, содержащих углеродистое вещество, возникшее при разложении ОБ в донном осадке без доступа кислорода.

Широкое распространение углеродистых формаций в докембрийских толщах, а также приуроченность к ним многих месторождений полезных ископаемых свидетельствуют о большой роли живого и отмершего ОБ в осадочном рудогенезе не только в позднем докембрии и фанерозое, но и на ранних этапах геологического развития Земли.

ABSTRACT

PRECAMBRIAN CARBONACEOUS FORMATIONS AND RELATED ORES

S. A. SIDORENKO, N. A. SOZINOV

Deposits of gold, copper, iron, phosphate, manganese, lead and zink, uranium, shungite, graphite etc. are closely related to these formations in the Precambrian. Depending on the primary material composition and on geotectonical position there are four block shale formational types to be distinguished namely: terrigenous, silicious, carbonate, volcanogenous formation.

A wide distribution of carbonaceous formations in Precambrian rock sequence as well as confinedness of numerous mineral deposits to them speak about a great role of the living and dead organic matter in sedimentary ore genesis not only in the Late Precambrian and Phanerozoic but at the earliest stages of the Earth geological evolution as well.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Д. Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5, с. 93—102.
2. Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
3. Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356—374.
4. Байбулатов Э. Б. Ачикташское серноколчеданное месторождение и его генезис. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. 195 с.
5. Бархорн Э. С., Майншайн У. Дж., Шопф Дж. У. Палеобиология докембрийских глинистых сланцев. — В кн.: Органическая геохимия. М.: Недра, 1967, вып. 1, с. 209—237.
6. Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей. — Геохимия, 1967, № 1, с. 41—49.
7. Боровская И. С., Мысякина В. С., Волкова Л. В. Рифейские фосфориты Сангилена (юго-восток Тувы). — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966, с. 97—100.
8. Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 105 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 201).
9. Ведеполь К. Г. Геохимическое и петрографическое исследования «медистого сланца» в северо-западной Германии. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 398—414.

10. *Вернадский В. И.* Биохимические очерки 1922—1932 гг. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 198—210.
11. *Волков И. И., Фомина Л. С.* Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 3—15.
12. *Жданова Л. В.* Распределение радиоактивных элементов и $C_{орг}$ в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 128—131.
13. *Крыжановский В.* Геохимия месторождений шунгита. — Минеральное сырье, 1931, № 10/11, т. 6, с. 955—967.
14. *Манская С. Д., Дроздова Т. В.* Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
15. *Остапенко Ю. П., Кардаш В. Т., Маслов В. К.* Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья. Иркутск, 1970, с. 80—85 (Тр. Иркут. политехн. ин-та; Вып. 51).
16. *Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А.* Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 141—155.
17. *Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А.* и др. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданных полиметаллических месторождений. — Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
18. *Сердюченко Д. П., Потемкин К. В.* Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных. — В кн.: Редкометалльность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969, с. 99—123.
19. *Сердюченко Д. П., Созинов Н. А.* Роль организов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245—249.
20. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в докембрийских осадочных метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 3—20.
21. *Созинов Н. А.* О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации (на примере одного района). — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 1, с. 78—92.
22. *Созинов Н. А., Казанцев В. А.* О фосфоритонности протерозойских отложений района КМА. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 110—115.
23. *Созинов Н. А., Сидоренко Св. А.* О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687.
24. *Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
25. *Юдин Н. И.* Фосфоритонность докембрийских отложений в юго-восточной части Тувы. — Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 28—37.
26. *Bain G. W.* Patterns to ores in layered rocks. — Econ. Geol., 1960, vol. 55, N 4, p. 695—731.
27. *Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H.* Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation. — Science, 1965, vol. 148, N 3678, p. 278—279.
28. *Cunningham W. B., Höll R., Tauputz K. C.* Two new tungsten bearing horizons in the Older Precambrian of Rhodesia. — Mineral. Deposits, 1973, vol. 8, N 2, p. 200—203.
29. *Hübner H.* Molybdenum and tungsten occurrence in Sweden. Stockholm, 1971. 29 p.
30. *James H. L., Dutton C. E., Pettijohn R. J., Wier K. L.* Geology and ore deposits of the Iron-River-Crystal-Falls district. — US Geol. Surv. Profess. Pap., 1968, N 570. 210 p.
31. *Marmo V.* On the sulphide and sulfide-graphite schists of Finland. — Bull. Commiss. geol. Finl., 1970, N 190, p. 3—17.
32. *McKelvey V. E., Williams J. S., Sheldon R. P.* The Phosphoria, Park City and Sheshhorn formations in the western phosphate field. — US Geol. Surv. Profess. Pap., 1959, 313—A. 47 p.
33. *Murty P. S. N., Aswathanarayana U., Mahadevan C.* Geochemistry of the siliceous black shales at Nagaryuna Sagar damsite, India. — Econ. Geol., 1962, vol. 57, p. 614—623.
34. *Peltola E.* On the black shists in the Outokumpu region in Eastern Finland. — Bull. Commiss. geol. Finl., 1960, № 192, p. 192.
35. *Reedman A. J.* Partly remobilised syngenetic tungsten deposit at Nuamelilo Mine. — Overseas Geol. and Mineral. Res., 1973, N 41, p. 86—100.
36. *Rose E. R.* Uranium content of assorted rocks in Canada. — Pap. Geol. Surv. Canada. Pt B, 1970, N 1, p. 63—64.
37. *Tyler S. A., Barghoorn E. S., Barret L. P.* Anthracitic coal from Precambrian upper Huronian black shale of the Iron River Distric, Northern Michigan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, p. 1957—1304.
38. *Urban H.* Zur Kenntnis der schichtgebungen: Wolfram—Molibdän—Vererzung im Ursdalen (Rogaland), Norwegen. — Mineral. Deposits, 1971, vol. 6, N 3, p. 177—195.
39. *Vine J. D., Tourtelot E. B.* Geochemistry of black shale deposits — a summary report. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, 3, p. 253—272.

Р. В. МАРСДЕН

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ДОКЕМБРИЯ И ИХ ЭКСПЛУАТАЦИЯ

В докембрии сосредоточено более 80% мировых запасов железных руд, еще более значительна роль докембрия в отношении ресурсов железных руд. Значительная часть добычи докембрийских железных руд приходится на кремнисто-железистые формации (железистые кварциты). Довольно существенное место в добыче и запасах занимают докембрийские железные руды других генетических типов. По геологическим масштабам и экономической значимости месторождения, связанные с железистыми кварцитами, многократно превосходят месторождения других типов. Общеизвестно, что для современной железорудной и сталелитейной промышленности докембрийские железные руды имеют решающее значение.

Для того чтобы обоснованно оценить отдельные регионы распространения докембрия и определить их потенциал в отношении ресурсов железных руд, представляется необходимым классифицировать железорудные месторождения, приуроченные к докембрийским образованиям.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Месторождения докембрийских железных руд встречаются в различных геологических обстановках и обычно группируются в несколько типов, отличающихся один от другого по минералогическому составу, текстурным и структурным особенностям, химизму, а также по парагенетическим ассоциациям пород. Общепринятой классификации железных руд не существует. В данном обзоре, который учитывает геологические, экологические аспекты и перспективы развития железорудной базы, докембрийские железорудные месторождения типизированы на основе как геологических факторов, так и технологических процессов. Выделение главных типов базируется на геологических критериях, подтипы же выделяются с учетом как геологических, так и экономических факторов.

I. Осадочные руды кремнисто-железистой формации (полосчатые железистые кварциты):

- 1) природнообогащенные руды типа руд оз. Верхнего;
- 2) магнетитовые таконитовые;
- 3) джеспилитовые;
- 4) итабиритовые;
- 5) окисленные руды железистых кварцитов;
- 6) сидеритовые.

II. Бурожелезняковые руды.

III. Магматические руды:

- 1) титано-магнетитовые;
- 2) типа Кируны.

IV. Метаморфические руды.

V. Контактново-метасоматические руды.

Ниже кратко охарактеризованы геология, генезис, условия разработки и обогащения железных руд выделенных типов и подтипов.

**ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ КРЕМНИСТО-ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ
(ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ)**

Формация железистых кварцитов объединяет обширное семейство разнообразных пород, в составе которых прослой, состоящие в основном из кремнезема, чередуются с прослоями, обогащенными минералами железа. Мощность отдельных прослоев обычно измеряется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и в редких случаях достигает десятка сантиметров. Прослой или полоски, богатые кремнеземом, часто содержат то или иное количество рудных минералов, но могут и полностью состоять из кремнезема. Прослой, обогащенные рудными минералами, часто довольно богаты кремнеземом, но могут и на 100% состоять из рудных минералов. Такие породы часто именуются железистыми кварцитами, представляющими осадочные образования, содержащие свыше 15% железа и состоящие из чередующихся кремнистых и железистых прослоев. В большинстве случаев железистые кварциты по возрасту относятся к докембрию и

встречаются как стратифицированные тела, прослеживающиеся по простиранию на расстояние до нескольких сот километров при мощности от долей метра до нескольких сот метров. С такими железистыми кварцитами часто ассоциируются высокосортные железные руды. С другой стороны, в некоторых случаях сами железистые кварциты служат объектом добычи с последующим тонким дроблением и сепарацией окисных минералов железа, в результате чего также получаются высокосортные руды.

В целом осадочное происхождение железистых кварцитов считается общепризнанным. Однако по поводу того, каким образом они формируются, существуют различные мнения. По геологическим данным установлено, что железистые кварциты формировались как осадочные образования в различных обстановках в широком возрастном диапазоне, начиная с рубежа 3, 4 млрд. лет и до самого конца докембрия или даже до начала палеозоя. Определено также, что кремнезем отлагался в виде кремня, а железо — в виде карбонатов, силикатов и окислов. В постседиментационный этап железистые кварциты испытали существенные дислокационные и метаморфические преобразования, что привело к появлению нескольких подтипов этих пород. В некоторых регионах, например в районе Ганфлинт Рейндж в Канаде, первичный минералогический состав и текстура породы сохранились очень хорошо. Породы состоят здесь из микрокристаллического кремня, сидерита и железистых силикатов, отвечающих низким ступеням зеленосланцевой фации — гриналита, миннесотаита и стильномелана. Местами прослои кремня содержат хорошо сохранившиеся остатки микрофауны. Как в районе Ганфлинт Рейндж, так и в штате Миннесота породы содержат массу кластического материала, состоящего в основном из обломков пород (и минералов) железистых формаций. В породах наблюдается волнистая, а местами косая слоистость; в других случаях, например в составе пачки Дейдз Гордж, формации Брокман бассейна Хаммерсли в Австралии, породы железорудной формации отличаются выдержанной макро- и микрослоистостью. Степень метаморфизма пород железорудных формаций может быть любой — от зеленосланцевой до гранулитовой. Метаморфические преобразования минералогического состава и первичной текстуры приводят к формированию разнообразных пород, при этом в слабо метаморфизованных разностях железистые силикаты представлены тальком и хлоритом, а в высокометаморфизованных — железистыми амфиболом и пироксеном, причем кремнезем сохраняется в прослоях, сложенных микрокристаллическим кремнем или кварцем, размер зерен которого — миллиметры. Окислы железа в виде гематита, гетита или магнетита встречаются в зернах, размер которых варьирует от сотых до нескольких миллиметров. Карбонатные минералы — сидерит в ассоциации с доломитом и анкеритом — обычны для разностей, относящихся к зеленосланцевой фации метаморфизма. В более высокотемпературных фациях карбонаты сменяются амфиболами и пироксенами. Независимо от степени метаморфизма породы железистой формации сохраняют полосчатое сложение. Среди них выделяются кремнисто-железистая формация (собственно железистые кварциты) и кремнисто-сидеритовая железистая формация, такониты, железистые кремни, джеспилиты, итабириты, гематитовые или магнетитовые кварциты, полосчатые кварцевые железистые руды и т. п.

Различные по минералогическому составу и по степени метаморфизма породы железистой формации включают бедные железные руды, которые добываются и перерабатываются с получением высокосортного сырья. Такого рода железистые формации включают руды типа магнетитовых таконитов, джеспилитовые и итабиритовые руды, а также окисленные полосчатые железистые руды.

В некоторых случаях породы железистых формаций претерпели продолжительное и местами интенсивное выветривание. При благоприятных условиях выветривание обусловило формирование природнообогащенных руд. В других регионах при менее интенсивном выветривании происходило лишь частичное растворение и удаление безрудных компонентов, сохранение какой-то части кремнезема и частичное или полное превращение рудных минералов в гетит и гематит. Природнообогащенные железные руды можно отнести к остаточным, в которых нерастворимые окислы железа сохранились, а большая часть кремнезема, составлявшего в исходных породах от 35 до 50%, выщелочена и удалена. Возникшие таким образом руды содержат не более 8% кремнезема. Эти природнообогащенные руды, зачастую называемые рудами типа оз. Верхнего, встречаются в такой структурной обстановке, которая обеспечивала нисходящее движение подземных вод с большим дебитом. У оз. Верхнего в США природнообогащенные руды развиты в районе Месаби Рейндж до глубины около 500 футов, где они приурочены к зонам трещиноватости, по которым осуществляется циркуляция подземных вод. В районе Маркетта Рейндж в штате Мичиган подобные руды встречаются в узких зонах

дробления в ядрах синклиналей или в узких трогообразных зонах, формировавшихся вдоль разломов. Руды в районе Маркетта Рейндж разрабатываются на 2,5 мили по погружению трогообразной структуры до глубины свыше 3500 футов. В большинстве случаев природнообогащенные, экономически рентабельные руды доступны для открытой добычи, так как залегают на глубинах до нескольких сот футов от дневной поверхности. Такие руды широко распространены и разрабатываются в странах Африки и Австралии, в Бразилии, Венесуэле, Канаде, Индии, США и СССР.

В окисленных или частично выщелоченных породах железистых формаций содержание железа может увеличиваться до представляющих практический интерес концентраций. Такие породы разрабатываются на руднике Тильден в штате Мичиган. Исследования, выполненные Горным бюро США и компанией «Кливленд клиффс айрон», привели к разработке технологической схемы, включающей тонкое дробление, селективную флокуляцию, выщелачивание карбонатных компонентов, флотацию и агломерацию, в результате чего получается высококачественная железная руда. Успешное применение подобной технологии на руднике Тильден, а также широкое распространение окисленных гетитовых и гематитовых железистых формаций позволяют считать, что в будущем, по мере истощения запасов более легко обогатимых руд и легко доступных месторождений, эти формации приобретут гораздо большее значение. Следует отметить, что в некоторых случаях породы окисленных и частично выщелоченных железистых формаций по размеру зерен и другим особенностям структуры и состава не пригодны для применяемых ныне процессов обогащения.

Природнообогащенные руды типа руд оз. Верхнего

Термин «природнообогащенные руды типа оз. Верхнего» применяется к таким рудам кремнисто-железистых формаций, которые не требуют тонкого помола, промывки и гравитационного обогащения и пригодны для металлургического передела непосредственно после дробления и классификации или простейших приемов обогащения. Под тонким помолом обычно понимается размер не более 20 меш (0,0328 дюйма, или 0,841 мм). Данное выше определение природнообогащенных руд нельзя признать вполне четким, но оно уже давно употребляется для региона оз. Верхнего в США, где в зависимости от степени природного обогащения выделяются «товарные руды» и руды, требующие некоторого обогащения.

Товарные руды объединяют несколько сортов. Все они добываются без примесей пустой породы и поступают на продажу компаниям, производящим сталь и железо непосредственно после дробления и классификации по размеру частиц. Обычно выделяются руды двух разновидностей — грубая и тонкая. Граничный размер частиц не является строго фиксированным и обычно находится в интервале от 3/8 до 1/4 дюйма (от 9,51 до 6,35 мм). Месторождения товарных руд с достаточно крупными запасами способны конкурировать с другими источниками железных руд.

Естественно, что для оценки вероятной стоимости той или иной залежи природнообогащенных руд и пригодности руд для металлургической переработки необходимо знать содержание железа, а также состав и количество примесей. Нижний предел содержания железа в коммерческих рудах составляет около 50%, а в самых богатых оно достигает 68%. Природные руды не должны содержать больших количеств кремния, алюминия, фосфора и серы, хотя допустимые интервалы содержания этих компонентов значительно варьируют.

Наиболее высоко ценятся руды, в которых содержится SiO_2 8%, Al_2O_3 1,5%, фосфора 0,18% и серы 0,1%. Марганец обычно считается для железистых руд полезной примесью и иногда обуславливает повышение цены на руду.

Химический состав (в вес. %) промышленных железных руд (содержания элементов-примесей даны по И. Оле (1972 г.) с некоторыми изменениями) приводится ниже:

		Обычно
Fe	— 50—68	< 0,2
SiO_2	— 1—10	< 0,02
Al_2O_3	— 0,3—5	< 0,01
P	— 0,15—0,5	< 0,005
Mn	— 0,1—5	< 0,008
CaO	— 0,1—2	< 0,006
MgO	— 0,1—3	< 0,02
S	— 0,01—0,3	
Ti	— 0,005—0,03	
V	— 0,005—0,035	
Cr	— 0,001—0,07	
Zn	— 0,001—0,04	
As	— 0,001—0,03	
Ni	— 0,002—0,02	
Cu	— 0,003—0,025	

Крупными поставщиками природнообогащенных руд на мировой рынок являются Австралия, Бразилия, Либерия, Мавритания и Индия. Эти руды в большинстве случаев содержат железа более 65% (в пересчете на сухое вещество), кремнезема и глинозема (вместе) менее 7%, фосфора менее 0,1%, еще меньшее количество других вредных примесей. Общие мировые запасы богатых высококачественных природнообогащенных руд в разведанных месторождениях измеряются десятками миллиардов тонн.

Магнетитовые таконитовые руды

Под магнетитовыми таконитовыми рудами понимаются полосчатые осадочные породы, принадлежащие к кремнисто-железистой формации, богатые магнетитом и пригодные для получения высококачественного концентрата путем тонкого измельчения и магнитной сепарации. Термин «таконитовая руда» впервые появился в штате Миннесота и применялся вначале лишь к специфическому типу железистых кварцитов, распространенных в районе Месаби Рейндж, но со временем под таконитами стали понимать все железные руды, которые можно рентабельно обогащать с помощью магнитных методов. Термин «таконитовая руда» зачастую применяется вместо термина «магнетитовая таконитовая руда». Петрографически магнетитовые такониты весьма разнообразны, объединяя породы, метаморфизованные в интервале от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Если метаморфизм достигает гриналитовой фации, то такая полностью перекристаллизованная порода называется «итабиритом». В штате Миннесота (район Месаби Рейндж) в зависимости от степени метаморфизма выделяются следующие разновидности: 1) магнетит-халцедон-кварц-миннесотаит-стильпноелан-гриналитовые; 2) магнетит-кварц-амфиболовые (обычно грюнерит-кумминготонитовые); 3) магнетит-кварц-пироксеновые (обычно геденбергит и феррогиперстен). Магнетитовые таконитовые руды известны также под названием полосчатых кварцевых руд, или магнетитовых кварцитов, или магнетитовых железистых кварцитов. Возраст их колеблется от 3,4 до 1,9 млрд. лет (архей — средний протерозой).

В зависимости от степени метаморфизма меняется текстура и размер зерен таконитов. Для промышленности пригодны лишь такониты, которые обладают высокой степенью высвобождаемости магнетитовых зерен из руды тонкого помола. В таконитах Месаби Рейндж извлечение магнетитовых зерен из помола 270 меш (0,053 мм) составляет около 90%, повышаясь до 95% в помоле 325 меш (0,044 мм). На месторождении Эмпайр для 90%-ного извлечения необходимо измельчение до 500 меш. Эта цифра является граничной с точки зрения рентабельности производства концентрата, которое требует классификации по размерам и пеллетизации, что требует помола от 60 до 80% рудной массы до 325 меш (0,044 мм). Для получения окатышей необходимо еще более тонкое измельчение.

В 1974 г. среднее содержание извлекаемого магнетита (по весу) в коммерческих таконитовых рудах района Месаби Рейндж находилось примерно на уровне 33%, что отвечает 24% содержания магнетитового железа в сырой руде. Допускаются значительные колебания содержания извлекаемого магнетита в зависимости от специфики последней технологии при нижнем пределе 20%. Следует отметить, что нижний предел содержания извлекаемого магнетита в сырых рудах не является постоянной величиной и устанавливается в основном в зависимости от требований данного обогатительного комбината или определяется спецификой состава добываемых руд.

Наиболее высококачественные пеллетизированные концентраты, производимые ныне из таконитов района Месаби Рейндж, содержат Fe около 64%, SiO₂ 5,5%, Al₂O₃ 0,2%, P 0,015%, S 0,03% и влаги 2,5%. Пеллетизированный концентрат, производимый в районе оз. Верхнего, содержит Fe от 50,6 до 65,9%, SiO₂ от 3,6 до 8,6%, Al₂O₃ от 0,15 до 0,85%, P от 0,008 до 0,028%, S от 0,001 до 0,004% и влаги от 2,5 до 3,25%. Пеллеты с содержанием железа 60,5% находятся на грани приемлемого рынка качества концентрата. Так как обогащение магнетитовых таконитов подразумевает очень тонкое измельчение, то обычным методом агломерации является пеллетизация концентрата.

Магнетитовые таконитовые руды добываются в штатах Миннесота, Мичиган, Висконсин (район оз. Верхнего) и Вайоминг в США, а также на месторождениях Адамс, Гриффит, Мус Маунтин и Шерман в Канаде, Сюдварангер в Норвегии, на нескольких месторождениях Центральной Швеции, на месторождениях железистых кварцитов Криворожского бассейна, Кольского полуострова и Курской магнитной аномалии и на других месторождениях СССР.

Джеспилитовые руды

Термин «джеспилитовая руда» применяется к рудам кремнисто-железистых формаций, состоящим из существенного кварцевых прослоев и прослоев, обогащенных гематитом. Первые сложены в основном микрокристаллическим или более полно раскристаллизованным кварцем, вторые — стально-серым мелкозернистым, иногда блестящим гематитом. Обычно в небольших количествах в породах присутствуют силикаты железа и магнетит. Кварцевые прослои обычно красного либо красно-коричневого цвета из-за тонкой примеси гематита. Содержание железа в джеспилитах составляет от 15 до 55%, а кремнезема — не менее 20%. Джеспилиты районов Урукум в Бразилии и Мутум в Боливии содержат от 45 до 55% железа. В Саудовской Аравии в районе Вади Сававин содержание железа в джеспилитах колеблется от 40 до 50%. К джеспилитовым рудам относятся месторождения, известные под именем «Мичиган Джасперс». Эти руды добывались на рудниках Гумбольт и Рипаблик в районе Маркетта Рейндж в штате Мичиган. Джеспилиты также встречаются в районах Вермильон Рейндж (штат Миннесота), Блек Хиллз (штат Южная Дакота) в США, а также в районах Юкон и Снейк Ривер Рейндж в Канаде. Возраст джеспилитовых железистых формаций колеблется от архейского до позднедокембрийского.

Успешная разработка и производство высококачественного пеллетизированного концентрата были осуществлены лишь на месторождениях типа Мичиган Джасперс. В джеспилитах этого типа силикатные прослои состоят из мелкозернистого кварца, а рудные — из тонкокристаллического гематита (спекулярита). Такая структура позволяет «раскрыть» руды, высвобождая железо, уже при измельчении от 60 до 140 меш (2,250 — 0,105 мм). Обычно столь благоприятные по структуре руды встречаются редко. Обычно для того, чтобы обеспечить эффективное высвобождение гематита, требуется измельчение с получением 90% и более фракции 500 меш. Значительный прогресс в использовании мелкозернистых джеспилитов был достигнут на рудниках Эмпайр Таконит и Тильден ОКСИБИФ в штате Мичиган, где осуществляется измельчение с получением продукта, содержащего примерно 90% фракции 500 меш.

Итабиритовые руды

Термин «итабиритовая руда» применяется к макрокристаллическим породам железистой формации, состоящим в основном из гематита и сахаровидного кварца, с примесью магнетита или мартита и небольшого количества силикатных минералов. Впервые он был применен в Бразилии для тонкослоистых и слоистых пород, состоящих из прослоев, сложенных либо кремнеземом (гранулированным кварцем с примесью окислов железа), либо окислами железа. Содержание железа в итабиритах находится обычно в пределах 25—50%, а размер зерен от 10 до 20 меш (2—0,841 мм), иногда до 200 меш (0,024 мм). В общем итабиритовые руды — это перекристаллизованные полосчатые породы кремнисто-железистой формации, встречающиеся в виде пластов и стратифицированных залежей мощностью от нескольких метров до нескольких сот метров и протяженностью в десятки километров. В регионах, сложенных сильно метаморфизованными породами, итабириты часто ассоциируются с гнейсами, сланцами, кварцитами и мраморами.

Итабириты широко распространены в Бразилии, Венесуэле, Канаде (Квебек и Лабрадор), Сьерра-Леоне, Либерии, Анголе и Намибии. В Бразилии, а местами в Венесуэле встречаются выветрелые дезинтегрированные итабириты, прослеживающиеся до глубины около 100 м. Запасы таких потенциально обогащенных итабиритовых руд, пригодных для открытой разработки, чрезвычайно велики. В больших масштабах руды добываются и перерабатываются на квебекских и лабдорских месторождениях в Канаде и на месторождении Марампа в Сьерра-Леоне. Руды этого типа требуют измельчения и обогащения. Обычно они поступают на рынок в виде концентратов; часто концентрат пригоден для производства пеллет.

Концентраты, полученные из итабиритовых руд, обычно богаты железом и бедны примесями. Для примера приведем состав концентрата (в %), получаемого в Квебеке (район Файр Лейк): Fe — 64,4, SiO₂ — 5, P — 0,006, Al₂O₃ — 0,22, S — 0,003 и влаги — 2,95.

Окисленные полосчатые руды (тип «ОКСИБИФ»)

На руднике Тильден и заводах в районе Маркетта Рейндж в штате Мичиган в качестве сырой руды используются богатые гематитом и гетитом полосчатые породы кремнисто-железистой формации. Руды, добываемые на руднике Тильден, окислены и слегка выщелочены. Первичные породы, по-видимому, представляли собой полосчатые кремнисто-сидеритовые разности. Железистая формация района рудника Тильден сходна с гематитовыми и гетитовыми формациями других регионов. Выделения гематита и гетита очень малы по размерам. Степень насыщенности ими рудных полосок различна. Безрудные полоски состоят из мелко- до микрокристаллического кварца либо кремня. Сходные породы называются железистыми кремнями, окисленными железистыми кварцитами и окисленными таконитами.

Лабораторные исследования указывают на широкие колебания тех свойств гематит-гетитовых железистых кварцитов, которые определяют возможность получения концентрата. Из одних разностей окисленных руд концентрат получается, из других — нет. Общепринятой терминологии для тех и других не существует. В данной работе употребляется буквосочетание «ОКСИБИФ», происходящее от слов «окисленная полосчатая железистая формация» («oxidized banded iron formation»), для обозначения гематит-гетитовых кремнисто-железистых пород, потенциально пригодных для производства концентрата.

Руды типа «ОКСИБИФ» представляют довольно новый тип железорудного сырья, пригодного для получения концентратов. На руднике Тильден руды подвергаются измельчению до получения продукта, содержащего около 90% фракции 500 меш. Затем получается концентрат с помощью селективной схемы (флокуляция — удаление углекислоты — флотация), разработанной специально для этих руд Горным бюро США и компанией «Кливленд клиффс Айрон». Качество руд типа «ОКСИБИФ» можно оценить только после опробования и технологических испытаний. Руды «ОКСИБИФ» рудника Тильден содержат около 35% железа. В пеллетизированном концентрате содержится (в %): Fe — около 63, SiO₂ — 5,9, Al₂O₃ — 0,7, P — 0,38, Mn — 0,1, S — 0,001, влаги — 2,7.

Сидеритовые руды

Стратиформные месторождения массивных сидеритовых руд, состоящих из мелких зерен сидерита, ассоциируются с вулканитами среднего—кислого состава и слоистыми породами кремнисто-железистой формации в округе Мичипикотен провинции Онтарио в Канаде. Линзовидные залежи сидерита достигают 1000 м по длине при максимальной мощности 106 м. Обычно мощность линз менее 60 м. Сидеритовые залежи подстилаются риолитовыми и дацитовыми туфами, брекчиями и лавами и перекрываются пиритоносным горизонтом или горизонтом, состоящим из сидеритизированного пирита мощностью от 2 до 9 м. Выше следует пачка слоистых кремней мощностью 30—60 м, а затем андезитовые лавы. Эти месторождения архейского возраста существенно отличаются от более обычных для докембрия месторождений, в рудах которых перемежаются сидеритовые и кремнистые прослои мощностью от долей сантиметра до нескольких сантиметров. В других районах провинции Онтарио сидеритовые месторождения с рудами, содержащими большое количество различных примесей, ассоциируются с зеленокаменными поясами. Руды единственного промышленного месторождения в округе Мичипикотен содержат (в %): карбонатное железо — 36, CaO — 2,3, MgO — 5,8, SiO₂ — 7,5, Mn — 2 и P — 0,1. Эти руды в значительной мере самоплавкие. Руды обжигаются и шлакуются для удаления CO₂, в результате чего получается товарный продукт, содержащий (в %): Fe — около 50—51, Mn — 2,9, SiO₂ — 11, CaO — 3,3 и MgO — 7,4.

Сидеритовые руды пользуются ограниченным распространением в архейских зеленокаменных поясах Канады и неизвестны в других регионах мира, но они представляют определенный интерес как возможный источник сырья.

Бурожелезняковые руды

Докембрийские месторождения бурожелезняковых руд объединяют целую группу объектов со слоистыми железными рудами, переслаивающимися с песчаниками, сланцами и реже карбонатными породами. Наиболее крупные месторождения встречаются в районах Констанс Рейндж, Ропер Ривер и Ямппи Саунд в Австралии. Два первых района имеют много общих черт с палеозойскими и мезозойскими месторождениями бурожеле-

лезняковых руд. Руды состоят здесь из оолитов, сложенных гематитом, сидеритом и шамозитом, цемента сходного состава с примесью кварца и карбоната микрокристаллического сложения. Наиболее высококачественные руды этих месторождений содержат (в %): Fe — от 42 до 54, SiO₂ — 4—8, P — 0,01—0,2, Al₂O₃ — 0,7—2,2, S — 0,04—0,005, 12,6—30% приходится на потери при прокаливании. В районе Яампи Саунд пласты гематитовых руд, иногда имеющие конгломератовидное сложение и ассоциирующиеся с гематитовыми песчаниками, заключены в толще кварцитов, песчаников, конгломератов и сланцев. В этих гематитовых рудах наблюдаются волноприбойные знаки и косая слоистость, присутствуют округлые обломки зерен кварца, циркона, турмалина. Все это свидетельствует о кластогенной природе руд данных месторождений. Из добываемых в районе Яампи Саунд руд получается товарный продукт с содержанием (в %): Fe — 57—67, SiO₂ — 1,5—6, Al₂O₃ — 1,2—6,0, P — 0,02—0,05, TiO₂ — 0,02—0,07 и S — 0,002—0,05. По всей вероятности, докембрийские бурожелезняковые руды менее фосфористы, чем фанерозойские, хотя это нельзя считать еще общим правилом.

Возраст австралийских месторождений района Яампи Саунд примерно 1800 млн. лет, двух других — 1400 млн. лет. Бурожелезняковые руды в различных регионах мира встречаются на протяжении всей геологической истории — от докембрия до кайнозоя. Докембрийские красноцветные толщи, не изученные в отношении бурожелезняковых руд, заслуживают постановки специальных работ.

Магматические руды

Выделяются два типа докембрийских железных руд магматического происхождения — титансодержащие магнетитовые руды и руды типа Кируна. Они значительно отличаются друг от друга по генезису, а также по геологической ситуации и по ассоциации с теми или иными изверженными породами; отличны они и по условиям добычи и характеру использования. Первые обычно связаны с габброидными породами и, по-видимому, образовались в процессе кристаллизации вмещающих их габбро. Вторые наблюдаются в составе интрузивных тел, ассоциирующихся с гранитами и сиенитами. Титансодержащие магнетитовые руды не имеют существенного значения как источник железа, но могут представлять большой интерес для извлечения титана и ванадия. Руды типа Кируна интенсивно эксплуатируются в Швеции и в меньшем масштабе в штате Миссури в США.

Железо-титанистые магнетитовые руды

Для железо-титанистых магнетитовых руд, называемых в некоторых работах рудами типа Таберг, характерна ассоциация с габбро и анортозитами; встречаются они в виде стратиформных и вкрапленных руд. Бушвельдский комплекс в Южной Африке может служить примером магматических образований, которые благоприятствуют формированию стратиформных железо-титанистых магнетитовых руд в пределах обширных и дифференцированных массивов. Железо-титанистые магнетитовые руды образуют здесь пластообразные залежи в верхней части Главной зоны, сложенной в основном габбро и анортозитами, а также в нижней части Верхней зоны, образованной габбро в ассоциации с анортозитами, троктолитами и ферродиоритами.

Железо-титанистые магнетитовые руды, как следует из самого названия, зачастую обогащены титаном и в некоторых регионах добываются в качестве сырья для титана. Примерами могут служить месторождения Санфорд Лейк в США и Аллард Лейк в Канаде. Месторождения железо-титанистых магнетитовых руд часто содержат ванадий, и некоторые из них являются его потенциальными источниками. Названные месторождения Северной Америки богаты ильменитом, который является источником для получения титана; здесь также производится магнетитовый концентрат. В большинстве случаев железо-титанистые магнетитовые руды слишком обогащены TiO₂, чтобы их можно было использовать в обычном мартеновском процессе. В промышленности обычно используются руды со значительно меньшим содержанием TiO₂, хотя в некоторых случаях применяются руды с 1—2% TiO₂, а в электрометаллургии — руды, содержащие несколько больше 2% TiO₂. Железо-титанистые магнетитовые руды обнаруживают значительные колебания состава. Руды месторождения Таберг в Швеции содержат (в %): Fe — около 31, TiO₂ — 5—6, SiO₂ — 20, Mg — 18; месторождения Аллард Лейк в Квебеке: Fe — 36—40, TiO₂ — 32—35; месторождения Сэнфорд Лейк: TiO₂ от 9 до 30, а титанистого магнетита от 60 до 75.

Месторождения железо-титанистых магнетитовых руд, приуроченные к габбро-анортозитовым комплексам, обнаружены в комплексе Дулуг в Миннесоте, в штатах Нью-Йорк, Висконсин и Вайоминг, а также в районе Отаммаки (Финляндия), Леланга (Танзания) и на Урале в СССР.

Руды типа Кируна

В Северной Швеции в районе Кируна массивные магнетитовые руды разрабатываются уже в течение многих лет. Руды типа Кируна приурочены к богатым магнетитом интрузивным телам гранито-сиенитового состава. Месторождения представлены сплошными пластообразными или жилообразными рудными телами, содержащими значительное количество апатита. Контакты с вмещающими породами обычно резкие. Некоторые месторождения рассматриваемого типа достигают очень больших масштабов. Само рудное тело Кируна имеет длину свыше 4 км, ширину около 90 м и прослежено на глубину около 1 км. Руды содержат (в %): Fe — от 60 до 65, SiO₂ — 2,5—5, P — 0,07—1,55, CaO — 1—5. Подобное же месторождение обнаружено в районе Пи Ридж в штате Миссури в США. Оно приурочено к интрузиву, внедрившемуся в лавы кислого состава, и представлено линзовидным телом около 1000 м длины, 180 м ширины, прослеженным на глубину около 600 м от контакта докембрийских и кембрийских образований. Руды сложены мелкозернистым магнетитом с примесью гематита, апатита, пирита и кварца. Руды обогащаются с помощью магнитной сепарации, и из них получается товарный продукт, содержащий (в %): Fe — 67, SiO₂ — 1, P — 0,075, A₂O₃ — 0,3, CaO — 0,25.

Докембрийские руды типа Кируна известны лишь в двух регионах — в Северной Швеции и в штате Миссури в США. На большинстве рудников ныне ведется шахтная добыча, что может неблагоприятно сказываться на рентабельности месторождений. Высокая себестоимость добычи и высокая фосфористость руд, требующих обогащения и пеллетизации для получения товарного продукта, являются важными факторами при оценке руд типа Кируна.

Метаморфические руды

В данной работе термин «метаморфические руды» применяется к пластообразным либо линзовидным залежам, обогащенным магнетитом и гематитом. В США месторождения метаморфических руд наиболее широко представлены в пределах Адирондакского докембрийского массива в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси. Большинство этих месторождений невелики по масштабам. В наиболее крупном, отработываемом на руднике Бенсон в штате Нью-Йорк, рудное тело около 3 км длины при ширине от 25 до 120 м в течение 1944—1978 гг. разрабатывалось до глубины 75—90 м; в настоящее время месторождение не разрабатывается. Рудные тела представлены магнетит- и гематит-содержащими силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами, а также гранито-гнейсами, несущими до 22—23% железа. В других месторождениях, таких, как Порт Генри (штат Нью-Йорк) или Хоум (штат Нью-Джерси), руды содержат от 25 до 50% железа в пластообразных телах мощностью до 10 м.

В тех регионах, где имеются более крупные и богатые месторождения руд иного типа, метаморфические руды не имеют практического значения.

Контактово-метасоматические руды (типа горы Магнитной)

В приконтактовых зонах некоторых интрузий, особенно с карбонатными породами, могут образовываться магнетит-гематитовые месторождения метасоматического типа. Железные руды такого типа обычно классифицируются как контактово-метасоматические, или скарновые, типа горы Магнитной. Контактово-метасоматические руды приурочены к породам разного возраста — от докембрийского до кайнозойского. В Северной Америке в настоящее время месторождения данного типа не играют сколько-нибудь существенной роли, хотя в Канаде с 1955 г. до недавнего времени функционировали два рудника — Мрамора в провинции Онтарио и Хилтон в провинции Квебек.

На примере месторождения Мрамора можно представить общую геологическую ситуацию, характерную для канадских месторождений рассматриваемого типа. Железные руды этого месторождения содержат около 35—40% железа и состоят из магнетита, пироксена, амфибола, граната, хлорита, талька эпидота с примесью пирита и пирротина.

Рудное тело, приуроченное к толще мраморов, амфиболитов и гранито-гнейсов, интродуцированных габбро, диоритами, сиенитами и гранитами, имеет в длину около 730 м, в ширину 120 м и разрабатывалось открытым способом. Руды измельчались, обогащались магнитной сепарацией и агломерировались с получением товарного продукта, содержащего (в %): Fe — около 65, SiO₂ — 3,8, P — 0,006, Al₂O₃ — 6, CaO — 1,5, Mg — 1,25, S — 0,008. Несколько неразработанных скарновых магнетитовых месторождений известно на юго-востоке провинции Онтарио, на юго-западе Квебека в Канаде и в Адирондакском массиве США. Ввиду малых масштабов все эти месторождения не эксплуатируются.

Для получения товарного продукта руды контактово-метасоматических месторождений, как правило, требуют обогащения, что, однако, не представляет сколько-нибудь сложной проблемы. Месторождения этих руд в Канаде и США малы по размерам, но в других регионах, сложенных докембрием, контактово-метасоматические месторождения могут играть более существенную роль.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ — СОРТНОСТЬ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Сорт руды определяет возможность ее потребления в той или иной сфере железнотермической или сталелитейной промышленности. В целом главным показателем содержания железа, причем для высокожелезистых руд допускаются отклонения содержания нерудных компонентов и вредных примесей. Примеси некоторых элементов могут определять неприемлемость той или иной руды для обычных технологических схем в металлургии. В целом железные руды докембрийских кремнисто-железистых формаций, кроме железа, содержат лишь кремнезем и глинозем и обеднены вредными примесями. В рудах других формаций может содержаться повышенное против нормы количество S, Ti, V, Cr, Cu, Zn, As и других элементов.

Физические свойства железной руды — это ее пористость, твердость, сыпучесть и размер частиц измельченной руды. Размером частиц руды определяется возможность ее переработки по той или иной технологической схеме и способность сохранять соотношение фракций при транспортировке. Проблемы, возникающие в связи с физическими свойствами руд, можно решать, так как руды с неподходящими свойствами принято агломерировать путем шлакования или пеллетизации и получать товарный продукт с удовлетворительными свойствами.

РАЗВЕДКА И ОСВОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основной объем мировой добычи железных руд приходится на весьма высокопроизводительные открытые разработки. Что касается проектов освоения новых месторождений, то среди них также очень небольшая доля падает на подземную добычу. Вследствие этого при составлении программы разведки месторождения заранее задаются определенные параметры будущих карьеров — их местоположение, конфигурация, производительность. Предшествующие освоению месторождения работы включают: 1) геологическую разведку, куда входит выявление месторождения, определение его размеров и выяснение примерной сортности руд; 2) накопление информации для целей будущей разработки месторождения и выбора соответствующих технологических металлургических схем.

Проект геологической разведки железорудного месторождения обычно включает геологическое картирование, геофизические исследования, бурение и опробование в целях определения локализации рудных тел. Изучение месторождения целесообразно начать с рекогносцировочных маршрутов для ознакомления с региональной геологией. Такого рода предварительные работы могут включать схематическое геологическое картирование и аэрогеофизические съемки, с помощью которых в первом приближении определяется характер размещения рудных тел. Чем лучше изучена геология региона, тем короче будет этап предварительных исследований.

Во многих, даже хорошо изученных в геологическом отношении регионах целесообразно начать работы с аэрогеофизических съемок, которые являются очень эффективным методом обнаружения железорудных месторождений, выяснения размеров и конфигурации рудных тел. Аномалии, выявленные аэромагнитной съемкой, подвергаются наземной проверке, цель которой — выяснение природы аномалии. Вслед за этим зачастую проводится геологическое картирование. Если аномалия оказывается перспективной на железные руды, то далее необходимо выбрать участки для последующих более детальных

работ. По результатам геологической и наземной магнитной съемки намечаются участки для бурения в целях сбора детальной информации о рудном теле. Обычно применяется керновое бурение, обеспечивающее возможность детального и точного опробования. Объем бурения, местоположение скважины и параметры разведочной сети определяются в зависимости от характера данного месторождения. Но существуют некоторые общие принципы и методы, которыми руководствуются при бурении и опробовании.

Основная цель буровых работ заключается в выяснении конфигурации рудного тела, содержащего промышленно интересные запасы руды, в определении запасов и сортности руд, получении каменного материала для технологического опробования. В том случае, если руды требуют обогащения, лабораторные исследования должны быть направлены на выбор наиболее оптимального способа обогащения руд и на решение проблем металлургического передела руд.

Важно уже в самом начале разведочных работ определить параметры сети разведочных скважин. Если скважины проходятся по методу «дикой кошки» или по какой-то другой подобной системе, то полученную информацию будет трудно использовать при заложении карьера и строительстве подсобных сооружений. В целом выбор разведочной сети — чрезвычайно важный момент разведки месторождения, и ему должен предшествовать тщательный анализ всей имеющейся информации по месторождению. Скважины принято размещать по определенной системе с тем, чтобы по результатам бурения можно было построить геологические разрезы месторождения по нужным направлениям через определенные интервалы. Сам характер сети разведочных скважин, естественно, определяется особенностями залегания рудного тела и широко варьирует для разных месторождений.

После завершения разведочных работ необходимо продолжать бурение в целях получения дополнительной, более детальной информации, необходимой для проектирования добычных работ. Эта часть программы относится уже к бурению под эксплуатацию месторождения. Целесообразно вести такое бурение разными способами, чтобы выбрать наиболее оптимальный вариант. Алмазное бурение обеспечивает получение керна, роторное — только обломков пород. Каждый способ бурения имеет свои преимущества и недостатки, и выбор того или иного из них весьма важен.

Бурение второй фазы обеспечивает адекватную и точную информацию, необходимую для составления планов строительства добычных и других эксплуатационных сооружений. Эта информация должна включать и результаты лабораторных испытаний. Проведенных для проектирования горно-обогатительных предприятий. После составления проектов сооружения добычных и обогатительных предприятий необходимо выполнить детальный финансово-экономический анализ составленных проектов.

ОЦЕНКА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Оценка какого-то перспективного на железные руды района предполагает выявление тех же факторов, которые имеются в виду и при оценке уже известного, но неразведанного месторождения: геологических, технических, социальных (регламентируемых правительством), экономических и других, обусловленных необходимостью сохранения окружающей среды. Рассматривая вопрос о целесообразности постановки разведочных работ на железо в каком-то регионе: либо об освоении уже известного месторождения, следует учитывать характер и стоимостное выражение этих факторов. Приемы оценки железорудных месторождений в геологическом, техническом и экономическом аспектах были разработаны И. Оле (1972 г.). Он дал стоимостное выражение оценочных факторов, что обеспечивает возможность сравнения различных железорудных объектов. Заметим, что социальные и регламентируемые правительством факторы (включая и относящиеся к охране среды) зачастую трудно перевести на язык цифр. Большинство факторов, имеющих стоимостное выражение, со временем меняются. Поэтому необходимы сбор и использование новейшей информации для оценки изменений тех или иных показателей во времени. Хотя сами геологические и некоторые технические данные не меняются, но их стоимостное выражение может существенно варьировать.

В процессе разведочных работ необходимо периодически проводить оценочные исследования с тем, чтобы определить целесообразность продолжения работ.

Интересное исследование, по-новому освещающее потенциальную стоимость различных источников железных руд, выполнил доктор Р. Какела. Оно касается США и охватывает энергетические и финансовые аспекты и вопросы использования рабочей силы на всех этапах освоения месторождения, включая металлургический передел. В этой работе

составляются энергетические потребности, рабочая сила и стоимость для двух вариантов: 1) для природных руд, содержащих около 50% железа, и 2) для пеллетизированных концентратов с содержанием 65% железа, получаемых из низкосортных руд. Автор доказывает, что второй вариант применительно к таконитовым пеллетам приносит до 17% экономии стоимости энергии и рабочей силы (расчеты не включают стадию металлургического передела).

При оценке месторождений железных руд необходимо учитывать возможность успешного применения технологии прямого восстановления железа. В настоящее время целый ряд металлургических заводов применяют различные модификации метода прямого восстановления для производства железа и стали.

В связи с этим мелкие железорудные месторождения, неперспективные для традиционных технологических методов, могут оказаться интересными для прямого восстановления железа.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНОВ, СЛОЖЕННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИМИ ПОРОДАМИ, НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Оценивая в целом перспективы на железо регионов, сложенных докембрийскими породами, следует отметить, что вероятность открытия новых крупных месторождений высококачественных руд и в развивающихся и в развитых странах невелика. Значительно более вероятно обнаружение крупных месторождений руд, требующих обогащения. Еще более реально открытие небольших месторождений, способных обеспечить сырьем предприятия местного значения. В развивающихся странах известен целый ряд месторождений с высококачественными железными рудами, которые считаются нерентабельными из-за неблагоприятного расположения относительно существующих ныне рынков сбыта. Но положение рынков сбыта контролируется в значительной мере размещением металлургических предприятий, которое со временем меняется. Подобные изменения могут привести к переоценке месторождений, ныне экономически нерентабельных.

ABSTRACT

IRON-BEARING ROCKS OF THE PRECAMBRIAN AND THEIR MINING DEVELOPMENT — CURRENT AND POTENTIAL

R. W. MARSDEN

Precambrian rocks are the source of over 650 million tons per year of commercial iron ore which represents approximately 80 percent of the iron ore production of the world. Processing plants are concentrating crude iron ores, that are classed as Magnetite Taconite Ore, by magnetic methods; Hematitic Jaspilite ore by froth floatation; Hematitic Itabirite Ore with Spirals; and oxidized banded iron-formation ores by the selective flocculation — desliming — flotation method. By using one of the four methods, a large percentage of the cherty iron-formations can be concentrated to yield a shipping grade iron ore pellet or sinter, if they have good liberation characteristics. The recent development of mini—steel plants using the direct reduction of the ore seems to add a new opportunity for the local utilization of suitable quality ores for making iron and steel.

В. М. ГРИГОРЬЕВ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

Железорудные месторождения докембрия в СССР сложены железистыми кварцитами, мартит-гидрогематитовыми, магнетитовыми, титаномагнетитовыми, ильменит-титаномагнетитовыми, сидеритовыми и гематитовыми рудами. Месторождения железистых кварцитов КМА, Кривого Рога, Карелии, Кольского полуострова, Кременчугского, Мариупольского, Тараташского, Карсакпайского и Чаро-Токкинского железорудных районов являются геосинклинальными образованиями, приуроченными к основаниям древних платформ. Они подразделяются на осадочные и вулканогенно-осадочные. Окончательное формирование месторождений железистых кварцитов происходило в процессе гранулитовой, амфиболитовой или зеленосланцевой стадии метаморфизма, поэтому по генетической классификации их относят к группам осадочно-метаморфических и вулканогенно-осадочно-метаморфических. Для железистых кварцитов вулканогенно-осадочного происхождения отмечаются повышенные содержания элементов-примесей (хрома, титана, ванадия, меди, никеля, германия, молибдена, свинца и цинка).

Месторождения магнетитовых кварцитов архейского возраста характеризуются рудными залежами большой протяженности, но небольшой мощности, средними и крупными запасами; нижнепротерозойские месторождения магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов отличаются залежами большой протяженности и мощности, уникальными запасами; верхнепротерозойские гематит-магнетитовые и гематитовые кварциты образуют крупные и средние по запасам месторождения труднообогатимых руд.

В архейских породах встречаются магнетитовые кварциты, в нижнепротерозойских — магнетит-гематитовые, в верхнепротерозойских — преимущественно гематитовые, что свидетельствует о повышении вверх по стратиграфическому разрезу роли кислорода при образовании железистых кварцитов.

Для железистых кварцитов гранулитовой фации метаморфизма главные минералы — кварц, магнетит и гиперстен, второстепенные — геденберgit, роговая обманка, биотит, полевой шпат, мусковит, гранаты (пироп, альмандин, спессартин). Резко выражена собирательная перекристаллизация минералов; текстура руд слоистая и неяснослоистая, местами массивная; структура крупно- и среднезернистая.

Железистые кварциты зеленосланцевой фации сложены кварцем, магнетитом, гематитом и биотитом. Главный силикатный минерал в биотит-куммингтонитовой подфации — куммингтонит, а в биотит-хлоритовой — хлорит. Руды отличаются слоистой текстурой, средне-, мелко- и тонкозернистой структурой.

Щелочной метасоматоз характерен для железистых кварцитов фации зеленых сланцев, реже проявляется в кварцитах амфиболитовой фации и не встречается в кварцитах гранулитовой фации. В результате щелочного метасоматоза усложняется минеральный состав (образуются щелочные амфиболы и пироксены, а также мелкие включения в них зерен магнетита), а при интенсивном проявлении — и текстурно-структурные особенности железистых кварцитов.

Содержание железа магнетитового в магнетитовых кварцитах колеблется в пределах 16—35%, железа общего в гематитовых кварцитах — 30—45%; сера и фосфор присутствуют в незначительных количествах — 0,05—0,15%.

Мартитовые и гидрогематитовые залежи в железистых кварцитах являются продуктами их природного обогащения в результате выщелачивания кварца и разложения силикатов при выветривании или гипогенном окислении. Выделяются два основных морфологических типа этих залежей — плащеобразные и линейные. Первые залегают на головах пластов железистых кварцитов в виде пологих рудных залежей значительной площади с карманообразной подошвой, вторые представлены уходящими на глубину, протяженными по простиранию и значительной мощности клино-, штоко-, столбо- и пластообразными телами в железистых кварцитах. Те и другие перекрыты отложениями чехла платформы, а при эрозии последних образуют выходы на поверхность. Залежи типа линейной коры возникают в зонах разломов, трещиноватости, смятия, дробления, изгибов. Для части залежей предполагается образование их в качестве продуктов докембрийской площадной коры выветривания с последующим метаморфизмом и повторным выветриванием в последокембрийское время. Руды сложены характерными

минералами коры выветривания — мартитом, дисперсным гематитом, гидрогематитом, гетитом, гидрогетитом, глинистыми минералами; руды характеризуются высоким содержанием железа (50—64%) и низким — фосфора (0,03—0,8%) и серы (0,1—0,7%).

Магнетитовые и магнетит-железослюдковые руды, образованные в результате эндогенного магнезиально-железистого метасоматоза докембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных пород под воздействием гидротермальных метаморфических растворов, представлены залежами разнообразной формы: пласто-, линзо- и столбообразными, штоками и гнездами. Они имеют преимущественно крутое падение и склонение, локализованы в области шарниров или крыльев синклинальных складок вмещающих пород. Главные минералы — магнетит, гематит, щелочные амфиболы (родусит, рибекит и др.), второстепенные — амфиболы куммингтонит-грюнеритового состава, эгирин, кварц, альбит, карбонаты. Наиболее характерные месторождения — Первомайское и Желтореченское в северной части Криворожского бассейна.

Районы прогнозирования месторождений железистых кварцитов и образованных по ним богатых железных руд — складчатые структуры платформ и щитов, т. е. области геосинклинального развития в докембрии, а также приподнятые древние блоки внутри молодых складчатых областей. С эвгеосинклиналями связано формирование месторождений железисто-кремнисто-вулканогенной формации (киватинский тип), с миогеосинклиналями — месторождений железисто-кремнисто-сланцевой формации (криворожский тип). Локальными площадями поисков являются зоны линейного и кольцевого вулканизма. Магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты характеризуются полями высокой магнитной и гравитационной интенсивности, и их оценка основана на комплексном применении магнито- и гравиразведки. Для поисков и оценки месторождений гематитовых кварцитов гравиразведка — ведущий метод.

Магнетитовые и гематитовые месторождения Южной Якутии (Таежное, Дес, Пионерское, Сивагли и др.) приурочены к глубоко метаморфизованным известково-магнезиальным (доломитовые мраморы, кальцифиры, магнезиальные скарны) и силикатным (пироксен-амфиболовые сланцы, силиманитовые и биотитовые гнейсы) породам Федоровской свиты иенгрской серии архея. Месторождения имеют осадочный генезис с наложенными процессами магнезиально-железистого метасоматоза. Пластообразные и линзообразные залежи магнетитовых, иногда гематитовых руд имеют протяженность 200—900 м при мощности 10—120 м. Текстуры руд преимущественно вкрапленные и полосчатые, структура среднезернистая. Основные минералы руд — магнетит (до 95%), диопсид, роговая обманка, флогопит, серпентин, клиногумит. Среднее содержание железа в рудах — 45%, серы — около 2%, фосфора — 0,03%.

Титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые докембрийские месторождения известны в габбро-анортозитах на Кольском полуострове (Цагинский массив, интрузивы Кейв и Колмозеро — Воронья), в Белоруссии (Кареличский массив), на Украине (Володаро-Волынский, Чеповичский и др.) и в Джугджуро-Становом поясе на Дальнем Востоке; в габбро-пироксенитах юга Красноярского края (Кедранский и Дысанский массивы) и в габбро-диорит-диабазях юга Иркутской области (Малотагульский массив). Площади массивов измеряются десятками и сотнями квадратных километров. Титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды имеют вкрапленную и массивную текстуры, содержание железа в них — 21—56%, двуокиси титана — 2,7—21%. При обогащении руд можно получить селективные ильменитовый и магнетитовый концентраты, последний с повышенным содержанием ванадия.

Сидеритовые руды Бакальской группы месторождений (Челябинская область) распространены на площади 150 км² в известняках, доломитах и сланцах протерозойского возраста с наложенными процессами магнезиального метасоматоза. Залежи пластовые, многоярусные (до пяти пластов), наиболее крупные занимают площадь 1,5—2 км² при мощности до 80 м. Первичные руды сложены сидероплезитом и пистомезитом, окисленные — гидрогетитом, гидрогематитом. Среднее содержание железа в рудах — 28—37,5%, окиси магния — 7,5—14%, серы — 0,06—0,8%, фосфора — 0,007—0,3%.

Гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна (Красноярский край) в виде многоярусных (до 10 пластов) залежей приурочены к песчаникам, алевролитам и глинистым сланцам рифея осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса. Протяженность рудных тел достигает нескольких километров, а мощность отдельных пластов составляет от 5—8 до 50 м; по падению они прослежены до 600 м. Руды — гематитовые (10%), песчаные гематитовые (60%) и глинисто-хлоритовые гематитовые гравелиты (30%). Среднее содержание железа в рудах — 40%, кремнезема — 25%, глинозема — 7,4%,

серы — 0,03%, фосфора — 0,08%. Руды труднообогатимые, требуют применения обжигмагнитного способа обогащения.

Месторождения магнетитовых кварцитов, образованных по ним богатых железных руд, а также сидеритовых и связанных с ними бурожелезняковых руд имеют большое практическое значение, составляя около $\frac{2}{3}$ запасов и добычи железных руд СССР.

ABSTRACT

PRECAMBRIAN IRON ORE DEPOSITS OF THE USSR

V. M. GRIGORIEV

Lower Proterozoic and Upper Proterozoic deposits of magnetite quartzites with rich iron ores, as well as siderite ores and associated iron hydroxides are of great practical importance. They amount to 65% of reserves and 67% of recovery of iron ores in the USSR.

УДК 551.71/72 : 553.32

В. П. РАХМАНОВ, В. К. ЧАЙКОВСКИЙ

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ МИРА И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В работе рассматриваются некоторые стороны генезиса докембрийских марганценосных формаций и месторождений, распространенных наиболее широко в экваториальном поясе земного шара на Индийской, Африканской, Бразильской и Австралийских платформах, а также на Русской платформе с обширными полями выходов древнейших метаморфических пород; к этим формациям приурочены докембрийские месторождения марганцевых руд (рис. 1). В них содержится около 13% мировых запасов, а добывается свыше 30%, что объясняется относительно дешевой добычей и высоким качеством руд. Месторождения ряда докембрийских марганцеворудных провинций обладают хорошими перспективами прироста промышленных запасов руд, образующихся путем обогащения агентами выветривания первичных пород с бедным рассеянным содержанием марганца.

Основные запасы докембрийских руд приурочены к осадочным месторождениям, подразделяемым по источнику металла на вулканогенно-осадочные и нормально-осадочные. Концентрации руд магматического генезиса (контактово-метасоматические, гидротермальные) имеют резко подчиненное значение. В работе они не обсуждаются. Принадлежность рассматриваемых месторождений к вулканогенно-осадочным, характеризующимся распространением во вмещающих породах вулканитов основного состава и силицитов, и к нормально-осадочным с преобладанием в разрезе терригенного или карбонатного материала предопределила предпочтительность формационного подхода к их изучению.

Выводы авторов, относящиеся к источникам рудного вещества, имеют в основном предположительный характер, многое в настоящее время не решается однозначно и подлежит дальнейшему изучению. Бесспорным в образовании рассматриваемых месторождений представляется вулканизм преимущественно основного состава, а также метаморфические процессы и выветривание (рис. 2).

ТЕРРИГЕННАЯ (ГОНДИТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Тип Мадхья Прадеш

К гондитовой формации на Индостанском полуострове относятся марганецсодержащие окисные и силикатные породы (гондиты и кодуриты), наиболее широко развитые в Центральной Индии — штатах Мадхья Прадеш и Махараштра. Породы описываемой формации — глубоко метаморфизованные первичные осадки, в основном песчано-глинистые, не содержащие продуктов вулканической деятельности. Это позволяет относить их к миогеосинклинальным образованиям либо к породам, накапливавшимся

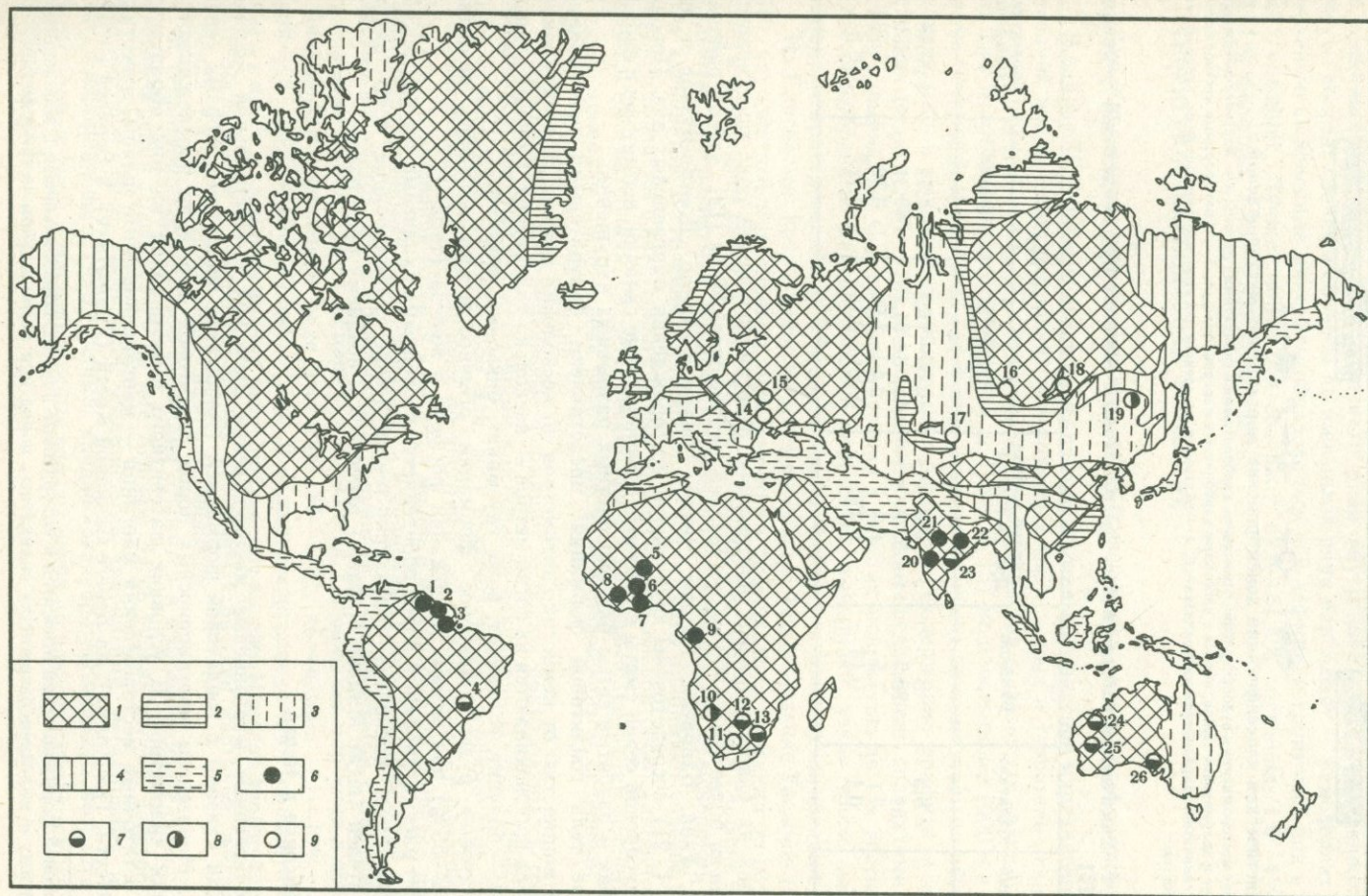


Рис. 1. Схематическая карта распространения докембрийских марганцевосных формаций

Платформы: 1 — древние, 2 — с салярским или каледонским складчатым основанием, 3 — с герцинским или варисийским складчатым основанием; области складчатости: 4 — мезозойской, 5 — кайнозойской; типы марганцевосных формаций: 6 — терригенный гондитовый (песчано-алеврито-глинистая ассоциация), 7, 8 — вулканогенный — «итабиритовый» (железисто-кремнисто-карбонатная ассоциация), 9 — карбонатный (карбонатная и терригенно-карбонатная ассоциация). Месторождения и рудопроявления марганца (цифры на схеме): 1 — Эль Пальмар, 2 — Аракака, 3 — Серра-ду-Навиу, 4 — Морро-да-Мина, 5 — Ансонго, 6 — Тамбао, Тьерре, 7 — Три Холма, 8 — Неута, 9 — Моанда, 10 — Очиваронго, Отжосонго, 11 — Постмасбург, 12 — Миддельвит, 13 — Ройслот, 14 — Хошеватское, 15 — Тим-Ястребовское, 16 — Таежное, 17 — Усинское, 18 — Саган-Заба, 19 — Мало-Хинганское, 20 — Северная Канара, 21 — Балагхат, Бхандра, Чхиндвара, 22 — Гангпур, 23 — Баладжир, 24 — Пик Хилл, 25 — Вуди Вуди, Хоршшу, 26 — Айрон Монарх

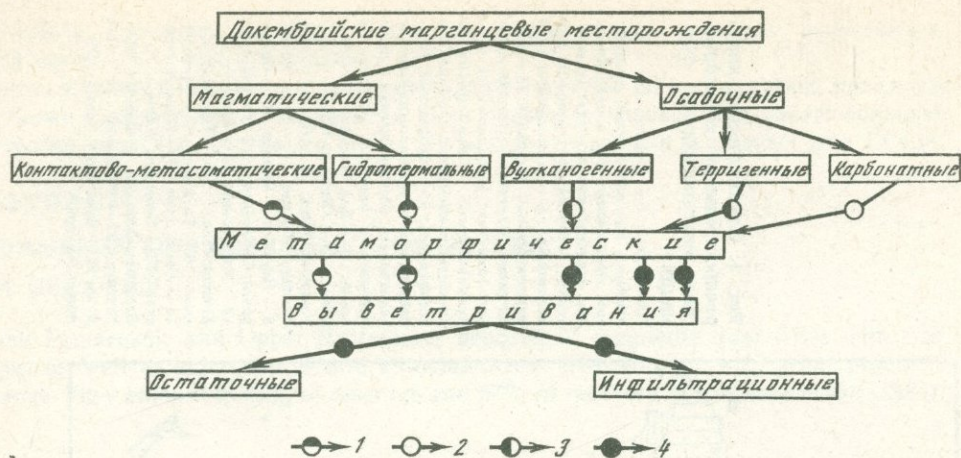


Рис. 2. Генетическая классификация докембрийских марганцевых месторождений

1 — небольшие месторождения и рудопроявления с окисными, карбонатными и силикатными рудами; 2 — марганецсодержащие известняковые и доломитовые толщи, иногда с прослоями карбонатных марганцевых руд; 3 — стратиформные месторождения с окисной и силикатной марганцевой минерализацией; 4 — окисные и окисленные богатые марганцевые руды, используемые промышленностью

Таблица 1. Химический состав (в вес. %) пластовых окисных руд гондитовой формации Индии [13]

Компонент	Балагхат	Бхандра	Бхандра, шахта Донгри-Бузург	Гангпур		Гондит из Чхиндваре
				Крайние значения	Среднее	
SiO ₂	6,5	3	3,5	2,60—11,2	4,41	60,45
Mn	51	50,5	51,3	45,58—54,13	49,31	10,36
Fe	7	7,5	6,5	2,60—7,92	6,59	5,33
F	0,1	0,16	0,275	0,061—0,15	0,117	0,3

в бассейнах на слабоподвижных платформах. Марганцеворудный пояс простирается с севера на юг более чем на 200 км при средней ширине около 20 км [12]. Здесь в районах Балагхат, Уква, Бхарвели, Тироди, Чикла, Говари, Ситалар, Донгри-Бузург и др. (см. рис. 1, 21) сосредоточены крупнейшие месторождения марганцевых руд. Породы рудной саусарской серии смяты в сложные изоклинальные складки, вытянутые в западных румбах и разбитые сетью разновозрастных разрывных нарушений.

Рудные тела гондитовой формации¹ представлены браунитовыми прослойками и слоями мощностью от немногих сантиметров до нескольких метров; по простираанию рудные тела прослеживаются на сотни метров — несколько километров. Главные рудные минералы — браунит, голландит, реже гаусманит, биксбит, манганит.

Браунитовые руды гондитовой формации обычно весьма высокого качества (Mn — 45—50%) при низком содержании фосфора и железа (табл. 1).

Возраст рассматриваемых пород определяется изотопными анализами как архейский, что сомнительно, поскольку структурно-тектоническое формирование зоны рядом исследователей (штат Мадхья Прадеш) относится к позднему протерозою.

Тип Ансонго и Нсута

Многочисленные марганцевые месторождения Западной и Центральной Африки генетически связаны с гондитовой формацией (гондитами, филлитами, туфами серии Биррим). Парагенезы марганценосных пород гондитовой формации прослеживаются на десятки километров. В условиях латеритного выветривания на них образуются богатые остаточные месторождения марганца — марганцеворудные шляпы, известные в Гане (Нсута, Три Холма), на Береге Слоновой Кости (Гран-Лаху), в Верхней Вольте

¹ К гондитовой формации нами относятся и кодуритовые породы, образовавшиеся в зоне контакта карбонатных и марганецсодержащих силикатных пород при региональном метаморфизме.

(Тамбал, Тьере), Конго (Кисенга) и Мали (Ансонго) (см. рис. 1, 5—10). Возраст метаморфизма серии Биррим определен в 2200 млн. лет.

В рудных линзах Ансонго развиты метаморфизованные окисные руды, окисленные вблизи поверхности до псиломелановых и пиролюзитовых, содержащих железо (1—4%), фосфор (0,015—0,25%), кремнезем (3—4%) и марганец (до 55%).

На месторождении Нсута в Гане среди сильно хлоритизированных, альбитизированных и эпидотизированных массивных или сланцеватых пород с участками сохранившейся первичной порфириновой или трахитовой структуры встречаются лавы от основного до кислого состава и слои туфов и агломератов. В филлитах и туффитах развиты черные кремнистые породы типа роговиков, гондиты с залежами марганцевых руд, карбонатные марганцевые руды. Более слабый по сравнению с гондитами Индийской платформы метаморфизм марганценосных пород Нсуты позволяет уточнить их формационное положение и условия образования и сравнивать гондитовую формацию Нсуты с вулканогенной формацией основного ряда внутренней части геосинклинали. Руды Нсуты состоят главным образом из минералов ряда пиролюзит — рамсделлит с криптомеланом. Окисленные минералы образовались под действием грунтовых вод в гипергенных условиях. Лучшие сорта руд содержат 52,8—61,6% марганца, 1,6—4% железа, 0,11% фосфора, 2,45—4,6% кремнезема.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Тип Курской магнитной аномалии (СССР) и африканские типы формации

В районе Курской магнитной аномалии обнаружены проявления марганцевой минерализации в нижнепротерозойских углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных породах тимской свиты [3]. Эти породы, залегающие на железистых кварцитах, имеют на Тим-Ястребовском месторождении (см. рис. 1, 15) мощность более 1000 м и представлены метаморфизованными (до фации зеленых сланцев) олигомиктовыми песчаниками, глинистыми и глинисто-карбонатными породами. Содержание графита в отдельных слоях достигает 15—17%. Марганцевые минералы представлены силикатами, карбонатами, сульфидами. Содержание марганца в пластах мощностью до 1 м достигает 10%. Эти своеобразные марганценосные отложения выполняют узкие трюги, заложенные в раннем протерозое на архейской протоплатформе в период ее активизации.

На Енисейском кряже располагается небольшое месторождение Таежное (см. рис. 1, 16), карбонатные марганцевые руды которого с содержанием марганца до 10% приурочены к токминской свите рифея. Эта свита мощностью свыше 1000 м сложена геосинклинальными углеродистыми терригенно-кремнисто-карбонатными отложениями с прослоями вулканитов. В строении марганценосной части свиты принимают участие углеродсодержащие сланцы и известняки с примесями песчаного, алевритового, глинистого, иногда кремнистого материала. Степень метаморфизма не превышает фации зеленых сланцев. Рудные минералы представлены родохрозитом, манганокальцитом, сидеритом. Содержание $S_{\text{эле}}^{\text{м}}$ колеблется от единиц до 25%.

Докембрийские марганценосные формации Марокко, приуроченные к горной цепи Антиатласа, связаны с залегающими в основании докембрия II—III (1250—1350 млн. лет) и докембрия III (900—550 млн. лет) вулканогенными сериями [10]. В качестве примера месторождений наиболее древнего периода можно привести пластовую залежь Идикель, в основании которой находится мощный вулканогенный комплекс, перекрытый метаморфизованными конгломератами и песчаниками с прослоями пелитов и марганценосных доломитов. Руда представлена браунитом и псиломеланом с баритом, а также небольшим количеством гаусманита и полианита. Содержание марганца в обогащенной гипергенным окислением руде достигает 37—51%, кремнезема — 1—13%, окиси бария — 5—10%, свинца — 0,02—1,3%. В подошве марганценосного горизонта прослеживается пласт железнослудковых руд. Образование залежи Идикель произошло в результате поступления из гидротермальных растворов в бассейн марганца, железа, свинца и бария в ходе вулканогенно-осадочного процесса.

К терригенно-карбонатной формации относятся и марганценосные породы крупного месторождения Постмасбург на юге Африки. Здесь рудная залежь залегает в кровле доломитовой серии, перекрытой железистыми кварцитами, песчаниками и сланцами эвгеосинклинального типа, видимо, средне-позднепротерозойского возраста. Железо-марганцевые руды и марганценосные сланцы вверх по разрезу сменяются железистыми породами [14].

В рудах месторождения Постмасбург известны псиломелан, браунит, реже встречается манганит. Химический состав руд непостоянен, преобладают руды с содержанием марганца 40—48%. Обогащение пород марганцем происходит в результате мобилизации рассеянного в отложениях доломитовой серии марганца (содержание до 4% металла) приповерхностными агентами и переотложения его в зонах выщелачивания и дробления.

КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Типы Усинский, Икат-Гаргинский, Усой-Талойский и Саган-Заба

Усинский тип марганценосной формации — стратиграфический гомолог одноименной свиты нижнего кембрия (Кузнецкий Алатау, Западная Сибирь).

В районе месторождения формация согласно перекрывает толщу зеленокаменных сланцев — продуктов интенсивного рассланцевания и метаморфизма порфириновых пород, иногда красноцветных туффитовых песчаников. В составе формации выделяются подрудный, рудоносный и надрудный горизонты пород эвгеосинклинального типа. Первый сложен (снизу вверх) серыми мелко- и среднезернистыми доломитами с тонкой полосчатостью, седиментационной брекчией и темно-серыми массивными известняками общей мощностью до 1000 м.

Рудоносный горизонт сложен преимущественно марганценосными известняками, манганокальцитовыми и родохрозитовыми рудами, переслаивающимися со слабомарганцевистыми известняками и сланцами. Руды образуют три линзовидные залежи: Северную мощностью до 250 м, Центральную до 170 м и Южную до 200—300 м. Максимальная глубина зоны окисления 100 м. В ее составе преобладают псиломелановые и вернадитовые руды, бурые ожелезненные сланцы и известняки.

Наиболее богатыми являются кальциево-родохрозитовые и ферро-родохрозитовые разновидности руд (табл. 2).

Формация усинского типа характеризуется связью довольно богатых карбонатных руд марганца с черными битуминозными известняками и пиритиносными углистыми сланцами. Содержание $S_{орг}$ в отдельных пробах кальциево-родохрозитовых руд Усинского месторождения достигает 1,12%, серы — 5,85%. Относительно высокие содержания органического вещества и низкие значения Eh в придонном слое воды способствовали осаждению марганца в форме карбонатных соединений. Экспериментально установлено, что кристаллизация из бикарбонатных растворов при средней концентрации в них углекислоты происходит при непрерывном увеличении pH и колебании Eh от 535 до 452 мВ [5].

Очень сходна с формациями усинского типа рифейская марганценосная формация месторождений Икат-Гаргинского и Усой-Талойского районов Прибайкалья, сформировавшаяся в эвгеосинклинальной зоне байкальской геосинклинальной области. В карбонатной кремнисто-сланцевой формации Икат-Гаргинского бассейна нет заметной примеси пирокластического материала, однако в направлении Усой-Талойского водораздела в синхронных отложениях появляются вулканиты кислого, реже среднего и основного состава, увеличивается их кремнистость, фиксируются залежи марганцевых и железных руд. Существенное влияние на состав осадков оказывала вулканическая деятельность, доставлявшая с газоводными растворами кремнекислоту, железо-марганцевые соединения и другие компоненты.

С карбонатной марганценосной формацией генетически связано и марганцевое месторождение Саган-Заба, расположенное на западном берегу Байкала (см. рис. 1, 18). Оно приурочено к полосе развития метаморфизованных известняков озерской свиты, относимой к ольхонской серии верхнего архея. Главный член марганценосной формации —

Таблица 2. Средний химический состав марганцевых руд Северной (1), Центральной (2) и Южной (3) залежей Усинского месторождения

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	14,28	20,89	30,44	CaO	24,24	22,74	21,22
Al ₂ O ₃	1,61	1,86	2,48	MgO	3,58	2,68	1,9
Fe	5	6,7	7,51	P	0,189	0,189	0,222
Mn	19,48	19,16	17,52	S	0,85	1,37	1,87

белые и серые кристаллические известняки с заключенными в них тремя пластами марганцовистых известняков мощностью от 4 до 30 м, с прослоями и линзами кварцитов, биотитовых, пироксеновых и других гнейсов, амфиболитов, порфиритов. Марганцовистые известняки локализируются в 100-метровой пачке серых, иногда массивных кристаллических известняков, прослеживаемых в широтном направлении на 600—700 м. Среднее содержание марганца в них не превышает 6—7%.

Марганцовистые морские геосинклинальные карбонатные отложения Западного Прибайкалья при региональном метаморфизме были перекристаллизованы с образованием кристаллически зернистых структур, слоеватых текстур и минеральных рудных ассоциаций: марганцовистого кальцита, манганокальцита, реже марганецсодержащего граната, марганцевых амфиболов и пироксенов.

В коре выветривания, развитой по марганценосным известнякам, формируются остаточно богатые руды пиролюзит-псиломеланового и вернадитового состава, в которых содержание марганца возрастает до 40% и более. Глубина окисленной зоны достигает 3 м.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ (ДЖЕСПИЛИТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Тип Минас-Жераис

Марганец широко распространен в качестве элемента-спутника железа в хорошо известных джеспилитовых формациях. Марганценозные джеспилиты, с одной стороны, близки к гондитам, образующимся за счет метаморфизма терригенных пород, а с другой — к вулканогенно-осадочным формациям, разделяемым Н. С. Шатским [9] на две группы: марганценозные вулканогенно-осадочные формации зеленокаменного ряда, связанные с вулканизмом спилитово-кератофирового состава, и марганценозные вулканогенно-осадочные формации порфирикового ряда, приуроченные к вулканизму трахито-липаритового состава. Марганецсодержащие прослои в породах железисто-кремнистой формации свойственны главным образом краевым частям описываемой формации, где железорудные толщи с низкими содержаниями железа переходят в известково-доломитовые породы с повышенными концентрациями марганца.

В Бразилии марганцевые силикатно-карбонатные породы в штате Минас-Жераис, относящиеся к серии Рио-дас-Велас, связаны с графитовыми филлитами, сланцами и амфиболитами. Марганцевые силикат-карбонаты — метаморфизованные марганецсодержащие корбонаты, отложенные в восстановительных условиях эвгеосинклинальной среды. Источник марганца и железа в породах Рио-дас-Велас не совсем ясен, хотя вулканические образования в районе хорошо известны. При достаточно высоком содержании марганцевых карбонатов и отсутствии в первоначальном осадке обломочного материала метаморфизм приводил к образованию родохрозитовых руд. При повышенных примесях илоз, глины и кремнекислоты образовывались марганецсодержащие силикаты. При выветривании марганцево-карбонатных пластов формировались залежи окисленных руд, тогда как марганцовистые силикаты значительных масс окислов не создавали.

Возраст серии Рио-дас-Велас свыше 2700 млн. лет, мощность ее до 5000 м [2].

В районе Уранди на юге штата Байя промышленные железо-марганцеворудные месторождения сложены аргиллитоподобными породами — филлитами и марганценосными доломитами, возможно образующими стратиграфический аналог пород, перекрывающих серию Рио-дас-Велас; они имеют предположительно позднедокембрийский возраст и являются миогеосинклинальными или платформенными образованиями. Основной рудный минерал — якобит.

Тип Серра-ду-Навиу

Район (см. рис. 1, 3 на схеме) с одноименным месторождением марганцевых руд находится в штате Амапа в северной, приустьевой части р. Амазонки. Он входит в состав Гвианского щита, сложенного здесь гнейсами, амфиболитами, сланцами и кварцитами с пегматитами и кварцевыми жилами.

Амфиболиты в основании разреза состоят преимущественно из зеленой роговой обманки и переменного количества андезин-олигоклаза, магнетита, титанита, диопсида, тремолита, карбоната и сульфидов. На амфиболитах залегают ритмично чередующиеся кварциты, сланцы и карбонатсодержащие породы. Вероятный возраст их более 1800 млн. лет. Марганценозные породы образуют линзы в верхней графитовой фации Серра-ду-

Таблица 3. Химический состав (в вес. %) первичных пород Серра-ду-Навиу [8]

Компонент						Компо- нент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Mn	36,6	33,7	24,1	25,7	3,6	MgO	2,9	0,3	1,7	0,2	3,1
Fe	1,3	3,7	3,6	2,8	4,8	Na ₂ O	Нет	0,05	0,05	0,05	0,05
SiO ₂	6,6	17,1	34,7	32,6	49,7	K ₂ O	»	0,05	0,05	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	2,9	2,4	8,9	3,6	12,7	S	»	0,3	0,6	0,1	1,1
CO ₂	33,4	26,3	8,6	19,3	1,2	As	»	0,1	0,1	0,2	0,1
C _{орган.}	Нет	9,3	4,3	8,2	3,4	F	»	0,04	0,03	0,03	0,08
CaO	4,9	0,7	1,7	0,8	3,5	П. п. п.	»	25,5	10,2	19,7	9

Примечание: 1, 2 — первичная карбонатная порода; 3, 4 — породы, промежуточного (между гранатосодержащими и карбонатными породами) состава; 5 — первичная гранатосодержащая порода.

Навиу, где они представлены двумя типами — карбонатным и силикатным (гранатосодержащим).

Первичная карбонатная порода сложена главным образом родохрозитом в ассоциации со спессартином, иногда тефроитом и родонитом, аксессуарии — сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, никелин, герсдорфит и др.), графит и ортоклаз. В целом порода представляет метаморфизованный, первично богатый марганцем осадок.

Первичная силикатная порода состоит главным образом из кварца и марганецсодержащих гранатов, в качестве второстепенного компонента присутствует графит. По минеральному составу, структурному положению и возрасту силикатная порода близка к гондитам типа Мадхья Прадеш (табл. 3.) Марганценозные отложения осаждались на подвижной платформе в прибрежной зоне моря либо в лагуне.

Тип Мату-Гросу

На границе Бразилии с Боливией расположен район широкого развития железисто-кремнистых пород с залежами марганцевоокисных руд. Здесь наибольший промышленный интерес представляют отложения серии Джакадиго, испытавшие слабые дислокации, метаморфизм и выветривание. В основании серии залегает толща кластических, преимущественно аркозовых пород, образовавшихся в континентальных или прибрежных условиях. Их перекрывает формация железисто-кремнистых пород — толщи массивных яшм мощностью 100 м и залегающих над ними полосчатых гематитовых яшм с линзами окислов марганца и обломочных пород мощностью не менее 350 м. Полосчатость обусловлена чередованием тонкокристаллического синего гематита и красных яшм. Возраст предположительно рифейский. Средний химический состав марганцевых пород (в %) приводится ниже:

Fe	11,1	Al ₂ O ₃	1,74
Mn	45,6	MgO	0,13
SiO ₂	1,25	CaO	0,20
		K ₂ O	3,52

В составе железисто-кремнистой формации известны два наиболее значительных марганценозных слоя (район Морро-ду-Урукум) средней мощностью 1—2 м. К северо-востоку, в районе Серра-ду-Рабице, марганцевые соединения цементируют обломочные компоненты формации. Породы формации описываемого типа накапливались, скорее всего, в платформенных условиях.

В СССР к железисто-кремнистой формации по минеральному составу и сложению руд, а также по возрасту и условиям образования приближается группа рифейских месторождений хр. Малый Хинган. Рудоносная толща здесь интенсивно дислоцирована и метаморфизована, прорвана палеозойскими гранитоидными интрузиями. Толща разделяется на подрудный, рудный и надрудный горизонты.

В рудном горизонте известны два согласно залегающих пласта — марганцеворудный (нижний) и железорудный с переходами между ними. В пластах наблюдается ритмичное чередование рудных и безрудных прослоев мощностью от 1 мм до 10 см. Железорудный пласт мощностью 2—30 м, редко до 120 м прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль всего хр. Малый Хинган с локальными перерывами и сложен преимуще-

ственно гематитовыми и магнетит-гематитовыми кварцитами типа джеспилитов. Марганцеворудный пласт мощностью 2—15 м сложен гематито-браунитовыми, браунит-гематитовыми, гаусманит-браунитовыми и карбонатными рудами также джеспилитового облика. Среднее содержание марганца — 21%.

Железородные и марганцеворудные формации малохинганских месторождений относятся нами к миогеосинклинальным образованиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделенные выше три типа докембрийских марганценосных формаций — гондитовая, терригенно-карбонатная (карбонатная) и железисто-кремнистая (джеспилитовая) — характеризуется прежде всего связью (прямой или косвенной) марганца с железом в различных минеральных формах. Они то образуют совместные биметаллические концентрации, то накапливаются преимущественно в виде отдельных пластов железных либо марганцевых руд. Связь марганца и железа в породах формаций обусловлена хорошо известным геохимическим родством этих элементов.

Вторая важная особенность выделенных формаций — их ассоциация с вулканитами (преимущественно основного состава) и кремнистыми породами. На протяжении первой половины докембрия в процессе вулканизма на разных континентах в земную кору были исторгнуты огромные массы сидерофильных элементов: железа (до 80% мировых запасов промышленных руд), марганца, титана, хрома кобальта, никеля. Лишь со второй половины докембрия в связи с кислотными (гранитоидными) магмами в постепенно возрастающей степени начали проявляться процессы, приведшие к концентрации литофильных элементов в породах. Массовое формирование руд халькофильных элементов относится, по-видимому, к концу раннего — началу позднего докембрия.

Третья отличительная черта рассмотренных формаций заключается в их принадлежности к геосинклинальным образованиям, преимущественно эвгеосинклинальным вулканогенным комплексам основного состава. Миогеосинклинальные марганценосные формации и тем более платформенные распространены гораздо меньше и относятся к более поздним циклам докембрия (рис. 3).

Сопоставление распространения марганца в осадках Русской платформы с изменением во времени интенсивности вулканизма в соседних геосинклиналях определенно указывает на зависимость между марганценосностью пород и развитием одновременного с осадконакоплением вулканизма. Есть, конечно, и другие свидетельства генетической связи марганца с вулканической деятельностью: переслаивание вулканогенных пород с марганцевыми линзами и прослоями, наблюдаемая изредка приуроченность оруденения к самим спилитовым лавам, повышенное в несколько раз содержание марганца в породах вмещающих вулканогенных формаций (спилитах, порфиритах, их туфах), часто встречающаяся прерывистая форма залежей и т. д.

Однако изложенное все же не позволяет утверждать, что для всех рассматриваемых формаций возможны только магматические источники руд или только вулканогенно-осадочное происхождение. Представляются достаточно вескими доводы [1], отрицающие магматическое происхождение тех марганцевых формаций и месторождений, которые не имеют отчетливой связи с вулканическими породами: такие руды, по-видимому, являются нормально-осадочными (например, месторождение Урукум района Мату-Гросу).

Таким образом, можно предположить, что большинство докембрийских марганценосных месторождений генетически связано с вулканизмом, хотя теоретически можно допустить, что иногда дополнительным источником марганца служили и коры выветривания (рис. 4).

Интересной особенностью марганценосных формаций докембрия служит известная связь марганцевых концентраций с карбонатными породами, особенно в геосинклинальных формациях. Эта связь прослеживается не только на докембрийских, но и на фанерозойских месторождениях марганца.

Геохимия железа и марганца в осадкообразовании довольно понятна, исключая механизм разделения. В условиях развитой вулканической деятельности и предшествующего обильного осаждения железа К. Краускопф [4] считает возможным выпадение марганца в осадок в виде окиси, карбоната или силиката при постепенном повышении *pH*. Как видно из предыдущего изложения, эти условия соответствуют особенностям докембрийских марганценосных формаций, в частности, карбонатного типа или, может быть, точнее, переходного от вулканогенного к карбонатному и карбонатно-кремнистому типу.

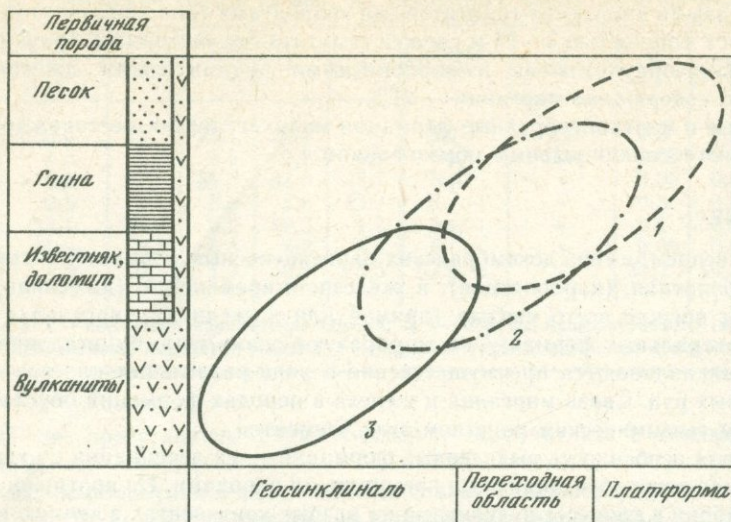


Рис. 3. Марганценовые формации докембрия в различных структурах

1 — терригенная (Мадхья Прадеш, Индия); 2 — карбонатная (КМА, Саган-Заба, СССР; Постмасбург, Южная Африка); 3 — вулканогенная (Минас-Жеранс, Бразилия)

Возрастание pH , необходимое для осаждения марганца, происходит в связи с широким распространением (при вулканической деятельности) карбонатных пород по установленной А. Б. Роновым [6] закономерности, согласно которой количество карбонатных осадков в докембрии было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей. Представляется, что это положение применимо и для докембрия, во всяком случае оно заслуживает проверки и уточнения.

Вулканизм не единственный источник углекислого газа. А. В. Сидоренко с соавторами [7] показали, что огромная масса углекислоты выделялась в гидро- и атмосферу при метаморфизме глинисто-карбонатных пород. Естественно, что эти метаморфогенные газы в наибольшем количестве приурочиваются именно к геосинклинальным областям и именно в начальные стадии их развития, особенно в докембрии, чем, видимо, и объясняется проявление упомянутых отличительных черт докембрийского марганцевого оруденения.

Изложенные данные, несмотря на их неполноту, особенно в определении возраста, все же позволяют сделать некоторые выводы и обобщения об эволюции марганцевого рудообразования в докембрии.

Как было сказано, марганец, будучи сидерофильным элементом, обнаруживает отчетливую связь с основными и ультраосновными породами и, следовательно, с областью их максимального развития — эвгеосинклинальными зонами. Но эвгеосинклинальный режим, характерный в протерозое для начальных стадий развития подвижных поясов, в архее господствовал почти повсеместно, являясь пангеосинклинальным. Для него характерны высокие показатели насыщения земной коры наиболее высокотемпературными базитовыми магмами и повышенные плотности теплового потока. И то и другое способствует развитию самых высоких ступеней метаморфизма и одновременно широкому и относительно равномерному рассеянию сидерофильных элементов, особенно железа и марганца, вследствие возрастания изоморфной емкости силикатов, содержащих эти элементы. Под действием гравитационных сил формируются их ликвационные концентрации.

Параллельно или с некоторым запаздыванием образуется флюидная фаза с температурой не ниже $600^{\circ}C$, которая при определенных структурно-тектонических условиях может мобилизовать металлы и создать их концентрации, свойственные базитовым магмам, в том числе железа и марганца (рис. 5). В водных бассейнах, по-видимому, таким путем формируются вулканогенно-осадочные месторождения типа Ансонго и Нсута.

Интересно подчеркнуть, что примерно одновременно и в том же температурном интервале развивается гранулитовая фация регионального метаморфизма, характеризующаяся выносом щелочей и кремнезема, а также ряда металлов, обычных для лейкократового магматизма. Происходит базификация остаточных пород с тем или иным обогащением их сидерофильными элементами.

Рис. 4. Эндогенный (а) и экзогенный (б) источники рудных и нерудных компонентов в марганценосных формациях

Источники: 1 — преобладающий источник рудных и нерудных компонентов в марганценосных формациях, 2 — смешанные источники рудных и нерудных компонентов в марганценосных формациях, 3 — подчиненные, не определяющие литологический тип марганценосной формации

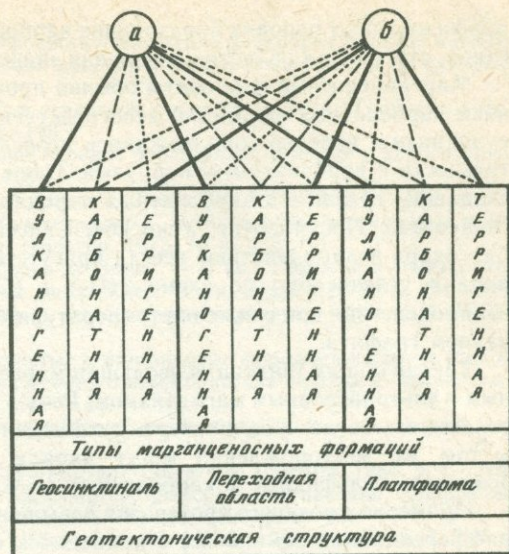
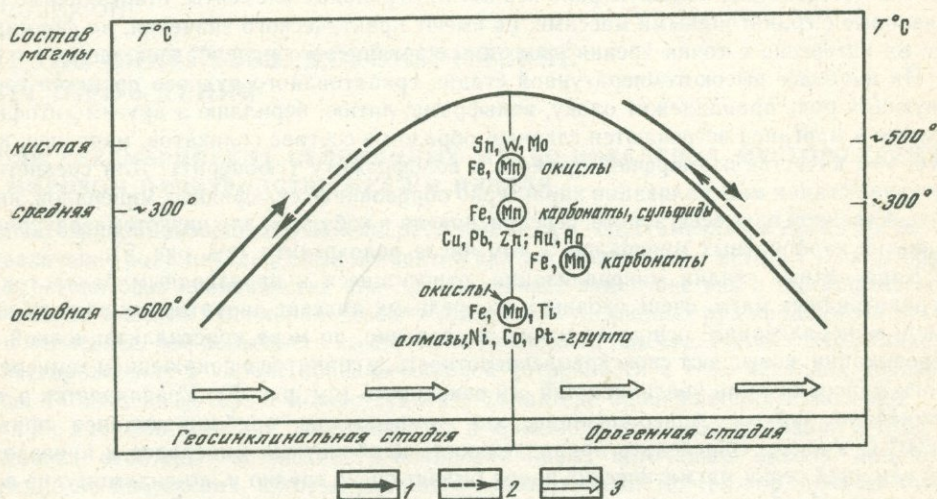


Рис. 5. Схема геохимии марганца и сопутствующих металлов в тектоническом цикле

1 — главное направление развития рудных проявлений в тектоническом цикле; 2 — локальное отклонение от главного направления развития рудных проявлений в тектоническом цикле; 3 — общее направление смены рудоносных формаций во времени: от эвгеосинклинальных к мезогеосинклинальным, орогенным и далее к платформенным



Уже в позднем архее начинают проявляться сульфидорудные концентрации сидерофильных элементов и ближайшего к ним в таблице Менделеева халькофила — меди. Развитие сульфидных руд есть закономерное следствие обогащения магмато- и метаморфогенных флюидов сероводородом, возможного в результате снижения температур рудного процесса. Этот переход от окисных и силикатных руд к сульфидным хорошо известен петрографам и протекает в процессе кристаллизации массива по реакции $3(H_2) + (SO_2) \rightleftharpoons (H_2S) + 2(H_2O)$,

имеющей, согласно исследованиям Г. Холленда [11], важное значение в удалении SO_2 в процессе охлаждения ниже $t = 600^\circ C$.

Главная масса сульфидных магмато- и метаморфогенных руд, по данным довольно многочисленных определений, формируется при температуре 300—400° C, что соответствует амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Сульфидно-марганцевые руды относительно редки вследствие слабо выраженной халькофильности марганца и в настоящее время практически не используются (см. рис. 5).

Одновременно с сульфидами или немного позже широкое распространение получило карбонатное рудообразование с возникновением марганцевых карбонатов, известное, впрочем, и в раннем протерозое (КМА, Центральная Африка). На ряде месторождений карбонатные руды встречаются вместе с сульфидами, причем карбонатное оруденение возникало после сульфидной стадии минерализации (район КМА) и, следовательно, в процессе дальнейшего понижения температуры рудного флюида. В регионально мета-

морфизованных породах образование карбонатных руд, главным образом железа и марганца, относится к области проявления эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации.

Марганценовые карбонаты обычно проявляются в связи с широким распространением карбонатных формаций непосредственно после массового проявления базитового вулканизма, нередко сопровождаясь переслаиванием производных вулканической деятельности с карбонатными породами. Один из признаков вулканизма в таких зонах — скопление графита в карбонатных породах докембрийского возраста (месторождения Хошеватое, Постмасбург, Усинское, Енисейского кряжа и др.). Графит накапливается благодаря взаимодействию всегда присутствующих в вулканических эксгаляциях водорода и углекислоты по схеме $2(\text{H}_2) + (\text{CO})_2 \rightleftharpoons (\text{C}) + 2(\text{H}_2\text{O})$. В результате этого взаимодействия при снижении температуры большая часть водорода удаляется с образованием графита.

Такова общая тенденция эволюции марганцеворудного процесса, связанного с основным и ультраосновным магматизмом. Речь в данном случае может идти только о средних величинах, тогда как по мере понижения температуры рудообразования на одном и том же месторождении могут наряду с окисными и силикатными минералами возникать сульфидные и карбонатные (КМА, Марокко и др.).

Примерно с позднего протерозоя повышение интенсивности и разнообразия процессов дифференциации земной коры приводит к образованию внутрикоровых гранитоидных магм, которые становятся как бы вторичными источниками рудных полезных ископаемых, в составе которых, помимо халькофильных и некоторых сидерофильных (в том числе железа и марганца), большую роль играют литофильные элементы. Марганцевые руды, связанные с гранитоидными массами, не имеют практического значения, но формирование их интересно с точки зрения эволюции марганцевого рудообразования.

На наиболее высокотемпературной стадии гранитоидного рудного процесса господствующая роль принадлежит олову, вольфраму, литию, бериллию и другим литофилам. Железо и марганец встречаются главным образом в составе силикатов, марганец, кроме того, — в качестве изоморфной примеси к вольфрамиту (гюбнерит). Для среднетемпературной стадии минерализации характерно образование сульфидных минералов, иногда с существенной примесью золота, серебра, никеля и кобальта, для низкотемпературной — развитие карбонатных минералов, в том числе родохрозита (см. рис. 5).

Карбонатные стадии минерализации, относящиеся к производным базальтоидных и гранитоидных магм, очень сходны и по среднему андезит-диоритовому составу источников минерализации: основные магмы постепенно, по мере кристаллизационной дифференциации, повышают свою кремнекислотность, у гранитов с понижением температуры очага минерализации увеличивается его основность (см. рис. 5). Уравнивается и такой важнейший фактор минерализации, как температура, приближающаяся примерно к 200°C и ниже. Определить принадлежность карбонатных минералов к производным той или иной серии магматических пород бывает очень трудно и, по-видимому, не всегда возможно. Наиболее рациональным критерием для решения вопроса может служить, скорее всего, комплекс тектоно-магматических и формационных условий образования рудного объекта.

АБСТРАКТ

PRECAMBRIAN MANGENESE DEPOSITS

V. P. RAKHMANOW, V. K. TCHAIKOVSKY

A number of Precambrian manganese formations were considered: *a*) direct or indirect relationship between manganese and various mineral compounds of iron; *b*) predominant association with products of volcanic activity mainly basic lavas and tufts; *c*) general association with a geosynclinal group of formations which are strongly dominated by eugeosynclinal volcanogenic complexes of basic composition; *d*) by well established relationship between manganese concentrations and carbonate formations which is typical of the whole geological history of the Earth and of its geosynclinal regions in particular.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варенцов И. М. О главнейших марганценовых формациях. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 70, с. 119—173.
2. Дорр Дж. В. Н. Железистые связанные с ними марганцевые формации Бразилии. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 103—111.

3. *Казанцев В. А.* Литология и рудоносность углеродистых отложений докембрия Курской магнитной аномалии. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1978, с. 232—234.
4. *Краускопф Б.* Разделение марганца и железа в осадочном процессе. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 159—193.
5. *Листова Л. П.* Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
6. *Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатакопление, жизнь. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
7. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гиммельфарб Г. Б.* Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
8. *Скарпелли В.* Марганцевое месторождение Серра-ду-Навиу. — В кн.: Геология и генезис железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 234—244.
9. *Шатский Н. С.* О марганценосных формациях и металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
10. *Шубер Г., Фор-Мюре А.* Докембрийские железистые и марганцевые формации в районе горной цепи Антиатласа в Марокко. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 111—121.
11. *Holland H. D.* Mineral assemblages and the composition of ore forming fluids. — Economic Geology, 1965, p. 1101—1166.
12. *Roy S.* Singenetic manganese formation of India. Jadavpur University. Calcutta, 1966, p. 1—219.
13. *Sondhi V. P.* Manganese ores in India. — In: XX Congreso geologico internacional, Symposium sobre yacimientos de manganese. T. Y. Asia y Oceania. Mexico, 1956, p. 9—23.
14. *Villiers de J.* The manganese deposits of the Union of South Africa. 1960, handbook 2, 280 p.

УДК 551.71/72 : 553.481.43

Г. ВИЛЬСОН

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

РОЛЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В МИРОВОМ ПРОИЗВОДСТВЕ МЕДИ И НИКЕЛЯ

Число стран, производящих никель, растет из года в год. Намечается также постепенное увеличение роли никеленосных латеритов как источника этого металла. Таким образом, сырьевая база производства никеля испытывает изменение как в географическом, так и в геологическом отношении. Добыча никеля из сульфидных руд продолжает расти, хотя и медленнее, чем добыча его из других источников. Роль сульфидных медно-никелевых месторождений в удовлетворении мировой потребности в этих металлах показана в серии таблиц, по которым можно судить в характере происходящих изменений.

Н и к е л ь. Соотношение различных руд в производстве никеля показано в табл. 1. Эти данные отражают возможность появления новых источников никеля, например конкреций на дне океана, которые остаются гипотетичными до тех пор, пока не будет оценен экономический эффект добычи конкреций. В целом, месторождения, скрытые под рубрикой «другие», представляют такой фактор, который нельзя игнорировать. По состоянию на 1970 г. около 20 млн. т запасов никеля приходилось на сульфидные руды и 50 млн. т — на латеритные.

Запасы бедных вкрапленных сульфидных руд в ультрабазитовых и базитовых породах составляют несколько миллиардов тонн руды. Некоторые из таких месторождений экономически приближаются к рентабельным, но ввод их в эксплуатацию откладывается на неопределенное будущее. К таким крупнейшим месторождениям бедных сульфидных руд относятся Седбери, Томпсон, Фандер Бей и Валд-Ор в Канаде, Дулут в США, Эгню Маунтин Кейт в Австралии. Благодаря присутствию таких крупных ресурсов в развитых странах, а также широкому распространению латеритных руд цены на никель в будущем, вероятно, будут по-прежнему определяться издержками производства и не претерпят такой эскалации, которую испытывают в настоящее время цены на нефть.

Основная масса сульфидных месторождений никеля в мире приходится на докембрий. Исключение составляют месторождения в районе Норильска, для которых предполагается пермо-триасовый возраст. Из данных табл. 2 следует, что доля докембрийских месторождений в мировом производстве никеля уменьшается и, видимо, будет уменьшаться в дальнейшем, хотя в абсолютном исчислении производство металла из таких месторождений с годами пока увеличивается.

Какие руды учитываются в настоящее время в запасах? Некоторое представление об этом могут дать приводимые ниже примеры. Крупнейший производитель никеля в Канаде ИНКО в запасах для открытой и подземной добычи в 1975 г. учитывала руды с 2,65% ни-

Таблица 1. Доля различных руд в производстве никеля (в %) по годам

Руды	1960	1967	1974	Прогноз	
				1985	2000
Сульфидные	75	70	65	55	40
Латеритные	25	30	35	45	40
Океанические конкреции и др.	—	—	—	—	20

Таблица 2. Производство никеля из докембрийских месторождений

Год	В тыс. т	В процентах от общей добычи
1960	240	70
1967	285	60
1974	405	55
1985 } Прогноз	690	45
2000 }	695	30

келя, содержащие также медь. Запасы компании «Фальконбридж» в Канаде в 1975 г. для подземной добычи приходились на руды с 1,43% никеля и 0,68% меди. Компания «Фальконбридж Доминикана» оперирует запасами латеритных руд Доминиканской Республики с 1,58% никеля.

Медь. В большинстве сульфидных месторождений медно-никелевых руд медь — важный компонент. В рудах, ассоциирующихся с габброидными породами, содержания меди и никеля соизмеримы друг с другом, руды ультраосновных пород обычно значительно беднее медью (см. ниже).

В Канаде из медно-никелевых руд ежегодно выплавляется около 200 тыс. метрических тонн меди, что составляет около четверти канадского, или 2,5% мирового, производства меди.

Кобальт. Подобно меди, кобальт содержится в больших количествах в медно-никелевых рудах, ассоциирующихся с габброидами, чем в рудах, приуроченных к гипербазитам. Возможное появление новых источников кобальта, например конкреций на дне океана, еще более осложняет оценку комплексных руд.

РОЛЬ ОТНОШЕНИЯ МЕТАЛЛА К СЕРЕ В СУЛЬФИДАХ ДЛЯ ОЦЕНКИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Один из наиболее важных критериев оценки какого-либо рудного тела — состав сульфидных компонентов медно-никелевых руд. Сульфидная фаза каждого рудного тела обычно характеризуется постоянным составом, из-за чего характер руды может определяться одним независимым параметром — составом сульфидной фазы. Силикатные компоненты лишь «разбавляют» сульфидные. Состав сульфидной фазы какого-либо рудного тела обычно выражается отношениями серы к металлу или металла к металлу.

Рудные тела сульфидных медно-никелевых месторождений пространственно обычно связаны со специфическими интрузивными массивами. Сульфиды могут быть рассеяны в силикатных породах, либо слагать массивные руды внутри интрузии или у ее контакта, либо, наконец, формировать массивные или рассеянные (вкрапленные) руды вблизи интрузии. Состав сульфидной руды определенным образом связан с составом интрузивного массива [12, 13].

Прежде чем рассматривать геологические обстановки, в которых встречаются интрузии с медно-никелевым сульфидным оруденением, целесообразно остановиться на рассмотрении состава сульфидной фазы.

В разных пробах, взятых в данном рудном теле, отношение серы к никелю практически постоянно и может быть определено уже по десятку проб. Отношение меди к никелю несколько более изменчиво, и, чтобы узнать его, требуется большее количество проб [14]. Для оценки перспектив рудного тела исключительно важно отношение серы к никелю, так

Вариационная диаграмма составов пород массива Коталахти

I — перидотиты; II — пироксениты; III — перкинниты; IV — габбро; V — диориты и кварцевые диориты. Содержание металлов показано цифрами на кривых

как оно определяет содержание никеля как в массивных рудах, так и в рудах силикатно-сульфидного состава — вкрапленных и прожилково-вкрапленных. Отношение S : Ni, или процент никеля в сульфидах, также определяет качество сульфидного концентрата, который будет производиться из руд данного месторождения, так же как и распределение никеля между пентландитом (34% Ni) и пирротинном (1% Ni).

Состав материнской интрузии — один из важнейших факторов, обуславливающих состав сульфидных руд. Наиболее высокие содержания никеля свойственны ультраосновным породам, а сульфиды, которые с ними связаны, также наиболее обогащены никелем. В ряду пироксенит—норит—габбро содержание никеля уменьшается, одновременно оно падает и в ассоциирующихся с этими породами сульфидных рудах. Наоборот, содержание меди и кобальта увеличивается по мере уменьшения основности материнских силикатных пород. Эти принципы иллюстрируются данными [10] по содержанию никеля меди и кобальта в сульфидах перидотитов, пироксенитов, перкиннитов, габбро и диоритов Коталахтинского массива (см. рисунок). Из рисунка следует, что массивные сульфиды, ассоциирующиеся с перидотитами, содержат (в %) Ni 9,8, Cu 2,9 и Co 0,4, тогда как в габбро сульфиды содержат (в %) Ni 5,9, Cu 2,3 и Co 0,4. Этими данными можно пользоваться при оценке состава других медно-никелевых сульфидных рудных тел. В табл. 3 приведены содержания серы и металлов для каждой из этих разновидностей сульфидов. Эти значения максимально возможны и для соответствующих руд. Состав вкрапленных руд, естественно, будет хуже из-за различных силикатных примесей.

Медно-никелевые сульфидные руды обычно сложены пирротинном, пентландитом и халькопиритом. В табл. 3 рассчитан минеральный состав различных руд, исходя из того, что пирротин содержит около 1% Ni, заключенного в пентландите. Пентландит же настолько тонко рассеян в пирротине (твердый раствор), что не может быть отделен механическими способами от пирротина. Табл. 3 иллюстрирует относительно высокие содержания пентландита в рудах, ассоциирующихся с перидотитами, и пирротина в рудах, связанных с диоритами.

Значение отношения сера—металл или минерального состава сульфидов для металлургического передела руд демонстрирует табл. 3. Весь объем флотационного концентрата по составу должен приближаться к массивным сульфидным рудам. Сульфидный концентрат из перидотитов и габбро содержит никель в достаточно высоком количестве для прямого плавления после удаления медного концентрата. В то же время концентрат, полученный из диорита, слишком беден никелем для существующих металлургических методов, и поэтому такая руда не рентабельна. При сепарации пирротина из пентландитового концентрата руд, ассоциирующихся с перидотитами, потери никеля минимальны. При сепарации из концентрата руд, связанных с габбро, при полном раскрытии пирротина потери никеля составляют 13%. Получение высокосортного пентландитового концентрата из руд диоритов вовсе не рентабельно, так как почти две трети никеля заключены здесь в пирротине.

Обычно руды с содержанием никеля в сульфидах менее 4% или с отношением серы к никелю более 12 считаются экономические нерентабельными. Если такие руды слагают

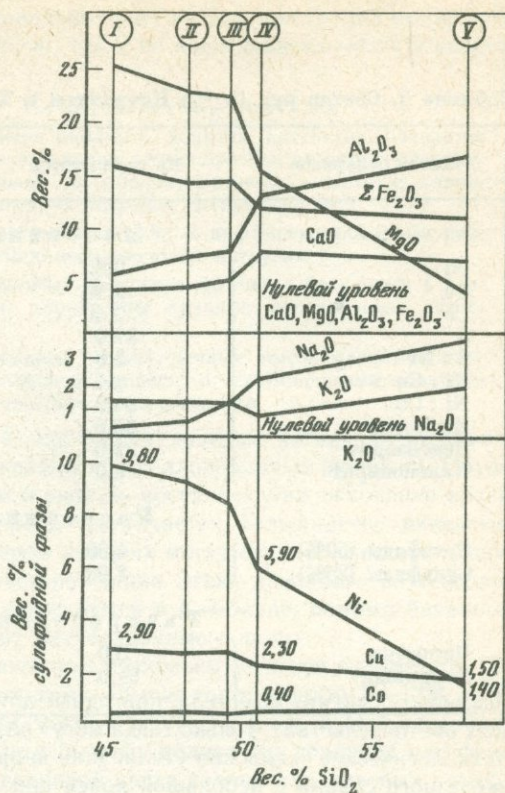


Таблица 3. Состав руд (в %) Коталахти и Хитувара [10]

Состав сульфидов	Из перидотитов	Из габбро	Из диоритов
Массивные руды			
Ni	9,80	5,90	1,40
Cu	2,90	2,30	1,50
Co	0,40	0,40	0,40
S	37,0	39,0	39,0
S : Ni	3,8	6,6	28,0
Ni : Cu	3,4	2,6	0,9
Ni : Co	24,5	12,5	3,5
Пирротин	60,0	74,0	90,0
Пентландит	31,0	19,0	5,0
Халькопирит	9,0	7,0	5,0
Рассеянные руды			
Сульфиды (50%)	4,90	2,95	0,70
Сульфиды (25%)	2,95	1,48	0,35
Распределение никеля			
Пирротин	6,0	13,0	64,0
Пентландит	94,0	87,0	36,0

исключительно крупные тела, пригодные для открытой добычи и при прочих благоприятных обстоятельствах, только тогда могут разрабатываться. Применяются и специальные технологические схемы для утилизации пирротина как железной руды или для получения железного сплава с небольшой долей никеля.

В целом следует подчеркнуть, что при оценке месторождений важно знать не только содержание металлов в сульфидных рудах, но и значения отношения серы к металлам.

ГЕОЛОГИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Состав руд сульфидных медно-никелевых месторождений в целом зависит от состава интрузивных пород, с которыми руды ассоциируют, хотя на примере ряда месторождений видно, что содержание никеля в сульфидах для каждого типа интрузивных пород подтверждено значительным колебанием. Другой фактор, определяющий величину отношения металлов к сере, — геологическая обстановка, в которой формировалась данная интрузия.

Изучение интрузий и рудных тел показывает, что не все интрузии в равной мере благоприятны для формирования месторождений. Ниже рассмотрены геологические обстановки, в которых встречаются рудные тела. Некоторые обстановки характерны только для определенных геологических эпох, тогда как другие повторяются на протяжении всей геологической истории. Рассматриваемый ниже набор геологических обстановок не является исчерпывающим, и автору известны другие ситуации, в которых встречаются небольшие рудные тела.

При любой попытке геологической классификации месторождений приходится сталкиваться с определенными вариациями в пределах выделяемых типов. Между этими типами могут существовать постепенные переходы, но какая-то геологическая систематика месторождений необходима и полезна для выбора площадей поисковых и разведочных работ и для оценки медно-никелевых сульфидных месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К АРХЕЙСКИМ ОБРАЗОВАНИЯМ

Архейские зеленокаменные пояса состоят в основном из лав и субвулканических тел, формирование которых происходило в определенной последовательности, что и запечатлено в характерных разрезах этих образований. В этих разрезах на двух структурных уровнях фиксируются условия, благоприятные для формирования месторождений. Месторождения, приуроченные к этим двум уровням, отличаются по своим характеристикам. На ином стратиграфическом уровне заключены дифференцированные габбро-перидотитовые интрузии, лишенные медно-никелевых залежей. В разрезах зеленокаменных поясов

выделяются [16] группы пород (см. ниже). Мощность трех нижних групп может достигать 15—20 км. Строение их разреза довольно простое. Верхняя группа мощностью до 10—15 км гораздо сложнее как по строению, так и по последовательности в разрезе пород различного состава.

Группа	Тип эффузивных и интрузивных пород
Верхняя пестрого состава	Лавы и брекчии риолитов, дацитов, андезитов, базальтов и ультраосновных пород; разнообразные по форме и составу (от фельзитовых до ультрамафитовых) интрузии; характерны линзовидные интрузии габбро-диоритов
Средняя фельзитовая	Брекчии дацитового состава и дифференцированные расслоенные габбро-перидотитовые интрузии
Средняя базитовая	Потоки толеитовых базальтов, обычно с брекчиями в верхах разреза; характерны крупные протяженные силлы габбро
Нижняя базитовая	Потоки массивных и подушечных высокомагнезиальных базальтов, перемежающиеся с протяженными силлами и потоками ультраосновного состава

В нижней базитовой группе чередуются лавовые потоки базитового и ультрабазитового состава, а также субвулканические силлоподобные интрузии. Оруденение приурочено к ультрабазитовым лавам и силлам, составляющим основание архейского лавового комплекса. В такой обстановке встречается большинство никелевых месторождений Западной Австралии, примером которых могут служить месторождения Камбалда и Скотия. В разрезе крупного месторождения Эгну, лежащего на северном продолжении тех же комплексов, которые встречаются в Камбалде, помимо базальтов и ультрабазитов, значительную роль играют метасадочные породы.

Ультрабазитовые тела обычно протягиваются на несколько десятков километров [2]. Руды связаны с высокомагнезиальными базальтами, обычно содержащими 8—12% MgO, 10—12% общего железа в пересчете на FeO, менее 2% Na₂O и 0,1% K₂O. Содержание щелочей может увеличиваться благодаря метасоматозу вблизи тел гранитов или фельзитов. Сегрегации сульфидов тяготеют к придонной части силлов или лавовых потоков [11]. Выше массивных сульфидных руд следует мелковкрапленные руды, переходящие выше в безрудные породы; небольшие тела массивных руд иногда встречаются и выше главной рудной зоны. Могут также присутствовать дайкоподобные тела массивных руд в зонах разломов и трещин в подстилающих породах. Содержание никеля в сульфидах колеблется от 8 до 15%, отношение никеля к меди больше 10:1, не редко до 30, никеля к кобальту обычно более 50:1. Рудные тела массивных руд небольшие, но при сочетании массивных и вкрапленных руд запасы руды достигают нескольких десятков миллионов тонн. Медно-никелевые сульфиды концентрируются в пределах лишь одного или немногих горизонтов разреза, и эту особенность необходимо учитывать при разведочных работах. Как по размерам, так и по качеству руд месторождения данного типа особенно интересны для геологоразведочных работ.

В средней фельзитовой группе пород дацитового состава (преимущественно брекчий) обычно встречаются крупные расслоенные силлоподобные габбро-перидотитовые интрузии, иногда протягивающиеся на расстояние более 20 км. Породы этих интрузий как правило, сложены неизмененным оливином, пироксеном и полевыми шпатами и имеют типично магматические текстуры. Расслоенность интрузий не отвечает какому-либо определенному типу дифференциации. Несколько подобных интрузий были детально изучены геологическими, геофизическими и геохимическими методами, а также бурением, однако месторождений медно-никелевых руд обнаружено не было (местами в небольших залежах отмечались существенно пирротиновые вкрапленные руды со следами никеля и меди). Примерами таких интрузий могут служить Какаги Лейк около Нестор Фоллз на северо-западе штата Онтарио и Булонг недалеко от Калгури в Западной Австралии. Следовательно, геологическая обстановка подобного типа не представляет интереса для геологоразведочных работ на медь и никель.

Верхняя группа пестрого состава содержит широкую гамму вулканических, субвулканических и интрузивных пород, включая базитовые и ультрабазитовые интрузии, а изредка и лавы ультраосновного состава. Во многих регионах в ультраосновных интрузиях этой группы обнаружена медно-никелевая сульфидная минерализация. Примерами могут служить канадские месторождения группы Абитибид (Алексо, Софман), а также Дандональд и Шебандован на северо-западе штата Онтарио.

Ультраосновные интрузии в рассматриваемой геологической обстановке относительно невелики по размерам. Они имеют форму овальных либо сильно вытянутых линз с диамет-

ром (длиной) от 1 до 3 км. Интрузии могут быть как конкордантными, так и дискордантными, вмещающими могут служить любые породы данной группы: чаще риолиты либо андезиты (месторождения Софман, Алексо, Дандональд, Мак-Воттерс), реже метаосадки. Руды обычно залегают у подошвы интрузий, и поэтому форма и местоположение рудных тел обычно определяются конфигурацией нижнего контакта интрузии, в частности его провесами [8]. Изредка рудные тела уходят за пределы ультрабазитовых силлов во вмещающие породы, как, например, на месторождении Дандональд [8], где медно-никелевые сульфиды залегают в риолитах на расстоянии до 30 км от контакта с интрузией. Над массивными сульфидными рудами интрузия содержит вкрапленную сульфидную минерализацию.

Массивные сульфиды месторождений данного типа содержат 6—8% никеля и значительное количество меди. Отношение никеля к меди меняется от 2:1 до 10:1. Месторождения сравнительно невелики, и обычно запасы руд не достигают и 1 млн. т (запасы крупнейшего месторождения Шебандован несколько более 10 млн. т). Поэтому в большинстве случаев они могут разрабатываться лишь при наличии развитой инфраструктуры. Малые размеры ультрабазитовых интрузий и рудных тел месторождений данного типа неблагоприятны и для разведочных работ, особенно в тех случаях, когда рудные тела не выходят на поверхность. Однако содержание никеля в них может быть достаточно высоким для того, чтобы привлечь к себе внимание.

Гранито-гнейсовые и парагнейсовые пояса занимают второе по распространенности место в регионах, сложенных архейскими образованиями. В отличие от зеленокаменных поясов они встречаются не только в архее, но и в любом более позднем интервале геологического времени.

В типичном разрезе гранито-гнейсового пояса выделяются три комплекса. Нижний комплекс (фундамент) состоит из тоналитовых гранито-гнейсов и парагнейсов. Выше следует супракрустальный комплекс, обычно расчленяющийся на две группы: нижнюю (кварц-полевошпат-биотитовые парагнейсы) и верхнюю (кварциты, биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы, карбонатные и карбонатно-силикатные породы, железистые кварциты). Местами в составе верхней группы господствуют базальты либо их метаморфизованные аналоги, местами — анортозитовые гнейсы, горнблендиты и пироксениты и серпентиниты. Наконец, верхний комплекс образуют молодые интрузии преимущественно гранитного состава.

Разрез начинается с комплекса гнейсов основания, состоящих в основном из гнейсовидных тоналитов и парагнейсов с преобладанием тех или других. Амфиболовые гнейсы могут присутствовать, но они не типичны. Соотношение зеленокаменных поясов с гранито-гнейсовыми изучено в ряде регионов, например в Канаде в северной части гранито-гнейсовой субпровинции Инглиш Ривер. У краев зеленокаменных поясов увеличивается роль метаосадочных формаций, резко возрастает степень метаморфизма, что приводит к формированию гнейсовых поясов путем метаморфизма и анатексиса.

Сиалическое гнейсовое основание образует фундамент для супракрустальных осадочных серий, которые могут содержать также то или иное количество вулканитов. Породы этих серий местами прорваны базитовыми и ультрабазитовыми интрузиями, по составу варьирующими от анортозитовых габбро до дунитов. В рассматриваемых поясах резко проявлен повторный метаморфизм (гранулитовой или амфиболитовой фации) пород супракрустальных серий, а также анатексис, приводящий к возникновению более молодых гранито-гнейсовых куполов.

Разрез супракрустальной серии обычно начинается с кварц-полевошпат-биотитовых гнейсов нижней группы. Состав и монотонное чередование слоев указывают на то, что по характеру первичных отложений они отвечают осадкам, формировавшимся в активной обстановке типа граувакк. Затем следует верхняя группа, включающая биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы, доломиты, карбонатно-силикатные породы, полосчатые магнетитовые кварциты, силикатные или сульфидные породы железистой формации и кварциты. Эта серия по характеру первичных пород сходна с осадочными комплексами, возникающими в более спокойных обстановках, — терригенными, карбонатными, силикатными и др. Амфиболиты, встречающиеся в разрезах супракрустальной серии, отвечают метаморфизованным базальтам — в них местами сохраняется подушечная отдельность. В нижней группе амфиболиты образуют пачки мощностью до 500 м, а менее мощные пласты, от нескольких метров до нескольких десятков метров мощностью, обычны для всего разреза верхней и нижней групп.

Анортозитовые гнейсы и сопутствующие им ультрабазитовые породы — амфиболиты, пироксениты и серпентиниты, происшедшие за счет метаморфизма базитовых — ультра-

базитовых интрузий, — особенно типичны для верхней группы супракрустальной серии. Формирование супракрустальной серии, возможно, осуществлялось циклически, и местами эта серия венчается аркозами, хотя еще не вполне ясно, принадлежат ли аркозы к этой серии.

Осадочные и интрузивные породы вмещают целый ряд рудных фаций, одна из которых — сульфидная медно-никелевая. Ниже приведены рудные фации гранито-гнейсовых поясов. Осадочные сульфидные фации включают медно-цинковые, медно-цинково-свинцовые и свинцово-цинковые рудные тела; осадочные окисно-силикатно-карбонатные фации — цинковые и марганцевые руды. Интрузивные сульфидные фации объединяют медно-никелевые и медные руды; магматические окисные руды — это хромиты, а к гидротермальным рудам относятся медные. Такие рудные фации, как медные, свинцовые и цинковые, могут накладываться на стратифицированные осадочные комплексы.

Месторождение				
осадочное сульфидное	осадочное окисно-силикатно-карбонатное	магматическое сульфидное	магматическое окисное	гидротермальное
Cu, Zn или Pb	Zn—Mn	Ni—Cu	Cr	
Брокен Хилл (Австралия); Манитовуадже (Канада); Гамсберг (ЮАР); Монтаубан (Канада); Балмат-Эдвардс (США); Шерридон (Канада)	Франклин Ферн (США) Zn Мейвилл (США); Mn Амапа (Бразилия)	Томпсон (Канада); Пикве, Селеби (Ботсвана); Вернер Лейк, Думбартон (Канада); Вирджин Маунтинс (США) Cu О'кейп (ЮАР)	Фисканессет (Гренландия); Берд Ривер (Канада)	Мессина (ЮАР)

Руды локализуются почти исключительно в пределах верхней группы супракрустальной серии независимо от того, являются ли они осадочными, магматическими или гидротермальными. Поэтому площади для поисково-разведочных работ могут быть намечены уже на начальной стадии исследований. Подавляющая часть известных рудных тел локализована либо в силлиманитовых гнейсах, либо непосредственно у контактов с ними. Некоторые рудные залежи встречаются в карбонатных, кварцитовых или железисто-кварцитовых формациях. Вследствие этого любая из формаций верхней группы перспективна для исследований. В дальнейшем в данной работе рассматриваются лишь медно-никелевые сульфидные месторождения магматического генезиса.

Рудные залежи среднепротерозойского гранито-гнейсового пояса Нелсон Ривер в Манитобе (Канада) можно рассмотреть на примере месторождений Пайп, Томпсон, Менибридж.

Рудное тело Пайп сложено в основном рассеянными (вкрапленными) и прожилково-вкрапленными рудами в серпентинизированных перидотитах. Тела последних в виде широких выпуклых линз локализованы в зоне смятой в складки поверхности контакта между биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами и кварцитами. Руды почти полностью сосредоточены в серпентинитах, верхняя часть которых может разрабатываться открытым способом [3].

Более сложно построено рудное тело месторождения Томпсон. Небольшая часть рудного тела приходится на серпентинизированный перидотит с рассеянными сульфидами в зоне замыкания складки по контакту между биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами, с одной стороны, и карбонатными, карбонатно-силикатными (скарнированными) породами — с другой. Основная часть рудного тела состоит из массивных сульфидов, содержащих многочисленные включения других пород и приуроченных к зоне биотит-силлиманит-гранатовых сланцев, конформно залегающей по отношению к слоистости [3]. Залежь массивных руд при средней мощности около 6 м протягивается на расстояние 5, 6 км.

Третий тип рудных тел, связанных с гипербазитами, представлен на месторождении Менибридж. Гипербазитовое тело залегает среди гранитов и амфиболовых гнейсов, насыщенных согласными телами пегматитов. Оно конформно структуре вмещающих пород и состоит почти целиком из отдельных глыб или фрагментов серпентинитов диаметром не более 2 футов. По периферии глыбы окружены реакционной каемкой амфибола шириной около 3 см. Цементом серпентинитовых глыб служат более мелкие корродированные пегматитовые обломки, наполовину превращенные в сапонит. В тонкораспыленном виде сульфиды меди и никеля встречаются в центральной части тела и вдоль одной из эндоконтактных зон; на этих же участках отмечаются и массивные руды, но они локализованы в цементе [4]. Массивные сульфиды распределены неравномерно, и вероятность подсечения их буровыми скважинами невелика.

Месторождения Думбартон и Вернер Лейк в гранито-гнейсовой зоне Инглиш Ривер

в Канаде обнаруживают сходный характер размещения рассеянных вкрапленных руд в серпентинитах, а массивных — в согласно залегающих вмещающих породах.

Проведение поисково-разведочных работ на никель в гранито-гнейсовых поясах сопряжено со значительными трудностями из-за изменчивого характера залегания руд и потому, что в отличие от более устойчивых к выветриванию гранитных тел серпентиниты и вмещающие их силлиманитовые гнейсы очень легко разрушаются и редко обнажены. Так, в зоне Нелсон Ривер из нескольких сот серпентинитовых тел на поверхности обнажены только три, а из самих рудных тел — ни одно. В такой ситуации знание геологической обстановки, благоприятной для локализации серпентинитовых тел, приобретает особенно важное значение при выборе районов поисковых работ.

Состав руд, ассоциирующихся как с базитами, так и с ультрабазитами, обычно вполне отвечает требованиям промышленности, хотя в литературе данные о составе руд встречаются очень редко. В большинстве разрабатываемых рудных тел, заключенных в ультрабазитах, содержание никеля в массивных рудах варьирует от 7 до 20% и чаще ближе к нижнему пределу. Отношение никеля к меди в рудах ультрабазитов Манитобы равно 14:1 [3]. Медно-никелевые сульфиды месторождений Ботсваны — эталон месторождений, связанных с габброидами гранито-гнейсовых поясов. Содержание никеля около 4%, отношение Cu к Ni (в среднем для месторождений Пикве, Селеби и Селеби Норф) равно 1:1 [6]. Эти три месторождения служат также примером приуроченности рудных тел различных месторождений к одному и тому же стратиграфическому интервалу [6].

В целом рудные тела гранито-гнейсовых поясов по размерам, качеству руд и возможности их обогащения представляют перспективный объект для интенсивных разведочных работ. Перспективными могут быть пояса любого возраста в подходящих литолого-стратиграфических условиях.

РАССЛОЕННЫЕ ВОРОНКООБРАЗНЫЕ ИНТРУЗИИ

Крупные расслоенные воронкообразные интрузии (Седбери, Бушвельд) обычно локализуются на архейских платформах, возникая спустя 200—300 млн. лет после стабилизации кратонов. Интрузия Седбери вмещается Гуронской серией, а Бушвельд — серией Претория. Обе серии относятся к одному и тому же этапу развития кратонов, но различны по возрасту.

Рудные тела Седбери тяготеют к донной части интрузии, обычно локализуясь в провесах подошвы (Крейтон), в дайках, отходящих от дна интрузии и постепенно сужающихся по мере удаления от нее (Фруд, Куппер, Клифф); реже рудные тела наблюдаются на расстоянии 100—300 м от интрузии во вмещающих гранитах (Мак-Ким, рудная зона Страктон) [1, 5]. Горизонт Меренского в комплексе Бушвельд — эталон медно-никелевых сульфидных с платиной руд, приуроченных у определенному горизонту в верхней части расслоенной воронкообразной интрузии.

Воронкообразные интрузии очень крупны. Соответственно крупными оказываются и рудные тела, так что запасы руд в 100 млн. т являются обычными. Сульфидные руды, связанные с этими интрузиями, по составу отвечают тем, которые обычно встречаются в норитах. Крупные сульфидные залежи интрузии Седбери содержат от 2 (Уистл) до 6% (Крейтон) никеля (большинство же рудных тел — 5—5,5%), массивные руды месторождения Уистл с 2% никеля считаются слишком бедными для добычи и переработки. Некоторые небольшие рудные тела Седбери содержат до 20% никеля. Отношение никеля к меди в рудах Седбери обычно меняется от 1:1 до 3:1; руды горизонта Меренского характеризуются этими же колебаниями отношений. В нескольких небольших рудных телах Седбери содержание меди поднимается до 10% и более.

Число крупных воронкообразных интрузий невелико, и статистический подход к их изучению не оправдан. Очевидно, их следует считать первоочередными объектами для разведки, хотя некоторые интрузии, например Маскоккс (Северо-Западные Территории Канады), не оправдали надежд, так как массивные сульфидные руды содержат здесь не более 1% никеля.

ФИЛЛИТОВЫЕ ПОЯСА

Филлитовым поясам свойственны зональные и расслоенные интрузии среди пород низких ступеней метаморфизма, которые, в свою очередь, обрамлены гранитами и гранитизированными гнейсами. Типичный пример — никеленосный пояс Печенги, описанный П. Хаапала [7]. Рудные тела обычно приурочены к экзоконтактам в донных частях

интрузий и представляют сульфидную вкрапленность в серпентинитах и массивные сульфиды ниже зоны вкрапленных руд. Рудоносные интрузии по составу варьируют от основных до ультраосновных, вмещающие породы — филлиты и диабазы. Филлитовые зоны располагаются между вулканическими формациями, которые, в свою очередь, обрамляются гнейсовыми комплексами.

Сходный пояс, сложенный относительно слабо метаморфизованными осадочными породами, вмещающими гипербазиты, заключен среди сильно метаморфизованных протерозойских гранито-гнейсовых комплексов Северо-Западных Территорий Канады (к западу от залива Рипалс). Гипербазиты метаморфизованы и содержат редкую рассеянную вкрапленность сульфидов меди и никеля. Никеленосные сульфиды рассеяны также в зонах трещиноватости в осадочных породах низких ступеней метаморфизма вблизи гипербазитовых тел. В Канаде рудные тела рассматриваемого типа в отличие от Печенги содержат лишь 1% никеля или того меньше.

Недавно обнаруженный на северо-западе Танзании никелевый пояс Карагве-Анколини в некоторых отношениях сходен с Печенгским поясом. Ультраосновные породы, несущие сульфиды никеля и меди, локализованы в филлитовом поясе; породы гранитного фундамента распространены восточнее этого пояса под кварцитами серии Букобан.

ЭНСИАЛИЧЕСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Типичный пример энсиалической геосинклинали — пояс Кейп Смит — Уэйкхем Бэй на севере Квебека в Канаде. В его пределах известны месторождения Раглан и Катиник и ряд менее крупных медно-никелевых сульфидных рудных тел. Среднепротерозойский геосинклиналильный пояс подстилается гнейсовым сиалическим фундаментом; в пределах пояса породами фундамента сложена зона, разграничивающая тектонические провинции Сьюперior и Черчилл. Большая часть разреза пояса приходится на подушечные и массивные базальты, пронизанные многочисленными силлами основных и ультраосновных пород; с базальтами чередуются сланцы, граувакки, доломиты и слоистые кремни. Структурная позиция геосинклиналильного пояса Кейп Смит — Уэйкхем Бэй та же, что и пояса Нельсон Ривер, но он выполнен слабо метаморфизованными породами, смятыми в открытые складки.

Сульфидные медно-никелевые месторождения концентрируются в депрессиях подошвы ультрабазитов [8, 15]. Крупнейшее скопление руд приурочено к одному горизонту и прослеживается на расстояние около 60 км, другой силл содержит меньшие по масштабам залежи сульфидов. Руды обычно имеют благоприятное отношение серы и никеля, причем массивные их разности содержат более 8% никеля, за исключением одного проявления Кросс Лейк, где значения никеля в сульфидах падают до 3%; отношение никеля и меди примерно около 4 : 1. Запасы уже обнаруженных месторождений имеют умеренные масштабы, от нескольких сот тысяч до десяти миллионов тонн, но ценность месторождений повышают массивные сульфидные руды, встречающиеся очень часто. Рассматриваемый тип месторождений благоприятен для постановки разведочных работ.

ПИКРИТ-ТРОКТОЛИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Рассматриваемые интрузии обычно приурочены к позднему докембрию и фанерозою. Площадь выхода таких интрузий на поверхность может быть довольно значительной: для габбрового комплекса Дулут она составляет около 15 000 км². Примерами подобных интрузий и месторождений могут служить Дулат — Габбро штата Миннесота, Грейт Лейкс Никел около Фандер Бэй, штат Онтарио, Янгер в Абердиншире в Шотландии, Инсизва в ЮАР и, вероятно, Норильск в СССР. Эти интрузии имеют неправильную форму, в отдельных частях напоминающую воронкообразные тела, и обычно у них зафиксировано существование дна. Во многих интрузиях наблюдаются неправильной формы скопления сульфидов, тяготеющие к нижним, но не к придонным частям: от подошвы интрузии сульфидные залежи отделены зоной закалки. Массивные разности не особенно характерны, хотя недавнее открытие таких руд в районе Норильска расширяет перспективы и для других регионов.

Запасы некоторых месторождений (Дулут, Грейт Лейкс Никел) характеризуются очень большими цифрами, порядка 50 млн. т и более. Содержание никеля в сульфидах относительно низкое и обычно находится в пределах 2—4%. Примерно таково же содержание меди. Существенных значений достигает содержание кобальта.

Месторождения подобного типа безусловно перспективны для постановки разведоч-

ных работ, прежде всего благодаря их большим масштабам. Следует обращать особое внимание на отношение серы к никелю, которое часто очень высоко и находится близко к допустимому пределу. Если на начальных этапах разведки установлены устойчивые содержания никеля, являющиеся слишком низкими для рентабельной добычи, то разведочные работы следует прекратить.

УРАЛО-АЛЯСКИНСКИЙ ТИП

К типу урало-аляскинских интрузий относятся зонально построенные тела ультрабазитов воронко- или трубообразной формы, площадь выхода которых не превышает нескольких десятков квадратных километров. Эти интрузии могут содержать относительно небольшие концентрации медно-никелевых сульфидов и даже небольшие рудные тела: Чичагов на Аляске, Рансо в Чехословакии [9] и Хоуп в Канаде. Эти интрузии по возрасту обычно фанерозойские, поэтому они не являются предметом данного анализа.

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Обычно офиолитовые комплексы являются постдокембрийскими, но для полноты картины мы остановимся и на них. Типичный разрез офиолитового комплекса включает (сверху вниз): подушечные лавы, комплекс параллельных даек габбрового состава, габбро, метагаббро, ультрабазиты. В целом медно-никелевая минерализация не типична для офиолитов, хотя она и зафиксирована в Турции (район Гунес и Орканели) и Греции (Лимасоль). Сульфидная минерализация представлена убогой рассеянной вкрапленностью на отдельных участках, зачастую приуроченных к зонам трещиноватости и небольших тектонических нарушений. Рудные минералы — сульфиды меди и никеля либо только сульфиды меди; в некоторых проявлениях обилие мышьяк. Ни одно из подобных проявлений не достигает достаточных размеров и не содержит руд, пригодных для эксплуатации. Сульфидная минерализация в разрезе офиолитов, как правило, наблюдается в верхней части ультрабазитовой зоны. Ее не следует путать с медной минерализацией подушечных лав верхней части офиолитового комплекса.

Небольшие пластообразные залежи никколита и хромита встречаются в гипербазитах офиолитового комплекса Ронда в Испании, но более точное положение залежей в разрезе комплекса неизвестно.

Поиски медно-никелевых сульфидных руд в офиолитовых комплексах, принимая во внимание статистические данные, следует считать бесперспективными.

Докембрийские породы настолько широко распространены, что выделение специфических перспективных зон в пределах разных стран и регионов выходит за рамки возможностей данной работы.

ABSTRACT

COPPER-NICKEL BEARING ROCKS OF THE PRECAMBRIAN

H. D. B. WILSON

The evaluation of nickel-copper sulphide mineralization is facilitated by the constant chemical composition of the sulphide phase in each orebody. Graphs of ore analyses are used to illustrate the fixed composition, and to show that although an orebody has a relatively constant composition, it varies from orebody to orebody, even when these are related to one intrusion. Three of the tectonic environments of Cu—Ni deposits are recognized: a) the lowermost Group of magnesian basalts in granite-greenstone terraine (the Western Australian deposits), b) the thick and extensive uppermost Group in Archean granite-greenstone terraine (the Abitibi area of Canada), c) reactivated tectonomagmatic belts (gneiss belts) which contain cycles of supracrustal sediments where sediments with strong chemical components from the host rocks of the ore. (The Thompson beld and the Pike-Selebi deposits in Botswana).

1. *Abel M. K., Buchan R., Coats G. J. A., Penstone N. E.* Coppernickel mineralization in the Footwall complex, Strathcona Mine. — *Canad. Mineral.*, 1980, vol. 18, N 2, p. 142—161.
2. *Christie D.* Scotia nickel sulphide deposits. *Econ. Geol. of Australia and New Guinea*, Austral. Inst. of Min. and Met. Vol. 1, 1975, p. 121—128.
3. *Coats C. J. A., Quirke T. T., Jr., Bell C. K.* et al. Geology and mineral deposits of the Flin-Flon, Lynn Lake and Thompson areas, Manitoba. — In: 24, *Int. Geol. Congr. Field excursion*. Montreal, 1972, A31—C31.
4. *Coats C. J. A., Green P. W., Wilson H. D. B.* Sulphide mobilization in the Manibridge ore body. — *Canad. Inst. Min. and Met. Bull.*, 1976, vol. 69, p. 113.
5. *Cowan J. C.* Geology of the Strathcona ore deposit. — *Canad. Inst. Min. and Met. Bull.*, 1968, vol. 61, p. 38—54.
6. *Gordon P. S. L.* The Selebi-Pikwe nickel-copper deposits, Botswana. — *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1973, N 3, p. 167—187.
7. *Haapala P. S.* Fennoscandian nickel deposits. *Econ. Geol.*, 4, 1969, p. 262—275.
8. *Kilburn L. C., Wilson H. D. B., Graham A. R.* et al. Nickel ores related to ultrabasic intrusions in Canada Magmatic ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1969, N 4, p. 39—57.
9. *Misar Z.* The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization. Praha: Univ. Karlova, 1974. 97 p.
10. *Papunen H.* Sulfide mineralogy of Kotalahti and Hitura. — *Ann. Acad. sci. techn. Ser. A. III, Geologia-Geographica*, Helsinki, 1970, p. 71—88.
11. *Rose J. R., Hopkins G. M. F.* Kambalda nickel sulphide deposits. *Econ. Geol. of Australia and New Guinea*, Austral. Inst. Min. and Met., 1975, vol. 1, p. 100—121.
12. *Vogt J. H. L.* Nickel in igneous rocks. — *Econ. Geol.*, 1923, vol. 18, p. 307—353.
13. *Wilson H. D. B.* Geology and geochemistry of base metal deposits. — *Econ. Geol.*, 1953, vol. 48, p. 370—407.
14. *Wilson H. D. B., Anderson D. T.* The composition of Canadian sulphide ore deposits. — *Trans. Canad. Inst. Min. and Met.*, 1953, vol. 62, p. 161—175.
15. *Wilson H. D. B., Kilburn L. C., Graham A. R., Ramlal R.* Geochemistry of some Canadian nickeliferous ultrabasic intrusions. *Econ. Geol.*, 1969, N 4, p. 294—309.
16. *Wilson H. D. B., Morrice M. G.* The volcanic sequence in Archean shields. — *Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.*, 1977, N 16, p. 355—374.

УДК 553.481.43(—929.1/3)

Д. ГРОВС

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

ВВЕДЕНИЕ

На долю Австралии приходится около 9% мировых ресурсов никеля; что же касается богатых руд (>1% Ni), то месторождения Западной Австралии составляют свыше 8% мировых запасов (исключая социалистические страны). Все более или менее значительные месторождения (Ni, Fe, Cu) Западной Австралии по возрасту относятся к архею и могут быть разделены на четыре группы.

А. Месторождения в вулканитах — тесно связаны с лавами ультраосновного состава (коматиитами).

Б. Месторождения в дунитах — в дунитовых коматиитах интрузивного типа.

В. Месторождения в стратиформных интрузиях — связаны с расслоенными интрузиями толеитового или коматиитового состава.

Г. Месторождения в метаосадках, заключенных в разрезах вулканитов.

Наиболее важны месторождения двух первых групп, ассоциирующиеся с породами коматиитового типа, обнаруженные и изученные лишь в 60—70-х годах. Они наиболее распространены в Западной Австралии, известны также в провинции Сьюперитор Канады и в Родезийском кратоне [30].

В данной работе рассматривается природа медно-никелевой минерализации, а также общий тектонический и локальный структурный контроль месторождений Западной Австралии. Мы коснемся также некоторых канадских и южноафриканских месторождений. Анализируются также процессы выветривания пород Западно-Австралийского щита в связи с соответствующими изменениями, которые претерпевают месторождения в зоне выветривания. Рассматриваются геофизические и геохимические особенности вмещающих пород и руд. Обсуждаются методические и технические аспекты поисково-разведочных и оценочных работ на сульфидные руды меди и никеля.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Хорошую сводку по тектонике Западно-Австралийского щита представляет работа Р. Ги. Щит состоит из двух крупных архейских кратонов (блоки Пилбара и Йилгарн), на которых сохранились останцы протерозойских осадочных толщ (рис. 1). Медно-никелевая минерализация приурочена к архейским кратонам [16].

Блок Пилбара относится к категории гранитно-зеленокаменных образований. В его пределах округлые в плане гранитоидные батолиты сложного состава чередуются с зеленокаменными зонами, представляющими по большей части узкие килевидные синклинали. Pb/Sr изотопный возраст гранитоидов обычно составляет $3 \pm 0,1$ млрд. лет, хотя недавно по цирконам был определен возраст 3,2—3,45 млрд. лет [61]. Фельзитовая толща, входящая в состав существенно вулканогенной серии Барравуна, по цирконам U/Pb методом датируется 3,45 млрд. лет [60]. Возраст свинца из минерализованных зон этой серии по свинцовому методу 3,4 млрд. лет [70]. Местами в пределах куполовидных гранитных батолитов встречаются гнейсы, но гнейсовых комплексов высокой степени метаморфизма в пределах данного блока нет, хотя их описание приводится в книге Б. Уиндли [88].

Блок Йилгарн во многих отношениях сильно отличается от блока Пилбара. Он включает как глубоко метаморфизованные гнейсовые комплексы, так и гранитоидно-зеленосланцевые зоны: причем в обоих случаях Pb/Sr возраст гранитоидов, определявшийся главным образом по породе в целом, составляет $2,7 \pm 0,1$ млрд. лет [5, 7]. Глубоко метаморфизованные гнейсы с Pb/Sr возрастом 2,9—3,1 млрд. лет [5] наиболее широко распространены в Юго-Восточной провинции, но, согласно данным Р. Ги, протягиваются также вдоль западной и северной окраин провинции Мурчисона (см. рис. 1). Вероятно, эти гнейсы представляют собой дозеленокаменный фундамент, ремобилизованный в ходе формирования гранитоидных диапиров гранитоидно-зеленокаменных зон [4, 5]. Структура гранитоидно-зеленокаменных зон блока Йилгарн характеризуется резко выраженной линейностью, обусловленной вытянутым гранитоидным батолитом, региональными складчатыми, крупными сдвиговыми зонами и поясами глубоко метаморфизованных пород. Тем самым по общему стилю тектоники блоки Пилбара и Йилгарн резко отличаются друг от друга [11]. В. Оверсби [57] на основании свинцовых определений предположил, что максимальный возраст некоторых гранитоидов составляет 3,3 млрд. лет. Для исходных пород граувакковых серий по Sm = Nd модели был определен возраст в 3,1 млрд. лет. Однако другие данные указывают на то, что вулканиты зеленокаменных поясов не древнее 2,8 млн. лет, и, следовательно, зеленокаменные образования блока Йилгарн, по-видимому, значительно моложе, чем аналогичные по составу образования блока Пилбара.

Медно-никелевые месторождения совершенно отчетливо контролируются тектоническими структурами первого порядка. Блок Пилбара лишен сколько-нибудь крупных проявлений Ni-Cu минерализации, исключая три мелкие непромышленные на сегодняшний день проявления: одно (Руф Уил) — в ассоциации с вулканитами, другое — с метаосадками (Шерлок Бей) и третье — со стратиформной интрузией (г. Шолл). Гнейсовые комплексы блока Йилгарн в провинциях Юго-Восточной и Мурчисон также лишены сульфидной минерализации, и все экономически рентабельные месторождения располагаются в пределах провинции Истерн Голдфилдс этого блока (см. рис. 1). Такого рода приуроченность архейских промышленных медно-никелевых месторождений, особенно связанных с коматитовыми разностями пород, к относительно молодым гранито-зеленокаменным поясам, по-видимому, проявляется в глобальном масштабе. Так, например, канадские и южноафриканские месторождения локализованы в сравнительно молодых ($2,8 \pm 0,1$ млрд. лет) зеленокаменных толщах, тогда как более древние зеленокаменные образования Родезийского кратона [87] и Барбертонского нагорья [36], а также более древние гнейсовые комплексы, например, Гренландии [48], не содержат сколько-нибудь значительных медно-никелевых месторождений. В пределах провинции Истерн Голдфилдс такие месторождения контролируются тектоническими структурами более высокого порядка (см. рис. 1, 2).

Месторождения, связанные с вулканитами, локализованы в субпровинции Калгурли [84], которая отличается от остальной территории провинции Истерн Голдфилдс обилием сульфидизированных метаосадков существенно кремнистого состава и отсутствием характерной для Западной Австралии формации железистых кварцитов. Значительные сульфидизированные зоны с оруденением встречаются также и в соседних районах. Имеются некоторые основания предполагать, что субпровинция Калгурли отвечает

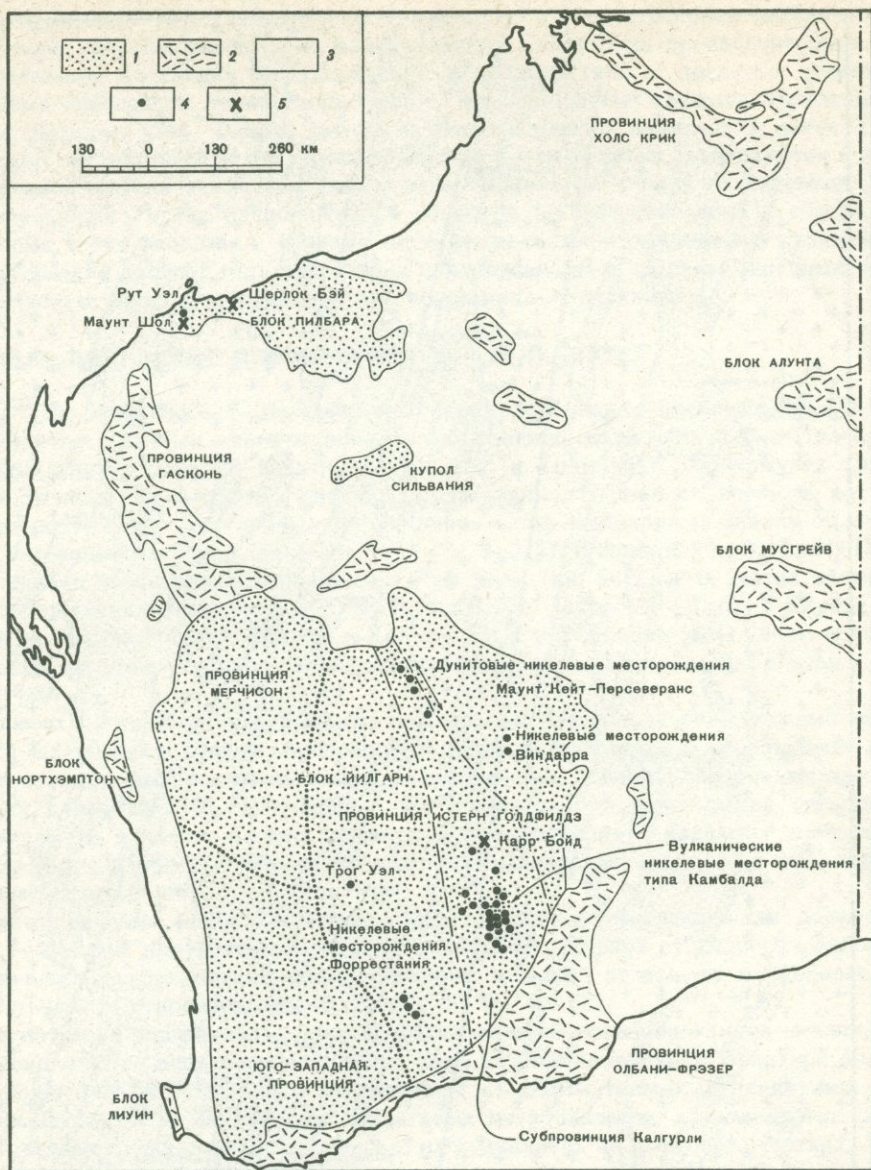


Рис. 1. Медно-никелевые месторождения Западной Австралии, по Д. Гровсу и Д. Хадсону [30]
 1 — архейские гранито-гнейсы; 2 — докембрийские кристаллические образования, нерасчлененные; 3 — отложения платформенного чехла; 4 — никелевые месторождения в ультрабазитах; 5 — другие никелевые месторождения

грабен [84], или рифтовая зона [5], более подвижная сравнительно с соседними, окаймляющими субпровинцию зонами. Зеленокаменные прогибы выполнены сульфидизированными метасадками, а не окисными или карбонатными железистыми формациями. Эти прогибы имеют рифтогенную природу. У тех и других обнаруживается глобально-выраженный характер. Другими словами, связь медно-никеленосных вулканитов с рифтогенными структурами подтверждается на всех континентах. Поэтому зеленокаменные пояса, не несущие месторождений, интерпретируются как более стабильные, а вулканиты, встречающиеся в них, — как мелководные [41].

Месторождения, ассоциирующиеся с дунитами, тяготеют к двум крупным линейным зонам. Наиболее важная проходит между Уибо Бор и Кингстоном (рис. 2) и включает крупнейшее месторождение Эгню (или Персеверанс). Эта зона маркируется цепочкой дунитовых тел, приуроченных к крупному линейному протяженностью 200 км по северо-восточной границе субпровинции Калгурли. Вторая зона, к которой тяготеет группа месторождений Форрестания, находится на юге пояса Саузерн Кросс (рис. 2). Здесь две прерывистые цепочки дунитовых линз протягиваются на расстояние свыше 50 км по обоим крыльям синклинали, погружающейся к северу. В других

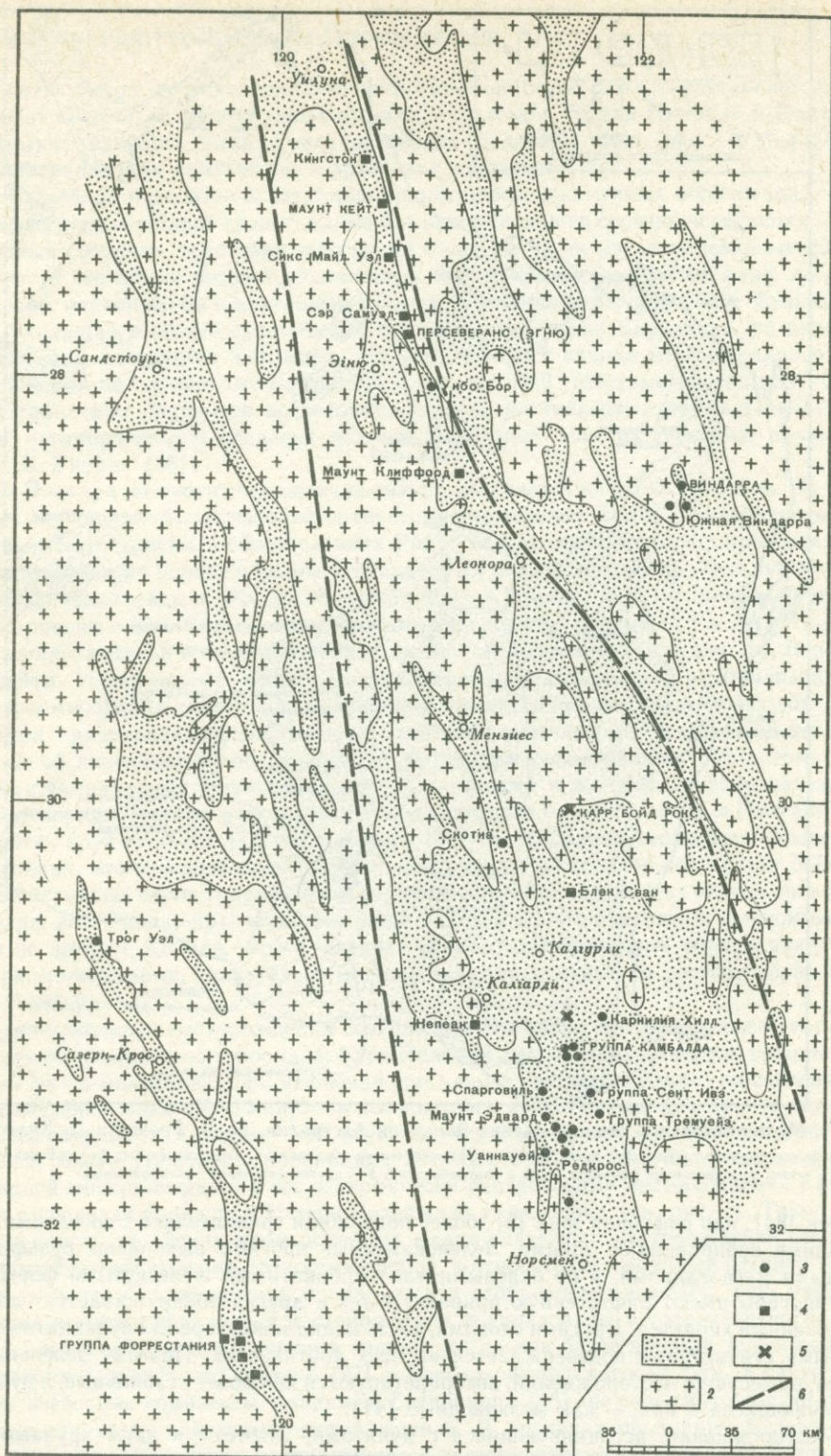


Рис. 2. Схематическая геологическая карта провинции Истерн Голдфилдс и медно-никелевые месторождения субпровинции Калгурли [26]

1 — зеленокаменные пояса; 2 — гранитоиды; 3 — месторождения в вулканитах; 4 — месторождения в дунитах; 5 — другие никелевые месторождения; 6 — граница провинции Калгурли

частях провинции Истерн Голдфилдс также встречаются отдельные небольшие дунитовые тела, несущие рассеянную минерализацию (например, проявление Блек Сван). За пределами Австралии месторождения подобного типа в пределах гранитоидно-гнейсовых комплексов, по-видимому, редки. Примером может служить серпентинитовый массив Дюмант [24]. Однако подобные месторождения известны в поясе Томпсон в Канаде, где протерозойские и/или архейские линзы дунитов локализируются в сложно-построенной тектонической зоне, разделяющей провинции Черчил и Сьюпериор [58, 59]. Месторождение Унгава расположено в подобной же линейной зоне и обнаруживает некоторые черты сходства с другими месторождениями, связанными с дунитами. Для месторождений данного типа характерна приуроченность к крупным линейным тектоническим зонам, проходящим вблизи или по границам провинций.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ

Как уже отмечалось, в Западной Австралии сульфидные месторождения Ni-Fe-Cu в вулканитах наиболее многочисленны в субпровинции Калгурли блока Йилгарн. Это месторождения Камбалда (включая Сент Ивс и Трамуэйз), Уиджимулта (включая Маунт Эдвардс, Ваннауэй и Редкросс), Спаргоовилл, Непиан и Скотиа. К востоку от субпровинции лежат месторождения Виндарт—Сауф Виндарт; к западу от нее находится небольшое месторождение Тру Уилл (см. рис. 2). В западной части блока Пилбара расположено небольшое месторождение Руф Уилл (см. рис. 1). В других частях мира к месторождениям этого типа относятся Лангмиур, Тестмонт, Алекс в Канаде [50] и Шангани, Дамба-Иниати, Трожен и Хантерс Род в Зимбабве [83]. Обзор всех месторождений, ассоциирующихся с вулканитами, был выполнен недавно Д. Гровсом и Д. Хадсоном [30].

На всех месторождениях в вулканитах породы претерпели региональный метаморфизм и деформации, причем крупнейшие западноавстралийские месторождения приурочены к породам амфиболитовой фации метаморфизма, обычно с признаками проявления высоких давлений [10]. Размещение месторождений на фоне фаций регионального метаморфизма показано на рис. 3. Меньшие по масштабам канадские и южноафриканские месторождения обычно тяготеют к породам зеленосланцевой [83] и даже субзеленосланцевой фаций [49].

Месторождения района Камбалда могут считаться эталоном для данного типа (рис. 4—6). Они приурочены к породам низкотемпературной субфации амфиболитовой фации невысокого давления. Месторождения детально разведаны и наиболее важны в практическом отношении [9, 10, 25, 35, 39, 68, 69, 89].

Несмотря на значительные тектоно-магматические преобразования, на месторождениях сохраняются многие первичные признаки их формирования. В Западной Австралии месторождения чрезвычайно тесно связаны с коматиитовыми вулканитами, обычно перекрывающими мощную серию толеитовых метабазальтов, хотя в других регионах коматиитовые вулканиты могут залегать на вулканитах фельзитового состава. Минерализация во многих случаях обнаруживает стратиграфический контроль либо в региональном, либо в локальном масштабе [26]. Сульфидные руды залегают или в основании, или вблизи основания мощной (обычно около 50 м) пачки высокомагнезиальных (40% MgO) серпентинизированных или оталькованных и карбонатизированных коматиитовых перидотитов, причем минералогический состав сульфидных руд определяется степенью метаморфизма (см. таблицу). В большинстве случаев эта пачка, или поток, — самая низкая в толще лав, которые вверх представлены все менее и менее мощными и менее магнезиальными потоками перидотитов и пироксенитов. Гораздо реже руды встречаются в пределах второго или третьего снизу потока [64]. Для верхних частей потоков характерны спинифексовые, а для нижних — кумулятивные структуры пород. Геохимическая характеристика этих пород приведена на рис. 7. Для ультраосновных потоков, несущих оруденение, характерны недосыщенные алюминием перидотитовые коматииты [54] с Al_2O_3/CaO около 20 и Al_2O_3/CaO около 1. Нижние минерализованные потоки коматиитов — наиболее высокомагнезиальные сравнительно с другими ультрабазитами. Однако нельзя считать, что сам по себе состав коматиитов, в частности их магнезиальность, однозначно контролирует минерализацию. В потоках, несущих минерализацию, хромиты имеют аномально высокую концентрацию цинка (обычно от 0,5 до 2), что отличает эти потоки от других, неминерализованных [27].

Считается, что излияние лав происходило из трещинных источников, хотя в Западной Австралии пока еще не удалось обнаружить подводящие каналы минерализованных

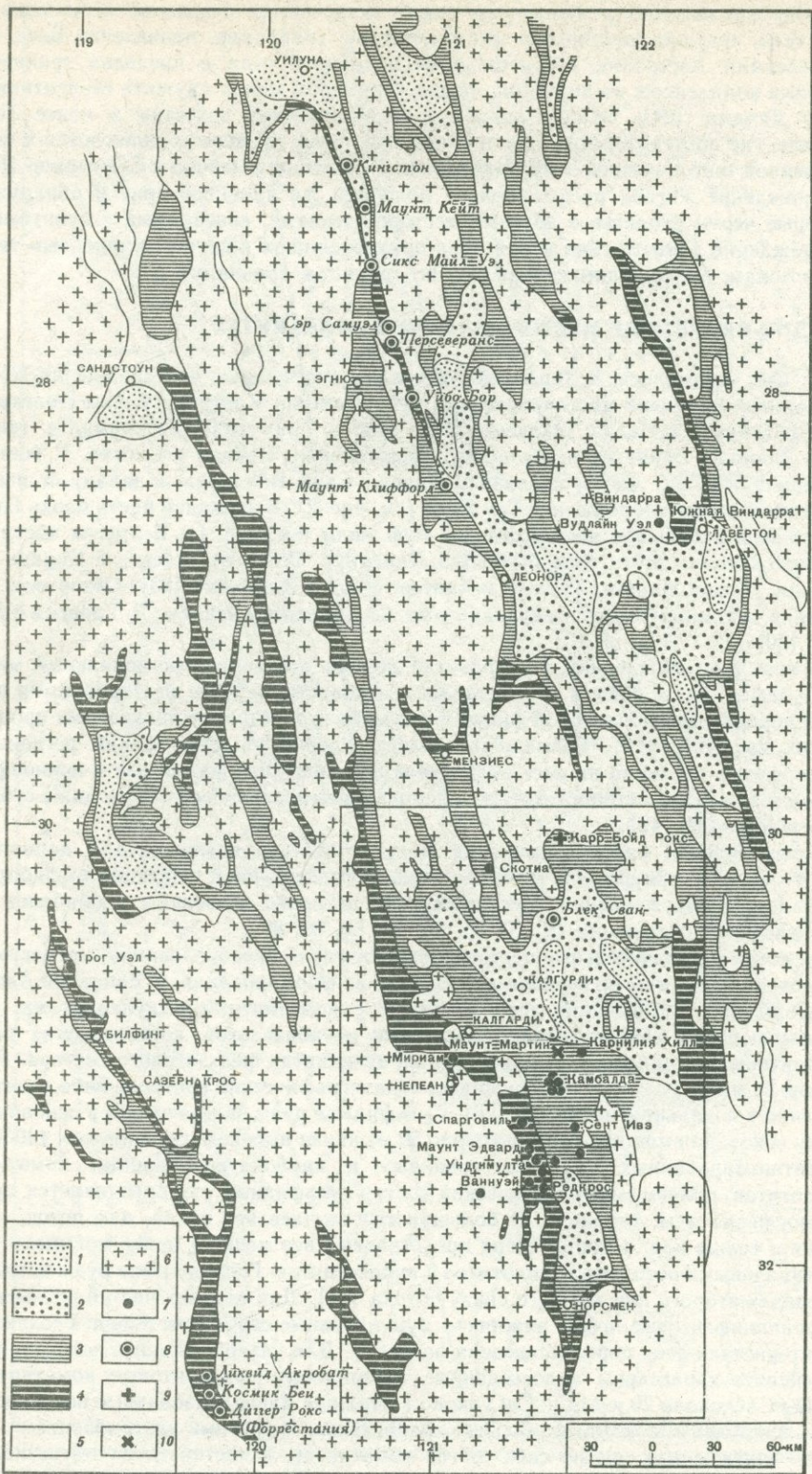


Рис. 3. Медно-никелевые месторождения провинции Истерн Голдфилдс и фации метаморфизма вмещающих пород [9]

1 — пренит-пумпеллитовая субфация и низкотемпературная субфация зеленосланцевой фации; 2 — средне- и высокотемпературные субфации зеленосланцевой фации; 3 — низкотемпературная субфация амфиболитовой фации; 4 — средне- и высокотемпературные субфации амфиболитовой фации; 5 — данные о метаморфизме отсутствуют; 6 — граниты; месторождения: 7 — в вулканитах, 8 — в дунитах, 9 — в стратиформных интрузиях, 10 — жильного типа

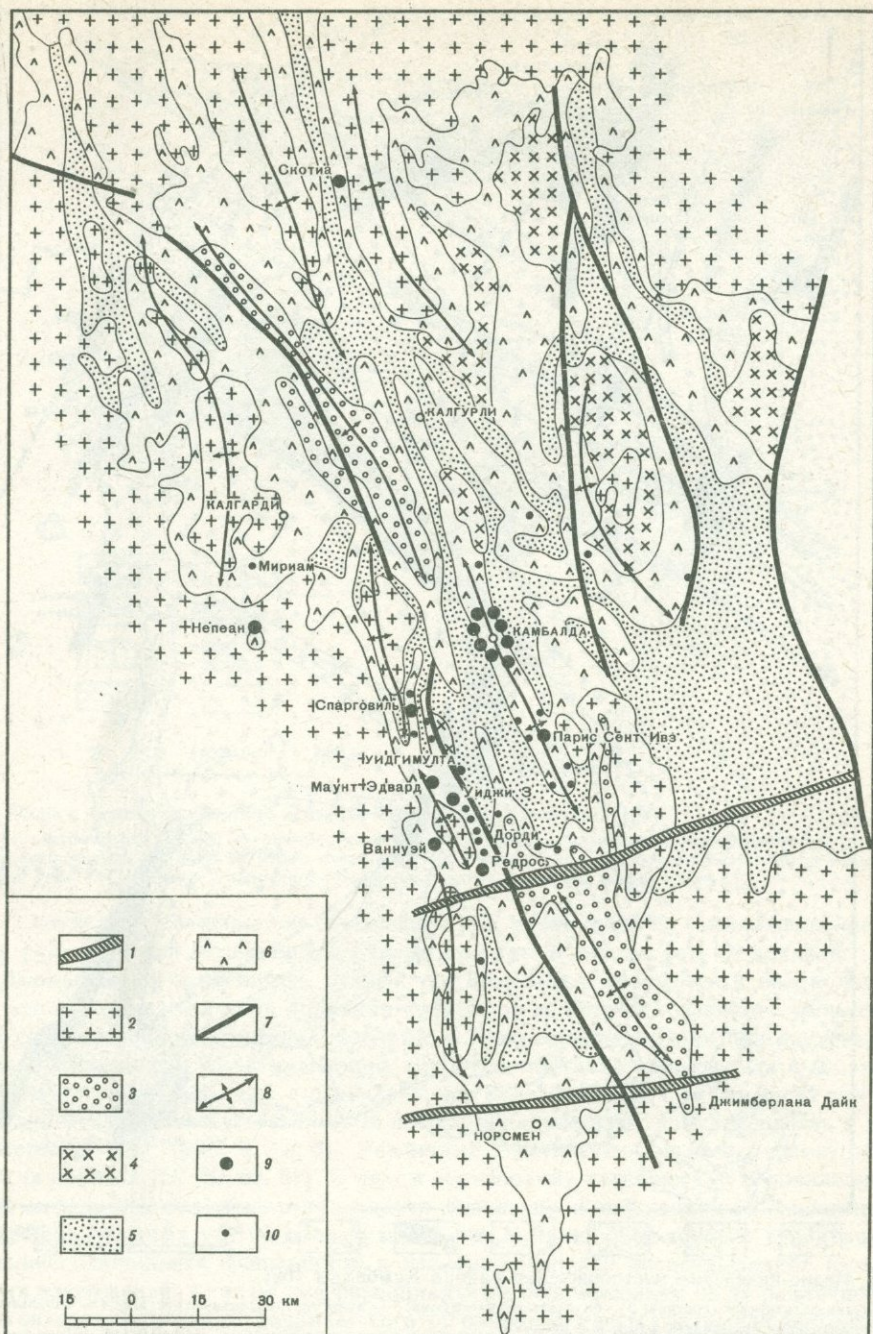


Рис. 4. Месторождения в вулканитах субпровинции Калгурли [30]

1 — дайки; 2 — гранитоиды; 3 — постзелокаменные конгломераты; 4 — метавулканы фельзитового типа и вулканогенно-осадочные породы; 5 — кремнистые и глинистые метасадки, ассоциирующиеся с вулканитами; 6 — метавулканы основного и ультраосновного составов; 7 — главные разломы; 8 — оси куполов; 9 — главные медно-никелевые месторождения; 10 — мелкие медно-никелевые месторождения

вулканитов. Такие каналы обнаружены в Зимбабве, где в одном случае (месторождение Шангани) минерализация обнаружена в пределах вулканического нека [83]. Лавовые потоки обычно чередуются в разрезе с сульфидизированными метасадками (рис. 8), причем вся толща ультраосновных пород перекрывается базальтами коматитового и телитового состава.

Руды, преимущественно пирротин-пентландит-пирит-халькопирит-магнетитовые с хромитом, обычно заполняют узкие желобы в висячем боку во вмещающих породах. Характерно, что в этих случаях пласты метасадков, как правило, либо утоняются, либо вовсе выклиниваются (см. рис. 6). В типичном разрезе рудного тела Ланнон [68] массив-

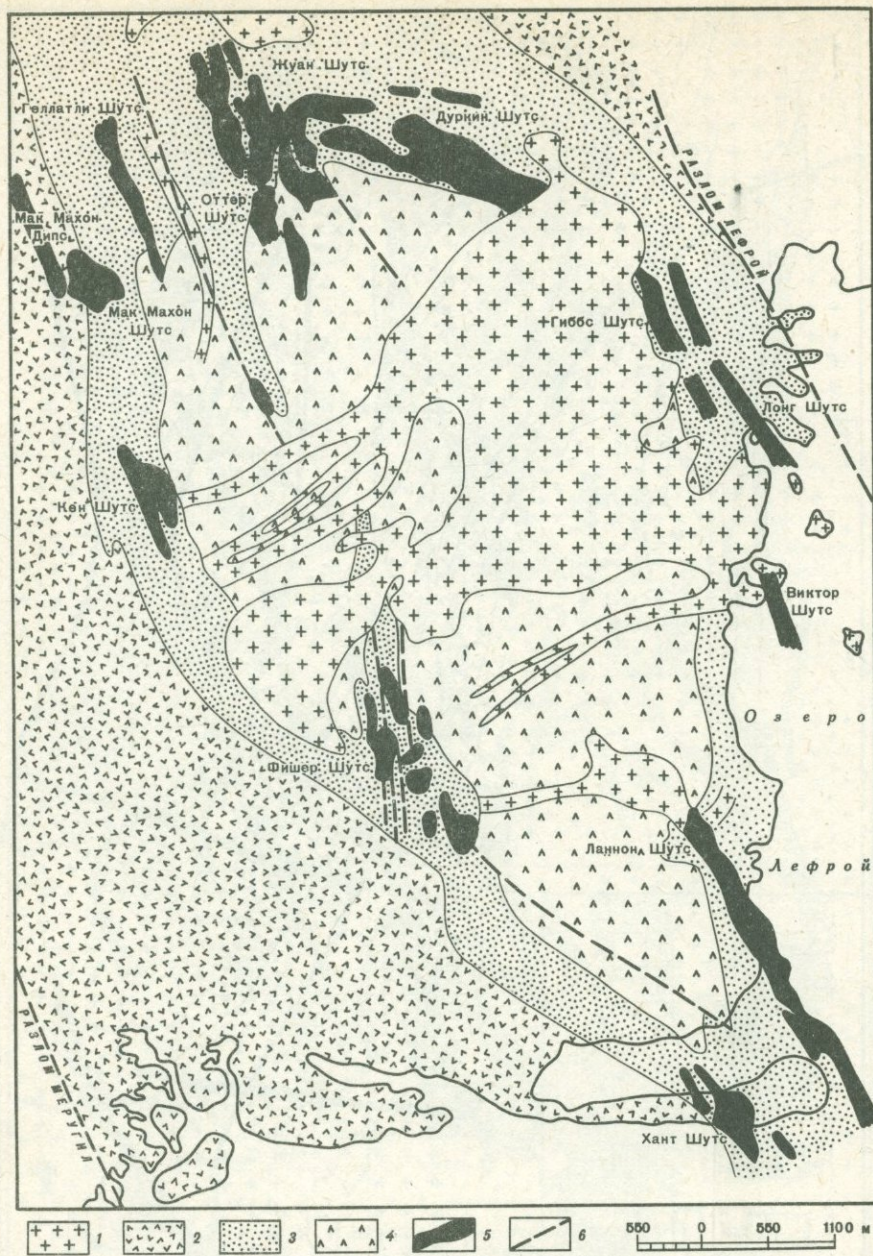


Рис. 5. Медно-никелевые месторождения района Камбалды [68]

1 — интрузии фельзитового состава; 2 — базальты всякого бока; 3 — лавы ультраосновного состава; 4 — базальты лежащего бока; 5 — никелевые сульфидные руды; 6 — разломы

ные руды перекрываются матричными (электрически проводящие сульфидные руды) и более рассеянными рудами. Однако в распределении сульфидов наблюдаются значительные вариации. Например, сульфидная минерализация может развиваться во внутренних частях подушек подстилающих metabазальтов. Каждое рудное тело само по себе обычно невелико (до 5 млн. т руды) и прослеживается по простиранию на 200 ± 100 м. В Зимбабве встречаются более крупные рудные тела, несущие до 20 млн. т как высокосортовых (2—4% Ni), так и низкосортных (<1% Ni) руд; отношение Ni : Cu в этих рудах обычно равно 10—15 [9, 23], а содержание драгоценных металлов сравнительно высокое [69], причем количество и распределение их очень близки к таковым в хондритах [52]. Рудные тела обычно расположены вокруг куполов, ядра которых состоят из гранитондов (см. рис. 4), причем в ориентировке рудных тел четко проявляется структурный контроль (см. рис. 5). Руды несут следы интенсивного метаморфизма и деформаций, местами с образованием зон рудных брекчий в породах лежащего бока (рис. 9, В). В не-

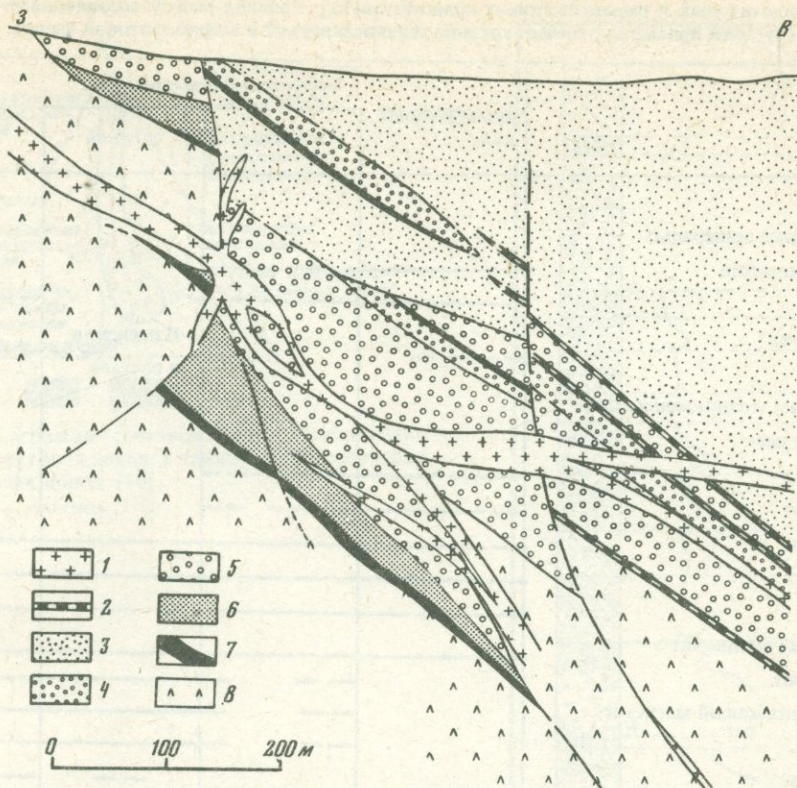


Рис. 6. Разрез через рудное тело Ланнон Шот, район Камбалды [68]

1 — интрузии фельзитового состава; 2 — тонкозернистые осадочные породы с сульфидной минерализацией; 3 — серия экструзивных ультрабазитов (в том числе пикриты и коматиты); 4 — перидотиты; 5 — оливиновые перидотиты; 6 — вкрапленные сульфидные руды; 7 — массивные и матричные сульфидные руды; 8 — базальты лежачего бока

которых случаях руды испытали обогащение при метаморфизме с возникновением массивных руд, хотя для большинства рудных тел такой генезис руд не доказан.

Наблюдающиеся особенности рудных тел наиболее согласуются с предположением о том, что они произошли при ликвации сульфидов из богатого фенокристами коматитового ультраосновного расплава, который, в свою очередь, возник при двухстадийном плавлении мантии [6]. Кристаллизация, вероятно, частично происходила в субвулканической магматической камере, а окончательная кристаллизация имела место при излиянии на дно моря, причем коматитовые потоки обнаруживают приуроченность к депрессиям морского дна (рис. 9, Аа, б). Различные генетические модели рассматриваются во многих работах [29, 50, 68, 81]. В целом образование массивных руд, появление сульфидной минерализации между подушками базальтов и наблюдаемые закономерности в размещении рудных тел по разрезу наиболее логично объясняются гравитационной сепарацией оливиновых фенокристов и несмешивающейся оксисульфидной выплавкой во время извержений, а также дифференциальным перемещением из-за различной плотности и вязкого силикатного расплава богатой оливином массы ультраосновного состава и сульфидного расплава.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДУНИТАХ

Практически важные месторождения в дунитах, ассоциирующиеся с заведомо архейскими зеленокаменными толщами, по-видимому, ограничены в своем распространении зеленокаменными образованиями блока Йилгарн Западной Австралии. Месторождения в дунитах развиты в тех же регионах, что и месторождения в вулканитах, хотя в пределах каждого региона месторождения этих двух типов пространственно разобщены (см. рис. 2). В то время как месторождения, ассоциирующиеся с вулканитами, наиболее многочисленны в южной части субпровинции Калгурли, месторождения в дунитах концентрируются по северо-восточной границе субпровинции (Маунт Кейт-Эгню, или Персеверанс) и к юго-западу от этой субпровинции вдоль линии Форрестания. Линейный характер размещения месторождений в дунитах (см. рис. 2) резко контрастирует с нелинейным (площадным) распространением месторождений в вулканитах.

	Степень метаморфизма			
	наиболее низкая	низкая	средняя	высокая
а) Реликтовые минералы:				
клинопироксен	-----			
хромит		-----		
форстерит	-----		Изменения в составе	
б) Минералы, возникающие при метаморфизме:				
лизардит		-----		
магнетит		-----		
магнезит				-----
доломит				-----
хлорит				-----
тремолит-актинолит				-----
антигорит		-----		
хромсодержащий магнетит		-----		
талек		-----		
форстерит			-----	
хромит			-----	
антофиллит				-----
энстатит				-----
шпинель				-----

Эталонные месторождения никеля и меди Западной Австралии, приуроченные к северо-восточной границе субпровинции Калгурли (см. рис. 2), описаны во многих работах [1, 17, 32, 42, 51, 53, 55, 80]. По месторождениям группы Форрестания опубликованных данных нет, если не считать некоторых сведений, приведенных Р. Бинсом [1]. Небольшое изолированное месторождение Блек Сван в районе Калгурли описано автором [31] и Р. Кейсом.

Месторождения северо-востока субпровинции Калгурли приурочены к серии изолированных крутопадающих линз метаморфизованных дунитов. Эти линзы примерно приурочены к линеamentу северо-северо-западного простирания, протягивающемуся на 150 км к югу от района Эгню и к северу от района Уилуна (см. рис. 2). Природа и позиция дунитовых линз в окрестностях Маунт Кейт показаны на рис. 10. Обычно дунитовые тела конкордантны с вмещающими породами, но встречаются и дискордантные соотношения. Характер первичных соотношений дунитов с вмещающими породами в большинстве случаев не сохранился вследствие тектонических подвижек и будинажа по контактам. В противоположность месторождениям предыдущего типа рудоносные породы залегают не только в лавах ультраосновного состава, но и в фельзитовых метавулканитах, а также в вулканокластических породах. Среди пород, вмещающих месторождения группы Форрестания, отмечаются также железистые кварциты. В дунитовых линзах не наблюдается асимметричного распределения оливина, нет в них и спинифектовых текстурных зон, характерных для лав перидотитовых коматитов. В геохимическом отношении, в частности по содержанию MgO, дуниты резко отличны от ультраосновных лав, вмещающих медно-никелевые руды. Во-первых оно устойчиво и чрезвычайно высоко (> 50%), а во-вторых подвержено существенным колебаниям и в целом менее высокое (см. рис. 7, 8, 11). Хромиты дунитовых линз обычно обеднены цинком (< 0,5%) по сравнению с хромитами вулкаников [27].

Существуют противоречивые представления о времени внедрения дунитовых тел и их

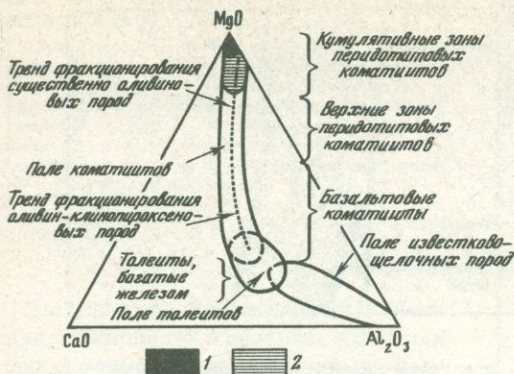
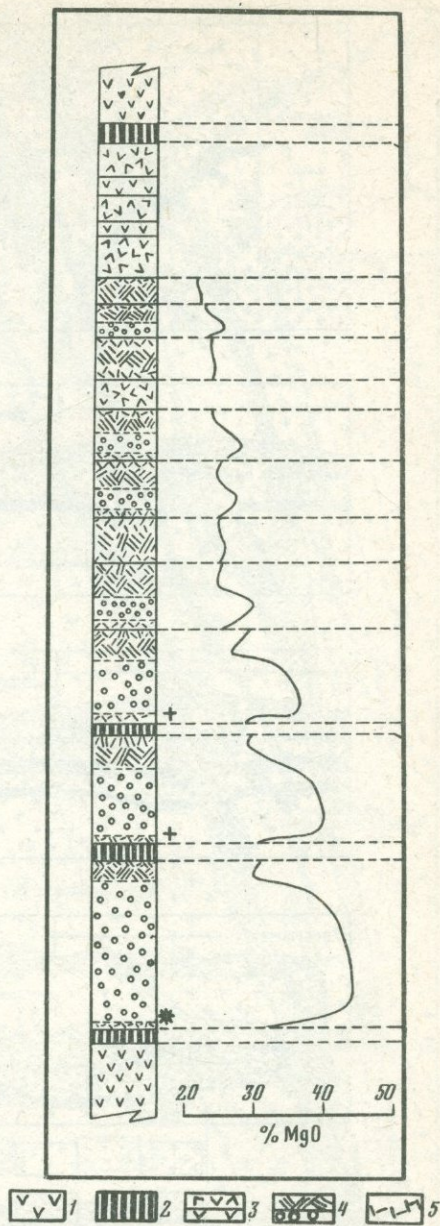


Рис. 7. Диаграмма составов пород, вмещающих никелевые месторождения, а также других архейских вулканогенных пород [40]

1 — дуниты; 2 — вулканиты

Рис. 8. Стратиграфический разрез мафитово-ультрамафитовой толщи коматиитов. Показано положение в разрезе крупных (*) и мелких (+) месторождений медно-никелевых руд [30]

1 — толеитовые метабазальты; 2 — метаосадочные породы; 3 — базальтовые коматииты; 4 — перidotитовые коматииты; 5 — сульфидные руды никеля



взаимоотношениях с перidotитовыми коматиитами, несущими оруденение. По представлениям некоторых исследователей, дуниты внедрились как субкордантные тела по крутопадающим тектоническим зонам, после того как зеленокаменные пояса уже претерпели деформации [1, 17]. Другие авторы предполагают, что дуниты первично представляли собой силлоподобные питающие камеры для перекрывающих их коматиитовых вулканитов [53] (см. рис. 9). Для решения проблемы необходимы дальнейшие исследования, но вторая точка зрения представляется маловероятной из-за четко выраженной пространственной разобщенности всех более или менее крупных месторождений, представляющих оба рассмотренных типа.

Месторождения, ассоциирующиеся с дунитами, встречаются в породах различных фаций метаморфизма, причем месторождения, приуроченные к линии Маунт Кейт—Персеверанс, явно секут изограды регионального метаморфизма [11] (см. рис. 3). Степень дифференциации дунитовых пород, слагающих линзы, от места к месту значительно меняется, меняется также и характер сопровождающего их оруденения. Те и другие изменения обнаруживают закономерные связи с вариациями в степени метаморфизма вмещающих пород. Так, на участке с наименьшей степенью метаморфизма (например, Уилуна) краевые фации дунитов представлены ортопироксенитами, норитами и, воз-

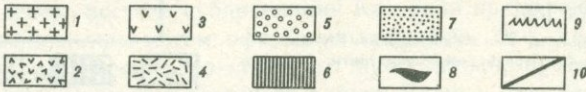
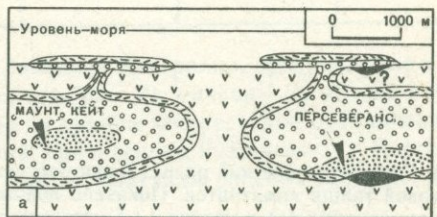
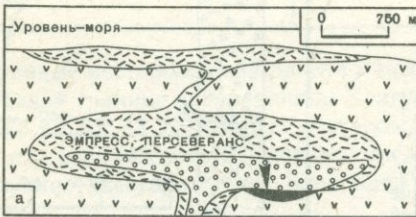
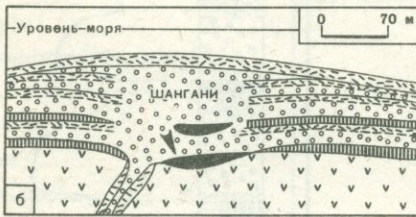
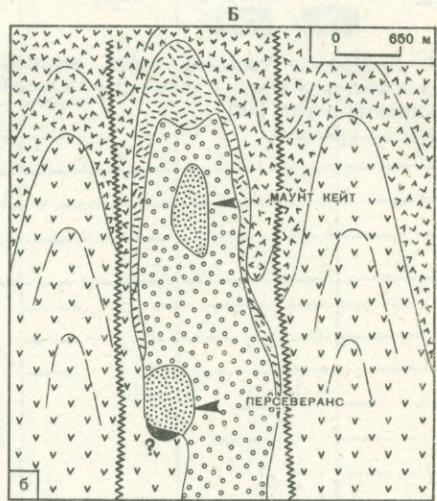
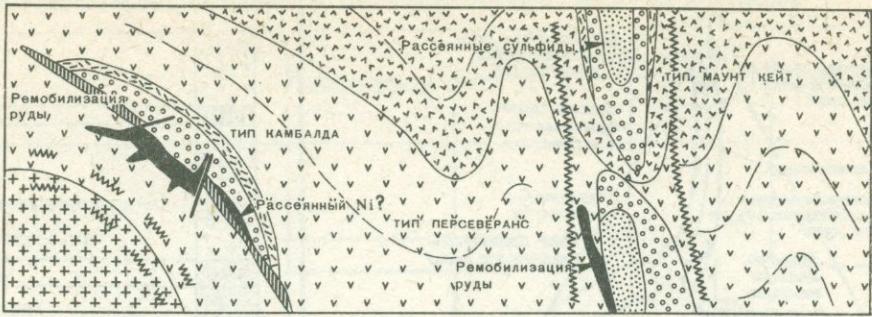


Рис. 9. Генетические модели оруденения и предполагаемая интерпретация западноавстралийских месторождений [40]

А — три альтернативные модели образования Ni-Fe-Cu сульфидных руд в вулканитах [50]: а — дифференцированная близповерхностная интрузия (магматический резервуар)?, б — лавовые потоки, перекрывающие рудоносные породы, в — мощные трещинные излияния лав, богатых оливином. Б — две альтернативные модели образования Ni-Fe-Cu руд в дунитах: а — дунитовые линзы — подводные каналы для лав ультраосновного состава [53], б — дунитовые интрузии, сформировавшиеся на ранней стадии постдеформационного этапа [1]. В — схематический разрез, иллюстрирующий предполагаемую модель размещения и формирования Ni-Fe-Cu месторождений в вулканитах и дунитах Западной Австралии (разрез вне масштаба) 1 — гранитоиды; 2 — верхняя часть разреза зеленокаменных поясов (породы от кислого до основного состава); 3 — нижняя часть разреза зеленокаменных поясов (породы основного и ультраосновного состава); 4 — перидотиты и пироксениты (габбро); 5 — дуниты и перидотиты; 6 — сульфидизированные метаосадки; 7 — вкрапленные руды; 8 — массивные и матричные руды; 9 — зоны сдвигов; 10 — разломы

можно, даже натровыми гранофирами, причем минерализации здесь отсутствуют. В случае среднетемпературных фаций низкого давления (например, Маунт Кейт и Блек Сван) краевые фации дунитов представлены ортопироксенитами, а дуниты содержат только вкрапленные руды. В высокометаморфизованных породах (например, район Персеверанс и большинство дунитовых тел группы Форрестания) краевая дифференциация выражена очень слабо или вообще отсутствует, а оруденение в этих районах представлено как вкрапленными, так и массивными рудами. Такого рода соотношения интерпретируются

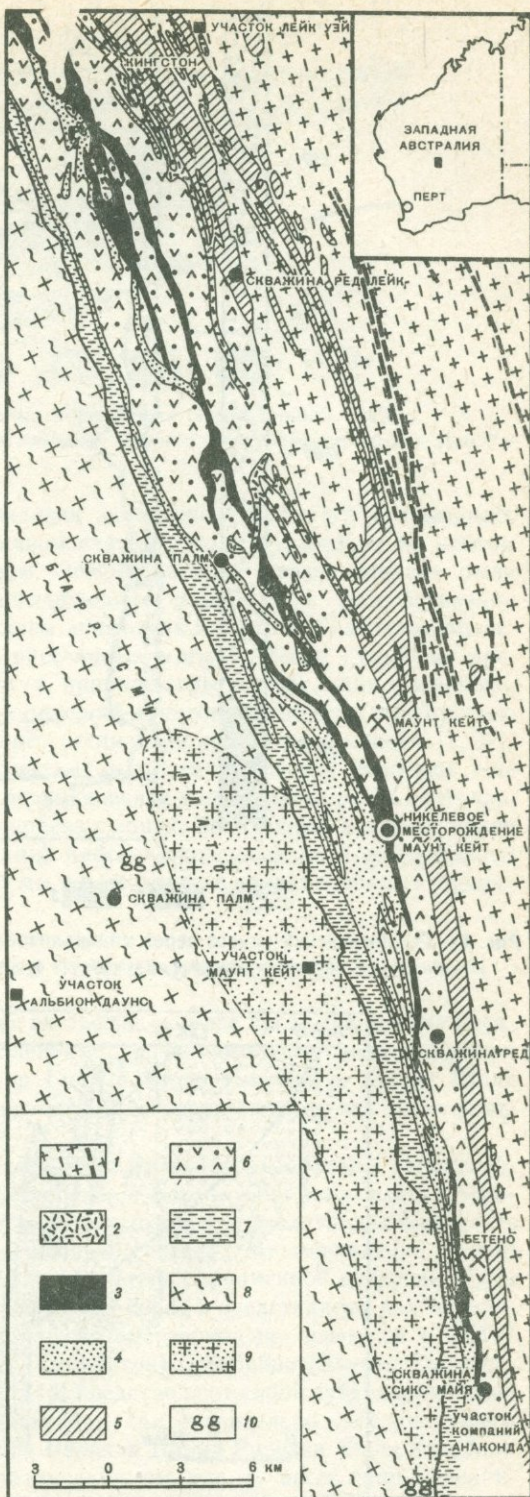
Рис. 10. Геологическое строение района Маунт-Кейт [9]

1 — гранитизированные породы с пластами магнетитовых кварцитов; 2 — метаморфизованные интрузии основного состава; 3 — серпентинизированные дуниты; 4 — серпентинизированные перидотиты и пироксениты, тальковые сланцы; 5 — метабазалты; 6 — кислые и средние вулканиты; 7 — аркозы, конгломераты; 8 — гнейсовидные граниты; 9 — порфировидные граниты; 10 — гранатосодержащие сланцы

[1] с точки зрения увеличения степени дифференциации в пределах одной или серии родственных интрузий по мере проникновения их на более высокие уровни коры; однако нельзя исключать возможность нескольких этапов внедрения.

Месторождения, локализованные в участках зеленосланцевой либо переходной между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями, представлены вкрапленными, относительно низкосортными рудами и обычно достигают больших масштабов (например, Маунт Кейт — 290 млн. т руд с содержанием 0,6% Ni). Руды, как правило, встречаются в серпентинитовых ядрах, которые окружены либо пересекаются тальк-карбонатными зонами (рис. 12). Минералогия вкрапленных сульфидных руд четко контролируется редокспотенциалом, т. е. связана со степенью окисленности железа, серпентинизации, оталькования и карбонатизации. В случае слабой окисленности преобладают хизлаудитово-авауритовые руды, в условиях значительного окисления — пирит-миллерит-магнетитовые, промежуточное положение занимает пирротин-пентландит-магнетитовая ассоциация [24]. В ядерной части некоторых массивов сохраняются неизменные дуниты с рассеянной вкрапленностью пентландита и хромита (рис. 13).

В условиях более значительного метаморфизма и проявления больших тектонических напряжений по одному (Маунт Эгню) или по обоим (группа Форрестания) бокам дунитовых тел наблюдаются вкрапленные руды, переходящие через матричные в массивные. Дуниты в подобной обстановке регрессивно метаморфизованы с образованием серпентинизированных оливин-тальковых пород. Массивные руды зачастую ремобилизуются и выносятся во вмещающие породы (см. рис. 9, В). Рудные тела по сравнению с рудами в коматиттах более крупные. Так, если в 14 главных рудных телах месторождений Камбалда—Сент Ивс содержится около 30 млн. т с содержанием 3,2 Ni, то лишь в трех главных рудных залежах месторождения Персеверанс насчитывается 45 млн. т руд с содержанием 2% Ni. Минералогически руды в дунитах представ-



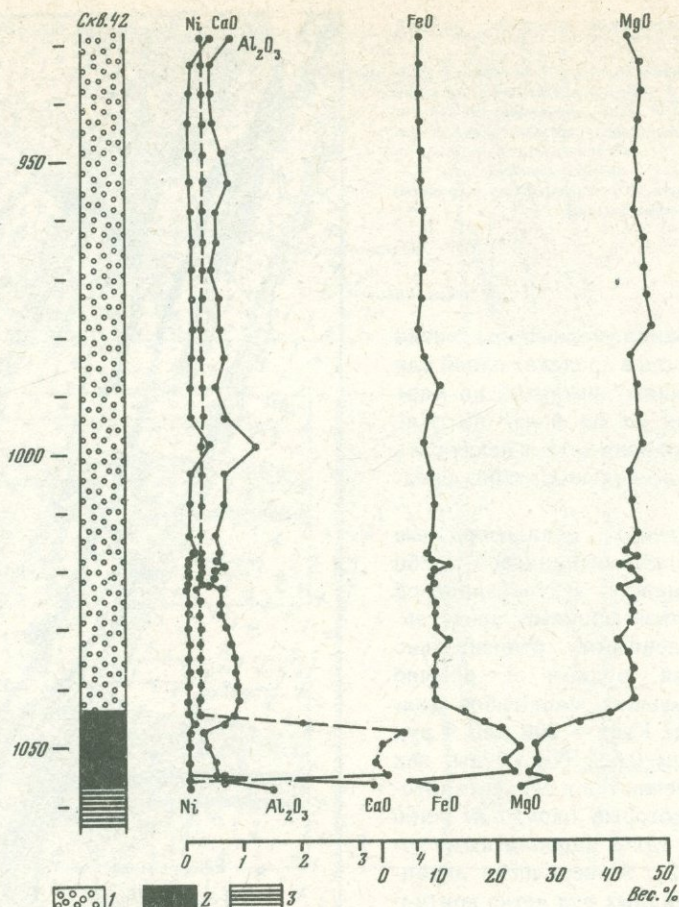


Рис. 11. Геохимический разрез через минерализованное дунитовое тело Космик Бей, Форрестания
 1 — метадуниты; 2 — никелевые руды; 3 — железорудная формация

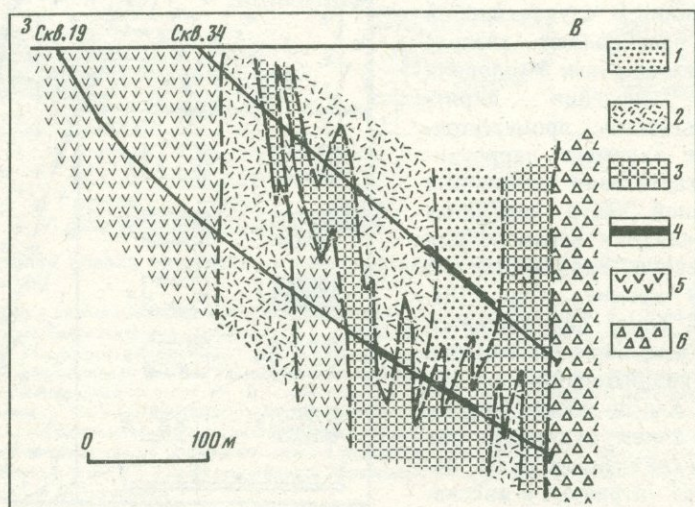


Рис. 12. Разрез через месторождение Маунт Кейт [32]

Ультраосновные интрузии Маунт Кейт: 1 — черные серпентиниты, 2 — зеленые серпентиниты, 3 — тальк-карбонатные породы, 4 — вкрапленные сульфидные руды; вмещающие породы: 5 — metabasalts and sulfidized meta-sediments, 6 — felsic metavolcanics

лены пирротин-пентландит-пирит-халькопирит-магнетитовыми разностями; отношение Ni/Cu обычно в пределах 25—60/1, а S/Se также значительно выше, чем в коматитовых рудах [1]; характерно высокое содержание платиноидов [38]. Так же как и для руд в коматитах, для данного типа оруденения имеются убедительные доказательства

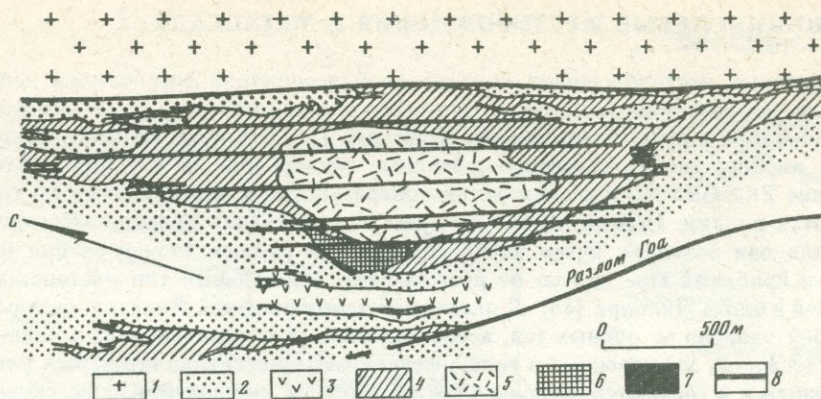


Рис. 13. Геологический план линзы ультраосновных пород Эгну (Персеверанс) [42]

1 — граниты; 2 — метасадки; 3 — метавулканыты; 4 — серпентиниты; 5 — дуниты; 6 — вкрапленные сульфидные руды; 7 — массивные сульфидные руды; 8 — разломы

существования уже на ранней стадии развития магматического очага сульфидного расплава в дунитах [1, 32]. Однако в конечном счете природа оруденения во многом определялась региональным метаморфизмом. Зеленокаменные толщи вначале были относительно слабо проницаемы, но последующая деформация способствовала проникновению карбонатных растворов к ядрам дунитовых интрузий. Благодаря происшедшим при этом реакциям первичные рассеянные магматические сульфиды претерпели значительные изменения. В частности, привнос серы и ее реакция с железом, высвободившимся в результате вторичных изменений дунитов, приводят к обогащению сульфидами без сколько-нибудь существенного увеличения содержания никеля [1, 32]. Относительная роль и значимость магматических и метаморфических факторов еще не вполне ясны. Для того чтобы объяснить возникновение вкрапленных руд в центральных частях дунитовых тел, а массивных в краевых зонах, необходима какая-то новая гипотеза, хотя вполне вероятно, что сегрегация плотной окисульфидной жидкой фазы могла происходить в процессе движения магмы и в результате гравитационных процессов.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СТРАТИФОРМНЫХ ИНТРУЗИЯХ

В экономическом аспекте эта группа менее интересна, чем две предыдущие. Она представлена несколькими небольшими проявлениями, а значительные месторождения обнаружены только в двух районах — Карр Бойд в блоке Йилгарн и Маунт Шолл в блоке Пилбара. В обоих районах руды значительно обогащены медью, так что отношение Ni/Cu составляет 1,5—3.

Месторождения Карр Бойд [63, 71] представлены бронзитовыми рудами пегматонидного сложения в интрузивных брекчиях трубообразной формы. Они заключены в горизонте, состоящем из троктолитов и оливиновых анортозитов и представляющем часть расслоенной интрузии основного—ультраосновного состава. Месторождения Маунт Шолл залегают в пределах выступающей выпуклой части одноименной интрузии. Руды сосредоточены в базальном горизонте ультраосновных пород и представлены как матричными, так и вкрапленными разновидностями. Подобные месторождения известны в СССР (Кольский полуостров), Канаде (Линн Лейк, Думбартон), Зимбабве (Эмерес, Персеверанс). Материнские породы, по всей вероятности, представляют собой субвулканические эквиваленты базальтовых лав [34]. По масштабам они значительно уступают таким платформенным интрузиям, как Бушвелд или Великая Дайка Родесии. Одна подобная интрузия в Западной Австралии (Джимберлана дайк; см. рис. 4) несет лишь незначительную медно-никелевую минерализацию [78].

Попытки объяснить возникновение толеитовых базальтов путем дифференциации коматитовых базальтов сталкиваются с неразрешимыми трудностями в отношении поведения магния (см. рис. 8); эти же проблемы остаются чрезвычайно серьезными и для расслоенных интрузий. Однако имеющиеся данные [63, 50] говорят в пользу того, что по крайней мере часть этих интрузий относится к толеитовым. Таким образом, хотя большинство важнейших архейских месторождений тяготеет к коматитам, нельзя полностью исключить возможную связь некоторых из них с толеитами.

На некоторых месторождениях коматитовой ассоциации встречаются небольшие рудные тела, чрезвычайно тесно связанные с горизонтами метаосадков. К ним относятся брекчии Виндарра и рудное тело Фишер Шутс [66, 72]. Эти руды содержат больше никеля, чем вмещающие их сульфидизированные метаосадки, в которых соблюдается соотношение $Zn > Cu > Ni$, и геохимически контрастируют с залегающими по соседству в коматитах рудами. Неясно, имеют ли руды в метаосадках вулcano-экcгалационный генезис, или они возникли путем перераспределения рудных элементов при метаморфизме. Эта проблема еще далеко не решена [72]. Уникальный тип месторождений — Шерлок Бей в блоке Пилбара [45]. В отличие от месторождений Йилгарн месторождение Шерлок Бей удалено от рудных тел, ассоциирующихся с коматитами, и расположено среди метаосадков, заключенных в толще фельзитовых метавулканитов хотя ультраосновные породы и встречаются несколько южнее. Породы, вмещающие руды, скорее всего, относятся к карбонатным разностям железистой формации, т. е. к силикатно-карбонатным породам, богатым железом, кальцием, магнием, которые претерпели декарбонатизацию во время метаморфизма в условиях промежуточной между зеленосланцевой и амфиболитовой фации [28]. Остается неясным, являются ли высокие концентрации Ni (до 0,6%) и Cu (до 0,5%) сингенетичными, или они возникли при позднейшем замещении метаосадков либо ранее возникших сульфидов железа.

ВЫВЕТРИВАНИЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

В окислительных условиях сульфиды никеля и железа нестабильны и переходят вначале в супергенные сульфиды, а затем в окислы и гидроокислы железа. Вследствие этого они, как правило, не обнажаются на дневной поверхности, за исключением тех районов, где кора выветривания удалена в результате недавнего оледенения.

В Западной Австралии процессы химического выветривания происходили в течение миллионов лет и привели к возникновению зоны глубокоиоизмененных пород мощностью до нескольких сот метров. При проведении геологических исследований на поверхности необходимо правильно диагностировать продукты выветривания медно-никелевых сульфидных руд, что, в свою очередь, предполагает знание вертикального профиля коры выветривания. Процессы выветривания этих руд в Западной Австралии хорошо изучены [55, 56, 76, 77, 84, 89]. М. Торнбер [76, 77] была разработана концепция, согласно которой супергенные изменения массивных или матричных Ni-Fe-Cu сульфидных руд определяются поведением рудного тела как гигантской электрохимической ячейки. Основываясь на этой модели, можно полагать, что в проводящем рудном теле, верхняя часть которого лежит над уровнем грунтовых вод, а нижняя — под этим уровнем, реакции окисления достигнут значительной глубины. Если же рудное тело не выходит на поверхность, то такие реакции могут не иметь места.

В целом руды, залегающие на глубине, выражены на поверхности специфическим образованием, названным «госсан», или «кора выветривания», в разрезе которого выделяются следующие зоны: окисная, супергенных сульфидов, реакционная, переходная и первичная (рис. 14). В общих чертах этот профиль сохраняется везде, хотя от места к месту характер его меняется, в частности на одной и той же глубине степень супергенных изменений вкрапленных руд обычно меньше, чем массивных.

Супергенные изменения начинают сказываться в основании переходной зоны, выражаясь появлением мельчайших рассеянных выделений виоларита (Vi_{Pn}) в пентландите (рис. 15). По мере возрастания интенсивности выветривания виоларит замещает пентландит, развиваясь преимущественно по трещинам кливажа. Этот процесс в сочетании с уменьшением объема на 15%, сопровождающим замещение, приводит к расширению трещин кливажа в пентландите и обуславливает отчетливое блоковое строение виоларита (рис. 15). В процессе замещения высвобождается какое-то количество никеля и железа, причем большая часть последнего фиксируется в супергенных сидерите и магнетите. Окисление гексагонального пирротина через стадию моноклинного пирротина завершается образованием смитита, а иногда моноклинный пирротин непосредственно переходит в смитит. В обоих случаях процессы замещения распространяются от грани зерен к их внутренним частям, а также контролируются направлением структурной оси *ab*, сильно выраженной в пирротине. В результате этого поверхность окисленного зерна пирротина приобретает перьевидный, тонкополосчатый, гребенчатый облик. Избыток никеля, высво-

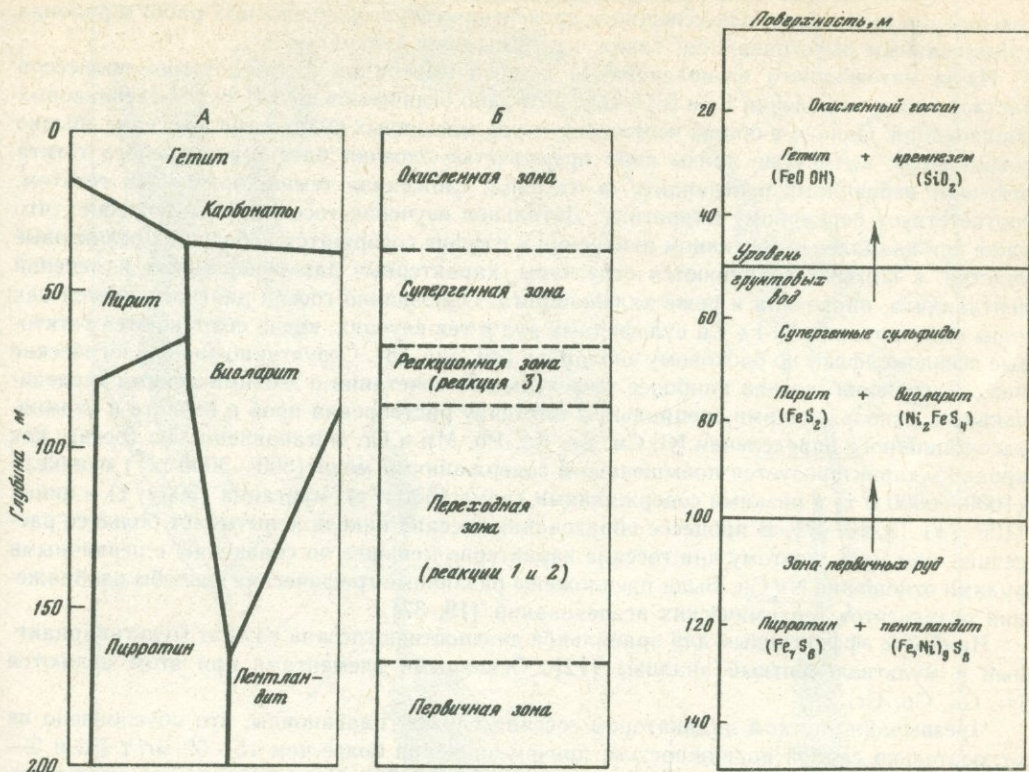


Рис. 14. Зоны супергенных изменений и соответствующей минералогической зональности над первичными никелевыми рудами Западной Австралии [30]

Реакции:

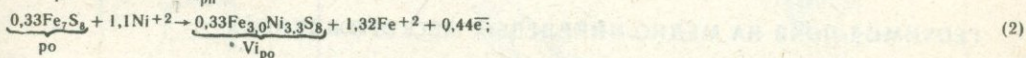


Рис. 15. Структурно-минералогические изменения медно-никелевых сульфидных руд при супергенезе [30]

божающийся при замещении пентландита виоларитом, приводит к непосредственному образованию виоларита либо по пирротину, либо через смитит (рис. 15).

В кровле переходной зоны весь пентландит замещается виоларитом. В реакционной зоне примерно на глубине 10 м реликтовые ядра пирротиновых зерен постепенно замещаются агрегатом вторичного пирита, марказита и/или сидерита, причем процесс замещения пирротина не является псевдоморфным.

В супергенной зоне пентландит и пирротин (рис. 15) полностью замещены, однако отношение Ni/Fe в виоларите, сидерите и пирите увеличивается снизу вверх благодаря высвобождению никеля в вышележащей окисной зоне, могут присутствовать и сульфаты никеля.

В окисной зоне, залегающей выше уровня грунтовых вод, сульфиды полностью распадаются, уступая место карбонатам и гетиту, обогащенным никелем. В нижней части этой зоны пирит может оставаться стабильным. В структурном отношении эта зона разнообразна: здесь возникают колломорфные разности, но могут сохраняться блоковые и тонкополосчатые псевдоморфозы гетита или карбоната по виолариту (см. рис. 15).

ГОССАН (КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД)

Открытие в Западной Австралии новых медно-никелевых сульфидных месторождений в значительной степени было обусловлено изучением и правильной интерпретацией кор выветривания медно-никелевых сульфидных руд, называемых в Австралии госсаном. Участки для детальных работ по изучению госсана были выделены в результате геохимической и геофизической (главным образом аэромагнитной) съемок. За небольшим исключением, все месторождения были открыты по госсану. Поэтому изучение госсана

совершенно необходимо для успешного проведения геологоразведочных работ в районах с интенсивным выветриванием, таких, как Западная Австралия.

Из-за интенсивного выщелачивания рудных минералов и чередования процессов растворения и осаждения Fe и SiO₂ госсан трудно отличим от других бурожелезняковых образований. Однако в общих чертах структура массивных рудных тел в госсане обычно сохраняется: вытянутые линзы либо прерывистые слои бледно-коричневого гетита отвечают первичному пентландиту, а матрица, сложенная темно-коричневым гетитом, соответствует первичному пирротину. Детальное изучение госсана [65] показало, что даже при наиболее интенсивном изменении в госсане содержатся небольшие реликтовые участки, в которых сохраняются структуры, характерные для супергенных изменений пентландита, пирротина и реже халькопирита. Однозначно госсан диагностируется как коры выветривания Ni-Fe-Cu сульфидных руд в тех случаях, когда сохраняются гетитовые псевдоморфозы по блоковому виолариту (см. рис. 15). Структурно-минералогические методы изучения госсана наиболее эффективны в сочетании с геохимическими исследованиями, использующими специальную методику растворения проб в кислоте и атомно-адсорбционного определения Ni, Cu, Zn, Co, Pb, Mn и Cr. Установлено, что госсан, как правило, характеризуется повышенными содержаниями меди (500—5000 г/т) и никеля (1000—5000 г/т) и низкими содержаниями хрома (500 г/т), марганца (500 г/т) и цинка (100 г/т) [3, 46, 47]. В процессе образования госсана никель испытывает большее рассеяние, чем медь, поэтому для госсана характерно меньшее по сравнению с первичными рудами отношение Ni/Cu. Были предложены различные графические способы изображения результатов геохимических исследований [19, 37].

Наиболее эффективным для правильной диагностики госсана служат мультивариантный и мультиэлементный анализы [12]. Основными элементами при этом являются Ni, Cu, Co, Cr, Zn.

Чрезвычайно четким индикатором госсана служат платиноиды, что обусловлено их относительно слабой подвижностью, причем значения более чем 15—30 мг/т Pd и 5—10 мг/т Ir являются положительными индикаторами [79]. Однако стоимость аналитических определений платиноидов велика, и поэтому их следует применять лишь в тех случаях, когда другие, менее дорогостоящие аналитические исследования не дают необходимого ответа.

ГЕОХИМИЯ ПОЧВ НА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Геохимическая обстановка вокруг окисляющегося Ni-Fe-Cu сульфидного рудного тела весьма своеобразна [76]. В грунтовые воды вместе с ионами металлов, особенно таких, как железо и медь, поступают ионы SO₄, образующиеся в результате окисления сульфидов. Адсорбция никеля и меди в почвах вблизи рудного тела наряду с механическим рассеиванием обломков госсана на поверхности создает потенциально благоприятные условия для геохимических поисков. Однако сами по себе геохимические исследования не решают сложных проблем, возникающих при поисках и разведке месторождений блока Йилгарн, претерпевших длительное химическое выветривание. В середине кайнозоя в результате латеритизации произошло перераспределение целого ряда элементов, и особенности этого процесса еще далеко не ясны. Затем последовало расчленение латеритизированной поверхности в аридных условиях, сохраняющихся и поныне. В латериты обычно вложены эоловые или водные отложения, что еще более усложняет геохимический профиль почв. Выходы коренных пород и остаточных почв чрезвычайно редки, составляя вместе не более 15% поверхности блока Йилгарн [18, 20—22, 33, 43, 73—75]. Ниже рассматриваются результаты геохимических съемок на примере двух районов — Камбалды в условиях развития остаточных почв и Маунт Кейт, где развиты латериты [18].

В Камбалде мощность слоя остаточных почв меняется от 15 до 60 см, причем верхняя часть разреза представлена горизонтом суглинков, переходящих ниже в известковистый горизонт с обломками коренных пород. Содержания никеля и меди по всему почвенному профилю примерно одинаковые. Почвенными аномалиями содержания этих элементов сопровождаются все неглубоко залегающие месторождения. Руды устанавливаются даже при редкой сетке геохимического опробования 15×450 м (рис. 16). Точное местоположение скрытых рудных тел становится известным при опробовании по сетке 30×15 м. Аномалии меди выражены более резко, чем никеля (рис. 17). Рассеяние никеля и меди над рудным телом довольно ограничено. Наиболее высокие содержания никеля встречаются в более грубых фракциях, особенно в обломках хризопраза и в ассоциации

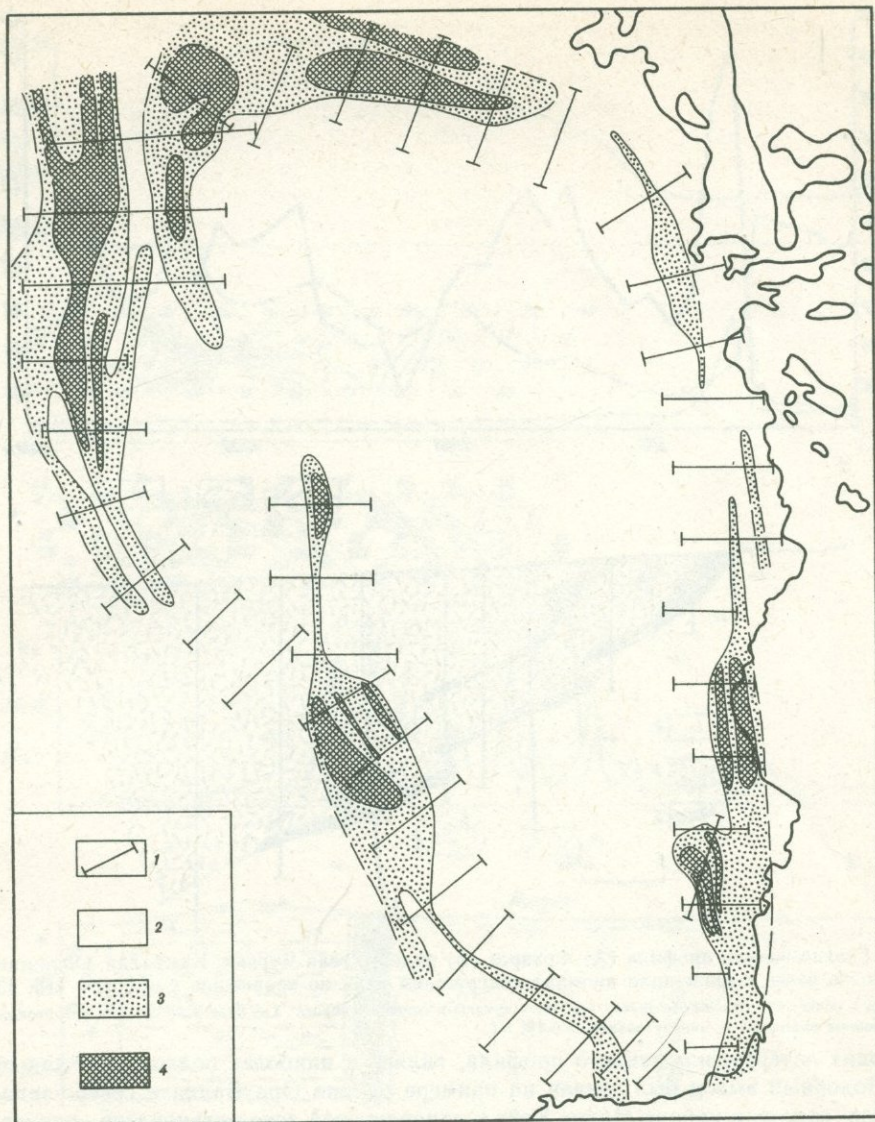


Рис. 16. Содержание никеля в почве по данным геохимических поисков, Камбалда [43] (сравните положение аномалий с положением рудных тел на рис. 5)

1 — поисковые профили; содержание никеля (в г/т) во фракции 80 меш: 2 — < 200 , 3 — 200—600, 4 — > 600

с вторичными окислами железа во фракции 80 меш. В районе Пайонир, к югу от Редкрона, аномальные значения никеля и меди сопровождаются появлением окислов железа и марганца. В более грубых фракциях в связи с разбавлением обломками кварца и полевого шпата содержания никеля уменьшаются, аномалии становятся нерезкими.

Интерпретация геохимических исследований почв в районе Маунт Кейт в противоположность Камбалде весьма затруднительна [18]. Благодаря тому что латеритизация сопровождалась значительным переносом материала, почвенным аномалиям не обязательно соответствуют рудные тела на глубине. Единственный надежный метод отбора проб для геохимического анализа — бурение, что, естественно, удорожает стоимость поисков. В районе Маунт Кейт геохимические исследования проводились [18] в пределах зоны интенсивного выветривания и окисления непосредственно над перспективным телом ультраосновного состава. При этом из опыта работ было известно, что аномалии со значениями 4000 г/т никеля и 300 г/т меди и выше заведомо отвечают рудным телам. Разбуривание небольших аномалий такого рода привело к открытию вкрапленных руд. Но подобные аномалии могут наблюдаться благодаря латеритному выветриванию и над безрудными ультрабазитами. Как и в других регионах, в блоке Йилгарн совпадение аномалий по никелю и по меди — надежный индикатор минерализации. Б. Смит [74] считает, что сапролитовая зона, обычно венчающая разрез окисленных коренных пород

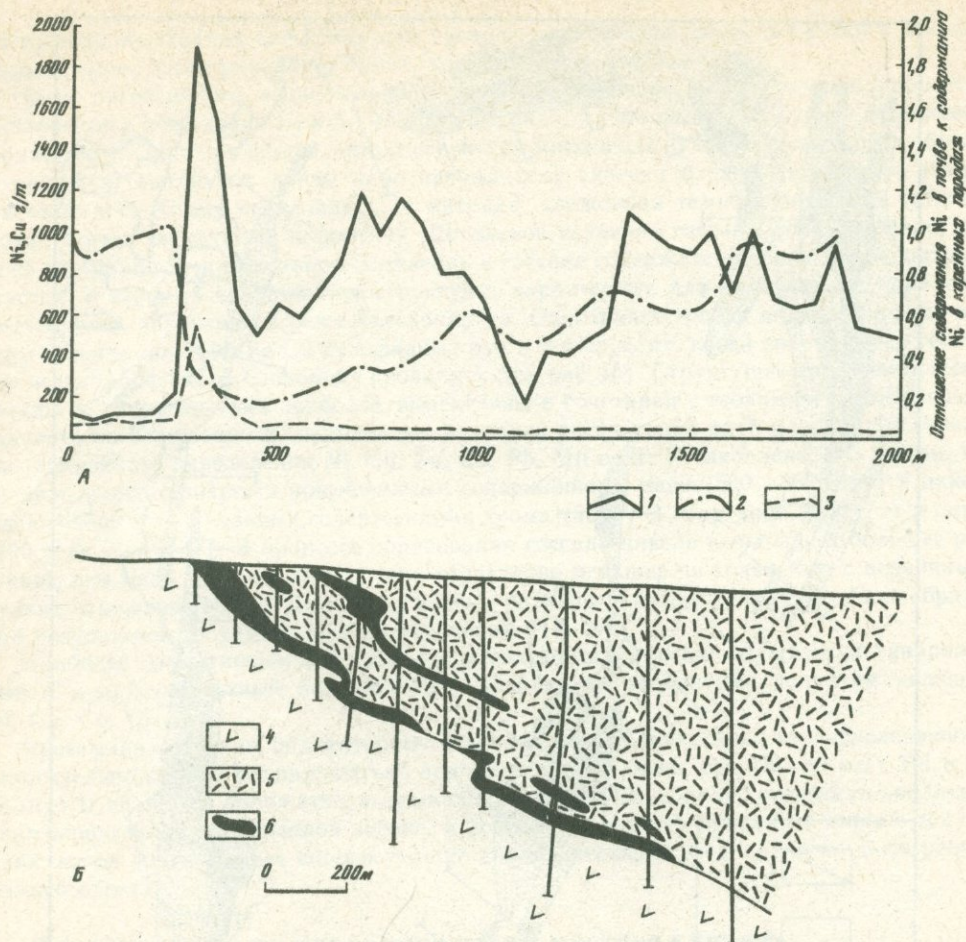


Рис. 17. Геохимические профили (А) и разрез (Б) рудного тела Дуркин, Камбалда. Обращает внимание более резко выраженная аномалия содержания меди по сравнению с никелем [15, 43]

1 — никель в почве; 2 — отношение никеля в почве к никелю в коренной породе; 3 — медь в почве; 4 — метабазальты; 5 — ультраосновные породы; 6 — минерализация > 0,4% Ni

в условиях латеритизированного профиля, является наиболее подходящей для отбора проб. Подобный вывод был сделан на примере района Ора Банда к северо-западу от Калгурли, однако в районе Маунт Кейт в сапролитовой зоне установлено значительное окремнение, что приводит к уменьшению содержания металлов.

Таким образом, медно-никелевые сульфидные месторождения выражены геохимически в почвенном профиле по-разному, что не дает возможности разработать единые приемы интерпретации аномалий и методики отбора проб. В случае остаточных почв совпадение аномалий по никелю и по меди однозначно указывает на минерализацию. В районах латеритного выветривания необходимо проведение предварительных исследований в целях выяснения природы почвенных профилей в различных геолого-геоморфологических условиях и поведения никеля и меди в пределах этих профилей. Что касается биохимических исследований, то они, скорее всего, могут оказаться эффективными лишь в условиях развития остаточных почв.

СВОЙСТВА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД, ВЫРАЖАЮЩИЕСЯ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

В начальный период исследований в Западной Австралии для выявления перспективных площадей весьма успешно применялись воздушные и наземные магнитометрические съемки в сочетании с геологическим картированием. В дальнейшем геофизические поиски ставились в пределах этих перспективных площадей в целях локализации рудных тел.

В блоке Йилгарн на аэромагнитных картах зеленокаменные толщи довольно четко отделяются от гранитоидных массивов, что особенно важно для районов интенсивного выветривания и латеритизации. Внутренняя структура зеленокаменных поясов также выполняется на аэромагнитных картах, особенно при наличии горизонтов железистых

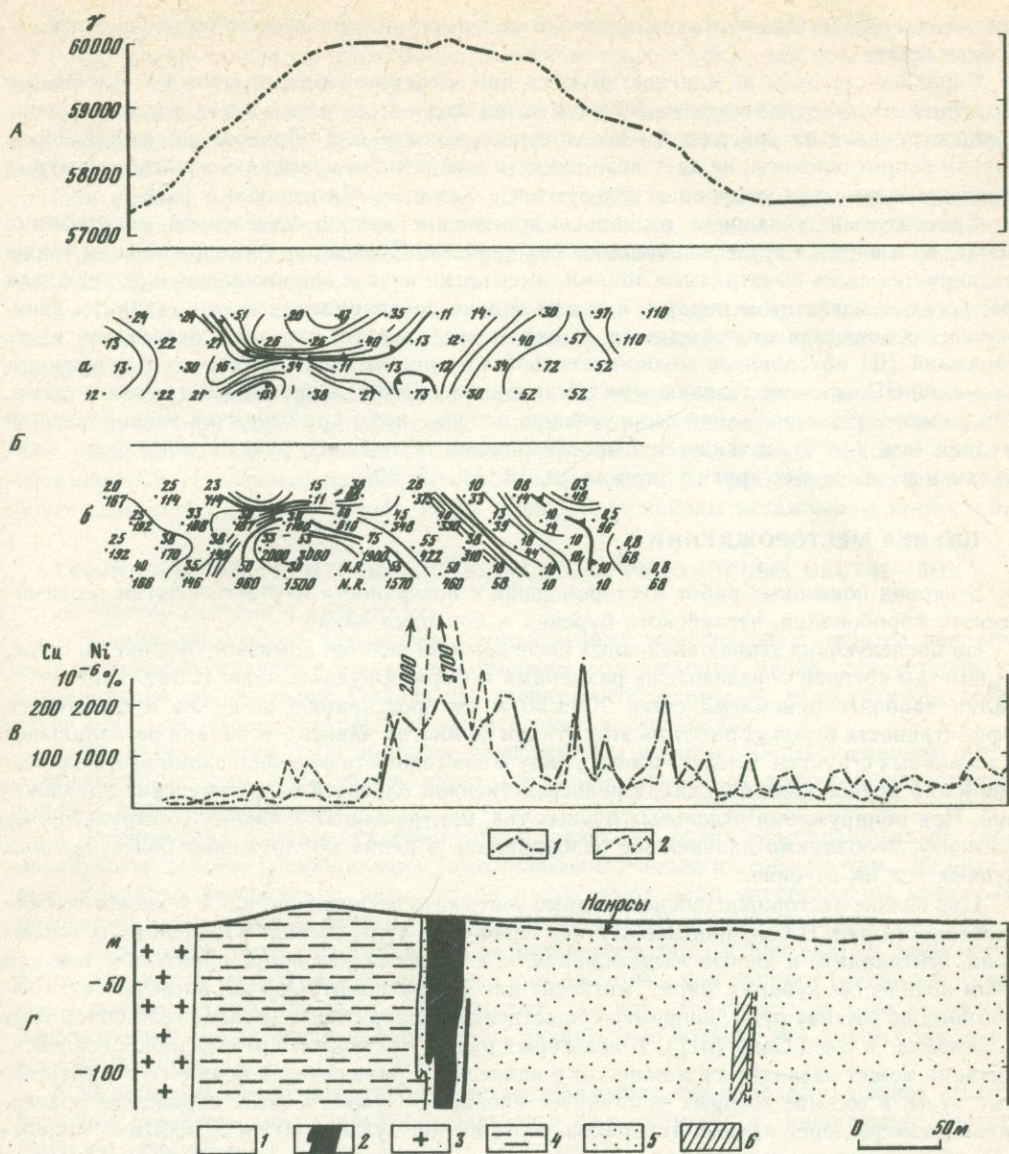


Рис. 18. Разрез, геохимические профили и геофизические данные по месторождению Виндарра [67]
 А — профиль суммарной магнитной интенсивности; Б — результаты съемки наведенной поляризации: а — кажущееся сопротивление (в ом/фут), б — кажущаяся частота (в миллиэрстедах); В — геохимические профили: 1 — никель, г/т; 2 — медь, г/т; Г — геологический разрез: 1 — наносы, 2 — руды никеля, 3 — граниты, 4 — железистые кварциты, 5 — ультраосновные породы, 6 — диориты

кварцитов. В общих чертах на аэромагнитных картах выделяются мощные толщи ультраосновных лав, а также линейные зоны, в которых развиты дунитовые массивы. Наземными магнитометрическими работами четко отбиваются контакты ультраосновных массивов. При интерпретации данных этих съемок следует иметь в виду, что магнитная восприимчивость ультраосновных пород в значительной мере зависит от содержаний и размеров зерен магнетита. Магнитные съемки особенно эффективны там, где руды пространственно связаны с железистыми кварцитами, как, например, в Виндарре и Форрестании (см. рис. 1).

Для определения местоположения самих рудных тел магнитные съемки менее эффективны, особенно когда вмещающие метаосадки богаты пирротинном или в случае глубокого окисления руд; маскирующее влияние оказывают также железистые кварциты, иногда вмещающие руды (рис. 18).

В любом сульфидном теле, пересекающем уровень грунтовых вод, окисление пирротина и пентландита обуславливает поток электронов снизу вверх. Благодаря этому такое тело может быть выявлено по отрицательной аномалии на графиках самопроизвольного

потенциала (СП). Однако такие аномалии могут соответствовать любому телу сульфидного состава.

Вкрапленные руды не диагностируются при электромагнитных поисках. Массивные и матричные разности теоретически должны фиксироваться этими методами, но широкое распространение на поверхности засоленных выветрелых образований, обладающих низким сопротивлением, не дает возможности эффективно применять электромагнитные поиски, которые так успешно используются в Канаде и Скандинавии [62].

Сравнительно успешным оказалось применение метода наведенной поляризации (НП), но и в этом случае не обошлось без проблем. Сульфидная минерализация также маскируется здесь выветрелыми зонами, имеющими низкое сопротивление. На графиках НП богатые магнетитом породы, а также сильно рассланцованные серпентиниты зачастую не отличаются от рудных тел. В целом оказывается, что лишь небольшая часть аномалий НП обусловлена медно-никелевой минерализацией. Многие из разбуренных аномалий НП оказались связанными с безрудными сульфидизированными метаосадками. Тем не менее такие аномалии были успешно использованы при открытии месторождения Непиан (см. рис. 4), а также при прослеживании по падению рудных тел района Камбалды и в некоторых других случаях [8, 13, 14, 68, 80].

ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В период поисковых работ месторождения с поверхности изучаются путем геохимического опробования, неглубокого бурения и проходки канав.

На последующих этапах оценочных исследований ведется алмазное бурение по сетке, параметры которой определяются размерами и формой рудного тела. В Западной Австралии наиболее приемлема сетка 100 ± 50 м по простиранию, падению и склонению. Эффективность буровых работ на этой стадии во многом зависит от знания региональных и локальных структур. Следует иметь в виду и возможность ремобилизации руд и залегания их во вмещающих породах, в непосредственной близости от материнских образований. При обнаружении отдельных рудных тел, приуроченных к какому-то структурному элементу, необходимо дальнейшее разбуривание в целях обнаружения более крупных рудных тел на глубине.

При оценке месторождений необходимо учитывать петрологические и технологические особенности руд. В большинстве случаев первичные руды состоят в основном из пирротина, пентландита и иногда халькопирита, к которым может примешиваться в том или ином количестве кубанит, пирит, магнетит или феррохромит. Однако встречаются и необычные по составу руды, например существенно миллеритовые (рудное тело Оттер Шут в Камбалде и Блек Сван [31]). В некоторых рудах в результате регрессивной серпентинизации может развиваться макинаут и валлерит; в ряде случаев появляются супергенные руды, в составе которых доминирует виоларит. Существенным вариациям подвержены размеры зерен рудных минералов, соотношение сульфидных и силикатных минералов друг с другом, так же как и состав силикатных минералов. Поэтому необходимо проведение технологического опробования с отбором многотоннажных проб, для чего в процессе разведочных работ проходятся специальные шахты. Методы оценки месторождений и возникающие в связи с этим проблемы детально рассмотрел Дж. Робинсон [67].

ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ

Рассматриваемые ниже признаки и критерии относятся преимущественно к месторождениям, связанным с вулканитами и дунитами, которые имеют наиболее важное практическое значение. Эти признаки и критерии разработаны на основе опыта работ в Западной Австралии, но они применимы и для других регионов. Что же касается геохимических и геофизических методов поисков, то они, вероятно, также могут использоваться в аридных и полуаридных регионах других континентов.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Для основных типов месторождений перспективны зеленокаменные архейские пояса с возрастом менее 3 млрд. лет.

Для месторождений в лавах наиболее перспективны линейные зеленокаменные пояса, развивавшиеся в условиях рифтинга и сложенные сульфидизированными, существенно кремнистыми метаосадками (исключая железистые кварциты).

Крупные тектонические зоны, особенно те, которые образуют границы провинций или располагаются вблизи этих границ, наиболее перспективны для поисков месторождений, ассоциирующихся с дунитами.

Линейные тектонические зоны (мобильные пояса) протерозойского возраста, сопровождающиеся цепочками гипербазитовых тел, также могут обладать определенными перспективами (например, пояс Томпсон в Канаде).

При выборе площадей внутри провинции следует учитывать следующие факторы.

1. Для развития минерализации, связанной с лавами, наиболее благоприятны мощные (обычно более 250 м) пачки коматиитовых ультраосновных лав, особенно по периферии гранитоидных куполов.

2. Линейные зоны протяженностью свыше 20 км, в пределах которых локализуются тела дунитов, следует считать благоприятными для поисков месторождений, ассоциирующихся с дунитами.

3. Участки, охарактеризованные в пунктах 1 и 2, могут быть выявлены сочетанием региональноразведочных геологических и региональных геофизических (аэромагнитных) работ.

4. Для локализации богатых руд предпочтительны породы более высоких степеней метаморфизма (зеленосланцевая и амфиболитовая фации). Рассеянная минерализация более характерна для тех случаев, когда вмещающие породы метаморфизованы слабее.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ ОБСТАНОВОК

А. Месторождения в вулканитах

1. Толщи обедненных алюминием перидотитовых коматиитов, отличительным признаком которых являются хромиты с высоким содержанием цинка, следует считать потенциально рудоносными. Однако эти условия необходимы, но недостаточны, вследствие чего требуются некоторые дополнительные исследования.

2. В пределах этих толщ наиболее перспективны мощные (≥ 40 м) лавовые потоки в основании разреза либо вблизи этого основания, сложенные высокомагнезиальными ($\approx 40\%$ MgO) коматиитами.

3. Рудные тела наиболее склонны локализоваться в узких трогоподобных прогибах поверхности (кровли), вмещающих (подстилающих) пород и особенно там, где базальные горизонты вмещающих метаосадков отсутствуют либо представлены неполными разрезами и где лавовые потоки обнаруживают сложную стратификацию.

4. Первоочередными участками для разведочных работ следует считать зоны погружения вытянутых гранитоидных куполов и прилежащие к ним участки (например, северное и южное погружения купола Камбалды), так как вероятность выхода погружающихся рудных тел на дневную поверхность значительно больше, чем рудных тел, лежащих на флангах.

5. В регионах, сложенных глубоко метаморфизованными породами, в зонах высоких давлений сульфиды могут ремобилизоваться и переместиться во вмещающие (подстилающие) породы.

Б. Месторождения в дунитах

1. Первоочередными объектами поисково-разведочных работ должны служить раздувы дунитовых тел (линз) с очень высоким содержанием магния ($\approx 50\%$ MgO).

2. В противоположность месторождениям в вулканитах, где руды всегда находятся в низах разрезов, в дунитовых телах руды могут локализоваться по одному из боков тел, по обоим бокам (обычно в условиях глубоко метаморфизованных вмещающих пород) или находиться в центральной части этих тел (в случае относительно слабо метаморфизованных вмещающих пород).

3. В зонально измененных дунитовых телах минерализация наиболее обильна в серпентинитовой зоне.

4. Руды могут ремобилизоваться во вмещающие породы, особенно в зонах высоких фаций метаморфизма.

ПОИСКИ И ОЦЕНКА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

1. Наиболее эффективный способ обнаружения месторождений в еще не изученных регионах заключается в поисках и изучении госсана. При этом целесообразно сочетать минералогические и геохимические исследования. Если эти исследования не дают однозначного ответа на вопрос о природе госсана, то следует изучить поведение платиноидов.

2. Любим геохимическим и геофизическим исследованиям должны предшествовать рекогносцировочные геологические работы в целях выяснения истории формирования кор выветривания и определения профиля выветривания. Наиболее трудно интерпретировать госсан в условиях наложенной латеритизации.

3. В районах, где сохранились остаточные почвы, близповерхностная минерализация довольно точно фиксируется по совпадению почвенных аномалий меди и никеля.

4. В районах, где проявились глубокое химическое выветривание и латеритизация, для определения геохимическими методами местонахождения рудного тела необходимо отбор образцов с помощью роторного бурения.

5. Весьма эффективным может оказаться магнитометрическое профилирование, с помощью которого фиксируются перспективные приконтактные зоны ультраосновных тел. В некоторых случаях сама сульфидная минерализация может обуславливать появление магнитных аномалий. Полезным дополнением к геологической и геохимической съемкам является магнитная съемка по методу индуцированной поляризации. Низкоомная зона выветривания в большинстве случаев исключает возможность эффективного применения обычных магнитометрических методов, но использование новейшей магнитометрической аппаратуры и методики может оказаться весьма перспективным при будущих исследованиях.

6. Комплексирование геологических, геофизических и геохимических методов обеспечивает наиболее эффективный и точный выбор площадей для разведочных работ [2, 44].

ПОИСКИ И ОЦЕНКА СЛЕПЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

1. Для поисков слепых рудных тел, сложенных сульфидными минералами, многие геофизические методы оказываются неэффективными. Поэтому при их поисках центр тяжести переносится на обычные геологические методы.

2. Наиболее рациональным следует считать выявление контактов ультраосновных пород и их систематическое разбуривание. Подобная методика использовалась лишь для поисков новых рудных тел в тех районах, где минерализация уже была обнаружена ранее. Наиболее успешно она была применена в районе Камбалды, где разбуривание мощного покрова кайнозойских образований в районе Лейк Лейрой (см. рис. 5) привело к открытию нескольких рудных тел.

ABSTRACT

SULPHIDE NICKEL-COPPER DEPOSITS OF WESTERN AUSTRALIA: GEOLOGY' EXPLORATION AND EVALUATION

D. I. GROVES

The deposits in Australia and elsewhere appear confined to the younger Archean (< 3 by) greenstone belts. The most important depositst are metamorphosed magmatic deposits associated with komatiitic ultramafic rocks. Two main types can be distinguished, namely volcanic-associated deposits and dutite-associated deposits. Most Western Australian ores have been discovered by correct identification of the weathered products of mineralization (gossans).

The geophysical response of the weathered ores is poor or non-specific. Selection of exploration targets must generally be guided by geological concepts.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бинс Р. А., Гровс Д. И., Гантрон Р. Д. Сульфиды никеля в архейских ультрамафических породах Западной Австралии. — В кн.: Корреляция докембрия, т. 2. М.: Наука, 1977, с. 349—380.
2. Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР, т. 2.: Месторождения никеля. М.: Наука, 1974, с. 3—81.
3. Andrews P. B. Spragoville nickel deposits. — In: Economic geology of Australia and Papua—New Guinea. 1. Metals. Australas/Ed. C. L. Knightt. Melbourne: Inst. Min. Metall, 1975, p. 89—91.
4. Archibald N. J., Bettenay L. F. Indirect evidence for tectonic reactivation of a pre-greenstone sialic basement in Western Australia. — Earth and Planet Sci. Lett., 1977, vol. 33, p. 370—378.
5. Archibald N. J., Bettenay L. F., Binns R. A. et al. The evolution of Archaean greenstone terrains, Eastern Goldfields Province, Western Australia. — Precamb. Res., 1978, vol. 6, p. 103—131.
6. Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 64, p. 205—221.
7. Arriens P. A. The Archaean geochronology of Australia. — In: Symp. on Archaean Rocks/Ed. J. E. Glover. Soc. Austral: Spec. Publ., 1971, vol. 3, p. 11—24.

8. *Baird J. G.* Coupling, masking and detection for induced polarization surveys in areas where low resistivity surface layers occur. — *Bull. Austral. Soc. Exp. Geophys.*, 1972, p. 1—16.
9. *Barret F. M., Binns R. A., Groves D. I.* et al. Structural history and metamorphic modification of Archaean volcanic-type nickel deposits, Yilgarn Block, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1977, 72, p. 1195—1223.
10. *Bavinton O. A., Keays R. R.* Precious metal values from interflow sedimentary rocks from the komatiite sequence at Kambalda, Western Australia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1151—1163.
11. *Binns R. A., Gunthorpe R. J., Groves D. I.* Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the Eastern Yilgarn Block, Western Australia. — In: *The early history of the Earth*/Ed. B. F. Windley. Wiley, London, 1976, p. 303—313.
12. *Blain C. F., Andrew R. L.* Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. — *Minerals Sci. Eng.*, 1977, 9, p. 119—150.
13. *Blain C. F., Brotherton R. L.* Self-potentials in relation to oxidation of nickel sulphide bodies within semi-arid climatic terrains. — *Trans. Inst. Min. Metall.*, 1975, vol. 84B, p. 123—127.
14. *Brabham B., Haren R., Lappi D.* et al. Lecture notes from the US-Australia electromagnetic workshop. — *Bull. Austral. Soc. Exp. Geophys.*, 1978, 9 (1), p. 2—33.
15. *Bull A. J., Mazzucchelli R. H.* Application of discriminant analysis to the geochemical evaluation of gossans. — In: *Geochemical Exploration*/Ed. I. L. Elliott, W. K. Fletcher. Amsterdam: Elsevier, 1974, p. 219—226.
16. *Burrill G. H. R., Howland-Rose A. W.* Mineral exploration in Western Australia. — *Canad. Min. J.*, 1970, Apr., p. 106—110.
17. *Burt D. R. L., Sheppy N. R.* Mount Keith nickel sulphide deposit. — In: *Economic geology of Australia and Papua-New Guinea: 1. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, 1975, p. 159—168.
18. *Butt C. R. M., Sheppy N. R.* Geochemical exploration problems in Western Australia exemplified by the Mt. Keith area. — In: *Geochemical exploration*/Ed. I. L. Elliott, W. K. Fletcher. Amsterdam: Elsevier, 1974, p. 319—415.
19. *Clema J. M., Stevens-Hoare N. P.* A method of distinguishing nickel gossans from other ironstones of the Yilgarn Shield Western Australia. — *J. Geochem. Explor.*, 1973, 2, p. 393—402.
20. *Cochrane R. H. A.* A guide to the geochemistry of nickeliferous gossans and related rocks from the Eastern Goldfields. *Annu. Rept. Geol. Surv. West. Austral.*, 1973, p. 69—76.
21. *Dalgarno C. R.* Geochemistry of the Redross nickel prospect, Widgiemooltha area, Western Australia, 1973, p. 69—76.
21. *Dalgarno C. R.* Geochemistry of the Redross nickel prospect, Widgiemooltha area, Western Australia: *Jn: Spec. Group Meeting, Geol. Soc. Austral., Canberra, 1972, Abstrs.*, p. B12—14.
22. *Dalgarno C. R.* Nickel deposits of the Widgiemooltha dome-Redross, Wannaway, Sidgiemooltha, Dordie. — In: *Economic Geology of Australia and Papua-New Guinea: 1. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Inst. Min. Metall., Melbourne, 1975, p. 82—86.
23. *Donnelly T. H., Lambert I. B., Oehler D. Z.* et al. A reconnaissance study of stable isotope ratios in Archaean rocks from the Yilgarn Block, Western Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1978, 24, p. 409—420.
24. *Eckstrand O. R.* The dumont serpentinite: A model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration. reactions in ultramafic rocks. — *Econ. Geol.*, 1975, 70, p. 183—201.
25. *Ewers W. E., Hudson D. R.* An interpretative study of a nickel-iron sulfide ore intersection, Lunnon Shoot, Kambalda, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1972, 67, p. 1075—1092.
26. *Gemuts I., Theron A.* The Archaean between Coolgardie and Norseman — stratigraphy and mineralisation. — In: *Economic geology of Australia and Papua-New Guinea: 1. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 66—74.
27. *Groves D. I., Barrett F. M., Binns R. A., McQueen R. G.* Spinel phases associated with metamorphosed volcanic-type iron-nickel sulfide ores from Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1977, 72, p. 1224—1244.
28. *Groves D. I., Barrett F. M., McQueen R. G.* Geochemistry and origin of Cherty metasediments within ultramafic flow sequences and their relationship to nickel mineralization. — In: *Archaean Cherty Metasediments: Their sedimentology, micropalaeontology, biogeochemistry and significance to mineralization*/Ed. J. E. Glover, D. I. Groves. Nedlands, Publ. Geol. Dept and Extension Service, Univ. West. Austral. 1978, 2, p. 57—69.
29. *Groves D. I., Barrett F. M., McQueen R. G.* The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic-associated nickel ores of Western Australia. — *Canad. Mineralogist.*, 1979, 17, p. 71—83.
30. *Groves D. I., Hudson D. R.* The nature and origin of Archaean stratabound volcanic-associated nickel-iron-copper sulphide deposits. — In: *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*/Ed. K. H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1979.
31. *Groves D. I., Hudson D. R., Hack T. B. C.* Modification of iron-nickel sulphides during serpentinization and talc-carbonate alteration at Black Swan, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1974, 69, p. 1265—1281.
32. *Groves D. I., Keays R. R.* Mobilization of ore elements during progressive alteration of intrusive dunites containing disseminated magmatic sulphides at Mt Keith — Betheno, Western Australia. — *Canad. Mineralogist*, 1979, 17 [2].
33. *Hall J. S., Both R. A., Smith F. A.* A comparative study of rock, soil and plant chemistry in relation to nickel mineralization in the Pioneer area, Western Australia. — *Proc. Australas. Inst. Min. Metall.*, 1973, 247, p. 11—22.
34. *Hallberg J. A., Williams D. A. C.* Archaean mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Goldfields Region, Western Australia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, 15, p. 191—200.
35. *INAL Staff.* BHP/INAL nickel sulphide occurrences of the Widgiemooltha area. — In: *Economic geology of Australia and Papua-New Guinea: 1. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 86—89.

36. *Jahn B. M., Shih C. Y.* On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, 38, p. 611—627.
37. *Joyce A. S., Clema J. M.* An application of statistics to the chemical recognition of nickel gossans in the Yilgarn Block, Western Australia. — *Proc. Australas. Inst. Min. Metall.*, 1974, 252, p. 21—24.
38. *Keyas R. R., Davison R. M.* Pabladium, iridium and gold in the ores and host rocks of nickel sulphide deposits in Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, p. 1214—1228.
39. *Keele R. A., Nickel E. H.* The geology of a primary millerite-bearing sulphide assemblage and supergene alteration at the Otter Shoot, Kambalda, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1974, 69 (7), p. 1102—1117.
40. *Lambert I. B., Groves D. I.* Early Earth history and metallogeny.— In: *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*/Ed. K. H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1979.
41. *Lowe D. R., Knauth L. P.* Sedimentology of the Onverwacht Group (3, 4 billion years), Transvaal, South Africa, and its bearing on the characteristics and evolution of the early Earth. — *J. Geol.*, 1977, 85, p. 699—723.
42. *Martin J. E., Allchurch P. D.* Perseverance nickel deposit, Agnew. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: I. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 149—155.
43. *Mazzucchelli R. H.* Secondary geochemical dispersion patterns associated with the nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia. — *J. Geochem. Exp.*, 1972, 1, p. 103—116.
44. *McCulloch M. T., Wasserburg G. J.* Penultimate provenances of crustal rock. — *Science*, 1978, vol. 200, p. 1003—1011.
45. *Miller L. J., Smith M. E.* Sherlock Bay nickel-copper. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: I. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 168—174.
46. *Moeskops P. G.* Yilgarn nickel gossan geochemistry — a review including new data and considerations. — In: 25th Intern. Geol. Congr. Sydney, 1976, Abstrs, vol. 2, p. 449—450.
47. *Moeskops P. G., Quick D. H.* Field and laboratory studies of the induced electrical polarization of serpentinized ultramafic rocks from the Western Australian Archaean nickel belt. — *Trans. Inst. Min. Metall.*, 1971, vol. 80B, p. 85—94.
48. *Moorbath S., Allaart J. H., Bridgewater D., McCGregor V. R.* Rb-Sr ages of early Archaean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Isua. — *Nature*, 1977, vol. 270, p. 43—45.
49. *Muir J. E., Comba C. D. A.* The Dundonald deposit: an example of volcanogenic nickel-sulphide mineralization. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17(2).
50. *Naldrett A. J.* Nickel sulfide deposits — their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. — *Trans. Canad. Inst. Min. Metall.*, 1973, 76, p. 183—201.
51. *Naldrett A. J., Cabri L. J.* Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulphides and platinum-group elements. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, p. 1131—1158.
52. *Naldrett A. J., Hoffman E. L., Green A. H.* et al. The composition of Ni-sulphide ores with particular reference to their content of PGE and Au. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2), p. 131—147.
53. *Naldrett A. J., Turner A. R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulphide mineralization at Yakabindie, Western Australia. — *Precamb. Res.*, 1977, 5, p. 43—103.
54. *Nesbitt R. W., Sun S.-S., Purvis A. C.* Komatiites: geochemistry and genesis. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2).
55. *Nickel E. H., Allchurch P. D., Mason M. G., Wilmshurst J. R.* Supergene alteration at the Perseverance nickel deposit, Agnew, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1977, 72, p. 184—203.
56. *Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M. R.* The supergene alteration of pentlandite—pyrrhotite ore at Kambalda, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1974, 69, p. 93—107.
57. *Oversby V. M.* Lead isotopic systematics and ages of Archaean acid intrusives in the Kalgoorlie—Norseman area, Western Australia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, 39, p. 1107—1125.
58. *Peredery W. V.* Relationship of the ultramafic amphibolites to the metavolcanites and serpentinites in the Thompson Belt, Manitoba. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2), p. 17—31.
59. *Peredery W. V., Coats C. J. A.* Guide Book for nickel Sulphide Field Conference, 1978: Thompson Belt geology. — *Mineral. Assoc. Canada*, 1978.
60. *Pidgeon R. T.* 3450 m. y.-old volcanics in the Archaean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 37, p. 421—428.
61. *Pidgeon R. T.* Geochronological investigation of granite batholiths to the Archaean granite-greenstone terrain of the Pilbara Block, Western Australia. — In: *Proc. 1978 Archaean Geochem. Conf.*, 1978, Canada, p. 360—362.
62. *Preston B.* Review-difficulties for the electromagnetic method in Australia. — *Geoexploration*, 1975, 13, p. 29—43.
63. *Purvis A. C., Nesbitt R. W., Hallberg J. A.* The geology of part of the Carr Boyd Rocks Complex and its associated nickel mineralization, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 67(8), p. 1093—1113.
64. *Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R.* Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, 84, p. 955—978.
65. *Roberts D. E., Travis G. A.* Textural evaluation of nickel sulphide gossans. — *Australas. Inst. Min. Metall.*, West. Austral. Conf., Perth, 1973, Abstr., p. 97.
66. *Roberts J. B.* Windarra nickel deposits. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: I. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 129—143.
67. *Robinson W. B., Stock F. C., Wright R. C.* The discovery and evaluation of the Windarra nickel deposits, Western Australia. — *Australas. Inst. Min. Metall.*, West. Austral. Conf. Perth, 1973, p. 69—90.
68. *Ross J. R., Hopkins G. M.* Kambalda nickel sulphide deposits. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: I. Metals. Australas*/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 100—121.

69. Ross J. R., Keays R. R. Precious metals in volcanic type nickel sulphide deposits in Western Australia. Pt 1.: Relationship with the composition of the ores and their host rocks. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2).
70. Sangster D. F., Brook W. A. Primitive lead in an Australian Zn-Pb-Ba deposit. — *Nature*, 1977, vol. 270, p. 423.
71. Schultz K. Carr Boyd Rocks nickel-copper deposits. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: 1. Metals, Australas/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 125—129.*
72. Seccombe P. K., Groves D. I., Binns R. A., Smith J. W. A sulphur isotope study to test a genetic model for Fe-Ni sulphide mineralization at Mt Windarra, Western Australia. — In: *Stable isotopes in the Earth science/Ed. B. W. Robinson. DSIR Bull., 1977, 220, p. 187—200.*
73. Smith R. H. Some aspects of the use of geochemistry in the search for base-metal sulphides in lateritic terrain in Western Australia. — In: *25th Intern. Geol. Congr., 1976, Abstrs, 2, p. 458—459.*
74. Smith B. H. Some aspects of the use of geochemistry in the search for nickel sulphides in lateritic terrain in Western Australia. — *J. Geochem. Exp.*, 1977, 8, p. 259—282.
75. Smith R. E., Moeskops P. G., Nickel E. H. Multi-element geochemistry at the Golden Grove Cu = Zn = Pb = As deposit. — In: *Pathfinder and multielement geochemistry in mineral exploration/Ed. J. E. Glover et al.—Publ. Geol. Dept and Extension Serv. Univ. West. Austral., 1979, 4.*
76. Thornber M. R. Supergene alteration of sulphides: 1. A chemical model based on massive nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia. — *Chem. Geol.*, 1975a, 15, p. 1—14.
77. Thornber M. R. Supergene alteration of sulphides: 2. A chemical study of the Kambalda nickel deposits. — *Chem. Geol.*, 1975b, 15 (2), p. 117—144.
78. Travis G. A. Nickel-copper sulphide mineralization in the Jemberlana intrusion. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: 1. Metals. Australas/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 75—78.*
79. Travis G. A., Keays G. R., Davison R. M. Palladium and iridium in the evaluation of nickel gossans in Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, p. 1229—1243.
80. Turner A. R., Ranford L. C. Six Mile nickel prospect. — In: *Economic geology of Australia and Papua—New Guinea: 1. Metals. Australas/Ed. C. L. Knight. Melbourne: Inst. Min. Metall., 1975, p. 156—159.*
81. Usselman T. M., Hodge D. S., Naldrett A. J., Campbell I. H. Physical constraints on the localization of nickel sulphide ore in ultramafic lavas. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2).
82. Watmuff I. G. Supergene alteration of the Mount Windarra nickel sulphide ore deposit, Western Australia. — *Mineral. Deposits*, 1974, 9, p. 199—211.
83. Williams D. A. C. The association of some nickel sulphide deposits with komatiitic volcanism in Rhodesia. — *Canad. Mineral.*, 1979, 17 (2).
84. Williams I. R. Structural subdivision of the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block. West. Austral. Geol. Surv. — *Annu. Rept.*, 1974, 1975, p. 53—59.
85. Wilmschurst J. R. The weathering products of nuckeliferous sulphides and their associated rocks in Western Australia. — In: *Geochemical exploration 1974/Ed. I. L. Elliott, W. K. Fletcher. Amsterdam: Elsevier, 1975, p. 417—436.*
86. Wilmschurst J. R. The recognition of gossans and related rocks. — In: *25th Intern. Geol. Congr., Sydney, 1976, Abstrs, 2, p. 464—465.*
87. Wilson J. F., Bickle M. J., Hawkesworth C. J. et al. Granite-greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton. — *Nature*, 1978, vol. 271, p. 23—27.
88. Windley B. F. *The Evolving Continents*. L.: John Wiley and Sons., 1977. 385 p.
89. Woodall R., Travis G. A. The Kambalda nickel deposits, Western Australia. — In: *Proc. 9th Commonwealth Min. Metall. Congr., London, 1969, 2, p. 517—533.*

УДК 551.71/72 : 553.063

Ю. М. СОКОЛОВ

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ПЕГМАТИТЫ ДОКЕМБРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Исследование минералогии и металлогении докембрия в настоящее время становится одной из главных и актуальных проблем в изучении наук о Земле [7, 8]. Это определяется исключительной по разнообразию минералогенической специализацией докембрийских комплексов, являющихся основным источником добычи большого количества металлов и неметаллов. Так, по данным А. В. Сидоренко [7], в докембрийских формациях (без учета территорий, приходящихся на страны социализма) сосредоточено 70% мировых достоверных запасов железных руд, около 70% хромитов, 60% меди и марганца, 70% сульфидного никеля, более 90% золота и кобальта, почти 50% урана. Кроме того, для докембрийских формаций характерны также уникальные месторождения слюд: мусковита и флогопита (практически все мировые запасы), графита, горного хрусталя и драгоценных камней, а также неисчислимые по объемам запасы керамического сырья. Значительная роль докембрия в мировом балансе полезных ископаемых обуславливается несколькими причинами: а) длительностью этого периода, во много раз превышающей

длительность металлогенического мегацикла фанерозоя; б) многократным изменением тектонических режимов литосферы и особенностью геотектонических процессов формирования литосферных плит континентальной и океанической коры; в) появлением и изменением состава гидросферы и атмосферы, что способствовало переносу и отложению рудоносных литофаций различных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций в глобальном масштабе при огромном масштабе деятельности цианофитных и ферробактерий; г) возникновением геохимических барьеров, как, например, образование биогенного кислорода гидросферы, приостановившего беспрепятственную миграцию железа и вызвавшего его химическое осаждение; д) спецификой магматизма и вулканизма; е) глубинным петрогенезисом, приводящим к возникновению определенных по *PT*-параметрам метаморфических поясов с характерными проявлениями магматизма; ж) интенсивным проявлением глубинного метасоматоза. Особенно большое значение приобретает необратимый характер специфического эндогенного режима метаморфических поясов докембрия, так как сформированные при этом метаморфогенно-метасоматические рудные и/или нерудные формации, охватывающие весь температурный интервал регионального метаморфизма, и определяют металлогеническую специализацию метаморфических поясов [2]. Среди гетерогенного по способу образования семейства метаморфогенно-метасоматических формаций особое место занимают пегматитовые, которые, во-первых, являются единственным источником крупнокристаллического мусковита и ряда очень ценных в промышленном отношении редких и рассеянных элементов, например лития и цезия, и, во-вторых, служат великолепным примером строгой генетической корреляции эндогенных процессов с пегматитообразованием и региональным метаморфизмом в общей геологической истории метаморфических поясов [3, 9, 11, 14].

Пегматиты — гетерогенные породы, которые характеризуются специфическими крупнозернистыми структурами (графическая, блоковая, пятнисто-сегрегационная, мета- и диабластовая) и образуют самостоятельные геологические тела (гнезда, жилы, пластовые залежи, массивы).

Под формацией пегматитов метаморфогенного типа следует понимать единую генетическую и/или парагенетическую серию жил (месторождений), образовавшихся в сходной литолого-стратиграфической среде при однотипном структурно-тектоническом режиме в оптимальных для рудогенеза *PT*-условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, определяющих щелочнометальность глубинного метасоматоза и соответственно геохимическую специализацию пегматитов.

Семейство пегматитовых формаций гранитного ряда включает керамическую, редкоземельную (редкоземельно-керамическую), мусковитую, мусковит-редкометальную, редкометальную и хрусталеносную формации. Для них установлены и изучены закономерности пространственно-временных и генетических связей с этапами формирования метаморфических поясов определенного типа, выделяемых по территории СССР [4] и зарубежных стран. Анализ карт метаморфических поясов СССР и мира позволяет наметить главные закономерности их локализации.

ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ

Формации керамических пегматитов большого самостоятельного значения не имеют. Снижение промышленных концентраций или полное исчезновение мусковита в пегматитах мусковитовой или мусковит-редкометальной формации (пегматитовые провинции мира), а редкометальной минерализации в пегматитах одноименной формации при незначительном содержании темноцветных обуславливает возрастание промышленного значения полевых шпатов как источника керамического сырья. В генетическом аспекте пегматиты этой формации существенно кварц-полевошпатовые; они формируются в метаморфических комплексах высокотемпературного диапазона амфиболитовой и гранулитовой фаций, где проявление регрессивной стадии незначительно. В результате этого в них слабо развиты процессы перекристаллизации и метасоматоза, соответственно кислотного выщелачивания и гидролиза полевых шпатов (пегматитовые поля Северо-Байкальского пегматитового пояса, Беломорская, Восточно-Саянская и Аппалачская провинции).

Формация редкоземельно-керамических пегматитов, характеризующихся повышенными концентрациями минералов цериевой группы, типична для: а) гранулитов умеренных и низких давлений ($P = 10-11$ кбар; $T = 750^\circ \text{C}$) (Енисейский кряж, Антарктида, Индия), б) амфиболитовой фации (Прибайкалье), в) высокотемпературных диафоритов по гранулитам (Олекмо-Становая область).

Образование формации мусковитовых пегматитов строго определяется интервалом PT -условий амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фашиальной серии ($P = 6-9$ кбар, $T = 650-680^\circ\text{C}$). Пегматиты этой формации возникают при: а) зональном метаморфизме миогеосинклинальных флишеидных комплексов (ставролит-биотит-кианит-мусковитовая и гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфации, Северо-Байкальский пегматитовый пояс); б) зональном диафторезе в режиме тех же субфаций по породам, метаморфизованным в предшествующем цикле также в условиях дистен-силлиманитовой фашиальной серии, но при более высоких давлениях (Беломорская провинция); в) диафторезе гранулитов в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой серии (Саянская и Олекмо-Становая провинции); г) диафторезе метагаббро офиолитовых поясов в условиях амфиболитовой фации (Прибайкалье); д) образовании высокотемпературных альбит-микроклин-мусковитовых метасоматитов (Уральская провинция).

Формация редкометальных пегматитов с генетически связанными с ними гранитоидами по PT -условиям регионального метаморфизма возникает только в комплексах пород амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовых фашиальных серий ($P = 2-4$ кбар, $T = 520-670^\circ\text{C}$) (Балтийский щит, Украинский кристаллический массив, Восточно-Саянская провинция, пегматитовые поля Южной Африки). Образование этой формации происходит как при формировании монометаморфических комплексов, так и при диафторезе, протекавшем в термодинамических условиях амфиболитовой фации низких давлений.

Формация мусковито-редкометальных пегматитов генетически исключительно разнородна. Она образуется в условиях: а) зонального метаморфизма кианит-андалузит-силлиманитовой фашиальной серии ($T = 5,5$ кбар, $T = 620^\circ\text{C}$) (Монголия, Горный Алтай); б) диафтореза амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой серии пород, ранее метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой серии; в) обратного по сравнению с предыдущим случаем диафтореза (пегматитовые тела Балтийского щита); г) неоднократного проявления метаморфизма амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой серии с резким снижением PT -параметров на заключительных этапах последнего цикла (пегматитовые поля Балтийского щита).

Формация хрусталеносных (камерных) пегматитов относится к магматогенным образованиям, и их связь с процессами регионального метаморфизма еще не исследована. Более или менее постоянная приуроченность массивов гранитов, контролирующих провинции этих пегматитов, к породам низкотемпературных субфаций, а также изофашиальность PT -условий хрусталеобразования с зеленосланцевым метаморфизмом позволяют высказать предположение, что между этими процессами существует определенная парагенетическая связь. В еще меньшей степени влияние метаморфических процессов изучено для пегматитов основного ряда: габбро-пегматитов, горнблендит-пегматитов, пироксенит-пегматитов и дунит-пегматитов. Установлено также, что в докембрийских комплексах эти пегматиты приурочены в основном к глубоко-метаморфизованным нижним частям разреза офиолитовых поясов (Урал, Северное Прибайкалье, Северо-Байкальский офиолитовый пояс). Их образование связано с проявлением диафтореза амфиболитовой фации по метагаббро (мыс Тонкий, оз. Байкал). Не изучен и вопрос о влиянии процессов регионального метаморфизма при формировании пегматитов щелочного ряда (сиенит-пегматитов, миаскит-пегматитов).

ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

Эмпирические закономерности в распределении пегматитовых полей докембрия находят свое теоретическое объяснение при петрологическом анализе эволюции пегматитообразования в строгой корреляции с эндогенными процессами метаморфических поясов, что было показано на примере Северо-Байкальской мусковитоносной пегматитовой провинции. Эта провинция по сравнению с другими пегматитовыми районами мира является классической, так как здесь проявлен полный цикл пегматитообразования — от момента зарождения кварц-полевошпатового вещества до его преобразования в пегматит и образования в нем мусковита и других минералов.

Петрохимическая или геохимическая эволюция пегматитов впервые была установлена А. Е. Ферсманом [10], а позднее дополнена и уточнена А. И. Гинзбургом [1]. В истории пегматитового процесса редкометальных пегматитов им выделены следующие геохимические этапы: кальциево-натриевый, калиевый, литиевый, натриевый, поздний калиевый и поздний литиевый. Различная интенсивность проявления и смена одних этапов другими

объясняются первичной концентрацией щелочей в расплаве, процессами ассимиляции вмещающих пород, миграцией Na_2O и K_2O и пульсацией магматического очага. При этом на первых трех этапах формирование пегматита происходит в стадию первичной кристаллизации (и частично перекристаллизации), в последующие три этапа — в стадию метасоматоза. Эта схема по своей логичности и стройности — большой шаг вперед; она была использована исследователями пегматитов для объяснения генезиса не только редкометалльных, но и мусковитовых и мусковито-редкометалльных пегматитов. Однако необходимо учесть, что различие пегматитов по металлогенической специализации определяется, во-первых, их геологоструктурным положением и, во-вторых, различием в термодинамических параметрах вмещающих их комплексов пород. Следовательно, разнотипность геохимической эволюции пегматитовых формаций заложена в их неодинаковом геодинамическом положении.

В соответствии с эволюцией метаморфических комплексов полный цикл пегматитообразования, который в природе наблюдается очень редко (Северо-Байкальская пегматитовая провинция, некоторые пегматитовые поля Индии) и обычно редуцирован, распадается на три этапа: доинверсионный, инверсионный и позднепослеинверсионный.

Доинверсионный этап. В этот период регионального метаморфизма происходит образование метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа от серицит-хлоритовой до гранат-кианит-биотит-мусковитовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций. Повышение степени метаморфизма в метапелитах сопровождается уменьшением содержания Al_2O_3 и возрастанием содержания MgO и FeO , что связано с образованием минералов небольшого удельного объема. Образование этих минералов, протекающее при всестороннем давлении при погружении пород на глубину, по-видимому, препятствует образованию расплавов. В этот период возникают кварц-плагиоклазовые пегматиты, имеющие диабластическую структуру, в которой сохраняются реликты кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород (скиалиты, теневые структуры, гиганто-мигматит-пегматиты), т. е. происходит пегматизация при замещении метаморфических пород с сохранением объема (пегматиты I группы). На диаграмме составов (см. рисунок) средний химический состав пегматитов этого типа фиксируется точками *a*, *b*, *в* и лежит вне поля эвтектических составов.

Схема образования пегматитов I группы: Na — метасоматоз (порфиробластез) — гомогенизация порфиробластов — замещение порфиробластов кварцем (диабластез) — собирательная перекристаллизация (образование пегматоидных блоков, плагиоклазовых графических структурных разновидностей) — K-метасоматоз (слабой степени, способствующий мобилизации из вмещающих пород железо-магnezияльных компонентов, что фиксируется в образовании исключительно больших по объему зон биотитизации).

Таким образом, в условиях регионального метаморфизма умеренных и высоких давлений в доинверсионную стадию, по-видимому, невозможно образование расплавов, идущее с увеличением объема, а происходит метасоматическая порфиробластическая пегматитизация при волне натрового метасоматоза. Роль и значение натрового метасоматоза для процессов регионального метасоматоза подчеркивались А. А. Маракушевым [5]. По-видимому, на основании полученных данных можно вполне обоснованно предположить, что волна натрового метасоматоза в формациях сиалического типа приводит к образованию диабластических кварц-плагиоклазовых пегматитов. Следует особо подчеркнуть, что пегматиты I группы в значительных объемах образуются только в пегматитовых провинциях монометаморфических областей и отсутствуют в пегматитовых провинциях полиметаморфических областей, что существенно отражается на их потенциальной мусковитонности.

Инверсионный этап. Тенденция к восходящим движениям в пределах геосинклинали выражается в образовании куполовидных структур, а также большого количества разрывных нарушений. Метаморфизм этого периода вначале характеризуется теми же минеральными парагенезисами прогрессивной стадии, соответствующими ступени амфиболитовой фации, а в конце — переходом к регрессивной стадии — эпидот-амфиболитовой фации. В этих условиях понижения давления и увеличения объема в связи с переходом к послеинверсионному этапу развития в осевой зоне геосинклинали происходит образование больших масс палингенных гранитов, локализованных в куполовидных структурах.

Средняя точка составов этих гранитов (см. рисунок, 2) близка к тройному минимуму и лежит в анхивтектической области. Таким образом, дальнейшая эволюция пегматитового материала приводит к появлению расплава. Качественные превращения этих гранитов определяет сущность формирования пегматитов II группы.

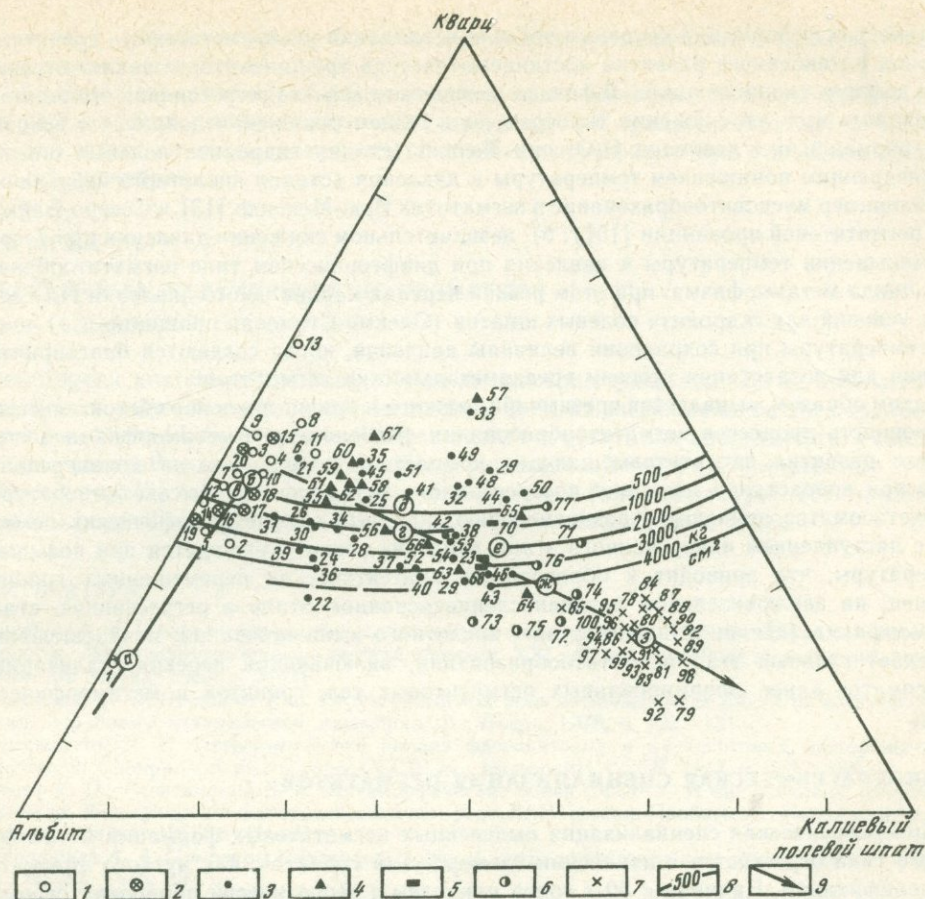


Диаграмма системы альбит—кварц—калиевый полевой шпат

Разновидности пегматитов: 1 — диаблассическая (см. на диаграмме: а — первичный петробласт пегматита, б — средняя проба); 2 — графическая плагиоклазовая разновидность (в — средняя проба), 3 — граниты и аплиты (г — средняя проба); 4 — пятнисто-сегрегационная и петельчато-сегрегационная (д — средняя проба); 5 — блоковая (е — средняя проба); 6 — порфиробластическая гранитная (ж — средняя проба); 7 — графическая микроклиновья (з — средняя проба); 8 — давление; 9 — тренд развития

Преобразование гранитов идет в двух направлениях: первое — собирательная перекристаллизация с формированием пятнисто-сегрегационных и петельчато-сегрегационных структурных разновидностей пород пегматита с сохранением баланса вещества (см. рисунок, д); второе — метасоматическое преобразование при постепенном возрастании волны калиевого метасоматоза (см. рисунок, е, ж, з). Начальная стадия калиевого метасоматоза фиксируется средним составом блоковой структурной разновидности (см. е) и порфиробластическими гранитами (см. ж), конечная стадия — блоками графических структурных разновидностей (см. з). На последних этапах формирования пегматита наблюдается слабый натриевый метасоматоз с образованием незначительных по объему альбитов. Необходимо отметить, что образование структурных разновидностей пород пегматита происходит в системе, пересыщенной кварцем, и определяется типом сростаний кварц + полевой шпат.

Позднее послеперсионный этап. На этом этапе происходил рудогенез пегматитовых тел (гидролиз полевых шпатов, образование мусковита, зон альбитизации и редкометальной минерализации, образование минералов — метасом); по своим термодинамическим параметрам он соответствует или регрессивной стадии регионального метаморфизма, или стадии авто- и аллометасоматоза интрузивных массивов (например, редкометальная минерализация редкометальных пегматитов).

Регрессивная ветвь регионального метаморфизма хотя и сопровождает каждый прогрессивный этап цикла регионального метаморфизма, но особенно четко проявляется после метаморфизма, связанного с высокоградиентным тепловым полем.

В пространственном отношении масштабы преобразования регрессивной стадии в метаморфических поясах имеют площадной и узлокальный характер. Особенно интенсивно регрессивные изменения минеральных парагенезисов происходят при смене

пластических деформаций хрупкими после консолидации ультраметагенных гранитоидов в период интенсивного развития посткинematической трещиноватости заключительного этапа деформационного цикла. В физико-химическом аспекте регрессивная стадия может происходить при: а) снижении температуры и общем понижении давления с возрастанием парциального давления H_2O , при T -const (стадия гидролиза полевых шпатов), с последующим понижением температуры и давления (стадия кислотного выщелачивания, например мусковитообразование в пегматитах Нью-Мексико [13] и Северо-Байкальской пегматитовой провинции [10]); б) незначительном снижении давления при T -const; в) уменьшении температуры и давления при диафорическом типе пегматитообразующего цикла метаморфизма; при этом резкий перепад парциального давления H_2O не создает условий для гидролиза полевых шпатов (Олекмо-Становая провинция); г) снижении температуры при сохранении величины давления, когда создаются благоприятные условия для возрастания степени «редкометальности» пегматитов.

Таким образом, выявляется чрезвычайно важное и принципиальное обстоятельство — синхронность процессов пегматитообразования, регионального метаморфизма и структурного развития пегматитовещающих комплексов пород. Так, на доинверсионном этапе при возрастании давления прогрессивного метаморфизма высокотемпературный аллометасоматоз приводит к возникновению типичных ортометаморфических пегматитов; с наступлением инверсионного этапа давление резко уменьшается при повышении температуры, что приводит к образованию анатектических перемещенных гранитов, наконец, на заключительном позднепослеинверсионном этапе в регрессивную стадию метаморфизма (стадии раннещелочная, кислотного выщелачивания, позднещелочная) протекает главный этап пегматитообразования, включающий перекристаллизацию и метасоматоз ранее сформированных пегматитовых тел, гранитов и метаморфических пород.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

Минерагеническая специализация выделенных пегматитовых формаций метаморфогенного типа отражается в изменении изоморфизма гранатов, как чуткого индикатора их спецификации. Начиная с 60-х годов накоплен и теоретически обработан огромный фактический материал по главнейшим провинциям СССР и зарубежных стран, позволяющий считать гранаты главным индикатором термодинамических условий пегматитизации, систематики провинций и полей, а также их потенциальной минерагенической перспективности. Предел смесимости (Ca^{+2} , Mn^{+2}) и (Fe^{+2} , Mg^{+2}) в гранатах, выраженный в изменении содержания в основном пироповой и спессартиновой молекул, может служить надежным поисковым признаком при выделении перспективных пегматитоносных площадей.

Единство рудогенеза в пегматитах и стадийности регрессивного метаморфизма также отражается в геохимической эволюции метасоматических колонок стадии кислотного выщелачивания. Так, по данным М. Е. Салье [6], зоны регрессивного метаморфизма, контролируемые размещение мусковитовых пегматитов, представлены средне- и крупнокристаллическими гнейсами, часто с высокими концентрациями мусковита, турмалина и апатита (Северо-Байкальская провинция). Это внешняя зона околочного ореола. От передовых зон к периферическим понижается железистость минералов, повышается основность полевых шпатов и происходит обогащение кремнеземом в передовой зоне при синхронном образовании мусковита в пегматите. Это подтверждает регрессивную направленность формирования зон при пегматитизации. Геохимическая специализация представленного полного цикла метаморфогенного пегматитообразования определяется геотектонической позицией пегматитовых поясов в подвижных зонах докембрия и фиксируется изменением составов не только гранатов, но и биотитов и других минералов. Особенно отчетливо это фиксируется изменением содержания редких и рассеянных элементов в минералах пегматитовых тел, занимающих различное геотектоническое положение, что отмечается специальными геохимическими исследованиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Пегматиты различной металлогенической специализации локализируются в метаморфических поясах определенного геодинамического режима. Устанавливается строгое термодинамическое соответствие формирования и рудогенеза пегматитов: мусковитовые пегматиты приурочены к области умеренных давлений (дистеновый тип), редкометаль-

ные — низких (андалузитовый тип), а мусковит-редкометалльные — промежуточных (андалузит-дистеновый тип).

2. Эволюция пегматитообразования отражается в изменении структуры вмещающих пород, составов минералов пегматитов (полевые шпаты, гранаты, биотиты) и их геохимии, что может служить надежными поисковыми критериями при оценке пегматитовых полей докембрия.

АБСТРАКТ

PRECAMBRIAN METAMORPHOGENIC PEGMATITES

Yu. M. SOKOLOV

Metallogenic analysis of the Precambrian metamorphic complexes can be facilitated by compilation of maps of metamorphic formations. A strict thermodynamic correspondence has been established between pegmatite formation, ore generation and structural evolution of metamorphic belts namely: (1) muscovite pegmatite, confined to medium pressure values (disthene type), (2) rare metal pegmatite of low pressure (andalusite type), (3) muscovite-rare metal pegmatite of intermediate pressure (andalusite-disthene type).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А. И. Геологические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс. XXI сессия. Минералогия и генезис пегматитов. М. Наука, 1960, с. 5—16.
2. Казанский В. И., Прохоров К. В. Структурный контроль щелочных метасоматитов докембрия. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Недра, 1978, с. 122—131.
3. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюды СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 180—187.
4. Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс. XXIV сессия. Проблема 1. Геология докембрия. М.: Наука, 1972, с. 41—51.
5. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
6. Салье М. Е. Роль регрессивного метаморфизма в образовании месторождений слюд в докембрии. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Недра, 1978, с. 41—57.
7. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1971, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
8. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тезисы докладов на 10-м Всесоюзном литологическом совещании: М. 1973, с. 4—7.
9. Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Недра, 1975, с. 5—15.
10. Ферсман А. Е. Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 1. 712 с.
11. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
12. Gressens L. Applications of hydrolysis equilibria to the genesis of pegmatite and kyanite deposits in northern New Mexico. — *Mountain Geol.*, 2, 8, N 1, 1971, p. 3—16.
13. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958, 4.
14. Ramberg H. Pegmatites in West Greenland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, N 2.

Б. М. ШМАКИН

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУСКОВИТА, ФЛОГОПИТА И ВЕРМИКУЛИТА

Существует три типа промышленных слюд: мусковит, флогопит и вермикулит. Они резко различаются по геологии месторождений, составу, свойствам и использованию.

МУСКОВИТ

Мусковитом называют светлоокрашенную слюду, имеющую химический состав, близкий к формуле $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$. В качестве примесей к калию в мусковитах большинства месторождений присутствуют Na, Rb, Cs, Li, Ba, Sr, Ca, Pb. На позициях алюминия часто находятся Fe, Mg, Ti и элементы-примеси группы железа — Cr, V, Sc, Ni и др. Кроме того, в мусковитах часто отмечаются Na, Ta, Be, Zn, Sn, но далеко не во всех случаях эти примеси изоморфные. С помощью электронного микроскопа установлено, что в подавляющем большинстве случаев такие элементы присутствуют в мусковите в виде микровключений минералов (колумбит, танталит, берилл, касситерит и т. п.). Количество фтора в природных мусковитах бывает различным, но обычно составляет 0.1—0,5% и всегда уступает количеству гидроксила [7].

Имеются два вида мусковита по его применению в промышленности — листовой и мелкая слюда, или слюдяная чешуйка (в английской литературе последняя нередко называется «скрапом», но этот термин у нас имеет несколько другой смысл). Первый вид встречается исключительно в слюдоносных гранитных пегматитах. Чешуйка может быть извлечена как из пегматитов, так и из гранитов, гнейсов, сланцев и других мелкозернистых мусковитсодержащих пород. Очень часто мелкочешуйчатый мусковит добывается в качестве попутного сырья при отработке слюдоносных пегматитов на листовой мусковит [5, 15, 19].

Среди слюдоносных пегматитов различают собственно мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты (последние называют иногда мусковито-редкометалльными или бериллово-мусковитовыми). Они несколько различаются по геологической позиции, составу и характеру процессов минералообразования [7], но граница между ними условная, и в природе можно найти постепенные переходы от жил чисто мусковитовых к жилам редкометалльно-мусковитовым.

Мусковитовые пегматиты в большинстве случаев приурочены к метаморфическим породам амфиболитовой фации метаморфизма. Другие общие черты всех мусковитовых районов: высокое давление, характерное для парагенезисов метаморфических пород и самих пегматитов; приуроченность пегматитовых поясов к тектоническим структурам сжатия; высокое содержание алюминия в породах. Возраст вмещающих пород — от архейского до палеозойского, а возраст пегматитов — от 2100 до 250 млн. лет.

Преобладающая разновидность мусковитовых жил в слюдоносных районах — инъецированные магматические тела с преобладанием калиевого полевого шпата, т. е. собственно пегматиты. Но, кроме того, здесь используются распространением и другие мусковитовые тела, которые можно назвать пегматитоподобными: участки гранитов, измененные послемагматическими процессами, и образовавшиеся целиком на послемагматическом этапе мусковит-плагноклаз-кварцевые жилы в метаморфических породах. Следует иметь в виду, что промышленные содержания слюды высокого качества во всех районах встречается лишь в незначительной части (от 2 до 7%) пегматитовых и пегматитоподобных тел [14, 17]. В частности, это связано с тем, что только малая доля инъецированных магматических жил подвергается интенсивным наложенным изменениям на послемагматическом этапе, когда и образуется крупноразмерный мусковит.

Широкие ореолы измененных вмещающих пород окружают слюдоносные тела — как инъецированные (пегматитовые), так и послемагматические (пегматитоподобные). В пределах ореолов фиксируются зоны окварцевания (возле контакта), мусковитизации (до 5—10 м), микроклинизации (до 20—60 м), олигоклазизации и гидратизации гнейсов и сланцев. На контактах мусковитовых пегматитовых тел с мраморами возникают послемагматические магниезальные скарны, в том числе широкая внешняя зона кальцифиров.

Контрастные положительные трех-пятикратные геохимические аномалии K, Rb, Ba, Pb и Tl характеризуют зоны микроклинизации. Двух-трехкратные положительные аномалии Rb, Ba, Sr, Li, Be и редкоземельных элементов наблюдаются в зонах мусковити-

зации. Зоны окварцевания выделяются отрицательными аномалиями в содержаниях большинства элементов. Кальцифиды отличаются от окружающих мраморов контрастными положительными аномалиями K, Ba, Rb, Li и отрицательными стронция. Существенную пользу при поисках в полевых условиях приносит непосредственное обнаружение метасоматических минералов — мусковита, микроклина, вторичного плагиоклаза — в образцах и протолочках вмещающих пород. В дальнейшем оно может быть уточнено по петрографическим шлифам.

Минеральные и элементные ореолы могут быть использованы для обнаружения скрытых («слепых») мусковитоносных тел, а также для оценки продуктивности пегматитов, которые не содержат слюды на дневной поверхности, в разведочных выработках или в кернах буровых скважин [1, 9, 18]. Есть ли мусковит на других горизонтах данного пегматитового тела? Да, если ореолы вокруг контактов такие же, как вокруг слюдоносных жил. Разумеется, в таком случае речь может идти лишь о присутствии слюды, а не об ее качестве.

Иногда геологи сталкиваются с проблемой идентификации слюдоносности пегматитов, когда имеются лишь небольшие обломки пегматитового материала в зоне выветривания, в вывороченных корнях деревьев и т. п. В таких ситуациях большую пользу могут принести минералогические и геохимические критерии специализации пегматитов [7]. Самый прямой признак мусковитовых пегматитов — крупные чешуи слюды («парги») в подпочвенном слое. Но в некоторых ландшафтных условиях мусковит при выветривании не сохраняется. Кроме того, даже при обнаружении слюды возникает необходимость отнесения фрагментов к той или другой группе — мусковитовых, редкометалльно-мусковитовых или редкометалльных пегматитов.

Наиболее характерные (типоморфные) акцессорные минералы мусковитовых пегматитов — турмалин ряда дравит—бургерит, гранат с преобладанием альмандиновой составляющей и фтор-апатит. Такие акцессорные минералы, как берилл, уранинит, циркон, ортит, монацит, присутствуют лишь в отдельных районах или в отдельных жилах и не специфичны для мусковитовых пегматитов в целом. Акцессорные колумбит и касситерит встречаются в пегматитах с переходной редкометалльно-мусковитовой специализацией и при активном проявлении поздней альбитизации в мусковитовых пегматитах.

Из элементов-примесей в породообразующих минералах пегматитов наиболее закономерное поведение обнаруживают барий, стронций, рубидий и цезий. Для ранних генераций минералов калия типичных мусковитовых пегматитов характерны резко повышенные содержания первых двух элементов и пониженные рубидия и цезия. С переходом к редкометалльно-мусковитовым пегматитам и к более поздним генерациям минералов содержания примесей бария и стронция снижаются, а рубидия и цезия растут, в результате чего отношения типа Ba/Rb или Sr/Cs в ранних генерациях калиевых минералов являются индикаторами мусковитовой специализации пегматитов. В слюдах типичных мусковитовых пегматитов содержания титана максимальны, ниобия, тантала, свинца и фтора минимальны, так что высокое значение отношения Ti/Nb в биотите и мусковите тоже может служить геохимическим индикатором мусковитовой специализации пегматитов. В редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных пегматитах эта величина понижается.

Содержания бериллия в породообразующих минералах хорошо коррелируются с количеством акцессорного берилла в пегматитах и не связаны четко с их геохимической специализацией. То же можно сказать о содержаниях лития, редкоземельных элементов. Однако все эти элементы и особенно их соотношения проявляют закономерное поведение в процессах послепегматического изменения пегматитов и интересны для изучения химизма этих процессов.

Присутствие типоморфных акцессорных минералов и уровень концентраций элементов-примесей определяются условиями образования пегматитов, и прежде всего давлением и составом летучих компонентов. Содержание же других элементов и минералов зависит от ряда дополнительных факторов, в том числе от состава вмещающих пород. В частности, можно считать установленным заимствование пегматитами из вмещающих пород таких элементов, как уран, торий, цирконий, гафний, иттрий и лантаноиды.

Сравнение пегматитов различных регионов нашей планеты показывает, что их минеральный и химический составы не зависят от возраста или от каких-либо региональных особенностей. Концентрации таких, например, элементов-примесей, как барий и рубидий, в ранних генерациях калиевого полевого шпата (эндоконтактная оторочка, графические сростания) и мусковита (кварц-мусковитовый замещающий комплекс) удивительно сходны в пегматитах одного промышленного типа в Восточной Сибири, Индии и Северной

Содержание бария и рубидия в калиевом полевом шпате и мусковите ранних генераций из пегматитов с различной специализацией

Специализация пегматитов	Регион	Калиевый полевой шпат			Мусковит		
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ba/Rb
Редкометалльная	Восточная Сибирь	0,010	0,8	0,012	0,002	0,8	0,002
	Индия	0,002	0,3	0,006	0,003	0,4	0,008
	США	0,004	0,2	0,020	0,002	0,3	0,007
Редкометалльно-мусковитовая	Восточная Сибирь	0,06	0,09	0,67	0,004	0,2	0,020
	Индия	0,06	0,08	0,75	0,030	0,2	0,15
	США	0,02	0,08	0,25	0,015	0,2	0,075
Мусковитовая	Восточная Сибирь	0,9	0,05	18	0,26	0,02	13
	Индия	0,6	0,06	10	0,12	0,04	3
	США	0,5	0,04	12	0,23	0,05	4,6

Америке (см. таблицу). Это означает, что мы можем использовать концентрации таких элементов как геохимические индикаторы специализации пегматитов на любом континенте, в любой геологической обстановке.

Собственно мусковитовые пегматиты не являются единственным источником промышленного мусковита. Многие крупные месторождения Индии и Бразилии относятся к редкометалльно-мусковитовому типу [7, 15, 17]. Иногда единое пегматитовое тело здесь разрабатывается одновременно на слюду и берилл, на слюду и касситерит или на слюду и колумбит. Много пегматитов такого типа в Судане, Замбии, Танзании, Анголе, Марокко и других странах Африки. Но качество слюды многих месторождений пока не изучено.

Очень быстро растет спрос на мелкочешуйчатый мусковит (скрап). Например, в США выпуск такой слюды в 1965—1970 гг. был порядка 120 тыс. т, сейчас составляет около 150 тыс. т, а оценка потребности на 2000 г. равна 340—350 тыс. т. В различных районах мира имеется много месторождений мелкочешуйчатого мусковита. Наиболее продуктивный тип его месторождений — тип выветрелых с поверхности гнейсов, сланцев и гранитов, насыщенных мусковитом. Содержание слюды в породах обычно 2—8%, иногда до 20%. Развивающиеся страны Азии, Африки и Латинской Америки обладают значительными потенциальными возможностями производства мелкочешуйчатой слюды.

ФЛОГОПИТ

Флогопит — коричневая или янтарная по окраске слюда с формулой $K(Mg, Fe^{2+})_3 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$. Для промышленных целей используется только листовая флогопит. Во многих случаях он является заменителем листового мусковита, хотя и уступает ему по электроизоляционным характеристикам. Но в условиях, требующих повышенной термической устойчивости, флогопит предпочтительнее: мусковит разрушается при температуре 500—600° С, тогда как флогопит стабилен до 800—1000° С. Наибольшее количество флогопита идет на изготовление изоляции в коллекторах электромоторов и динамомашин, а также изоляции в электронагревательных установках. Как и мусковит, флогопит часто содержит некоторые количества элементов-примесей к калию (Na, Rb, Cs, Ba, Pb), но наиболее значительны в нем концентрации элементов, изоморфных с магнием и железом: Ti, Li, Cr, V, Sc, Ni, Zn и др.

Выделяются две главные группы флогопитовых месторождений: 1) в районах интенсивно метаморфизованных докембрийских осадочных пород, интродуцированных гранитными массивами и дайками с повышенной долей пегматитового материала; 2) в комплексах ультраосновных—щелочных пород карбонатитового или близкого к нему типа [3]. В первой группе флогопит приурочен к кальцитовым жилам или к гнездам неправильной формы, находящимся, как правило, в пластах или секущих зонах существенно диопсидовых пироксенитов («зеленых диопсидовых пород»). Эти пироксениты, содержащие наряду с главным минералом скаполит, шпинель или плагиоклаз, являются результатом метаморфических процессов или метасоматоза — вдоль контактов и по тектоническим зонам. Различают биметасоматоз между магнезиальными мраморами и породами гранитного состава и инфильтрационный метасоматоз в алюмосиликатной среде при воздействии растворов, обогащенных магнием. Возраст флогопитоносных метамор-

фитов и метасоматитов обычно архейский. Возраст залежей флогопита, связанных с ультраосновными—щелочными породами, самый разнообразный — от докембрийского до мезозойского.

Главные ресурсы флогопитового сырья находятся на Мадагаскаре [12, 16], в Канаде [11, 13] и Советском Союзе [3, 5], а также в Мексике и на о-ве Цейлон. Очень хорошие примеры флогопитовых месторождений различных морфологических и генетических типов первой группы можно наблюдать в Слюдянском районе у юго-западного окончания оз. Байкал [4]. Аналогичные месторождения широко развиты на Алданском шите — в южной части Якутии. Пример месторождений второй группы — Ковдор на Кольском полуострове. Здесь флогопитовые залежи тесно ассоциированы с месторождением магнетита в трубчатом теле карбонатитового массива. В приповерхностной части флогопит гидратизирован, и здесь образовалось крупное месторождение вермикулита [6].

Геологическое строение многих развивающихся стран Африки, Латинской Америки и Азии позволяет рассчитывать на обнаружение в них новых месторождений флогопита как первой, так и второй группы.

Говоря о качестве флогопита, мы должны учитывать прежде всего два показателя состава этой слюды — железистость и степень гидратизации. Чем меньше железа, тем выше качество слюды (электросопротивление, твердость и другие характеристики). Гидратизация ухудшает механические и диэлектрические свойства, а также стабильность слюды при высокой температуре.

Разнообразные искусственные изоляционные материалы — микалекс, микалента, слюдопласты на полимерной или стеклянной основе — обычно основаны на использовании тонких флогопитовых или мусковитовых пластин вместе с клеящей основой. Эти материалы, а также синтетическая слюда (фтор-флогопит) вытесняют листовую слюду во многих сферах ее применения. Использование заменителей и миниатюризация радиодеталей привели к некоторому падению потребности в листовой слюде (мусковите и флогопите). Тем не менее мировое производство блоков листовой слюды составляло в 1978 г. 181 тыс. кг, из них лишь 6% — продукция из флогопита [21].

Есть некоторые геохимические подходы к проблеме поиска новых флогопитовых месторождений. Один из них основан на высоких содержаниях бария в калиевых минералах флогопитовых жил. Здесь наблюдаются полевые шпаты, обогащенные барием, — гиалофаны и бариевые ортоклазы. Сам флогопит тоже содержит, как правило, 1—2% BaO, а иногда и больше. В результате флогопитовые залежи выделяются на геохимических картах положительными аномалиями бария и повышенными значениями отношений Ba/K и Ba/Rb в сравнении с фоном.

Еще одна геохимическая особенность — состав жильного кальцита, который резко обогащен барием и стронцием, когда жила содержит флогопит [2]. Если кальцитовая жила пересечена буровой скважиной, то даже при отсутствии слюды в керне можно на основе очень быстрого и простого анализа карбонатного материала сказать, флогопитоносна ли она.

ВЕРМИКУЛИТ

Вермикулитом называют гидратированный флогопит, или биотит [8]. Происхождение его названия связано с червеобразным изгибанием кристаллов слюды в процессе ее прокаливания. Главная особенность вермикулита — его свойство увеличивать во много раз объем при нагреве. Прокаленный вермикулит — это легчайший инертный наполнитель, прекрасный звукопоглотитель, хороший материал для негорючих покрытий и т. п. Потребность в вермикулите растет очень быстро и устойчиво — не менее чем на 5% в год. Мировое производство этой слюды в 1976 г. было 550 тыс. т, в 1977 г. — около 600 тыс. т. [10, 20].

Имеется множество различных типов вермикулитовых месторождений, которые могут быть объединены в две большие генетические группы — в интрузивных и в метаморфических породах.

Первая группа включает преимущественно месторождения в основных, ультраосновных породах и карбонатитах. Среднее содержание вермикулита в промышленных месторождениях около 10%. В этой группе имеются очень крупные месторождения с запасами слюды до 10 млн. т, такие, как Лулекоп в Африке, Либби в Северной Америке и Ковдор на Кольском полуострове (СССР). Крупным месторождением является также Потанинское на Урале, но оно приурочено к массиву щелочных пород (нефелиновые сиениты). Некоторые месторождения связаны с серпентинитами, пересеченными дайками кислых или щелочных пород, а также с измененными гранитными плутонами.

Вторая группа вермикулитовых залежей включает участки выветривания или изменения гидротермальными растворами гнейсов, амфиболитов, сланцев и силицифицированных карбонатных пород. Среднее промышленное содержание вермикулита здесь выше, чем в первой группе, примерно на 20%, но крупные месторождения редки. В подавляющем большинстве случаев месторождения второй генетической группы имеют докембрийский возраст. Среди них некоторые залежи вермикулита на Украинском щите в СССР, месторождения Сикс-Майл-Крик в Австралии, Понча и Спрингс в США. Гидратизация слюды связана обычно с гипергенными процессами в обеих группах месторождений [6].

Много хороших вермикулитовых месторождений в Индии, Японии, Бирме, Танзании, Уганде и Кении. Немало залежей вермикулита в Бразилии, Чили и Аргентине.

Крупнейший производитель вермикулита — США (до 320 тыс. т в год). Следующее место занимает Южная Африка (примерно 200 тыс. т). Они производят более 80% мировой продукции вермикулита. Многие другие государства имеют возможность начать или расширить производство вермикулита, опираясь на собственную минеральную базу.

Специальные минералогические или геохимические методы для поиска вермикулитовых месторождений не разрабатываются, поскольку эта проблема достаточно легко решается обычными геологическими способами. Однако и для вермикулита, как и для других разновидностей промышленных слюд, главная задача — это оценка качества сырья. Размер кристаллов, степень разбухания, объемный вес продукции — вот наиболее важные характеристики, которые надлежит учитывать в процессе разведки месторождений.

Интерес к залежам вермикулита обусловлен не только возможностями его экспорта. Потребности сельского хозяйства и строительной индустрии внутри развивающихся стран не менее важны. Применение вермикулита позволяет резко поднять качество некоторых почв, а в строительном деле снизить и улучшить изоляционные характеристики бетона и железобетона.

АБСТРАКТ

MUSCOVITE, PHLOGOPITE, VERMICULITE DEPOSITS

В. М. ШМАКИН

The world annual demand for sheet mica (muscovite and phlogopite) is about 220 000—250 000 t. Each genetic type of muscovite-bearing pegmatites requires a proper individual approach for its exploration. Pegmatites are accompanied with areales of microclinization and muscovitization in a combination with geochemical anomalies of Ba, Rb, V, Be. Such areales can be used for searching of pegmatites, which do not crop out the surface.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбов А. Н., Загоскин В. А., Куфтырева В. А. и др. Применение геофизических и геохимических методов при поисках и разведке месторождений мусковита. — В кн.: Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитоносных пегматитов. М.: Недра, 1971, с. 101—108.
2. Воробьев Е. И. Некоторые особенности распределения стронция и бария в кальцитах из карбонатных пород Слюдянского флогопитового месторождения. — В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973, с. 152—159.
3. Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита. Л.: Недра, 1976. 216 с.
4. Минералогия Прибайкалья: (Путеводитель Байкальской экскурсии XI съезда Международной минералогической ассоциации). Иркутск, 1978. 222 с.
5. Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведках: Слюда. М.: Недра, 1972. 216 с.
6. Токмаков П. П. Сырьевые ресурсы и использование вермикулита. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магниевыми комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 103—123.
7. Шмакин В. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.
8. Brown G. Hydrous micas. — *Min. Mag.*, 1952, vol. 29, N 218, p. 929—932.
9. Cameron E. N., Yahns R. H., McNair A. H., Page L. R. Internal structure of granitic pegmatites. — *Econ. Geol. Mon.*, 1949, 2. 146 p.
10. Childs F. E. Vermiculite. — *Mining Annu. Rev.*, 1978, p. 124—125.
11. Hoadley Y. W. Mica deposits of Canada. Canada Geol. Survey. — *Econ. Geol. Ser.*, 1960, N 19. 141 p.
12. Lacroix A. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxenites qui les renferment. — *Ann. geol. surv. Mines Yascicule*. 1941, N XI, Tananarive. 122 p.
13. Landes K. K. Origin of the Quebec phlogopite—apatite deposits. — *Amer. Min.*, 1938, vol. 23, N 6, p. 359—390.

14. *Lesure F. G.* Mica deposits of the Blue Ridge in North Carolina. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1968, 577. 124 p.
15. Mica deposits in Minas Gerais, Brasil. — Geol. Surv. Bull., 1950, 964 p., p. 205—305.
16. *Murdock T. G.* Mineral resources of the Malagasy Republic. — U. S. Bur., Mines Inf. Circ. IC—8196, 1963. 147 p.
17. *Rajgarhia C. M.* Mining, processing and uses of Indian mica. N. Y.: McGraw-Hill Book Co., 1951. 388 p.
18. *Shmakin B. M., Makryghina V. A., Glebov M. P., Zagorsky V. Y.* Use of petrographical-geochemical prospecting method for the discovery of hidden muscovite deposits in different geological environments. — Canad. Inst. Mining and Metallurgy Spec., 1971, vol. II, p. 391—393.
19. *Skow M. L.* Mica, a materials survey. — U. S. Bur. Mines. Inf. Circ. IC—8125, 1962. 240 p.
20. *Wolter Y. W.* Vermiculite. — Mining Eng. (USA), 1979, vol. 31, N 5, 578 p.
21. *Zlobik A. B.* Mica. — Mining Eng. (USA), 1979, vol. 31, N 5, p. 567—568.

УДК 551.71/72 : 553.64

А. В. ИЛЬИН

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ—КЕМБРИЙСКИЕ ФОСФОРИТЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Фосфору принадлежит особое место в жизни всех организмов как носителю и преобразователю энергии, а также как регулятору физиологических функций. В этом смысле фосфор — уникальный элемент. Известно, что нефть можно заменить каменным углем или расщепляющими материалами, металлы — различными синтетическими материалами, но для фосфора при всех достижениях современной науки и технологии никакой замены не найдено. Все страны нуждаются в фосфорных удобрениях, но далеко не все из них обладают соответствующими сырьевыми ресурсами. Так, на импортируемом фосфатном сырье или готовой продукции живут практически все государства Западной Европы и многие развивающиеся страны. В связи с естественным истощением сельскохозяйственных угодий в результате многолетнего использования и с ростом народонаселения потребность в фосфоре непрерывно растет.

Основным природным видом сырья для производства удобрений являются фосфориты, за счет которых удовлетворяется не менее 90% мировой потребности в фосфоре. Большая часть добычи приходится на верхнемезозойские—кайнозойские месторождения Северной Атлантики и Средиземного моря. Запасы меловых, палеогеновых и неогеновых месторождений во Флориде, Марокко, Мавритании, Испанской Сахаре, Алжире, Иордании и других странах огромны, но постепенно они истощаются. В поисках новых источников фосфора все чаще и чаще обращаются к древним отложениям, особенно в тех странах, где позднемезозойская—кайнозойская эпоха фосфоритонакопления не проявилась.

До недавнего времени древние (позднедокембрийские—кембрийские) фосфориты разрабатывались лишь в двух странах — СССР и Китае — и древние отложения в целом считались неперспективными в отношении фосфоритосности. А. Л. Яншин [1] был одним из первых ученых, который, основываясь на тогда еще незначительных проявлениях древних фосфоритов в Сибири, выделил вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления. За последнее десятилетие древние фосфориты были обнаружены на различных континентах, в частности в Северной Австралии (штат Квинсленд), Западной Африке (Нигерия, Верхняя Вольта, Бенин и др.) и Центральной Азии (МНР). В этих регионах уже разведаны крупнейшие месторождения фосфоритов с запасами, достигающими многих сотен миллионов тонн. Эти открытия позволяют считать древние фосфориты в качестве вполне вероятного источника фосфора не только для тех стран, где они уже давно добываются, но и для ряда других стран. По содержанию фосфора древние фосфориты в целом не уступают широко эксплуатирующимся ныне верхнемезозойским — кайнозойским, но зачастую они более трудно обогатимы по сравнению с последними.

Рассматриваемые в данной статье фосфориты относятся к самым верхам докембрия (венду) и кембрию. Нижний возрастной предел находится на уровне 650—700 млн. лет, т. е. в основании венда или в верхах рифея. Верхний предел, по всей видимости, располагается где-то в середине кембрия (рис. 1). По сравнению с чрезвычайно многочисленными крупными и широко распространенными месторождениями фосфоритов, заключенными в очерченном возрастном интервале, более молодые (палеозойские) отложения вмещают лишь спорадические залежи фосфоритов. Единственным, но, правда, чрезвычайно мало-

млн. лет	Возраст	Западная Африка	Австралия	СССР		Монголия	Китай	Вьетнам
				Сибирь	Казахстан			
500	Кембрий	Верхний						
		Средний						
	Нижний							
570	Венд (Нижне-кембрий)							
670	Рифей							

Рис. 1. Стратиграфическая корреляция древних фосфоритов

мым исключением являются уникальные по масштабу скопления пермских фосфоритов в Скалистых горах США.

Столь же редки фосфориты в более древних рифейских толщах, к числу которых можно отнести проявления в центральных районах европейской части СССР (район КМА), некоторых районах Сибири, Центральной Австралии (Рам Джангл) и, вероятно, в Раджастане (Индия). Что касается более древних докембрийских отложений — протерозойских и архейских, то нигде в составе их сколько-нибудь крупных скоплений фосфоритов нет. Высокометаморфизованные гнейсовые комплексы фундамента древних платформ зачастую включают серии кальцифиров, к которым бываю приурочены различные апатитосодержащие кристаллические породы с диопсидом, скаполитом, флогопитом, волластонитом. Однако апатитовая минерализация имеет здесь чрезвычайно рассеянный характер и, очевидно, метаморфогенную природу. Таким образом, древнее фосфатонакопление приурочено к самому позднему докембрию — началу кембрия.

Фосфориты рассматриваемой эпохи располагаются на древних платформах или континентах, по большей части в пределах окраин континентов. В одних случаях фосфоритоносные отложения залегают непосредственно в основании чехла древних платформ (Северная Австралия, Западная Африка); в других они отделены от фундамента мощными кластическими толщами (Монголия, Китай).

Степень дислоцированности отложений, вмещающих фосфориты, и самих фосфоритовых пластов определяется, видимо, их удаленностью от края континента. На примере Хубсугульского фосфоритоносного бассейна Северной Монголии, который представляет типичный окраинно-континентальный прогиб, эта зависимость четко выражена в пределах 400-километрового латерального профиля. В западной части профиля дислокации вендско-кембрийских толщ чрезвычайно интенсивны. Здесь наблюдаются сжатые складки, запрокинутые иногда довольно резко в сторону центральной части континента; в этой же зоне фиксируются надвиговые перемещения. Тектоническая нарушенность сохраняется и к востоку, на удалении от края континента; однако она выражается здесь обилием различных сбросов, которые разделяют область развития вендско-кембрийских отложений на отдельные блоки. В пределах этих автономных блоков слои наклонены довольно незначительно, но из-за того, что в данном регионе фосфориты концентрируются в наиболее удаленной от края древнего континента зоне, дислокации их местами бываю довольно слабыми.

Аналогичным образом меняется степень метаморфических преобразований древних фосфоритов. Располагаясь в окраинных частях древних континентов, но, как правило, на значительном удалении от тех зон, где взаимодействие плит континентальной и океанической природы привело к появлению поясов высокого метаморфизма, фосфориты обычно слабо метаморфизованы. В большинстве случаев фосфориты практически не подверглись метаморфическим преобразованиям; в них хорошо сохранились органические остатки, различные первичные структурные и текстурные особенности. Исключение составляет Лаокайский бассейн во Вьетнаме, где породы, вмещающие фосфориты, мета-

морфизованы в фации зеленых сланцев, а сами фосфориты преобразованы в апатитонесные метаморфические породы.

В литолого-фациальном отношении разрезы древних фосфатонесных толщ довольно разнообразны. По большей части они заключены в карбонатных шельфовых отложениях, но часто как в самих продуктивных пачках, так и в отложениях, вмещающих эти пачки, существенную роль играют кремни, аргиллиты, глинистые сланцы, а местами алевролиты и песчаники. В Хубсугульском бассейне Монголии и во многих бассейнах Китая фосфориты подстилаются и перекрываются только карбонатными породами. В Каратауском бассейне Казахстана сохраняется подобная же карбонатная среда, но в разрезах самой продуктивной пачки существенную роль играют глинисто-алевролитовые породы, содержащие ту или иную примесь фосфатного материала. В Австралии роль кремнисто-глинистых пород еще более значительна, хотя по-прежнему в целом в составе нижнепалеозойских толщ господствуют карбонатные фации. В Западной Африке фосфориты заключены преимущественно в терригенных отложениях.

Продуктивные фосфоритонесные пачки зачастую содержат залежи марганцевых (карбонатных и окисных) и железных (гематитовых) руд; с ними ассоциируются также и стратиформные проявления полиметаллического оруденения. В одном регионе (юг Сибири — север Монголии) устанавливаются довольно тесные связи с залежами бокситов. Однако все перечисленные ассоциации, видимо, не обусловлены непосредственно генетическим единством, так как залежи фосфоритов в той или иной мере удалены от перечисленных рудных скоплений других элементов по разрезу и (или) в латеральном направлении.

Среди фосфатонесных бассейнов, представляющих вендско-кембрийскую эпоху, так же как и в случае более молодых эпох фосфатонакопления, выделяются внутри- и окраинно-континентальные. Примером их могут служить позднекембрийские—кембрийские желваковые фосфориты Подолии. В гораздо больших масштабах фосфатонакопление происходило в окраинно-континентальных бассейнах, которые и являются предметом дальнейшего рассмотрения.

В латеральном профиле, пересекающем древнюю континентальную окраину, фосфоритам отвечают прибрежные фации. В зависимости от морфологии дна шельфового моря может формироваться одна или несколько зон фосфатных фаций. Например, на профиле через южную окраину Сибирского континента в пределах уже упоминавшегося Хубсугульского бассейна выделяются две зоны фосфатных фаций; одна контролируется береговой линией, вторая — поднятием дна моря, находившегося в 80—100 км от берега. Ширина каждой из зон фосфатных фаций не более первых десятков километров (рис. 2).

Фосфориты, заключенные в прибрежных отложениях древних шельфовых морей, как правило, ассоциируются с доломитами. В сторону моря по мере выклинивания продуктивных отложений доломиты замещаются известняками. Доломиты, как это установлено на восточном и западном побережьях Северной Америки, в Монголии, Сибири, существенно отличаются от известняков меньшими содержаниями натрия и особенно стронция. Принято считать, что такого рода доломитовые толщи являются продуктом длительных диагенетических изменений первичных осадков, состоящих из протодоломита или слабомагнезиального кальцита, причем агентом таких изменений были пресные воды, формировавшиеся на континенте, перемещавшиеся на длительные расстояния как грунтовые воды и смешивавшиеся с солеными поровыми (интерстициальными) водами карбонатных илов. Разбавление их и формирование солоноватых и слабосоленых вод стимулировали образование доломита с его очень сложной, тонко упорядоченной кристаллографической структурой.

Таким образом, ассоциация фосфоритов с доломитами может рассматриваться как доказательство прибрежного положения последних. Более того, можно полагать, что опреснение поровых вод могло способствовать и диагенетическому замещению карбонатных илов фосфатом.

Продуктивные пачки, помимо фосфоритов, включают карбонатные породы (преимущественно доломиты), кремни, аргиллиты, алевролиты. Очень часто во всех породах наблюдаются брекчиевые разности. Пласты фосфоритов достигают мощности 10—15 м, а число их — 3—5. По простиранию сами пласты не выдержаны, но все пачки в целом протягиваются на многие десятки километров. Местами отдельные пласты могут сливаться в один весьма мощный, измеряемый многими десятками метров; местами, наоборот, пласты расщепляются на множество тонких пропластков. Установлено, что при диагенезе фосфат, выпавший в осадок, претерпевает многократное растворение и повторную седиментацию [5], сопровождаемые значительной миграцией, что и может служить

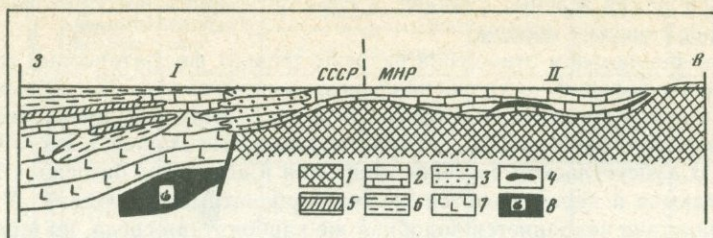


Рис. 2. Палеотектонический профиль позднего докембрия—кембрия через южную окраину Сибирского континента и смежную часть Центрально-Азиатского океана

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

объяснением невыдержанности строения продуктивных пачек. При этом, однако, фосфор вряд ли уходил за пределы продуктивных пачек.

В текстурно-минералогическом отношении древние фосфориты представлены двумя основными разновидностями — микрофосфоритами и пеллетовыми. В первых наблюдается чередование 3—5-сантиметровых прослоев, сложенных практически фосфатом с миллиметровыми просечками доломита. Такие разности характерны для фосфоритов Монголии и Китая. Чаше подобного рода упорядоченное переслаивание фосфатных и нефосфатных компонентов уступает место брекчиевидным текстурам.

Пеллетовые, или микрозернистые, фосфориты распространены во всех бассейнах и особенно характерны для месторождений Западно-Африканской фосфатоносной провинции. Здесь выделяются простые и сложные пеллеты. Первые представляют собой округлые, бесструктурные, реже концентрически-слоистые (оолитовые) образования размером в среднем около 0,1 мм. Значительно более разнообразные по размеру и форме сложные пеллеты могут формироваться как путем агломерации простых, так и путем переноса, перекачивания и цементации мелких пеллет фосфатным или другим материалом.

В Западной Африке, Монголии и других регионах существенным компонентом фосфоритов являются кварцевые зерна. Степень окатанности их коррелируется со степенью сложности пеллет: в случае простых пеллет кварцевые зерна мелкие, их мало, они хорошо сортированы и угловаты. При появлении сложных фосфатных пеллет увеличивается разнообразие форм и состава кварцевых зерен.

Электронно-микроскопические исследования австралийских, монгольских и западно-африканских фосфоритов показали, что микрофосфориты сравнительно с пеллетовыми разностями характеризуются более высокой степенью кристалличности. Они сложены кристаллитами апатита размером 0,6—1 мк, с характерным гексагональным поперечным и призматическим продольным сечением. В пеллетовых разностях видны пучковидные и радиально-лучистые агрегаты со структурой, напоминающей субколломорфную.

Предполагается, что микрофосфоритовые разности формировались в более спокойных гидродинамических условиях, нежели пеллетовые. Соответственно с этим раскристаллизация фосфатного ила в микрофосфоритах приводит к образованию более кристаллически совершенных индивидуумов, тогда как в пеллетовых разностях сохраняются субколломорфные структуры. Такого рода объяснение гармонирует с характером распределения кварцевых зерен, отмеченных выше.

Химический состав древних фосфоритов принципиально не отличается от такового более молодых. Основными компонентами являются фосфат, кремнезем и карбонат, варьирующие в широких пределах. Обычно выделяются карбонатные и кремнистые разности фосфоритов. В первых содержание углекислоты превышает 6—8%, окиси магния доходит до 7—8%, а фосфатного ангидрида меняется от первых процентов до 30—32% (наиболее распространены разности с 20—25% P_2O_5). Содержание кремнезема в кремнистых фосфоритах обычно находится в пределах 10—20%, в карбонатных оно падает до первых процентов. Глинозем и окислы железа обычно не играют существенной роли в составе фосфоритов. Встречающиеся иногда алюмофосфатные породы (в частности, в Мавритании и Казахстане), возможно, представляют продукты позднейших изменений древних фосфоритов в гумидных тропических условиях.

Минералогически фосфатное вещество в большинстве случаев представлено фтор-карбонат- или фтор-гидроксил-апатитом.

Под фосфоритоносными провинциями понимаются обширные регионы, характеризующиеся тектонической общностью, единством палеогеографических условий и близким возрастом продуктивных отложений. Каждая провинция может состоять из нескольких бассейнов, которые, в свою очередь, объединяют ряд месторождений. В качестве примера древних фосфоритоносных провинций ниже рассматриваются Западно-Африканская и Центрально-Азиатская.

Западно-Африканская провинция

В последние годы французскими геологами Тромпеттом [11] и Аффатонем [2] древние фосфориты были обнаружены в Западной Африке в трех основных регионах. Первый охватывает Нигер, Бенин, Верхнюю Вольту и другие территории правобережья р. Нигер и приурочен к синеклизе Вольта. Второй находится в Мавритании, располагаясь в западной части синеклизы Таудени. Третий — в Марокко, в центральной части Антиатласа. Каждый из этих регионов можно рассматривать как фосфоритоносный бассейн. Все они характеризуются общностью тектонической позиции, располагаясь по периферии Западно-Африканского кратона (рис. 3).

Фосфоритоносный бассейн синеклизы Вольта. Синеклиза Вольта выполнена отложениями одноименной группы, которая на северо-востоке Ганы, а также в Верхней Вольте, Нигере и Бенине имеет двучленное строение. Нижняя серия Дапанго-Бомбуака (возраст 960 млн. лет) сложена преимущественно песчаниками и кварцитами, покоящимися на кристаллическом древнейшем основании — биримском либо нигерийском. Верхняя серия Пенджари начинается с тиллитов и конгломератов, сменяющихся затем песчаниками, карбонатными и кремнистыми породами; возраст этой серии — вендский (инфракембрийский). Фосфориты приурочены к серии Пенджари, встречаясь на двух уровнях в пределах севера Того, Верхней Вольты, Бенина и Нигера, а возможно, и на севере Ганы.

Месторождение Тапоа, расположенное в Нигере, — наиболее крупное в регионе; его разведенные запасы оцениваются в 400 млн. т фосфоритов при средних содержаниях 22—26% P_2O_5 [7]. Вскрытый многими скважинами разрез вендских (?) отложений в районе Тапоа расчленяется на пять пачек (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Тонкослоистые глинистые алевролиты и аргиллиты, местами слабо фосфатные, с линзами и пропластками пирита	80
2. Чередование черных и темно-серых алевролитов с линзами и вкрапленностью пирита, с содержаниями P_2O_5 не более 10%. Наблюдаются тонкие прослои песчано-оолитового материала, обогащенные фосфатом (20—31% P_2O_5). В целом содержание фосфата заметно повышается вверх по разрезу	133
3. Фосфориты тонко- и среднезернистые, фосфатные песчаники (18—37% P_2O_5) с тонкой слоистостью, чередующиеся с прослоями алевролитов и аргиллитов. В верхней части пачки обычна косая слоистость	10—38
4. Средне- и крупнозернистые косослоистые фосфатные песчаники (обычно 10—15% P_2O_5). Цемент обычно кремнистый или фосфатноглинистый, редко карбонатный. Наблюдаются прослои алевролитов и аргиллитов, местами — оползневые брекчии	35
5. Алевролиты и алевролитистые аргиллиты с прослоями тонкозернистых песчаников. В основании пачки развиты внутриформационные брекчии и структуры оползания	до 130

Общая мощность непрерывного разреза не менее 400—420 м, в том числе от 70 до 75 м составляют фосфатоносные породы, заключенные в пачках 2—4. В продуктивной пачке, помимо фосфоритов, местами содержатся черные окисные марганцевые руды, чередующиеся с красными гематитовыми сланцами и песчаниками. Один из частных разрезов, установленный по результатам бурения, приведен на рис. 4.

Фосфатоносные горизонты месторождения Тапоа локализованы в грабене и отделены от основных полей развития нижневольтских песчаников, в связи с чем стратиграфические соотношения между ними остаются проблематичными. Предполагается, что выходящие к югу от грабена кремнистые породы с прослоями алевролитов и аргиллитов и тиллиты отвечают низам серии Пенджари и подстилают нижнюю (пятую) алевролит-аргиллитовую пачку разреза, в которой найдены обрывки водорослевых пленок, напоминающих кембрийские.

Другие регионы. В двух других регионах Западно-Африканской провинции — Мавританском и Марокканском — крупных месторождений фосфоритов пока не обнаружено. В первом проявления фосфоритов сосредоточены в районе мавританского Ардара,

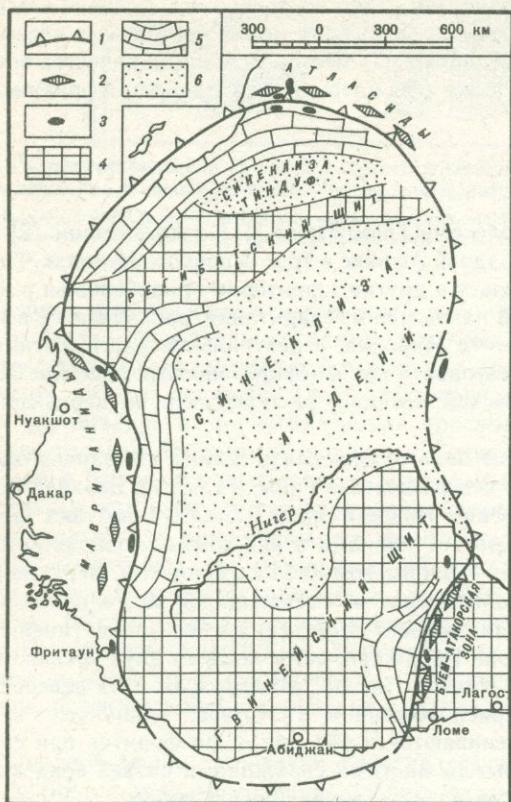
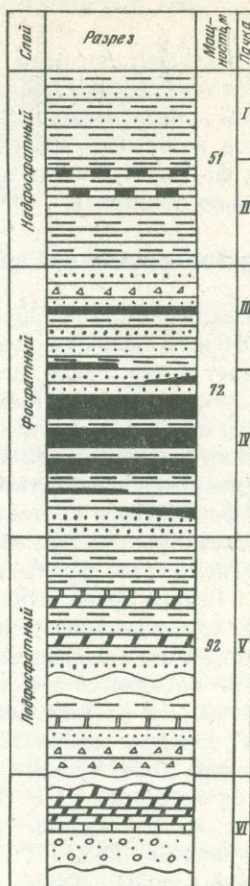


Рис. 3. Западно-Африканский кратон (палеотектоническая реконструкция для позднего докембрия)
 1 — край континента; океаническая область: 2 — вулканические, граувакковые, флишионные комплексы, нерасчлененные, 3 — офиолитовый комплекс и его фрагменты; континентальная область: 4 — выступы древнего фундамента, 5 — шельфовые отложения, 6 — отложения внутриконтинентальных бассейнов

Рис. 4. Стратиграфический разрез верхней части свиты Пенджари месторождения Тапоа, Нигер
 I — кирпично-красные аргиллиты и алевролиты; II — серые аргиллиты с тонкими прослоями железистых аргиллитов; III — чередующиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, фосфатные песчаники и аргиллиты, тонкие прослои фосфоритов; IV — фосфориты с прослоями черных и зеленых аргиллитов, песчаники, кремнистые аргиллиты, фосфатные песчаники; V — аргиллиты и алевролиты, кремнистые аргиллиты, прослои кремней и доломитов, горизонты брекчий; VI — кремни, известняки, тиллиты



встречаясь по меньшей мере на двух стратиграфических уровнях — инфракембрийском и кембрийском. Инфракембрийские фосфориты отделены 200—250-метровой толщей красноватых золотых песчаников от кристаллического основания (группа Амсага). Фосфориты заключены в существенно доломитовой толще.

Благодаря значительным успехам в изучении геологии Мавритании ныне представляется возможным реставрировать палеотектоническую позицию древних фосфоритов. В пределах Мавритании вдоль Атлантического побережья выделяются два принципиально различных региона — восточный и западный. В восточном выявляется типичное для платформ двухъярусное строение: древнейший кристаллический фундамент перекрыт здесь чехлом отложений синеклизы Таудени, начинающихся верхнедокембрийскими слоями. По окраинам синеклизы они представлены преимущественно карбонатными осадками, к которым в Ардаре приурочены фосфориты, а в центральной ее части — терригенными. Вдоль Атлантического побережья, к западу от кратона, протягиваются цепи Мавританид, а на их продолжении к югу — Рокелиды. Они сложены верхнедокембрийскими—нижнепалеозойскими андезито-граувакковыми и базальтовыми комплексами. Из-за высокого метаморфизма (зеленосланцевой либо, местами, амфиболитовой фации) эти комплексы ранее отождествлялись с докембрием фундамента кратона. Для них характерны тектонические покровы, свидетельствующие о перемещении материала с запада на восток.

Два рассмотренных региона разграничиваются швом, протягивающимся с севера на юг. Как в зоне шва, так и в чешуях Мавританид, покоящихся на кристаллическом

фундаменте, изобилуют гипербазитовые тела; встречаются и другие составные части офиолитовых комплексов.

В целом к западу от кратона, на всем протяжении от Регибатского щита на севере до Гвинейского на юге, позднему докембрию—кембрию отвечают зеленокаменноизменные, преимущественно вулканогенные образования. Они отделены офиолитовым швом от кратона, в пределах которого сменяются вначале карбонатными, а затем терригенными толщами, т. е. в широтном направлении устанавливается обычная последовательность комплекса, свойственная континентальной окраине и смежному океаническому пространству.

Аналогичная картина вырисовывается и к востоку от Западно-Африканского кратона — в массивах Хоггар (Алжир) и Аддрар Ифорас (Мали). В первом из них установлены островодужные андезитово-граувакковые серии верхнего докембрия [4], во втором описываются тектонизированные офиолиты, надвинутые на типично платформенные осадки восточной части синеклизы Таудени [6].

В Марокко фосфориты обнаружены среди доломитов инфракембрийской серии Адуду [12].

Центрально-Азиатская провинция

Центрально-Азиатская провинция приурочена к южной периферической части Сибирской платформы, маркирующей широким развитием карбонатных толщ верхнего докембрия—кембрия. Проявления фосфоритов того или иного масштаба известны здесь на обширной территории, протягивающейся с запада на восток на расстояние около 1000 км. По возрасту они рассредоточены в интервале от позднего рифея (800 млн. лет) до раннего кембрия, причем наиболее крупные скопления фосфоритов (Хубсугульский фосфоритоносный бассейн) относятся, скорее всего, к венду.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн находится в северной части Монголии, непосредственно у границы с СССР. Протяженность его около 400 км. В пределах бассейна выделяются две мощные толщи отложений, покоящиеся на древнейшем кристаллическом фундаменте: нижняя, вулканокластическая, представляет собой заполнение древней рифтогенной структуры, а верхняя, карбонатная, относится к отложениям шельфового моря. Фосфориты заключены в карбонатной толще, находясь на двух стратигра-

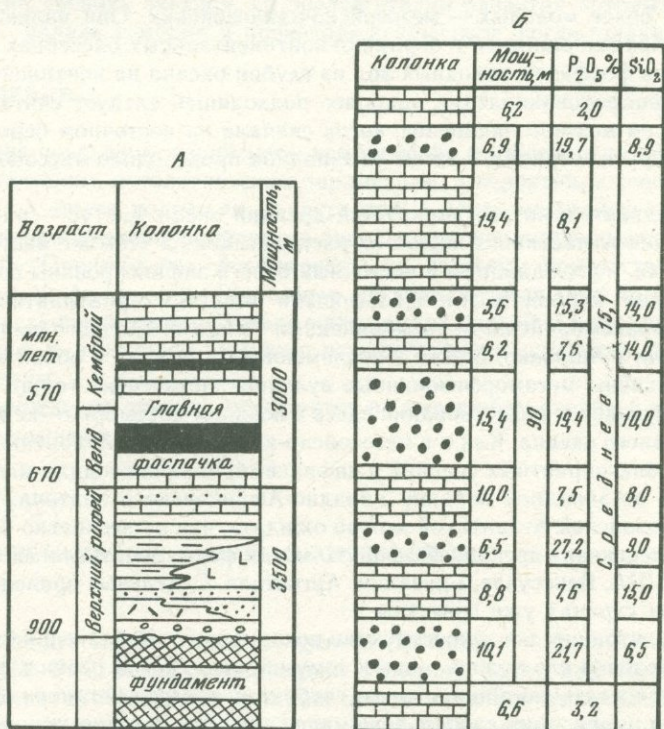


Рис. 5. Стратиграфический разрез верхнедокембрийских—кембрийских отложений Хубсугульского бассейна (А) и разрез главной фосфатоносной пачки Хубсугульского месторождения (Б)

фических уровнях — вендском и нижнекембрийском, причем на нижнем уровне сосредоточены все основные месторождения (рис. 5, А).

Хубсугульское месторождение расположено на западном берегу одноименного озера. Продуктивные отложения смяты здесь в довольно крутые складки, повторяясь четыре раза в латеральном профиле протяженностью около 15 км. Изучение этого профиля позволяет заключить, что ширина зоны фосфатонакопления не превышает 20—30 км. Две восточные зоны выдержаны, так что продуктивная пачка прослеживается в них на расстояние до 30—35 км, в двух других, более удаленных от берега, фосфатные залежи не выдержаны и маломощны.

Строение продуктивной пачки изображено на рис. 5, Б. В составе ее выделяется до пяти горизонтов фосфоритов, разделенных фосфатсодержащими кремнистыми доломитами. Мощность всей пачки до 90—100 м, а отдельных пластов до 15 м. Среднее содержание P_2O_5 по пластам 22%, в целом по пачке около 15%. Отдельные пласты, как отмечалось выше, могут выклиниваться, утолщаться либо расщепляться на тонкие пропластки. Наиболее выдержанный и постоянный по мощности (10—12 м) и устойчивый по содержанию P_2O_5 (22%) — нижний пласт.

Общие запасы месторождения составляют около 1 млрд. т фосфоритов с содержанием около 22% P_2O_5 . В Хубсугульском бассейне имеется ряд других месторождений фосфоритов с запасами, исчисляющимися несколькими сотнями миллионов тонн каждое.

Карбонатным толщам верхнего докембрия—кембрия, выполняющим Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, в соседних регионах Центрально-Азиатского океанического пояса по возрасту отвечают вулканогенные и кремнисто-граувакковые формации. По этим формациям здесь реставрируется позднедокембрийский Центрально-Азиатский океанический бассейн, к шельфу которого и относится Хубсугульский бассейн. Океанические комплексы отделены от шельфовых сутурными зонами, в которых концентрируются ультрабазитовые массивы. В современной структуре эти массивы и маркируют край древнего континента. Характерно, что все крупнейшие месторождения фосфоритов удалены от этого края на 200—300 км, т. е. приурочены к внутренней (прибрежной) кромке шельфа.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Древние фосфориты в тектоническом и генетическом плане принципиально, видимо, не отличаются от более молодых — мезозойско-кайнозойских. Они являются хемогенными породами, образовавшимися в окраинно-континентальных бассейнах в результате апвеллинга богатых фосфатом холодных вод из глубин океана на континент. В качестве модели древнего фосфатонакопления наиболее подходящей следует считать Северную Атлантику в позднем мезозое—кайнозое, когда сначала на восточном берегу, в Мавритании, Марокко и других странах, а затем на западном происходило массовое накопление фосфоритов.

Многими исследователями реставрируется древний океан Япетус — раннепалеозойский предшественник Атлантики. В целом он располагался на «том же месте», что и современная Атлантика, и его западный и восточный берега зафиксированы соответственно кембро-ордовикскими карбонатными шельфовыми толщами приатлантического побережья США и инфракембрийскими—кембрийскими толщами сходного состава, выходящими в Мавританию и Марокко. Ближе к современной Атлантике в обоих этих регионах широко распространены метаморфизованные вулканокластические толщи разного состава, свидетельствующие о существовании здесь в позднем докембрии—кембрии океанической коры и древнего океана. Как и в мезозойско-кайнозойской Атлантике, при определенном сочетании благоприятных условий в инфракембрии происходило массовое накопление фосфоритов по западной окраине Западно-Африканского кратона. По аналогии с мезозойско-кайнозойской Атлантикой можно ожидать, что на несколько более позднем этапе развития палеоокеана древние фосфориты могли формироваться и вдоль его западных берегов — в США, Венесуэле, Бразилии, Аргентине. Отдельные проявления древних фосфоритов в этих странах уже известны.

В целом палеотектонические реконструкции показывают, что благоприятные для фосфатонакопления условия сложились лишь к тому времени, когда океаны, разделяющие континенты, стали достаточно обширными и глубокими и когда установилась интенсивная глубоководная циркуляция глобального масштаба. Эти условия можно представить себе на примере реконструкций позднемезозойской—раннепалеозойской Атлантики [3, 10]. Устанавливается, что фосфатонакопление по берегам Атлантики не имело места

вплоть до самого конца мела. До этого времени Атлантика представляла собой серию застойных, изолированных друг от друга впадин, в которых накапливались сапропелитовые илы. Лишь в самом конце мела в результате резкого возрастания скорости спрединга произошло становление обширных глубоководных впадин по обе стороны от среднего хребта; возникла донная циркуляция между Атлантикой и Арктикой, с одной стороны, и Антарктикой — с другой. Установилась связь через Гибралтар с Тетисом, а через Панамский пролив с Тихим океаном. Такую обстановку, сохранившуюся и в палеогене, можно рассматривать в качестве благоприятной палеотектонической предпосылки для фосфатонакопления.

Наиболее вероятным источником фосфора были вулканические породы, в частности специфические щелочные базальтоиды — лимбургиты и базаниты, содержащие около 1% P_2O_5 , которые начали формироваться в Атлантике с конца мела и вследствие гальмиролиза которых могло происходить обогащение фосфатом холодных вод глубин океана.

Заложение океана Япетус, судя по возрасту пород, выполняющих рифты, предшествовавшие раскрытию океана, произошло 820 млн. лет назад [8]. Постепенное углубление и расширение этого океана в процессе спрединга привели в самом конце докембрия — начале кембрия к образованию обширного океанического бассейна. К этому же времени на окраинах соседних континентов сформировались достаточно обширные шельфы, на которых и могло осуществляться фосфатонакопление. Так же как и в Атлантике, в мезозой-кайнозойское фосфатонакопление на шельфе осуществлялось независимо ни от того, какими породами (по возрасту, составу) была сложена прилегающая суша, ни от ее геоморфологических особенностей. Окраины континентов играли пассивную роль арены для седиментации фосфата, тогда как все движущие силы и источники этого грандиозного природного процесса находилось в океанах.

Отсутствие океанов в протерозое и архее, во всяком случае таких, какие существуют ныне, вероятно, в определенной мере может объяснить и отсутствие массовых скоплений фосфоритов в дорифейских (доверхнерифейских) отложениях. Приведенная выше цифра 820 млн. лет для Северо-Американского континента, по-видимому, довольно точно отвечает времени рифтинга древней сиалической коры не только для Северо-Американского континента. В Центральной Азии аналогичные события датируются интервалом 823—752 млн. лет. Сходные цифры известны и для других континентов. В таком случае позднерифейское раздробление Пангеи («Умбрух» Г. Штилле) можно считать исходным при формировании древних океанов, на зрелой стадии развития которых в конце позднего докембрия — начале кембрия и происходило массовое фосфатонакопление.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Древние позднедокембрийские—кембрийские фосфориты по основным геологическим, тектоническим, литологическим параметрам, а вероятно, и генетически принципиально сходны с более молодыми, в частности, с верхнемезозойскими—кайнозойскими.

2. Накопление древних фосфоритов происходило преимущественно в пределах шельфовых морей. Повсюду под фосфатонасытными толщами присутствует докембрийский кристаллический фундамент. Тем самым устанавливается, что древние фосфориты — принадлежность континентов. Однако материнской средой, из которой черпались источники фосфора и в которой целиком осуществлялись процессы фосфатонакопления, служили океаны.

3. Месторождения древних фосфоритов по масштабам сходны с мезозойскими, а зачастую и превышают последние.

ABSTRACT

LATEST PRECAMBRIAN-CAMBRIAN PHOSPHORITES

A. V. ILYIN

Three topics are touched upon: 1) general features of Latest Precambrian-Cambrian phosphorites (L. P. C. P.); 2) phosphogenic provinces, basins and deposits; 3) paleotectonic reconstruction and genetic speculation. Special attention was paid to a problem of relation of phosphorites with dolomites, both generated in a near-shore condition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья Сибири. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964; т. 39, вып. 5, с. 3—21.
2. Affaton P. Etude geologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sudeest de la Naute-Volta. — Trav. Lab. Sci. Terre, St. Jerome, Marseille, 1975, N 10, p. 79—91.
3. Berggren W., Hollister C. D. Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. — In: Hay W. W. Studies in paleoceanography. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, USA, 1975, vol. 20, p. 211—248.
4. Caby R., Dostal F., Dupuy C. Upper proterozoic volcanic graywaske from N. W. Hoggar (Algeria). — Precamb. Res., 1977, vol. 5, N 3, p. 311—349.
5. Cook P. J. Sedimentary phosphate deposits. — In.: Handbook of stratabound and strataform ore deposits/Ed. K. H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1976, vol. 7, p. 317—334.
6. Leblanc M. Proterozoic Ocean crust at Bou Azer. — Nature, 1976, vol. 261, N 542, p. 421—422.
7. Niger. — Mining Annu. Rev., 1977, p. 421—431.
8. Rankin D. Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Japetus Ocean. — J. geophys. Res., 1976, vol. 81, N 32, p. 318—338.
9. Riggs S. R., Freas D. H. Environments of phosphorites deposition of the Central Florida phosphate district. — In: Proc. 4th Forum Geology of Industrial Minerals, Bureau of Economic Geology, Univ. Texas, USA, 1968, p. 211—230.
10. Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C. Paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. — J. Geol., 1977, vol. 85, N 5.
11. Trompette R. Le bassin de Taoudenni. Notice explic. de la carte geologique a 1 : 1 000 000 de la Mauritanie. P.: B. R. G. M., 1975, p. 121—122.
12. Viland J. C. Presence d'horizons phosphates à la base de l'Infracambrien superieur du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). — Notes Serv. Geol. Maroc., 1977, 38 (268), p. 13—22.

УДК 553.3.(676.1)

Ф. ТИССО

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОНЫ КАРАГВЕ-АНКОЛИН (ТАНЗАНИЯ)

ВВЕДЕНИЕ

Основаниями для постановки работ по проекту правительства Танзании «Поиски минерального сырья в Северо-Западной Танзании», осуществляемому при содействии Программы развития ООН, стали соображения о возможности продолжения по простиранию пояса интрузий ультраосновных пород, несущих никелевую и другую сульфидную минерализацию, выявленную в соседних районах Бурунди. После проведения региональных поисковых работ, завершившихся открытием в 1976 г. никель-кобальт-медного оруденения в районе Кабанга вблизи границы с Бурунди, начато осуществление второй фазы проекта, предусматривающей выполнение детальных поисковых работ.

В пределах района ранее проводились лишь небольшие горные работы по разработке месторождений касситерита и вольфрамита танзанийского сектора хорошо известной олово-вольфрамовой металлогенической провинции Восточной Африки [6]. Разработка этих месторождений в небольших масштабах производилась здесь периодически более 50 лет [9]. Район расположен в области Вест-Лейк на крайнем северо-западе Танзании и занимает площадь 25 000 км² (рис. 1, 2).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТИ ВЕСТ-ЛЕЙК

Характерная геологическая особенность восточной части Центральной Африки — докембрийские складчатые пояса, которые обрамляют и частично накладываются на архейские щиты (2500—3500 млн. лет) [1]. Комплекс фундамента Уганды на севере, щит Касаи на юго-западе и Танзанийский щит на юго-востоке — те гранитные комплексы, к которым примыкают складчатые пояса Кибалин (1800 млн. лет) [1] и Кибаран (1900—1400 млн. лет) [1, 3, 7]. Гранитоиды Танзанийского щита распространены на юго-востоке области Вест-Лейк и, кроме того, обнажаются в одном из выступов фундамента депрессии Ниакахура, где они контактируют с породами системы Карагве-Анколин (см. рис. 3). В пределах области развития гранитов щита (2500 млн. лет) на юго-востоке известны выходы отложений системы Ньянзи, сложенные вулканогенными и осадочными (терригенными) породами, в том числе и железистыми кварцитами, прорванными гранитоидами.

Рис. 1. Схема расположения района Вест-Лейк

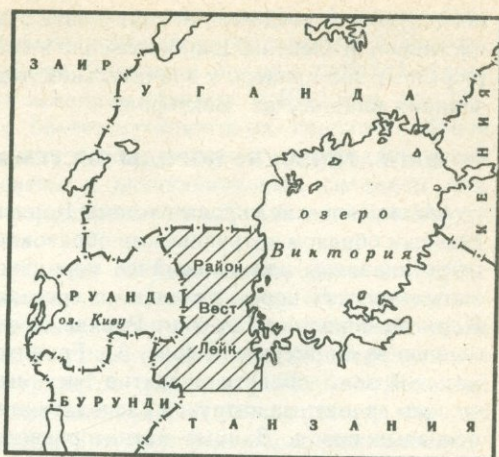
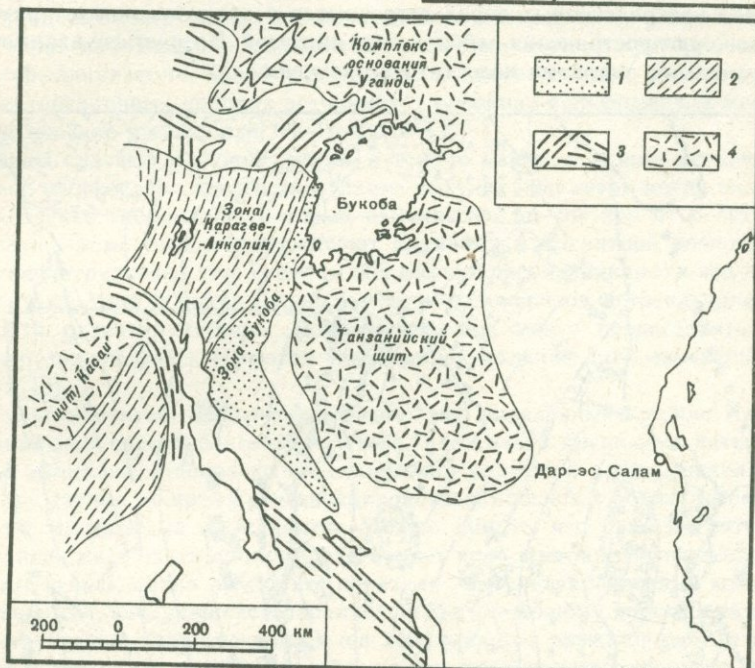


Рис. 2. Докембрийские комплексы восточной части Центральной Африки

1 — система Букобан; 2 — складчатый пояс Кибаран; 3 — складчатый пояс Кибалин; 4 — граниты комплекса основания



Отложения системы Карагве-Анколин, развитые в западной части области Вест-Лейк, принадлежат к складчатому поясу Кибаран. Эти отложения, отделенные зонами разломов как от гранитов фундамента, так и от образований более молодой системы Букобан, представлены толщей слабо метаморфизованных метасадочных пород, главным образом кварцитов и филлитов, общей мощностью от 9000 до 15 000 м.

Интенсивность регионального метаморфизма возрастает с глубиной [2]. Толща смята в складки меридионального и северо-северо-восточного простирания, осложненные местами поперечными складками. Отложения системы Карагве-Анколин прорваны гранитами (1200 млн. лет), а также базитами и ультрабазитами не установленного возраста [2].

Отложения системы Букобан с несогласием перекрывают граниты Танзанийского щита и их контакт с породами системы Карагве-Анколин на юго-востоке. Породы системы Букобан (1100 млн. лет), главным образом неметаморфизованные песчаники и глинистые сланцы, в области Вест-Лейк выполняют широкую (20—30 км) открытую впадину [7]. Толща осадочных пород прорвана силлами габброидов (800—830 млн. лет), генетически связанными с покровами базальтов и андезитов, известными в составе системы Букобан в южной части области Вест-Лейк [2, 8].

Со времени отложения осадков системы Букобан Африканский континент представлял стабильную область, где в течение всего палеозоя и большей части мезозоя преобладали континентальные условия. В конце мезозоя наблюдалось наиболее интенсивное развитие поверхностей выравнивания и латеритных кор выветривания. Вследствие

последующего воздымания континента эти латеритные поверхности выравнивания были частично расчленены. Возникновение в конце неогенового времени западной и восточной рифтовых зон привело к значительной перестройке речной сети и стало причиной образования впадины оз. Виктория.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СИСТЕМЫ КАРАГВЕ-АНКОЛИН В ОБЛАСТИ ВЕСТ-ЛЕЙК

Магматические породы системы Карагве-Анколин в области Вест-Лейк представлены главным образом интрузивными образованиями. Породы вулканического происхождения не установлены или по крайней мере пока не опознаны как таковые. Распространение магматических пород различного состава в пределах всего региона развития системы Карагве-Анколин в Бурунди, Руанде, Уганде и области Вест-Лейк обнаруживает определенную закономерность (рис. 3). Гранитоиды встречаются в пределах обширной центральной зоны области развития системы Карагве-Анколин. В восточном направлении от зоны гранитных интрузий располагаются узкие пояса массивов габброидных и ультраосновных пород. Данные магниторазведки позволяют предполагать, что и в области Вест-Лейк тела ультраосновных пород встречаются в пределах пояса, примыкающего с востока к зоне распространения габброидных интрузий. Возрастные взаимоотношения между интрузивными породами недостаточно изучены.

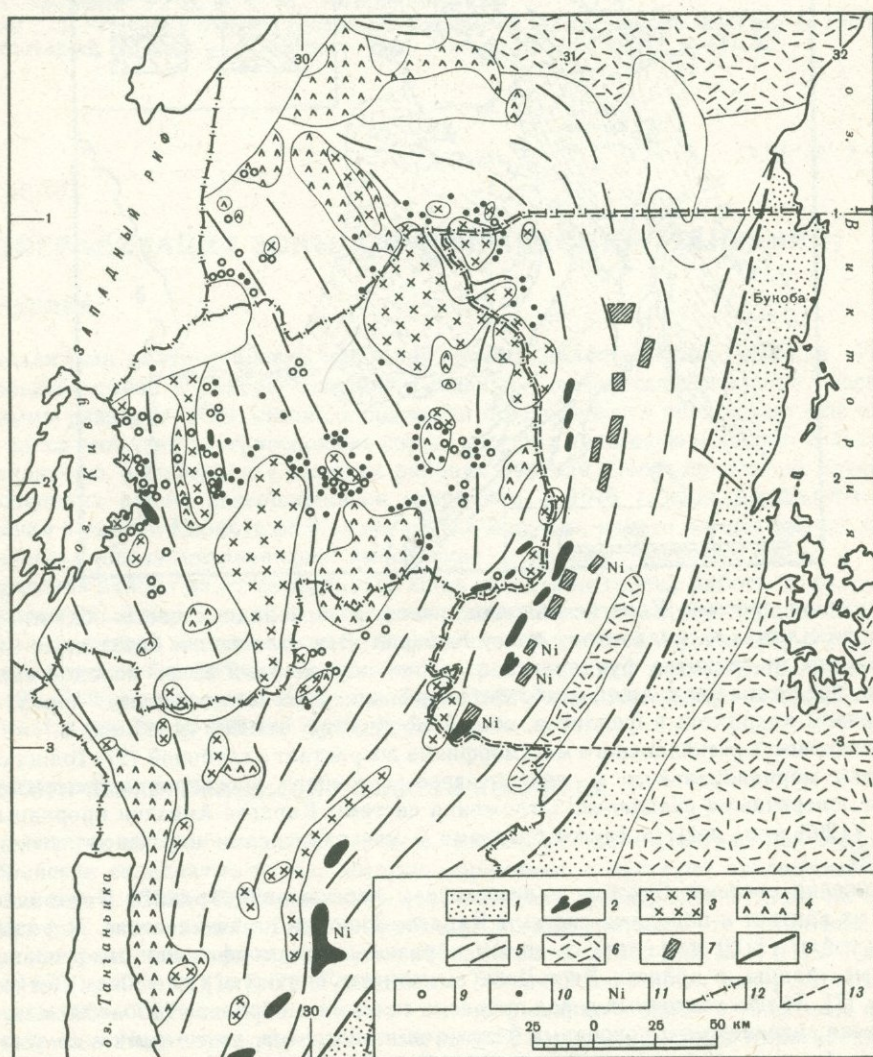


Рис. 3. Схема геологического строения восточной части Центральной Африки

1 — система Букобан; система Карагве-Анколин; 2 — базальты и ультрабазальты; 3 — граниты, гранито-гнейсы; 4 — гранитоиды, гнейсы; 5 — метасадочные породы; 6 — гранитный комплекс фундамента; 7 — аэромагнитные аномалии, возможно указывающие положение неизвестных тел базальтов и ультрабазальтов; 8 — разрывные нарушения (нанесены приблизительно); 9 — месторождения Sn, W, Nb, Ta, Be, Li; 10 — разработки полезных ископаемых; 11 — проявления никелевой минерализации; 12 — государственные границы; 13 — границы района работ

Гранитоиды области Вест-Лейк формируют восточное обрамление обширной провинции гранитного магматизма, центральная часть которой располагается в Руанде. Радиометрические определения возраста гранитов Руанды и Уганды рубидий-стронциевым методом по валовым пробам показали величины, близкие к 1200 млн. лет [2].

В интрузивных массивах порфировидных биотит-мусковитовых гранитов вблизи контактов с вмещающими породами наблюдаются флюидалные структуры. Интрузии син- и посткинematических гранитов приурочены к антиклинальным складкам или к узлам пересечений складок двух систем [4], формируя в этих случаях типичные округлые в плане гранитные купола.

Наблюдения показывают, что во многих случаях горизонты кварцитов непосредственно примыкают к гранитам. Это позволяет предполагать, что пласты кварцитов в антиклинальных структурах препятствовали дальнейшему поднятию гранитной магмы и в конечном счете контролировали размещение массивов гранитоидов [9]. В результате интенсивного избирательного выветривания гранитов участки развития гранитной дресвы оказались окруженными кварцитовыми гребнями [11]. В метаосадочных породах граниты вызывают интенсивные контактовые изменения, вплоть до образования андалузитовых сланцев. Во внутренних зонах экзоконтактовых ореолов и во внешних эндоконтактовых зонах наблюдаются интенсивные метасоматические преобразования (грейзенизация, турмалинизация, кварцевые жилы). С такими зонами метасоматоза в гранитоидах и метаосадочных породах ассоциирует оловянно-вольфрамовая минерализация, а также небольшие проявления Nb-Ta-Be-Li [9].

Габброиды слагают массивы, силлы и тонкие дайки, секущие метапелиты обычно параллельно плоскостям слоистости. Пласты жестких кварцитов могли оказывать влияние на внедрение габброидов, которые изменяются по составу от собственно габбро до норитов и, кроме того, обнаруживают вариации в магнитной восприимчивости по простиранию интрузивных тел. В целом они обычно рассматриваются как посткинematические интрузии. Мелкие дайки сильно измененных долеритов, встречающиеся в пределах всей области развития системы Карагве-Анколин, могут представлять образования ранней интрузивной фазы. Имеются указания на наличие даек измененных долеритов в гранитах [9].

Базит-ультрабазитовый интрузивный комплекс, выявленный в районе Кабанга в крайней юго-западной части области Вест-Лейк, дает очень крупные и интенсивные аэромагнитные аномалии. Несколько геохимических аномалий хрома, никеля, кобальта и меди, обнаруженных во время рекогносцировочных поисков в области Вест-Лейк, точно совпадают с магнитными аномалиями. Можно думать, что цепь магнитных аномалий или по крайней мере часть из них представляет пояс ультрабазитовых интрузий. Предварительные исследования в Кабанге показали, что ультрабазитовый комплекс состоит из нескольких тел, внедрившихся параллельно региональному простиранию вмещающих пород. Интрузивный характер комплекса доказывается разнообразными контактовыми явлениями, такими, как контаминация и развитие роговиковых структур, сопровождающиеся образованием андалузита, граната и силлиманита в метаморфизованных осадочных породах. Интрузивные тела относительно однородны и сложены в основном перидотитами и оливниновыми пироксенитами с кумулятивными структурами и текстурами расслоения в широком смысле этого слова, возникшими вследствие вариаций содержания породообразующих минералов. К контактовым зонам, где процессы дифференциации магм имели более интенсивное развитие, приурочены пироксенит-габброидные породы. По всей вероятности, интрузии, были поздние или посткинematическими, что подтверждается, например, развитием неориентированных роговиковых структур и горизонтальным расположением «слоистости» в интрузивном теле. Однако окончательные заключения по этому вопросу пока не могут быть сделаны.

Никель-кобальт-медносульфидная минерализация связана с базит-ультрабазитовыми интрузивами. Вкрапленные сульфиды, которые местами образуют сеть прожилков, наблюдаются в ультрабазитах. Главные рудные залежи массивных сульфидных руд располагаются вблизи или в пределах контактовой зоны одного из интрузивных тел [10].

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ИНТРУЗИЯМИ ОБЛАСТИ ВЕСТ-ЛЕЙК

Уже упоминалось, что в области Вест-Лейк известны два типа минерализации: оловянно-вольфрамовая, связанная с интрузиями гранитов, и никель-кобальт-медносульфидная, ассоциирующаяся с ультрабазитовыми интрузиями. Ни тот, ни другой тип не ограничен в своем распространении областью Вест-Лейк Танзании; оба характерны для

более обширных металлогенических провинций, охватывающих значительные части прилегающих стран. Зона оловянной минерализации шириной до нескольких километров охватывает как эндоконтактовые, так и экзоконтактовые части контактовых ореолов массивов гранитоидов.

Наиболее интенсивное оруденение наблюдается в пределах экзоконтактовой зоны метасоматических изменений, будучи приурочено к кварцевым жилам или к их контактам с вмещающими метаосадочными породами. Основной рудный минерал — касситерит, который обнаруживает четкую приуроченность к прожилкам и гнездам слюды в пределах кварцевых жил и к слюдяным оторочкам вокруг жил. Представляется, что распределение оловоносных флюидов вокруг интрузий контролировалось контактовыми зонами гранитов с метаосадочными породами и плоскостями контактов филлитов и кварцитов. Оловоносные жилы в пределах зон минерализации встречаются повсеместно и не обнаруживают приуроченности к каким-либо специфическим горизонтам [9]. Размещение кварцевых жил в значительной мере контролируется плоскостями сланцеватости, которые в пределах ореолов метасоматических изменений обычно ориентированы параллельно контактам гранитных массивов. В осадочных породах, не подвергшихся изменениям, оловорудные жилы ориентированы параллельно слоистости. Извилистые неправильные очертания кварцевых жил и их рассеянное неупорядоченное расположение в пределах зон минерализации вокруг гранитных интрузий очень затрудняют прослеживание жил [9]. Наиболее крупное оловорудное месторождение в области Вест-Лейк — Куерва, оно располагается в пределах ореола метасоматических изменений не вскрытого и пока не выявленного гранитного массива.

Никель-кобальт-медносульфидная минерализация участка Кабанга в области Вест-Лейк может рассматриваться как часть вновь открытой никелевой металлогенической провинции, другой частью которой являются никеленосные латеритные коры выветривания, найденные в Бурунди.

Изучение интрузивного массива Кабанга находится в настоящее время на начальной стадии, в связи с чем сейчас могут быть приведены лишь предварительные данные [10]. Сульфидная минерализация (пирротин и в подчиненных количествах пентландит, халькопирит, пирит, виоларит) найдена как в базит-ультрабазитовом массиве, так и во вмещающих его метаосадочных породах. Сульфидные минералы отмечены в породах всех типов. В интрузивных породах основного состава они слагают массивные руды, прожилки и рассеянную вкрапленность. Довольно мощные горизонты массивных сульфидных руд ориентированы, по-видимому, параллельно краевым зонам интрузии. В метаосадочных породах рассеянная вкрапленность сульфидов наблюдается в пределах тонких прерывистых прослоев и линз, ориентированных параллельно плоскостям слоистости. Мелкие пересекающиеся прожилки массивных сульфидных руд встречаются местами главным образом в трещинных зонах или вблизи даек габброидов.

Содержание металла в сульфидах в пределах зоны минерализации не остается постоянным. Отдельные рудные горизонты в интрузивных массивах характеризуются различным содержанием никеля независимо от состава вмещающих пород. По содержанию никеля выделяются сульфиды двух генераций со средними концентрациями никеля примерно 1—2,5%. Количество кобальта остается постоянным и не зависит от содержаний никеля; содержания меди изменяются незакономерно (отношения Ni/Co варьируют от 4 до 6). В массивных сульфидных рудах метаосадочных пород наблюдается очень высокое содержание никеля, достигающее 10—35%, тогда как в мелких линзах и тонких горизонтах сульфидных руд отмечаются очень низкие его концентрации.

Предполагается, что никельсодержащие сульфиды в интрузивных массивах имеют ортомагматическое происхождение. Рассеянные вкрапленники сульфидов, вероятно, образовались на начальных стадиях кристаллизации; массивные сульфидные руды могли образоваться путем сегрегации. Приуроченность мощных горизонтов массивных сульфидных руд к краевым частям интрузивных массивов позволяет предполагать, что концентрация сульфидов могла происходить в структурно ослабленных зонах. Происхождение рассеянных вкрапленников не никеленосных сульфидов в метаосадочных породах может связываться с гидротермальными процессами. Время и способ отложения богатых никелем массивных сульфидных руд в метаосадочных породах остаются неясными.

Выявление никеленосных сульфидов в ультрабазитовой интрузии Кабанга позволяет считать перспективными и рекомендовать для постановки поисковых работ аналогичные интрузивные массивы вдоль всей цепи аномалий, обнаруженных при аэромагнитной съемке. Признаки минерализации в других интрузиях ультрабазитов к северу от участка Кабанга в настоящее время уже найдены.

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ТАНЗАНИИ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ

Первоочередная задача — проведение региональных рекогносцировочных поисковых работ на площади более 25 000 км² в пределах области Вест-Лейк в целях выявления зон, потенциально перспективных на никелевое оруденение, а также оценки перспектив проявления других металлов и неметаллических ископаемых. Методика поисково-разведочных работ предусматривала проведение рекогносцировочных исследований, завершающихся выбором наиболее перспективных в отношении минерального сырья участков, заслуживающих постановки детальных разведочных работ. Площадь таких участков составила менее 10% общей первоначальной площади района работ (рис. 4, 5). Между 1975 и 1977 гг. были выполнены региональные геохимические поиски по потокам рассеяния при плотности опробования одна проба на 5 км², что считалось достаточным для выявления массивов ультрабазитов таких размеров, в которых возможно ожидать скопления никелевых руд, имеющих экономическое значение. При этом принималась во внимание протяженность геохимических аномалий в донных осадках вниз по течению водотоков [5].

Наземные региональные геофизические работы проводились одновременно с геохимическими поисками. Магнитометрические и радиометрические измерения производились с шагом 500 м по всей существующей сети дорог в пределах всего района.

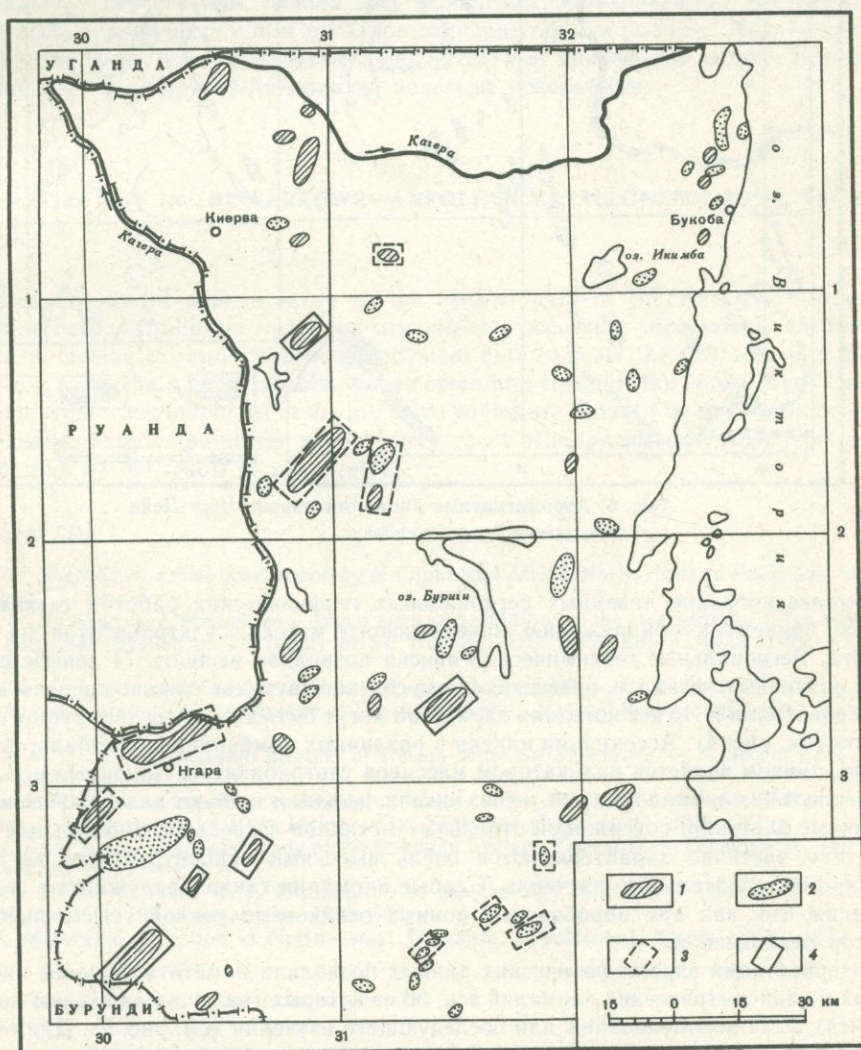


Рис. 4. Геохимические аномалии района Вест-Лейк

1 — зоны аномальных содержаний никеля с различными содержаниями меди, кобальта, хрома и цинка; 2 — зоны аномальных содержаний меди, кобальта, хрома и цинка; аномальные зоны: 3 — покрытые геохимическими съемками, 4 — рекомендуемые для разбуривания

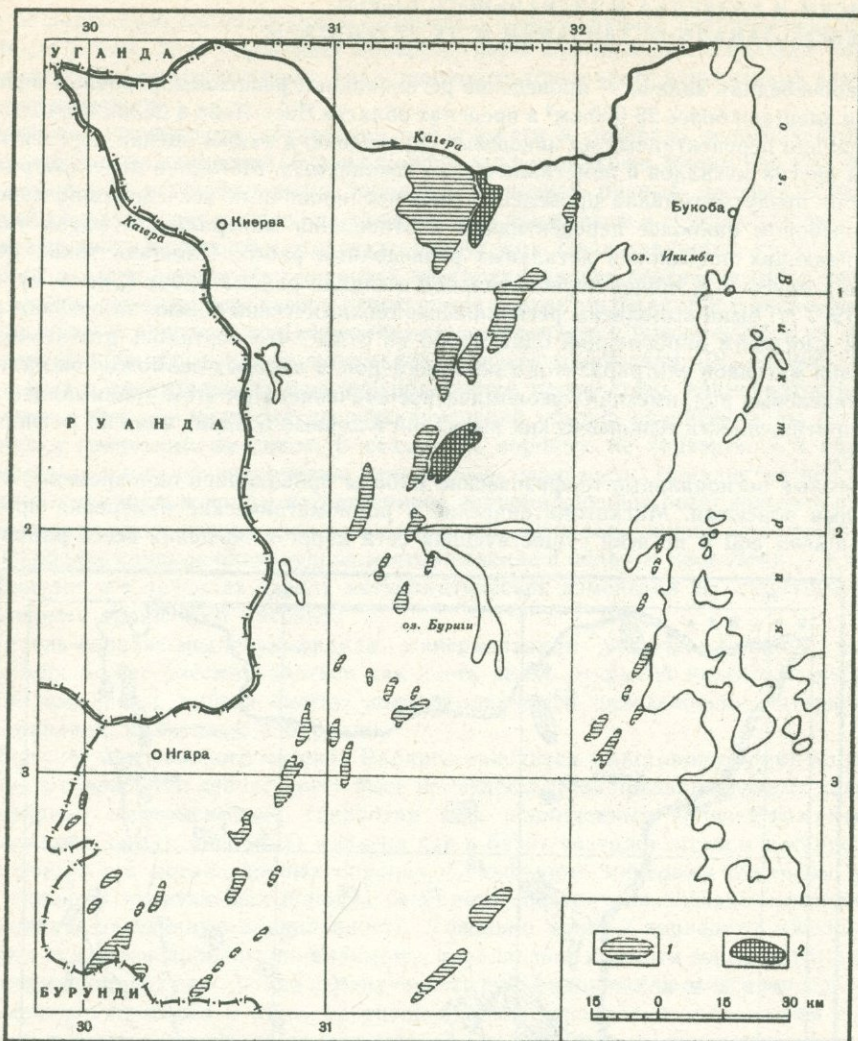


Рис. 5. Аэромагнитные аномалии района Вест-Лейк

1 — отрицательные; 2 — положительные

Комплексирование наземных региональных геофизических работ и геохимических поисков привело к обнаружению никеленосного массива ультрабазитов на участке Кабанга. Региональные геохимические поиски позволили выявить 74 зоны с содержаниями различных металлов, превышающими соответствующие нижние пределы аномальных концентраций. По ассоциациям элементов могут быть выделены две группы аномальных зон (см. рис. 4). Ассоциация никеля в различных комбинациях с кобальтом, медью, хромом, цинком является индикатором массивов ультрабазитов. Причины, вызывающие появление таких аномальных зон, но без никеля, неясны и требуют дальнейшего изучения. Различные аномалии содержания отдельных металлов в пределах аномальных зон второго типа частично характеризуются очень высокими концентрациями элементов и заслуживают тщательного изучения. Слабые аномалии также заслуживают некоторого внимания, так как при опробовании донных осадков по редкой сети сильно влияет «фактор разбавления».

Интерпретация аэрогеофизических данных позволила наметить большое число магнитных и радиометрических аномалий зон, 30 из которых (включая аномалию на участке Кабанга) были рекомендованы для последующего изучения (см. рис. 5). Для отделения аномалий, имеющих только геологический интерес, от аномалий, возможно имеющих экономическое значение, потребовались детальные наземные исследования. Некоторые аэромагнитные аномалии совпали с геохимическими аномалиями, однако в большинстве своем они оказались связанными с глубоко залегающими магнитными телами, не вскрытыми процессами эрозии и выветривания.

ВОЗМОЖНОЕ ОСВОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ РАЙОНА

Как уже упоминалось, до настоящего времени в области Вест-Лейк разрабатывались только оловянные и вольфрамовые месторождения. Большое число старателей-одиночек проводили поиски аллювиальных и элювиальных месторождений в пределах всего района. В дальнейшем, однако, поисковые работы смогут быть эффективными, только если они будут ориентированы на выявление метасоматических руд в коренном залегании. Промышленные месторождения можно ожидать в ассоциации с близповерхностными гранитными куполами, не вскрытыми на современном эрозионном уровне. В пределах области развития пород системы Карагве-Анколин перспективными объектами для поисков являются участки пересечения линейных антиклинальных складок с поперечными складками, расположенными вблизи гранитных интрузий.

Новейшие данные геохимических и аэрогеофизических исследований свидетельствуют о существовании цепи интрузий ультраосновных пород, протягивающейся в северо-северо-восточном направлении более чем на 200 км через всю область Вест-Лейк. Помимо никелевых сульфидных руд, открытых на участке Кабанга в южной части пояса интрузий, где сейчас продолжаются детальные работы, четыре участка совмещенных геохимических и геофизических аномалий в северной части пояса также оцениваются как перспективные и заслуживают постановки детальных поисково-разведочных работ. Потенциальные перспективы района для выявления промышленных месторождений никеля и ассоциирующихся с ним металлов оцениваются как высокие. Недавние открытия в области Вест-Лейк дают новые дополнительные данные для оценки перспектив отложений системы Карагве-Анколин на полезные ископаемые.

ABSTRACT

MINERALIZATION IN THE KARAGWE—ANKOLEAN METALLOGENIC ZONE, TANZANIA

F. TISSO

Granites are found over a large in the central part of the Karagwe—Ankolean, with narrow belts of gabbroic rocks and ultramafites occurring successively eastward of the granites. Geological and airborne geophysical data indicate the existence of a 200 km long, NNE—SSW chain of ultramafic bodies extending through the entire West Lake Region. The nickeliferous sulphides in the intrusive bodies are thought to be of orthomagmatic origin. The disseminated sulphides probably represent primary crystallization, the massive sulphides may be the result of segregation.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Cahen L., Shelling N. J.* The geochronology of Equatorial Africa. North Holland Publ. Co., Amsterdam, 1966. 317 p.
2. *Cahen L., Snelling N. J.* Potassium—Argon ages and additions to the stratigraphy of the Malagarasian (Bukoban System of Tanzania) of SE Burundi. *UL. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, p. 461—470.
3. *Gabert G.* Vergleich zweier prakambrischer Orogene in Ostafrika. — *Geol. Jb. b.* 30, 1978, p. 3—25.
4. *Harpum J. R.* Summary of the Geology of Tanzania. Mem. I, Mineral Resources Division, Tanzania, 1970. 111 p.
5. *Hawkes N. E.* The downstream dilution of stream sediment anomalies. — *J. Geoch. Expl.*, 1976, vol. 6, p. 345—358.
6. *Kun de N.* The mineralogenetic provinces of Africa. — *Ec. Geol.*, 1963, vol. 58. 774 p.
7. *Pallister J. W.* Tectonics of East Africa. — In: *Tectonics of Africa*. P., 1968. 571 p.
8. *Piper J. D. A.* A paleomagnetic study of the Bukoban System, Tanzania. — *Geophys. Jl. Astr. Soc.*, 1972, vol. 28, p. 111—127.
9. *Stockley G. M., Williams G. J.* Explanation of the Geology, Sheet N 1 (Karagwa Tinfields), Bull. N 10, Geol. Div. Tanganyika, 1938. 69 p.
10. UNDP. Mineral Exploration in North—west Tanzania, unpublished reports, 1976—1979. 47 p.

В. А. БУГРОВ, А. Ф. ЕФИМОВ, Д. ЛАВЕРМАН, С. МБОИДЖАНА

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОНЫ КАРАГВЕ-АНКОЛИН (УГАНДА)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В северо-западной части Уганды породами системы Карагве-Анколин сложена зона, непрерывно прослеживающаяся в районах южного и центрального Кигези, южного Анколи и юго-восточного Масака (рис. 1). На северо-западе Анколи плато Бухвези также сложено отложениями, которые могут быть сопоставлены с породами системы Карагве-Анколин. Здесь проходит граница распространения этой системы.

В стратотипическом разрезе (восточная Рухига, Кигези) породы представлены в основном слабометаморфизованными глинистыми отложениями с небольшим количе-

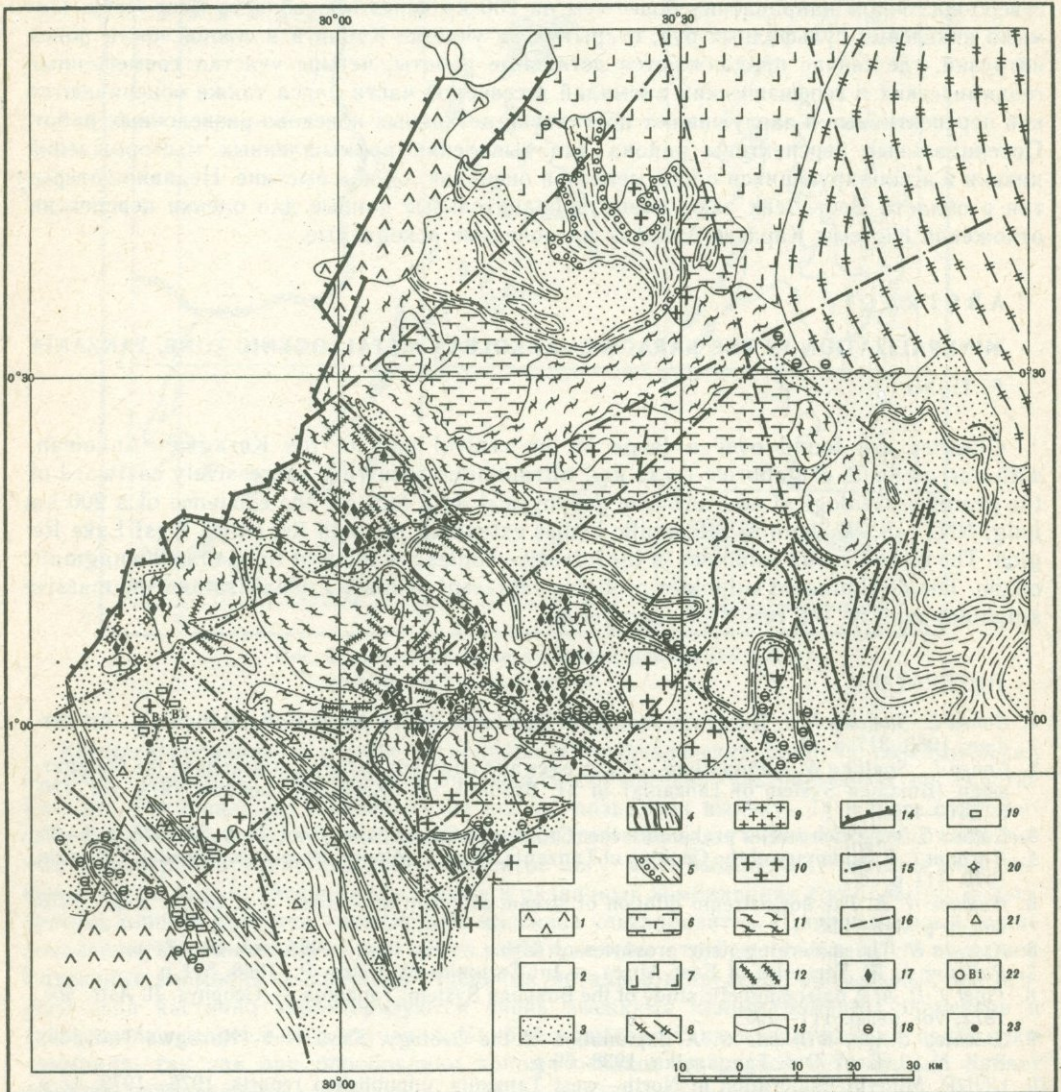


Рис. 1. Геологическая карта юго-западной части Уганды

1 — вулканические туфы и лавы плейстоцена; 2 — пески, глины и крупнозернистые песчаники плио-плейстоцена; система Карагве-Анколин; 3 — глинистые сланцы, филлиты и слюдяные сланцы, 4 — кварциты с прослоями глинистых сланцев, филлитов и кристаллических сланцев, 5 — кварциты и песчаники с базальными конгломератами; система Буганда—Торо: 6 — кварцево-сланцевые и слюдяные сланцы, 7 — нерасчлененные сланцы и гнейсы; 8 — нерасчлененные гнейсы кислого состава (комплекс основания); гранито-гнейсово-пегматитовый комплекс: 9 — пегматиты и пегматитовые граниты, 10 — интрузивные граниты, 11 — нерасчлененные кислые гнейсы систем Буганда—Торо и Карагве-Анколин; 12 — долериты, амфиболиты, роговообманковые кристаллические сланцы; 13 — геологические границы, 14 — разломы системы рифтов; 15 — главные разломы; 16 — второстепенные разломы; месторождения и проявления полезных ископаемых: 17 — бериллий, 18 — олово, 19 — вольфрам, 20 — тантал и ниобий, 21 — железо, 22 — висмут, 23 — свинец, цинк, медь

ством горизонтов песчаных пород, интродуцированных гранитами. Типичны аргиллиты, филлиты, кристаллические сланцы, песчаники и кварциты. Иногда, особенно в основании системы, встречаются конгломераты. Суммарная мощность отложений в этом районе превышает 8000 м [8]. На восток отложения выклиниваются.

В Уганде отложения системы Карагве-Анколин с несогласием залегают на породах системы Буганда-Торо. В Танзании с несогласием перекрываются породами системы Букобан (то же самое наблюдается на небольшом участке в юго-западной части Уганды).

Считается, что породы системы Карагве-Анколин в Уганде являются краевыми фациями, отлагавшимися вблизи северного окончания протяженной геосинклинали, простиравшейся на юг, в сторону Зимбабве. Позднее эти породы подверглись деформациям и региональному метаморфизму во время Кибаранской орогении, датирующейся 1300 млн. лет назад.

Литология

Принимая пласты кварцитов в качестве маркирующих горизонтов, А. Комбе расчленил системы Карагве-Анколин в пределах Уганды на три группы: нижнюю, среднюю и верхнюю [8].

Нижняя группа представлена преимущественно мусковитовыми сланцами и филлитами с прослоями кварцитов. Нижние кварциты обычно имеют небольшую мощность, иногда выклиниваются, часто будинированы, рассланцованы или милонитизированы. Изредка, особенно на западе, встречаются известково-силикатные породы, образовавшиеся по песчаным известнякам.

Средняя группа сложена главным образом аргиллитами, песчаными аргиллитами и филлитами. Отличительная черта горизонта песчаников, располагающегося в кровле пород средней группы, — пласты гематитовых итабиритов мощностью до нескольких метров.

Аргиллиты, алевролиты, песчаные аргиллиты, песчаники, брекчиевидные крупнозернистые песчаники и реже конгломераты слагают верхние части системы.

Таким образом, степень метаморфизма пород системы Карагве-Анколин увеличивается вниз по разрезу: глинистые и аспидные сланцы сменяются филлитами (серицитовыми кристаллическими сланцами), а затем слюдястыми сланцами. Возраст этих пород точно не выяснен; несколько определений дали цифры, соответствующие примерно 1300—1400 млн. лет:

Тип породы	Метод	Возраст, млн. лет
Аргиллит (район Масака)	К/Аг	1284
Порода из района Анколин		
Гранит Нтунгамо	К/Аг по биотиту	569
	Rb/Sr	1336
Гранит Рвентобо	К/Аг по биотиту	522
	Rb/Sr	1383
Гранит Читве	К/Аг по биотиту	565
	Rb/Sr по биотиту	487
Гранит Маша	Rb/Sr	1662
Пегматиты Рухума	Rb/Sr по мусковиту	757
		800
		1060
Кварцевая жила вблизи Кигати	Свинцовый	860 или 791

В районе распространения пород системы Карагве-Анколин широко развиты гранитоиды. Они представлены гранитами, гранито-гнейсами и полосчатыми гнейсами. Выделяются две группы гранитоидов: порфиroidные биотитовые граниты и гнейсовидные биотитовые граниты и гнейсы. Последние первоначально считались породами кристаллического основания, но А. Комбе [8] показал, что порфиroidные биотитовые граниты постепенно переходят в гнейсовидные биотитовые граниты в результате дробления и текстурной перестройки, вызванной стрессом и термальным воздействием, связанным с тектоническими движениями по глубинным разломам. Во время таких интенсивных тектонических движений породы претерпевали микроклинизацию, альбитизацию и грейзенизацию; одновременно происходило внедрение новых интрузий и формирование связанных с ними пегматитов и кварцевых жил.

Посттектонические пегматиты встречаются главным образом в слюдяных кристаллических сланцах, окружающих массивы гранитоидов. Некоторая часть пегматитовых образований наблюдается также внутри самих гранитных тел, особенно вблизи их краевых частей.

Возраст интрузивных пород так же условен, как и возраст осадочных пород. В приведенных данных указаны некоторые имеющихся определений возраста пород угандийской части рассматриваемой зоны. Выявленное несоответствие возраста гранитоидов, прорывающих породы системы Карагве-Анколин в Заире, объясняется потерей аргона и стронция во время более поздних термальных процессов примерно 550 млн. лет назад.

Структура района

Многочисленные авторы [3, 5, 6, 9, 13, 14], изучая разломы и рифты Африки, отмечают, что Африканский континент разбит разломами различной ориентировки. Восточная часть Экваториальной Африки характеризуется главным образом северо-западным и северо-восточным простиранием основных тектонических структур. Севернее и южнее оз. Виктория отмечаются глубинные разломы широтного простирания [13, 14]. В связи с этим следует заметить, что районы к северу и югу от оз. Виктория представляют область пересечения основных глубинных тектонических структур (рис. 1, 2). Эти ослабленные зоны играли важную роль в распределении интрузивных тел и различных типов минерализации, таких, как недавно выявленная медно-никелево-кобальтовая сульфидная минерализация в ультраосновных породах Танзании и Египта, никелево-силикатная минерализация в Бурунди и многочисленные проявления олова, тантала, ниобия и бериллия [11] вдоль основных глубинных разломов в Уганде и других местах [10].

Общая картина размещения основных систем разломов хорошо выражена на юго-западе Уганды (как и в других местах Восточной Африки), где отложения системы Карагве-Анколин представлены довольно полно.

В Юго-Западной Уганде возраст наиболее древнего тектонического пояса определяется как катархейско-архейский [3] и соответствует Кавирондиан-Кибалианской фазе орогении, происшедшей 2650 млн. лет назад. В течение этого времени жесткие внутренние части гранитизированного фундамента раскалывались на блоки. Завершает Кавирондиан-Кибалианскую орогеническую эпоху активный магматизм и складчатость. Этот этап характеризуется накоплением осадочно-вулканогенных пород, представленных лавами кислого состава и туфами, выше которых в Восточной Уганде залегают лавы основного состава.

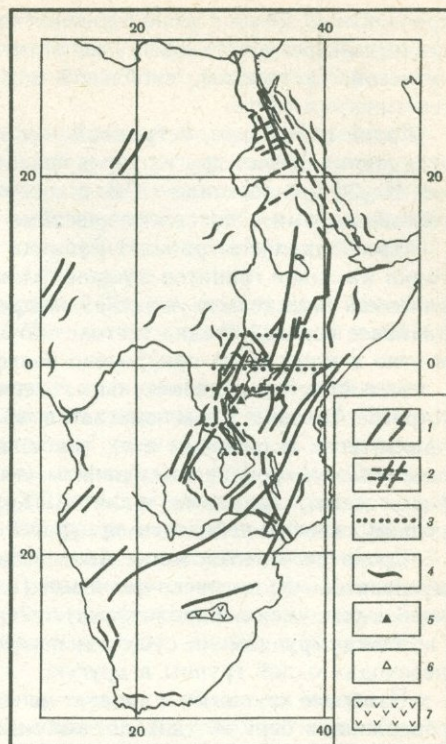
Комплекс кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов системы Буганда-Торо имеет возраст около 1850 млн. лет [7]. Простирание пород этого комплекса обычно северо-западное. Эта орогеническая эпоха, по-видимому, начинается с кибариан-урундианского времени. С ней связаны проявления гидротермальной меди, свинца, цинка и золота.

В конце протерозоя, во время Кибарианской орогении, закладываются разломы северо-северо-восточной ориентировки, секущие основные архейские и раннепротерозойские складчатые пояса, простирающиеся в северо-западном направлении. Это новое северо-северо-восточное направление простирания разломов является как бы «предвестником» появившейся позже западной рифтовой зоны. Последняя подвергалась периодической реактивации в последующие геологические эпохи. Присутствие на Африканском континенте глубинных разломов широтного простирания было отмечено Б. Брокком [5]. Особый интерес представляет положение бассейна р. Конго, расположенного к западу от широтных линейментов, выделенных Б. Брокком, и к западу от оз. Виктория. Этот бассейн мог возникнуть в результате постепенного опускания по глубинным разломам широтного простирания. Имеются некоторые данные о присутствии в Уганде зон разломов широтного простирания. Примером может служить Катонгская зона, ограничивающая с юга систему Буганда-Торо, а также другие зоны разломов и смятия, ограничивающие ту же систему с севера. Катонгская зона представляет особый интерес в связи с тем, что она пересекает разломы Рифтовой Долины вблизи медного рудника Килембе [12].

Вдоль этих тектонических зон, возникших в кибарианское время, образовалась своеобразная «борозда», отделяющая верховья р. Замбези от западного побережья оз. Виктория и прослеживающаяся через Бурунди, Руанду и Западную Танзанию. В пределах этой «борозды» отлагалась мощная толща осадков, впоследствии смятых в линейные складки. Эти деформации представляют Карагве-Анколинскую стадию орогенеза. Одновременно происходит формирование железорудных пластов, позднее подвергшихся мста-

Рис. 2. Обзорная схема основных тектонических структур Африки

1 — рифтовая система; 2 — основные глубинные разломы; 3 — предполагаемые глубинные разломы; 4 — основные направления простираения структур; 5 — месторождения полезных ископаемых (габбро Акарем и Эль Генна Эль Габрия): сульфиды меди и никеля в основных и ультраосновных породах, а также месторождения силикатов никеля в основных и ультраосновных породах; Мусонгати, Ньябекер Вага и Макамба; 6 — проявления силикатов никеля в латеритах; 7 — Бушвельдский комплекс



морфизму (железорудное месторождение Муко, район Кигези). Следующая фаза Кибарианской орогении характеризуется складчатостью северо-западного простираения и метаморфизмом пород карагве-анколинской серии. Граниты в начале были интродуцированы вдоль северо-северо-восточных тектонических зон, а в следующую фазу — вдоль реактивированных тектонических зон северо-западного простираения. На пересечениях этих тектонических зон в гранитах наблюдается особенно много проявлений полезных ископаемых, прослеживающихся с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2).

Значения определений возраста гранитов варьируют от 1200—1300 млн. лет (граниты Читве, Нутнгамо, Руэтобо и Камвези) до 950 млн. лет (гранит Чабачоя) [17].

Позже были внедрены посттектонические граниты с возрастом 750—850 млн. лет (типа гранитов Каранге). С ними ассоциируют пегматиты и гипотермальные жилы. Отмечается минерализация штокверкового типа (олово, тантал, ниобий, бериллий, литий), а также альбитизация.

В самом юго-западном углу Уганды встречены более молодые граниты (гранит Рубанда), с возрастом 500—550 млн. лет. Они считаются посттектоническими [17]. Длительный период между 1200 и 500 млн. лет представляется слишком протяженным для посттектонической интрузивной стадии; не исключается и некоторая орогеническая реактивация, которая могла иметь место в течение этого периода. Такое предположение подтверждается характерной вольфрамовой, вольфрамово-оловянной и бериллиевой металлогенией более молодых гранитов. Все эти вопросы требуют дополнительных исследований.

Изучение структуры и тектонических особенностей Юго-Западной Уганды с помощью космических снимков подтверждает важную роль тектоники в размещении гранитов и эндогенной минерализации. Для территории Юго-Западной Уганды это относится прежде всего к основным тектоническим зонам северо-восточного простираения. В настоящее время неизвестна какая-либо важная эндогенная минерализация, которая была бы связана с современными рифтовыми структурами.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Промышленные месторождения полезных ископаемых Уганды приурочены главным образом к докембрийским отложениям. С системой Карагве-Анколин связано большое количество полезных ископаемых; но в гранитах Карагве-Анколин промышленных месторождений пока не найдено. Граниты обнаруживают определенные различия по своему химическому составу, что особенно ярко выражено в отношениях $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. В синтетектонических гранитах (Читве, Нтунгамо, Рвентобо и т. д.) это отношение варьирует от 0,4 до 0,5, а в посттектонических гранитах типа Каренге оно около 0,3, что указывает на значительную альбитизацию. Сравнивая химический состав гранитов Юго-Западной Уганды с редкометальными апогранитами и альбититами других районов, можно заметить, что химический состав первых весьма близок к таковому «нормальных» гранитов [1, 2]. Граниты Каренге располагаются между редкометальными апогранитами и альбититами, и поэтому являются потенциально рудосодержащими, а сильная их альбитизация могла

произошли во время посттектонических стадий. Из этого также следует, что между этими гранитами, редкометалльными пегматитами и жильными образованиями с бериллиевой, литиевой, танталовой, ниобиевой и оловянной минерализацией может существовать генетическая связь.

Граниты Рубанда, встречающиеся в самом юго-западном углу территории Уганды, отличаются от всех других типов гранитов. Их возраст около 500—550 млн. лет, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 0,3, а содержание CaO всего 0,32%, что в сравнении с синтетоническими и посттектоническими гранитами (1—2,5%) более низкое.

Преобладание в гранитах Рубанда калия над натрием, характерные овальные очертания массивов гранитов в плане, близость к зонам возможной реактивации глубинных разломов свидетельствуют об их внедрении в сравнительно стабильных условиях в конце наиболее поздней стадии тектоно-магматического цикла. К этому типу гранитов повсеместно в мире часто приурочено вольфрамовое оруденение.

Большинство редкометалльных пегматитов Уганды приурочено к породам системы Карагве-Анколин и располагается вблизи гранитоидных интрузий. Они встречаются практически в гранитах всех типов, включая поздние пегматоидные кварц-мусковит-олигоклаз-микроклиновые граниты (типа Каренге), а также в узких сводах осадочных пород между выходами гранитов. Крупные, представляющие промышленный интерес редкометалльные пегматиты приурочены к осадочным породам [12].

Среди пегматитов могут быть выделены три группы: калиевые (кварц-микроклин-мусковитовые), натриево-калиевые (альбитизированные) и натриево-литиевые (кварц-альбит-сподумен-лепидолитовые).

Между группами не существует резких границ, скорее можно говорить о постепенных переходах одной группы в другую.

Наиболее крупными и продуктивными являются тела натриево-литиевых пегматитов, содержащих берилл, танталит-колумбит, касситерит, амблигонит, железо-марганцевые фосфаты. Крупнейшие пегматитовые поля Уганды—Мутака и Нябушени. Их площадь равна соответственно 700×150 и 500×200 м, т. е. сравнима с крупнейшими месторождениями мира. Другим источником редкометалльной минерализации служат натрово-калиевые пегматиты. Обычно пегматиты зональные, однако концентрическая зональность, как правило, выражена плохо. Более определенно выделяется кварцевое ядро, вокруг которого наблюдается редкометалльная минерализация сподумена, лепидолита и танталита-колумбита. Многие крупные тела подверглись сильному выветриванию и состоят из каолин-кварцевого агрегата, обволакивающего кварцевое ядро. Такие пегматиты легко разрабатывать. Они, кроме редкометалльных элементов, могут служить хорошим источником каолина для керамической и других отраслей промышленности.

Пегматиты, приуроченные к породам системы Карагве-Анколин, — основной источник берилла, танталит-колумбита и в меньших количествах амблигонита и касситерита. Добыча берилла в Уганде достигла своего пика в 1962 г. (1000 т), когда Уганда заняла второе место в мире по добыче этого минерала. Имеющиеся запасы берилла все еще весьма значительны. На одном только пегматитовом поле Ишаша они составляют 8000 т. Добыча колумбит-танталита всегда производилась попутно, и запасы его никогда не подсчитывались. Максимальная его добыча составила 27 т в 1938 г.

Касситерит-мусковит-кварцевые жилы широко развиты в породах системы Карагве-Анколин. Основная добыча олова сконцентрирована на юге Уганды и еще южнее, в Танзании.

Оловосодержащие тела представлены главным образом кварцевыми жилами с незначительным количеством мусковита. Касситерит чаще всего встречается в виде тонко рассеянной вкрапленности, но иногда образует гнездовидные скопления кристаллов величиной до 10 см. Минералогический состав жильных тел довольно прост: полевой шпат, берилл, турмалин и арсенопирит. Жилы имеют мощность 1—2 м и прослеживаются по простиранию на сотни метров. Обычно они залегают согласно с вмещающими породами. По падению они могут быть как согласными, так и рвущими. Жильные тела приурочены главным образом к кварцитам, но наиболее значительное месторождение (рудник Мверасанду) приурочено к глинистым сланцам.

Месторождения расположены в районе распространения гранитоидных пород, недалеко от пегматитов. Связь жильных образований с каким-либо определенным типом гранитов не доказана, но генетическая связь с пегматоидным кварц-мусковит-олигоклазовым комплексом Каренге вполне возможна. Если такое предположение верно, то можно говорить о зональном распределении жильных комплексов вокруг гранитных интрузий. Вблизи гранитов наблюдаются калиевые пегматиты, на большем удалении — натриево-

калиевые, затем следуют натриево-литиевые пегматиты и, наконец, касситерит-кварцевые жилы. Н. Варламов [16] убедительно показал на примере Муша-Нтунга (Руанда), что натриево-литиевые пегматиты на глубине переходят в оловосодержащие полевошпат-мусковит-кварцевые жилы.

В южной части района Кигези, недалеко от границы с Руандой, располагается 5-километровая зона Руаменинга—Гутенгуле. В этой зоне наблюдаются штокверк с оловорудной минерализацией и кварцевые жилы с лимонитом, содержащие обломки кварца и в некоторых местах вольфрамита. Эта зона еще слабо изучена и требует дальнейших исследований. Необходимо выяснить, имеет ли она какую-либо связь с другими гранитоидными или пегматондными породами, и если имеет, то какую.

Промышленное значение оловорудных месторождений Уганды не слишком велико. Максимальный экспорт олова составил в 1936 г. 575 т, из которых 60% было добыто на руднике Мверасанду.

Большая часть вольфрама, добываемого в Уганде, приходится на месторождения, расположенные в узком поясе южной части района Кигези на границе с Руандой. Месторождения представляют собой систему субпараллельно ориентированных кварцевых жил мощностью 10—20 см, залегающих согласно с вмещающими их филлитами. Отдельные жилы редко можно проследить больше чем на 30 м, но серия жил может простирается на расстояние до 1 км, а на глубину до 500 м. Минералогический состав жил прост; наряду с вольфрамовыми минералами они содержат небольшое количество турмалина и пирита. Вольфрамовая минерализация включает редкий тип псевдоморфозных агрегатов, состоящих из тонкокристаллического ферберита, ферритунгстита, антуанита по шеелиту (обычно в виде тонкорассеянной вкрапленности); иногда наблюдаются выделения, достигающие 10 см в диаметре [15].

Размеры месторождений варьируют от малых до средних. Среднее содержание WO_3 составляет 0,12%; запасы наиболее крупных месторождений достигают примерно 1000 т [4].

Большая часть месторождений вольфрама системы Карагве-Анколин относится к описанному выше типу. Некоторые месторождения, такие, как, например, Бахати, имеют содержания, достигающие 2,5% WO_3 . Вольфрам приурочен к одной жиле мощностью 60 см и протяженностью около 100 м. Жила сложена белым кварцем, зеленым мусковитом и частично крупнокристаллическим вольфрамитом, содержащим большее количество марганца, чем вольфрамит основной рудосодержащей массы месторождения. Кроме того, крупнокристаллический вольфрамит обнаружен совместно с касситеритом в месторождении штокверкового типа Гутенгуле и в незначительных количествах в месторождении висмутита.

Источники вольфрама и связь месторождений с гранитоидами — предмет дискуссий. Отмечается необычно высокое (для осадочных пород) содержание вольфрама в породах системы Карагве-Анколин, превышающее средние стандартные содержания в 4,5—5 раз. В близлежащих гранитоидах Рубанда, например, содержание вольфрама в 2,5 раза ниже стандартного. Эти данные заставляют предполагать, что согласно залегающие вольфрамосодержащие жилы могут быть сингенетичными.

В северо-западной части района Кигези вдоль контакта гранитоидов с породами системы Карагве-Анколин выявлены месторождения висмута, приуроченные к жилам или линзам, залегающим в кристаллических сланцах. Жильные тела или линзы сложены лимонитом и висмутитом с небольшим количеством золота, мелкозернистым касситеритом и вольфрамитом. Ранее уже отмечалось, что эта металлогения отлична от таковой других гранитоидов с редкометальной минерализацией (сравните граниты Рубанда с гранитами Каренге).

В центральной части района Кигези расположены железорудные месторождения, представленные пластами гематита, переслаивающимися с кристаллическими сланцами системы Карагве-Анколин, кварцитами и песчаниками. По геофизическим данным, здесь прослеживается серия субпараллельных пластов гематита (с магнетитом?) с запасами около 30 млн. т.

ПРОГРАММЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящее время осуществляются программы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Исследования по этим программам проводятся Организацией Объединенных Наций. Они включают детальную геологическую съемку и бурение на площади железорудных месторождений Муко (район Кигези в юго-западной части

Уганды), а также геолого-геохимические поиски редкометального оруденения в гранитоидных породах того же района.

Высококачественные руды железа, с содержанием $Fe_2O_3 = 70-90\%$, встречаются в различных местах Уганды. Наиболее ценны гематитовые (итабиритовые) руды Муко района Кигези. Изучение материалов по месторождениям Камена, Кьянамузинда и Кашени показало, что железные руды района Муко залегают в метаосадках, которые, по-видимому, уходят на глубину не менее 100—200 м. Это предположение было подтверждено бурением на железорудном месторождении Кьянамузинда. Результаты бурения и интерпретация наземных магнитных исследований по району Кашени, которые выявили ряд аномалий в пределах распространения метаосадков, свидетельствуют о возможности обнаружения новых пластовых рудных тел в районе Муко с помощью детальной геолого-геофизической съемки.

Поставленные на значительных площадях поиски в гранитоидных породах района Кигези выявили различные виды пегматитов и связанную с ними редкометальную минерализацию. Перспективны также апограниты и альбититы типа гранитов Каренге (Уганда).

Программа поисков и разведки месторождений полезных ископаемых включает несколько пунктов.

1. Региональные геохимические поиски в юго-западной части Уганды (10 тыс. км²). Поиски проводятся методом отбора донных проб по сетке, соответствующей примерно 0,5—1 донной пробе на 1 км². При этом особое внимание обращается:

а) на поиски редкометальных месторождений (олово, тантал, бериллий, литий и т. д.), связанных с альбититами, месторождений олова штокверкового типа, грейзенов;

б) на разведку сульфидных руд меди, никеля и кобальта, связанных с ультраосновными породами серии Карагве-Анколин, похожими на породы, в которых эта минерализация была обнаружена недавно в Бурунди и Танзании.

2. Геохимические и петрологические исследования различных типов гранитов, а также изучение металлогении связанных с ними проявлений редких металлов.

3. Выявление закономерностей распределения тантала в пегматитах и альбитизированных гранитах юго-западной части Уганды минералогическими и геохимическими методами; особое внимание уделяется значениям отношения T/Nb в минералах колумбит-танталовой группы. Эта методика направлена на выявление пегматитов и пегматитовых полей.

4. Предварительная оценка некоторых оловянных и вольфрамовых месторождений штокверкового типа в провинциях Кигези и Анколи (районы Рвамнинья—Гутенгуле, Рухега и др.).

5. Предварительная оценка железорудного месторождения Муко с помощью геолого-геофизических методов и бурения.

ВОЗМОЖНОСТИ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Перспектива подготовки к разработке промышленных месторождений полезных ископаемых приводится по следующим месторождениям.

Железорудные месторождения. В Юго-Западной Уганде линзы гематита хорошего качества выявлены в трех районах. Из них безусловно наиболее ценные месторождения района Муко, где на площади 32 км² расположено 19 гематитовых линз. Протяженность гематитовых тел от 0,5 до 1,2 км. Гематитовые линзы выявлены в нескольких районах:

Муламбо, где на площади примерно 30 км² залегают по крайней мере четыре гематитовые линзы, три из них имеют протяженность более 1 км;

Кабале, где в тектоническом блоке площадью 6 км² залегают богатая линза протяженностью 1,5 км.

В указанных районах намечено проведение детальных геологических и геофизических работ в целях определения точек заложения буровых скважин; в первую очередь будут разбуриваться месторождения района Муко.

Пегматиты и граниты. Пегматиты вообще и натриево-литиевые пегматиты в особенности — наиболее перспективные объекты промышленной добычи редких металлов (бериллий, тантал, ниобий, олово и литий).

По добыче бериллия Юго-Западная Уганда в 1962 г. заняла второе место в мире. Запасы этого элемента в Уганде все еще остаются весьма значительными. Добыча олова достигла в 1936 г. 575 т. Колумбит-танталит всегда добывался как побочный продукт при разработке бериллия и олова. Редкометальное оруденение присуще также апогра-

нитам и альбититам (например, гранитам типа Каренге). В этих породах следует ожидать потенциально более высоких содержаний редких металлов.

При подготовке к разработке промышленных месторождений вольфрама, олова, а также бериллия в Юго-Западной Уганде следует учитывать тот факт, что граниты типа Рубанда могут вмещать штокверки оруденения перечисленных выше элементов, и поэтому граниты должны тщательно исследоваться.

Возможности выявления аллювиальных россыпных месторождений олова, колумбит-танталита и вольфрама уделялось недостаточно внимания. Вместе с тем известно, что основной источник мировой добычи олова — именно аллювиальные россыпные месторождения. Выявление таких россыпей в аллювиальных отложениях вокруг рудосодержащих пегматитов и альбитизированных гранитов не должно занять много времени, так как существующие рудосодержащие пегматиты хорошо известны.

А B S T R A C T

MINERALIZATION IN THE KARAGWE-ANKOLEAN METALLOGENIC ZONE, UGANDA V. BUGROV, A. EFIMOV, D. LAWERMAN, S. MBOJANA

Economic mineral deposits in Uganda are found mainly in Precambrian formations, of which the Karagwe—Ankolean system contains a great variety of exploitable minerals. Space imagery studies of the region have revealed two trends of deep-seated tectonic lineaments, a NW—SE and a NE—SW trend. Pegmatites are divisible into three groups: potash (quartz-microcline-muscovite), soda-potash (albitized), soda-lithium (quartz-albite-spodumene-lepidolite). The largest and most productive bodies are the soda-lithium pegmatites containing Be, Ta, Nb, Sn, Li.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бейс А. А.* Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 303—377.
2. *Бейс А. А., Северов Е. А.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
3. *Колотухина С. Е., Парвишина А. Е.* Геология месторождений редких элементов в Африке. М.: Наука, 1964. 136 с.
4. *Barnes J. W.* Mineral resources of Uganda. — Geol. Surv. Uganda, 1961, Bull. 4. 47 p.
5. *Brock B. B.* — In: The world rift system: Symp. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1965, Pap. 66—14, p. 201—230.
6. *Cahen L.* Esquisse technique du Congo Belge et du Ruanda—Urundi, 1 : 3 000 000. Bruxelles, 1952.
7. *Cahen L.* Igneous activity and mineralization episodes of the Kibaride and Katangide orogenic belts of Central Africa. — In: African magmatism and tectonics. London, 1970, p. 97—107.
8. *Combe A. D.* The geology of West-South Ankolo. — Geol. Surv. Uganda, 1932, Mem. 2. 41 p.
9. *Furon R.* Materizux pour l'étude de la „Houle Cristale” et de la megatectonique du socle African. — Rev. geogr. phys. et geol. dyn. (2), 1965, vol. VII, fasc. I, p. 21—58.
10. *Harris J. F.* Summary of the geology of Tanganyika. Pt IV. — Geol. Surv. Tanzania, 1961. 34 p.
11. *King B. C., de Swardt A. M. J.* Problems of structure and correlation in the Precambrian System of Central and Western Uganda. — Geol. Surv. Uganda, 1967, Mem. II. 34 p.
12. *Knorring von O.* Mineralogical and geochemical aspects of pegmatites from orogenic belts of Equatorial and Southern Africa. — In: African magmatism and tectonics, 1970. 157 p.
13. *Krause H. J.* The N. branch of the E. Africa Rift valley. — In: The World rift system: Symp. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1965, Pap. 66—14, p. 231—243.
14. *Kutina J.* Structural control of ore deposition in Burundi, Africa: UN Consultancy Mission Rept, 1971. 37 p.
15. *Reedman A. J.* Geological environment and genesis of the tungsten deposits of Kigezi district, South-western Uganda: Ph. D. thesis. Univ. Leeds, 1967. 141 p.
16. *Vartlamoff N.* Transition entre les filons de quartz et les pegmatites stanniferes de la region Musha—N'Tunga (Rwanda). — Ann. Soc. geol. Belg., 1969, t. 92, fasc. II, 47 p.
17. *Vernon-Chamberlain V. E.* (unpubl.). The geochronology of the Arena granites of Uganda: Ph. D. thesis. Univ. Oxford, 1967. 151 p.

И. РАДУЛЕСКУ

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОНЫ КАРАГВЕ-АНКОЛИН (БУРУНДИ)**ВВЕДЕНИЕ**

Зона Карагве-Анколин, или, более точно, Кибара-Бурунди-Карагве-Анколинская (КБКА) металлогеническая зона, включает большую часть известных в Бурунди проявлений минерализации, локализующихся вдоль западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. Здесь выделяются два металлогенических мегацикла. Первый из них охватывает седиментационные, метаморфические и тектоно-магматические процессы докембрия, тогда как второй цикл включает более поздние процессы активизации.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА КБКА

Эта зона довольно точно следует так называемому метаморфическому складчатому поясу Центральной Африки, расположенному между двумя кратонами — Восточно-Африканским на востоке и Конголезским на западе. В обоих кратонах не проявлены орогенные движения моложе 2500 млн. лет.

Конголезский кратон включает:

- комплекс Дибайя (провинция Касаи) — 2700 млн. лет;
- тоналиты Канда-Канда (провинция Касаи) — 2900 млн. лет;
- гнейсы Бому (Западный Нил) — 2600 млн. лет;
- тоналиты (Кибубиен) — 3100 млн. лет.

Восточно-Африканский кратон включает Танганьикско-Ньясский щит, сложенный гнейсами и мигматитами, а также Додомский, Ньясский и Кавирондский комплексы осадочных и метавулканических образований. Возраст комплексов следующий: Ньясский — 2950 млн. лет, Кавирондский — 2900 млн. лет, Додомский — 2600 млн. лет, граниты — 3200 млн. лет.

Структурная и тектоническая эволюция складчато-метаморфического пояса определяется его положением между кратонами. Пояс был сформирован в результате нескольких орогений, относящихся к трем циклам: Рузизийско-Убендийскому, Кибара-Бурунди-Карагве-Анколинскому и Катангскому. Катангский цикл завершает докембрийскую эволюцию, которая привела к формированию метаморфического фундамента Африканского комплекса [1—3, 5, 6].

Рузизийско-Убендийский цикл обычно включает метаосадочные и ассоциирующиеся с ними магматические породы моложе 2400 млн. лет. Основные тектонические движения в этом цикле относятся к убендию, т. е. датируются 1850 млн. лет. «Древнейшая достоверная геосинклиналь» Центральной Африки [7] прослеживается от оз. Руква на юге Танзании (Убендийский цикл) вдоль оз. Танганьика в Восточный Заир и Руанду (Рузизийский цикл). В пределах всей территории породы этого древнейшего цикла существенно не отличаются от других пород ни по тектоническим структурам, ни по степени метаморфизма, ни по возрасту. Породы Рузизийско-Убендийского цикла представлены филлитами, слюдяными и графитовыми сланцами с линзами известняков, основными вулканитами, кварцитами, аркозами и гнейсами. Эти породы составляют две серии, сопровождающиеся син- и посттектоническими гранитами.

Основное простирание структур — северо-северо-восточное с отклонением на северо-восток для пород Убендийского цикла и с запрокидыванием в северной части для пород Рузизийского.

Кибара-Бурунди-Карагве-Анколинский цикл включает осадочные и вулканические породы постубендинской геосинклинали (моложе 1850 млн. лет). Складчатость, интрузивная деятельность и метаморфизм относятся здесь к кибаро-бурундийским движениям, происходившим между 1180 и 1240 млн. лет. По возрасту этот цикл сопоставляется с нижним и средним рифеем СССР. Породы этого цикла слагают Кибарскую складчатую зону в Заире и Бурундийскую зону в провинции Киву (Заир), в Руанде, Бурунди, зону Карагве в восточной части Танзании и зону Анколин в Уганде. Все зоны относятся к одному и тому же геосинклинальному комплексу. Между собой эти зоны похожи по литологии, стратиграфии и структуре.

Общее простирание структур — северо-восточное с запрокидыванием на северо-запад. Породы цикла КБКА представлены в основном алевритами, песчанистыми

сланцами, кварцитами, чередующимися с доломитизированными известняками, метадо-леритами и кислыми эффузивами, а в бурундийском разрезе имеются и конгломераты. В то же время бурундийско-рузизийская граница не сопровождается конгломератами. Бурундийские породы принадлежат к зеленосланцевой фации метаморфизма; их структурный рисунок определяется чередованием широких антиклиналей, часто с синтетектоническими гранитами в ядрах, с сжатыми синклиналями. Магматизм цикла КБКА представлен:

габбро и риолитами, известково-щелочными гранитами и гранодиоритами; известково-щелочными синкинематическими гранитами; гранитами с щелочной тенденцией; долеритами и габбро, различными ультрабази-тами, нефелиновыми сиенитами и посторогенными карбонатитами.

Катангский цикл, завершившийся 620 млн. лет назад, представлен геосинклиналью Медного пояса (Заир и Замбия). В других регионах Катангская орогения не играла большой роли в формировании древнейшего фундамента. Катангские породы, несогласно залегающие на бурундийских, представлены двумя сериями — Малагаразийской в Бурунди и Букобанской в Танзании, хорошо коррелирующимся между собой. Разрез обычно начинается с грубых песчаников, переходящих в основные лавы и известняки, местами с кремнистыми доломитами и сланцами. Главнейшие подразделения этих серий сопоставляются между собой следующим образом:

Кибато — красноцветы Маниову (верхняя Ука);

Моссо — Илагальские доломитизированные известняки (нижняя Ука);

Уавас Кабуе — амигдалоидные лавы Гагве (850 млн. лет);

Нкома — ?

Мутсиндози — Кигонеро флэгз (890 млн. лет);

Кавумве — песчаники Букоба (1000 млн. лет).

ДОКЕМБРИЙ БУРУНДИ

Территория Бурунди целиком находится в пределах «складчато-метаморфического пояса», примыкающего к Восточно-Африканскому кратону. На ее небольшой площади выявлены разнообразные специфические тектонические структуры, что в немалой степени обусловлено процессами вторичной активизации.

За исключением озерных отложений Танганьикского рифта и базальтов, все метаосадочные и магматические породы Бурунди относятся к докембрию. Территория страны может быть разделена (по литологии, структуре, обстановке осадконакопления и степени активизации) на пять провинций: Западную, Северо-Западную, Северную, Восточную и Юго-Восточную (или Моссо). Они разделены глубинными разломами, ориентированными, как и складки, в меридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях.

Западная провинция. С востока она ограничена крупным разломом, протягивающимся по меридиану 30° в. д. в Руанду. Древнейшая формация — Кикуйский гнейсовый комплекс [4], состоящий из субмангеритов, гранито-гнейсов (2700 млн. лет) и милонитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, распространен на юге вокруг оз. Ньяса. Четко выражено несколько фаз диафореза, в основном амфиболовой фации. Рузизийские породы занимают площадь к востоку от оз. Танганьика и Рузизийского уступа. Они представлены гранито-гнейсами, слюдяными сланцами, обычно с гранатом и ставролитом, амфиболитами, кварцитами и мигматитами. Эта ассоциация составляет нижнюю серию, относящуюся к амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Верхняя серия обнажается на Центральном плато и представлена зеленосланцевой фацией. Она включает комплекс метавулканитов основного состава, вулканогенно-осадочные породы, графитовые сланцы и интрузии от гранитных до ультрамафических. Верхняя серия рассматривается сейчас как промежуточная между рузизийскими и бурундийскими породами.

Бурундийские породы слагают в основном комплекс метаосадков, метаморфизованных до зеленосланцевой фации, — пелитов, чередующихся с филлитами, сланцами, слабо метаморфизованными кварцитами и иногда метадолеритами. Они сопровождаются крупными синтетектоническими гранитными телами известково-щелочного состава, которые коррелируются с синтетектоническими Кибарскими гранитами провинции Шаба (1240 млн. лет). Посторогенная магматическая деятельность представлена «оловоносными» гранитами (аплиты и мигматиты) Кайанзы и Цитага и монзонитами и нефелиновыми сиенитами в ассоциации с карбонатитами и основными дайками и силлами.

Основные структуры Западной провинции имеют меридиональное простирание, иногда с некоторым отклонением к северо-северо-востоку.

На юге бурундийские образования трансгрессивно залегают на более древних, и разрез их начинается с базальных конгломератов. В северной части, где широко представлены более древние Рузизийские комплексы, бурундийские образования заполняют прогибы между древними ядрами.

Северо-Западная провинция — глубоко опущенный относительно Западной провинции по разлому Кагунузи северо-восточного простирания тектонический блок. Он включает Рузизийское основание, перекрытое слабо метаморфизованными бурундийскими кварцитами и сланцами, интродуцированными гранитами и габбро-диоритами.

Бурундийские образования выполняют мегасинклинальную структуру северо-западного простирания, наложенную на Рузизийский массив, сложенный гранито-гнейсами, парагнейсами, слюдястыми сланцами и т. д. Интрузии основного и среднего состава концентрируются в осевой части мегаструктуры.

Северная провинция (Кирундо) представляет тектонический блок, поднятый относительно соседних территорий и ограниченный крупным меридиональным разломом, упоминавшимся выше, и восточным продолжением поперечного разлома, протягивающегося с северо-востока на юго-запад. В провинции распространены метаосадочные породы амфиболитовой фации метаморфизма, подвергшиеся сильной гранитизации и диафторезу и смятые в складки меридионального простирания. Здесь также встречаются «оловоносные» граниты с кварцевыми и пегматитовыми дайками.

Рузизийские метаосадочные породы представлены слюдяно-гранатовыми сланцами и кварцитами, слагающими ядро антиклинали, и интродуцированными гранитами. Бурундийские сланцы и филлиты образуют останцы среди кристаллического фундамента.

Восточная провинция продолжается на северо-восток, в Руанду и Танзанию. Это наиболее гомогенная провинция со слабо метаморфизованными бурундийскими осадочными породами, смятыми в складки северо-восточного простирания. Глубинные разломы сопровождаются основными и ультраосновными интрузиями. Все геологические формации Восточной провинции относятся к Бурундийскому циклу. Единственное исключение составляет массив гранитов и гранито-гнейсов Музере дорузизийского возраста (2650 млн. лет), принадлежащий Восточно-Африканскому кратону. Бурундийский цикл представлен тремя сериями:

верхняя — глинистых сланцев, железистых кварцитов с пачками филлитов;

средняя — сланцев, филлитов и маломощных слоев кварцитов (соответствует серии Бьямба в Руанде);

нижняя — филлитов, переслаивающихся с кварцевыми филлитами.

Складки первого порядка имеют северо-восточное простирание. Кристаллическое основание кратона обнажается в ядрах антиклиналей. Среди изверженных пород доминируют граниты (граниты массива Музере, гранито-гнейсы и щелочные граниты). Основные и ультраосновные интрузии приурочены к глубинным разломам, активизированным орогеническими движениями Бурундийского цикла. Большая часть основных и ультраосновных тел прослеживается вдоль меридионального регионального разлома, протягивающегося из Бурунди в Танзанию. Возраст этих пород не определен; по всей вероятности, они относятся к древнейшим из постбурундийских изверженных пород (т. е. около 1000 млн. лет).

Юго-Восточная провинция. Это опущенный относительно Восточной провинции блок. Здесь распространены малагаразийские породы: песчаники, глинистые сланцы, доломиты, базальты. В структурном отношении Малагаразийский блок весьма сходен с Букобием Танзании.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Минерализация металлогенической зоны КБКА может быть разделена на две группы: минерализация, генетически связанная с осадочными породами или с тектоно-магматическими процессами цикла КБКА (это собственно минерализация КБКА);

минерализация, связанная с тектоно-магматическими процессами, имевшими место после цикла КБКА.

Первая группа включает почти все разрабатываемые, недавно открытые и разведываемые месторождения.

Дотектоническая минерализация первой группы включает железистые кварциты и сульфиды меди, связанные соответственно с бурундийскими метаосадочными породами и дотектоническими интрузиями.

Нижебурундийские билим-мурорские кварциты вмещают месторождения золота (Восточная провинция). Золото в основном встречается в базальных конгломератах и является продуктом переотложения добурундийских образований; месторождения золота известны также в аллювиальных отложениях современных долин.

Нижебурундийские магнетитовые кварциты (пласты мощностью несколько метров) распространены в Западной провинции. В будущем здесь, вероятно, будут открыты крупные, экономически рентабельные месторождения железных руд.

Изверженные породы среднего состава Северо-Западной провинции содержат рассеянные сульфиды меди (пирит, халькопирит) несомненно магматического происхождения и вмещают жилы с гидротермальной сульфидной минерализацией.

Синтектоническая минерализация первой группы представлена ураноносными пегматитами, связанными с синтектоническими гранитами. Обнаруженные здесь урановые проявления связаны как с Бурундийской, так и с Рузизийской орогеней. Другие радиоактивные аномалии, обнаруженные здесь, имеют посттектоническое происхождение.

Пегматиты Мусигати Западной провинции залегают в бурундийских гранито-гнейсах и слюдястых сланцах основания. Урансодержащие минералы встречаются в карманах и гнездах, а вмещающие сланцы имеют аномальные концентрации радиоактивных элементов. Наиболее вероятно, что минерализация метаосадочных пород связана с поздней гидротермальной деятельностью.

Посттектоническая минерализация первой группы тесно связана с посткинematическими кислыми и/или посттектоническими основными и ультраосновными магматическими породами.

Касситеритовые, танталит-колумбитовые вольфрамитовые и золоторудные месторождения связаны с щелочными и ультращелочными гранитами, внедрившимися в бурундийские и рузизийские породы. Многочисленные исследования посвящены «оловоносным гранитам» в Руанде, Бурунди и т. д. Н. Варламов [8] показал, что «минерализация в пегматитах и ее распределение контролируются только глубиной формирования гранитов, которые сопровождают пегматитами. Зависимости между минерализацией пегматитов и возрастом, составом и степенью метаморфизма вмещающих пород нет». Н. Варламов разделит пегматиты Центральной Африки на девять групп: 1 — с мусковитом; 2 — с биотитом и турмалином; 3 — с мусковитом, биотитом и турмалином; 4 — с мусковитом и турмалином; 5 — с мусковитом; 6 — с амблигонитом или сподуменом и бериллом; 7 — сильно альбитизированные пегматиты со сподуменом, мусковитом, лепидолитом, касситеритом, танталит-колумбитом; 8 — кварцевые жилы с микроклином, мусковитом и касситеритом; 9 — кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом или с вольфрамитом, шеелитом и ферберитом.

В Западной провинции Бурунди, на юге Зитеги, аллювиальные россыпи касситерита расположены в поле пегматитовых жил (пегматиты 7-й группы); в Северо-Западной провинции, в Ндоре и Мухокоде, эти россыпи соседствуют с пегматитами 6-й и 7-й групп; в Северной провинции, вокруг Кирундо, они встречаются среди пегматитов 8-й группы; в Восточной провинции, вокруг Мухинга, — среди пегматитов также 8-й группы. Вольфрамовые проявления известны в Северной провинции в сочетании с кварцевыми жилами 9-й группы. Золото извлекается из тех же россыпей, что и касситерит.

Минерализация, связанная с основными и ультраосновными породами, ранее неизвестная в зоне КБКА, представлена проявлениями железа, титана, ванадия, меди, никеля, кобальта, хрома и платиноидами.

Габбро Бухоро вмещают сплошные массивные магнетитовые и ильменитовые руды, причем вмещающие породы содержат до 50% рудных минералов. Ряд перспективных месторождений никеля, кобальта, меди и, возможно, платиноидов (Pt, Os, Pd) связаны с латеритами на дунитах и перидотитах. Продуктивные зоны в латеритах мощностью до нескольких десятков метров перекрываются безрудными латеритами. Первичномагматические руды представлены мелкими линзами хромита; значительно большие тела сложены сульфидани никеля и кобальта. Все скважины в массиве Музонгати вскрыли сульфидные руды мощностью в несколько метров с содержанием $Ni + Co = 0,6-0,9\%$ и 4—5 г/т платиноидов.

Вторая группа включает минерализацию, связанную с процессами более поздними, нежели орогенция КБКА.

Карбонатиты, ассоциирующиеся с сиенитами массива Кияиза, несут ториевую минерализацию, а также содержат до 15—25% P_2O_5 .

Гидротермальная минерализация представлена следующими проявлениями:

проявлениями золота и меди в брекчиях Мабайи-Бутаанско-Бутарской зоны, приуроченных к крутопадающим разломам. Эта зона является источником россыпного золота на северо-западе Бурунди;

каолиновым месторождением Мвумву, связанным с гидротермальной переработкой сиенитов;

прожилками и вкрапленностью сульфидов (Cu—Pb—Zn) в измененных бурундийских кварцитах района Рушуби;

редкоземельной минерализацией в бастнезитах месторождения Каронзе, которая раньше связывалась с Рузизийскими гранитами, а сейчас с гидротермально измененными карбонатитами;

жильными и штокверковыми рудными телами сульфидов (As, Fe, Cu, Mo) месторождения Китибу-Нибикере;

редкоземельной минерализацией Бухоро-Мулизской зоны (к западу от Бухорского габбрового массива), где в зоне разлома сланцы и кварциты обогащены редкоземельными элементами (отмечается повышенное содержание Eu и Tm относительно Ce, Nd, Sa, Gd, Dy, и др.). Скорее всего, редкоземельная минерализация связана с апатитом в габбро-пегматитах.

НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

В основном в Бурунди добывается золото и касситерит из россыпей; разведаны наиболее богатые зоны. По мере отработки россыпей в эксплуатацию будут вовлекаться коренные месторождения. Первым объектом работ будет бастнезитовое месторождение.

Так как к началу работ по Проекту минеральных исследований (выполняемых при помощи Программы развития ООН) не существовало достаточно детальной геологической карты, вначале были проведены рекогносцировочные исследования, при которых широко использовались аэрофотоснимки.

Разведочные и региональные работы позволили дать новую геологическую интерпретацию перспективных площадей для последующих детальных разведочных работ. Эти работы включали:

аэросъемку масштаба 1 : 50 000 на всю территорию страны;

дешифрирование аэрофотоматериалов и корреляцию их с данными воздушной геофизической съемки;

геофизическую съемку (магнитную и радиоактивную) 10% территории страны;

классификацию радиоактивных аномалий (урановые, ториевые и смешанные);

структурный анализ, с помощью которого было выяснено, что минерализация тяготеет к рифтогенным и другим глубинным структурам;

региональное геохимическое опробование, помогающее в поисках аномальных участков, установленных с воздуха.

К детальным работам относились: наземная проверка аэрогеофизических аномалий; оценка геохимических аномалий; изучение разрабатываемых россыпей в целях поисков коренных источников; изучение сиенитов, карбонатитов, габбро, перидотитов и ассоциирующейся с ними минерализации; оценка вновь открытых месторождений с точки зрения технических возможностей и рентабельности; изучение «черных песков» танганьикских пляжей; поиски стройматериалов и другого нерудного сырья.

Детальные разведочные работы привели к открытию экономически рентабельных месторождений, в том числе никеленосных латеритов, нерудных ископаемых и строительных материалов. Они привели также к определению геологической обстановки формирования месторождений редкоземельных элементов, радиоактивных минералов, сульфидов, золота, платиноидов, фосфатов, титаномагнетита и т. д.

Наземная проверка и детализация аэроаномалий привели к обнаружению радиоактивных зон (Музигатская и др.), а также ультрабазитов с рудоносными латеритами (латериты Вага). Региональные геохимические аномалии, нанесенные на данные аэросъемок, позволили наметить площади для детальных работ и бурения. Были найдены, разбурены и предварительно оценены три новых никелевых латеритных месторождения, несколько значительных месторождений нерудного сырья и строительных материалов.

ABSTRACT

MINERALIZATION IN THE KARAGWE-ANKOLEAN ZONE—BURUNDI

I. RADULESCU

Kibara-Burundi-Karagwe-Ankolean (KBKA) metallogenic zone contains most of the mineralizations which is known in countries, located along the Western branch of East African Rift System. The zone was built by several orogenic events which comprise three cycles: Ruzizian-Ubendian, Kibara-Burundi-Karagwe-Ankolean and Katangian. The KBKA metallogenic zone was known to contain gold, cassiterite, tantalite-columbite and wolframite mineralization, associated with granite intrusions both plate-kinematic and post-tectonic.

Current and future exploration programs were outlined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Cahen L. Géologie du Congo belge. P.: Masson et Gie, 1954. 212 p.
2. Cahen L., Lepersonne J. The Pre-Cambrian of the Congo. Rwanda and Burundi. — In: The Pre Cambrian/Ed. K. Rankama. N. Y.: Intersci. Publ., 1967, vol. 3, p. 117—141.
3. Cahen L., Snelling N. J. The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam: North-Holland Publ. Co, 1966. 241 p.
4. Klerks J., Theunissen K. Les principaux caractères lithologiques des formations métamorphique antérieures au Malagarasien dans le Sud— Ouest du Burundi. — Mus. Roy. Afr. Centr. Rapp. ann. Dept. Géol. Min. Tervuren—Belgique, 1977, p. 140—161.
5. Mestrand J. L. Afrique centrale, dans la tectonique de l'Afrique. P.: UNESCO, 1971, p. 247—161.
6. Pallister J. W. Eastern Africa. — In: Tectonics of Africa, P.: UNESCO, 1971, 271. 161 p.
7. Quennel A. M., Haldemann E. G. On the subdivision of the Precambrian (Precambrian Stratigraphy and Correlations). — J. Geol. Soc. London, 1959, 115, p. 17—27.
8. Varlanoff N. Central and West African rare metal granitic pegmatities, related aplities, quartz veins and mineral deposits. — Mineral Deposita N 7, 1972, S. 211—240.

УДК 528.921 : 553.078

В. САТРАН, М. СУК

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ДОКЕМБРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Металлогеническая карта — разновидность геологической карты, характеризующая распределение рудного сырья. Рудопроявления в соответствии с генетической принадлежностью классифицируются на карте по металлогеническим типам, а в зависимости от времени проявления — по металлогеническим эпохам.

Таким образом, металлогенические карты отличаются от горных планов и карт полезных ископаемых, которые являются регистрационными картами. При составлении карт для неметаллического сырья (пегматитов, флюорита, барита, графита и т. д.) следует пользоваться более общим термином — «минерагеническая карта», предложенным Ф. Тишендорфом [19].

Минерагенические (металлогенические) карты подразделяются на комплексные, включающие месторождения разных полезных ископаемых, и специализированные, составляемые только для одного вида полезного ископаемого [3]. Специализированные карты составляются либо на основе комплексных карт, либо самостоятельно; в последнем случае следует также составлять и отдельную геологическую основу.

Каждая минерагеническая (металлогеническая) карта состоит из следующих трех основных компонентов:

- 1) геологическая основа;
- 2) фактический материал по распределению и происхождению рудопоявлений;
- 3) интерпретация, к которой относятся, в частности, контуры металлогенических, региональных и возрастных подразделений, выделенных на основе анализа двух первых компонентов карты.

Так как все ассоциации горных пород и металлогенические формации, известные в молодых комплексах, представлены также и в докембрии [1], то металлогенические

карты докембрия не отличаются от аналогичных карт других возрастов. В связи с трудностью геохронологического расчленения докембрийских образований особенно большое значение приобретает выбор геологической основы. Кроме того, необходимо учитывать возможность преобразования докембрийских месторождений в ходе более чем 600-миллионной постдокембрийской геологической истории. Важно показать также распространенность месторождений в областях с покровом молодых отложений, чтобы исключить ошибки при статистическом анализе карт.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОСНОВА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Еще Л. Де Лоне [10] подчеркивал связь между металлогенией и ассоциациями горных пород. Взаимоотношения между геологической средой и геологической формацией (т. е. ассоциацией горных пород, близких парагенетически и связанных хронологически и пространственно) и рудной I формацией — основной принцип составления металлогенической карты.

Основа карты должна отражать геологические и тектонические факторы, имеющие минерагеническое значение. Масштаб карты, зависящий от степени геологической изученности, имеет крайне важное значение, так как металлогенические карты разного масштаба отличаются как по своему содержанию, так и по задачам. Для карт масштабов 1 : 1 000 000 и мельче используется общепринятый принцип выделения геолого-тектонических единиц (например, Металлогеническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 и Металлогеническая карта мира масштаба 1 : 15 000 000). На практике обычно используются карты масштабов 1 : 100 000 — 1 : 1 000 000, для которых имеют значение региональные геолого-тектонические факторы, контролирующие распределение месторождений. Карты этих масштабов несут максимум информации и наиболее пригодны для металлогенических оценок. На детальных картах (1 : 50 000 и крупнее) можно показать не региональные, а только локальные факторы, влияющие на форму и размеры месторождений.

При составлении металлогенической карты, помимо геологической или тектонической карты, необходимо использовать карты месторождений (или по крайней мере данные по ним), а также специализированные геофизические и геохимические карты и карты россыпей. Для Богемского массива, например, вначале были составлены геологические карты масштаба 1 : 200 000, на основе которых были созданы карты масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. Далее в тех же масштабах были созданы тектоническая карта, карта полезных ископаемых, геофизическая карта, карта металлотрических аномалий, а в итоге — металлогенические карты масштабов 1 : 200 000 — 1 : 1 000 000 [9, 16, 18].

Геологическая нагрузка металлогенических карт докембрия должна включать данные по взаимоотношению между геологической средой и месторождениями полезных ископаемых.

Магматизм

Вулканические и плутонические формации — наиболее важные индикаторы возможного присутствия минеральных месторождений. Существование региональных магматических зон одного и того же типа и возраста, сопровождаемых определенной минерализацией, подтверждает эту связь. Минерализация зависит от следующих факторов.

1. Химизм магмы. Эмпирически установлено, что месторождения платины и никеля связаны с ультраосновными интрузиями, а олово и ванадий — с гранитоидами. Это определяется условиями дифференциации и эволюции магмы (магматическая, пегматитовая и гидротермальная фазы).

Зависимость типов рудопоявлений (табл. 1) от петрометаллогенической последовательности является не только качественной, но и количественной (месторождения будут чаще встречаться в областях развития более дифференцированной магмы). В пределах Богемского массива, например, сильно дифференцированные плутоны, подобные Центрально-Богемскому, окружены ореолом жильных месторождений различных типов, начиная от магматических и кончая гидротермальными.

Особое значение имеют интрузии, в частности, большой интерес представляют дифференцированные «малые» интрузии (апикальные части апофиз крупных плутонов).

2. Глубина застывания интрузий. На большинстве металлогенических карт она до сих

¹ Название рудной формации предпочтительнее давать по виду содержащегося сырья.

Таблица 1. Петрометаллогенические серии Богемского массива

Группа серий по тектоническому положению и возрасту	Возраст	Магматическая ассоциация	Петрометаллогеническая серия	Типоморфная минерализация	Район распространения
А. Доварисийской стабилизации	Докембрий—нижний карбон	Известково-щелочная с щелочной тенденцией	Спидит-кераматовириновая (Fe-Cu): а) протерозой, б) девон	Кварц-гематитовые руды, сульфидные руды меди, железные руды типа Лан-Дилл	Докембрий Центральной Богемии, девонские зоны гор Есеник
		Известково-щелочная	Габбровая (Ti-Cu-Fe) Ультрабазитовая (Co-Ni) Гранитная	Сегрегации ильменита Шлиры хромитов, сульфидные руды кобальта и никеля Бор, олово	Западная Богемия Орликские горы, Восточная Богемия Крушские горы
		Промежуточные с трендом в сторону основных пород	Золотоносные жилы	Брно-Джинский массив, Орликские горы, Кодская возвышенность	
Б. Периода варисийской стабилизации	Карбон—пермь	Известково-щелочная	Промежуточные с трендом в сторону основных пород (Au)	Древние кварцевые золотоносные жилы (золоторудная формация)	Центрально-Богемский плутон
			Переходная серия (Mo-Au и Mo-W)	Сульфидные руды молибдена, меди и золота; встречаются вольфрамовые жилы	Чиста-Есеникский массив, Центральный Молданубский массив, ранние фазы Крушского плутона
		Известково-щелочная с щелочной тенденцией	Гранитные (оловорудные проявления); сиенитовые (Li=U)	Олово-вольфрамо-никелевая минерализация, пегматиты с литиевыми минералами и урановой минерализацией	Крушские горы, поздние фазы Крушского плутона, Требишский массив (Моравия)
В. Стадии платформенного развития	Третичный	Щелочные ассоциации (натриевые породы преобладают над калиевыми)	Сильно дифференцированные основные	Признаки стронция и тория, а также фосфор, фтор и барий	Район Чешских Стредгор
			Кимберлитовые	Признаки алмазности	Чешские Стредгоры

пор не показывалась, хотя значение этого параметра не вызывает сомнений. Обозначение различными значками малых (до 1 км), средних (до 5 км) и больших (свыше 5 км) глубин кристаллизации оказывается чрезвычайно полезным [3].

3. Изменения пород, связанные с магматической деятельностью (например, пропилизация, березитизация, образование вторичных кварцитов, окремнение), всегда указывают на миграцию вещества и на благоприятные условия для концентрации металлов.

4. Такие свойства вмещающих пород, как проницаемость (наиболее благоприятные для накопления металлов песчаники или зоны тектонических нарушений), состав (например, образование метасоматических и пневматолитовых месторождений на контакте карбонатных пород с гранитоидами или оруденение на контакте автосоматически

переработанных гранитов с основными породами), литофациальные особенности (концентрация металлов при выпадении из растворов часто происходит на контакте слоев разного литологического состава).

Генезис Богемского месторождения гранатов — интересный пример непосредственного влияния состава вмещающих пород. В этом районе базальтовая магма третичного возраста, проникая сквозь докембрийские серпентиниты, вынесла с глубин к поверхности обогащенные хромом гранаты, которые в настоящее время образовали россыпное месторождение.

Осадочные формации

Во многих случаях следует учитывать данные палеогеографии. Осадочные рудные месторождения, как правило, имеют тесную связь с вмещающими осадками: концентрация рудного вещества нередко происходит вблизи трансгрессивных или регрессивных зон (в горизонтах, обогащенных органическим веществом, может адсорбироваться уран, германий, бериллий, в обломочных породах — осадочные месторождения золота).

Стратиграфический контроль в докембрийских образованиях особенно большое значение имеет для графитовых месторождений, а также для урана, золота и большей части железорудных месторождений. Обычно осадочные месторождения приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, прослеживающимся на весьма обширных территориях. Хорошим примером этому служат среднепротерозойские месторождения железистых кварцитов (джеспилитов), образовавшихся в специфических морских условиях (низкая соленость и высокое содержание CO_2 обусловили миграцию Fe^{+3}), и более молодые докембрийские экгальционные месторождения железа. Известна также приуроченность урановых и ванадиевых месторождений докембрия к горизонтам, обогащенным органическим веществом.

Метаморфизм

Ввиду значительной миграции вещества при метаморфизме большой интерес для металлогенической оценки приобретают районы, где большая часть разреза докембрия представлена метаморфическими породами. В общем гомогенизация пород при метаморфизме ведет к ликвидации ранее существовавших концентраций металлов, а дифференциация создает новые скопления. Освобождаемые при прогрессивном метаморфизме летучие способствуют разрушению рудопоявлений и месторождений, вынося элементы из зон более высокого метаморфизма (в частности, ультраметаморфизма) с последующим отложением их на границах метаморфических зон.

Таким образом, локализация большей части месторождений в метаморфических комплексах контролируется структурой (например, в замках складок) либо литологией (например, вкрапленные руды в органогенно-обломочных карбонатных прослоях) преимущественно на границах зон метаморфизма и/или ультраметаморфизма. Таковы, например, полиметаллические месторождения Финляндии [20] или золоторудные штокверки в докембрии варисцид Центральной и Западной Европы. Некоторые месторождения урана также могут образовываться аналогичным путем (в процессе метаморфизма происходит интенсивный вынос этого элемента).

На низких или средних ступенях метаморфизма концентрации металлов, существовавшие в первичных породах, сохраняются, но возникают новые типы минерального сырья (например, карбонаты железа переходят при метаморфизме в результате декарбонатизации в скарновые магнетитовые руды). Такие месторождения могут быть осадочного (Fe, Mn, Au, Ti, Cu), вулканического (Cu, Ni, Cr, Ti, Fe и др.) или собственно магматического происхождения. В Богемском массиве хорошо известны месторождения железа, урана, меди, ванадия докембрийского возраста, метаморфизованные при кадомском или варисцийском орогенезе [13]. Реликты Sn-W минерализации в метаморфизованных позднекадомских гранитах (ортогнейсах), подвергшихся в Молданубикуме варисцийской складчатости, представляют практический интерес [12]. Кроме упомянутых штокверков и импрегнированных сульфидов в карбонатах (Pb, Ag, As, Cu) к собственно метаморфогенным месторождениям принадлежат некоторые метасоматические месторождения (например, контактовые скарны с шеелитом) и месторождения, связанные с метаморфическими пегматитами. Из этого короткого обзора вытекает вывод о необходимости изображения на геологической основе металлогенических карт изоград, а также границ зон контактовых изменений и зон ультраметаморфизма.

Структурные данные

Связь месторождений с определенным комплексом пород, возникшим на соответствующей стадии развития региона, отражается, хотя и довольно схематично, на генерализованных металлогенических картах. Минерагенические (металлогенические) эпохи всегда связаны с определенными тектоническими движениями.

1. Начальный этап (заложение геосинклинали) — накопление вулканогенных, карбонатных и кремнистых осадков (Fe, и Mn руды), ультраосновные интрузии (магматические месторождения Pb, Sn, Fe), наконец, основные интрузии (скарны с железными и медными рудами, гидротермальное месторождение золота).

2. Синорогенный этап, связанный с поднятием, — диоритовые интрузии (скарны с ванадием, молибденом и полиметаллами); завершается этот этап аляскитами и образованием грейзенов (Sn, W, Li, Be, U, Tg, гидротермальное золото).

3. Поздний (субсеквентный) этап — образование разломов и внедрение малых интрузий, которые несут растворы, образующие месторождения (золото с полиметаллами, Ag, Pb, Zn или сульфидно-касситеритовые, вкрапленные меднорудные, Cu-Mo-, Co-Ni-U и др.).

4. Конечный (эпиплатформенный) этап знаменует переход к платформенному режиму с блоковыми движениями: импрегнированные свинцово-цинковые руды, формирование медистых песчаников и образование ртутно-сурьмяных месторождений, типичны россыпные месторождения самого разного вида.

Эти основные этапы должны быть выделены и положены в основу карты. На генеральных картах необходимо провести границы тектонических областей, что может помочь, например, выявить зональное расположение месторождений вдоль границ блоков литосферы. Обычно наносятся и глубинные разломы (например, на металлогенической карте Богемского массива) [9, 18].

Изучение разломных и складчатых структур второго порядка также дает полезную информацию, но показывать их на металлогенических картах следует выборочно, в зависимости от значения подобных структур для отдельных районов.

Негативные факторы

Необходимо также рассмотреть факторы, обуславливающие отсутствие или весьма малую вероятность обнаружения месторождений. Одни из этих факторов хорошо известны (например, олово-вольфрамовые месторождения не встречаются в ультраосновных породах; однородные мощные толщи осадочных пород также не содержат скоплений металлов), другие имеют местное значение. Подобные негативные факторы должны учитываться при составлении прогнозов на рассматриваемую область и особенно при составлении специализированных металлогенических карт.

ОБЛАСТИ, ПЕРЕКРЫТЫЕ МОЛОДЫМИ ОСАДОЧНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Методика поисков в областях, перекрытых более молодыми отложениями, слабо разработана и представляет очень важную проблему для большей части районов развития докембрия. Следует отметить два случая, в которых можно проводить статистическую обработку на основе металлогенической карты.

1. Если имеются материалы детальных геофизических исследований и разведочного бурения, можно приводить металлогеническую характеристику различных структурных уровней (например, для Богемского массива — платформенного чехла пермокарбона, меловых неогеновых и четвертичных отложений).

2. Если геология и металлогения покровных отложений изучены недостаточно, необходимо выносить на карту только фактический материал (например, положение скважин, литологию — цветом, всю металлогеническую информацию — крапом).

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На предельно бледно раскрашенную геологическую основу можно нанести основные элементы металлогенической карты.

1. Все известные месторождения и рудопроявления (по карте полезных ископаемых). Использование всех данных имеет особое значение для старых горнопромышленных районов (например, Центральной Европы). При составлении карты эти данные необхо-

димо классифицировать в соответствии с инструкцией Комитета по составлению металлогенической карты Европы:

- по форме рудных тел — знаком (или контуром в случае крупных месторождений);
- по масштабу месторождений — размером знака;
- по химическому и минералогическому составу руд — цветом знака. Если есть возможность, то особыми знаками могут быть нанесены дополнительные данные:
- ориентировка рудного тела — ориентацией знака;
- внутренняя структура месторождений — символами внутри знака;
- взаимоотношение с вмещающими породами — характером границы знака;
- возраст месторождения — привязкой к определенной провинции;
- основные жильные минералы — буквенными знаками, и т. д.

При выборе знаков необходимо избегать сложных вариантов, стараясь добиться, чтобы они легко читались. Выбор условных знаков — техническая задача, определяющая качество карты. Условные знаки дают возможность отразить даже генезис месторождений.

Если делается упор на генетический смысл, то металлогеническая карта становится графическим выражением его. Даже месторождения неясного происхождения попадают в какую-то определенную категорию, и если исходные представления правильны, то такой подход вполне целесообразен. Согласно другим взглядам, условные обозначения не должны однозначно трактовать генезис; наоборот, необходимо стремиться к объективности, избегать априорных концепций. В обоих случаях металлогеническая карта должна обобщать все известные, необходимые для дальнейшей работы металлогенические данные и отражать, если это возможно, установленные закономерности в распределении рудных месторождений.

В последние годы на геологических картах стремятся отразить глубинное строение, а при металлогенических построениях пытаются показать не только распределение минерализации близ поверхности, но и закономерности ее вертикального распространения.

Структурный анализ некоторых докембрийских районов позволил выявить разные структурные уровни, не вскрытые эрозией. Так, например, в ядре Богемского массива докембрийские комплексы, судя по падению линейности, наклонены на северо-северо-восток под углом 5—10°. Наклон этот блок коры приобрел в ходе варисцийского орогенеза и глубинных процессов, протекавших на границе коры и мантии [4]. Общая ширина массива близка к 200 км, величина эрозионного среза между северо-восточной и юго-западной частями блока отличается на 10—12 км. Степень метаморфизма возрастает с северо-северо-востока на юго-юго-запад, а вулканические породы, развитые на северо-востоке, сменяются субвулканическими метагаббро. Это в значительной степени обусловило распределение месторождений. Так, например, проявления олова приурочены к северной, а телетермального золота — к южной части Центрально-Богемского плутона.

2. При составлении металлогенической карты важны также геофизические данные. Они могут использоваться непосредственно при оконтуривании залежей (например, магнитных руд), служить индикаторами погребенных рудных тел или указывать на форму интрузий, расположенных на глубине (например, для Богемского массива положение куполов плутона Рудных гор, с которым связаны олово-вольфрамовые месторождения).

В некоторых случаях геофизические данные помогают определить положение рудоносных формаций, которое не отражено в геологическом строении в общем-то детально закартированных областей докембрия. Так, карта магнитных аномалий Богемского массива дает возможность судить о положении как горизонта докембрийских спилитов, так и кислых вулканитов и ультраосновных пород, с которыми связаны урановые и некоторые полиметаллические месторождения не только в пределах Богемского массива но и во всей Западной Европе [7, 15].

Отчетливая связь распространения минерализации с глубинными структурами была выявлена при сопоставлении зон оруденения с региональными гравиметрическими аномалиями. Установлено, что в пределах Богемского массива чередуются зоны шириной в десятки и длиной в сотни километров гравиметрических аномалий, вытянутых с северо-востока на юго-запад. Дж. Бернارد [5—7] пришел к заключению, что гравиметрическим максимумам соответствует петрометаллогеническая серия (группа) тоналит-гранодиоритов, минимумам — гранитная. Источник рудоносных растворов в обоих случаях следует искать в растворах, петрометаллогенически связанных с глубинными интрузивными телами, но не в интрузиях, распространенных в пределах самих месторождений.

Геофизические данные наносятся на карту в виде линий (оси аномалий и т. д.), контрастных цветов и подписываются индексами (Р — радиометрическая, М — магнитная, Г — гравиметрическая, С — сейсмическая аномалии и т. д.).

3. Геохимические данные также могут наноситься на карту, поскольку выявленные аномалии помогают уточнить границы металлогенических контуров. Центры аномалий лучше всего показывать точками, цвет которых отражает соответствующий металл; отображаются также ареалы первичного и вторичного рассеяния.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Интерпретация включает проведение границ региональных, хронологических и металлогенических подразделений. Металлогенические провинции, районы, рудные пояса, поля оконтуриваются линиями, цвет которых соответствует минерализации. При проведении границ важно, чтобы они соответствовали геологическим контурам отдельных блоков, тектонических структур (например, тектонических покровов и т. д.).

При составлении металлогенических карт докембрия возникают трудности, связанные с выделением металлогенических эпох и их связи с геолого-тектоническими циклами. Подобные циклы для Богемского массива приведены в табл. 2.

Таблица 2. Классификация изверженных пород и магматогенных полезных ископаемых на примере Богемского массива (Чехословакия)

Группа петрометаллогенических серий	Петрометаллогеническая серия	Типоморфный элемент серии	Другой важный элемент серии	Отношение к тектоническому развитию земной коры
Известково-щелочная (Тихоокеанская)	Ультрабазитовая (ультрамафическая)	Cr-Ni-Pt	Fe, Co, платиноиды	Преимущественно в течение развития подвижной зоны (орогенический пояс), снижение мобильности при переходе от соответствующей зоны к кратону
	Габброидная (спилитовая)	Ti-Cu-Fe	Ni, Co, Au	
Щелочная (Средиземноморская)	Промежуточная диоритовая)	Au	Sb, Ag, Cu	В течение платформенной (кратонной) стадии
	Переходные	Mo-Au	Cu	
	Гранитная	Mo-W	Pb, In (Bi)	
		Sn	W, (Mo), U, Li	
Щелочная (Атлантическая)	Щелочно-гранитная (К)-сиенитовая	Sn, Li	Zr, Y, Nb(U)	
	Дифференцированных ультрабазитово-щелочных и щелочных изверженных пород	Li, U	Cs, Rb	
Щелочно-габброидная	Щелочно-габброидная	P, Zn, Ce, Nb	Pt, Fe, Ti	
	Кимберлитовая	Алмазы	F, Ba (Pb, Zn)	

Металлогенические эпохи обычно выделяются цветом определенного геолого-тектонического цикла, датированного стратиграфическим или геохронологическим методом. Возраст месторождений зачастую трудно установить. Например, в Богемском массиве в докембрийском останце, включенном в варисцийскую складчатую зону, имеются месторождения, датируемые неогеном [11], хотя они не связаны с геологическими событиями обеих этих эпох. Варисцийский металлогенез проявляется также в тех же районах, что и докембрийский (кадомский). В Баррандовой области осадочные месторождения одного и того же генезиса по возрасту относятся к периоду от позднего протерозоя до конца палеозоя [17]. Следует также отметить постоянство состава рудоносных магматических пород, как в случае Яхимовских жил (месторождение урановых смолков).

ЗНАЧЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ

Металлогеническая карта должна:

- 1) учитывать (регистрировать) месторождения;
- 2) служить отправной точкой для изучения месторождений;
- 3) являться основой для обобщения данных о рудообразовании.

Металлогенические карты обычно используются для определения перспективности районов при планировании поисковых работ, а также для постановки детальной разведки месторождений. На основе металлогенической карты составляются в дальнейшем так называемые прогнозные карты. Перспективные площади предлагается разделить на три категории:

- 1) рекомендуемые для поисково-разведочных работ;
- 2) рекомендуемые для поисковых исследований;
- 3) перспективные для тематического изучения.

Металлогеническая карта служит основой составления специальных карт, необходимых для статистической оценки ресурсов на определенных территориях, а также других специализированных карт [14, 16].

ABSTRACT

PRINCIPLES IN METALLOGENIC MAPPING FOR THE PRECAMBRIAN

V. SATTRAN, M. SUK

The methods of compilation of metallogenic maps as well as their principles were outlined. Three components of metallogenic maps are characterized in detail: the geologic and tectonic bases, the factual material on the distribution and origin of mineral concentrations and the interpretation component. The metallogenic maps are of a great importance when projecting the prospecting works, compiling different kinds of prognosis maps and when understanding the nature of origin of ore deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
2. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Кн. 3. Вып. 4.
3. Шаталов Е. Т. Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М.: Недра, 1966.
4. Beranek B., Suk M., Weiss J. Geological sections through the Variscan orogens in the Bohemian Massif. — Sb. geol. věd. Geologie, 1980, p. 17—27.
5. Bernard J. N. Vymezení metallogenních oblastí v prostoru jadra České masivu. — Vestn. ústřed. Úst. Geol., 1964, t. 39, s. 133—136.
6. Bernard J. N. Paragenetic units in relation to the deeper structure of the Bohemian Massif. — Sb. geol. věd. Geologie, 1978, t. 31, s. 13—20.
7. Bernard J. H. et al. Mineralogie Československa. Praha: Academia, 1967. 317 s.
8. Buday T., Dudek A., Ihrmajer J. Někteří výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1 : 500 000. — Sb. geol. věd., 1969, t. 8, s. 7—35.
9. Chrt J., Bolduan H. et al. Die postmagmatische Mineralisation des Westteils der Böhmischen Masse. — Sb. geol. věd., 1966, t. 8, s. 113—192.
10. Lagnay L. de. Traité de metallogenie I. Paris; Liege, 1913. 211 p.
11. Legierski J., Vanecek M. The use of isotopic composition of common lead for the solution of metallogenetic questions of the Czech Massif. — Krustallinikum, 1965, 5. 3, s. 87—98.
12. Němec D., Tenčík I. Regionally metamorphosed greisens at Cetoraz in the Bohemian — Moravian Massif (Českomoravská vrchovina), Czechoslovakia. — Mineral. Depos., II, C 2, 1976, s. 210—217.
13. Pertold Z., Watkinson D. H., Mainwaring P. R. The Cu—Zn Obrazek ore Deposit, Czechoslovakia: A volcanic deposit included in the Ransko Intrusive Complex. — Mineral. Depos., 1978, t. 13, s. 151—163.
14. Petrascheck E. W. Betrachtungen zur Abfassung großräumiger metallogenetischer Karten. — Ersmetall, 1958, Bd. II, H. 7, S. 299—301.
15. Poubá Z. On some causes of the repetition of mineralization in ore regions and ore deposits of the Czech Massif. — Problems Postmagmat. Ore Depos., 1965, vol. 11, N 2, p. 82—89.
16. Sattran V. Potential metal resources of the deeper levels of the Bohemian Massif. — Sb. geol. věd. Geologie, 1978, s. 21—34.
17. Sattran V. et al. Problemy metalogeneze České masivu. — Sb. geol. věd., 1966, s. 7—12.
18. Teuscher E. O., Weinert W. Die Metallogene im Raume Spessart — Fichtelgebirge — Oberpfälzer Wald — Bayrischer Wald. — Geol. bavar., 1972, Bd. 65, S. 5—73.
19. Tischendorf F. Paragenetische und tectonische Untersuchungen auf Gangen der fluorbarytischen Bleiformation Freibergs, insbesondere am Halsbrückener Spat. — Freiberg. Forsch., 1955, Bd. C 18, S. 1—130.
20. Vaasjoki O. On migmatites and ore mineralizations in the Pernaja district, Southern Finland. — Bull. Commiss. geol. Finl., 1953, vol. 163, p. 1—62.

У. КАРТЕР

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

С тех пор как появились отдельные мелкомасштабные изображения Земли из космоса и мозаичные карты для территорий отдельных стран и целых континентов, геологи получили возможность: а) непосредственного наблюдения и изучения чрезвычайно обширных площадей, б) выявления крупнейших структур, выяснения их соотношений друг с другом и с известными ранее элементами геологической структуры, в) оценки той роли, которую играли эти структуры в тектонической эволюции Земли. Все вновь открывающиеся возможности рассматриваются во многих работах [24, 33, 46, 48]. Некоторые исследователи анализировали размещение линеаментов, их ориентировку, протяженность, классификацию и взаимоотношение с металлогеническими провинциями [25, 34]. Другие авторы пытались унифицировать терминологию и символику в области изучения линеаментов [56]. Различные исследователи пришли к выводу о том, что большинство крупных разломов — чрезвычайно древние и отражают первичную трещиноватость земной коры, возникшую, возможно, вследствие резкого изменения скорости вращения Земли [33]. В течение всего геологического времени по таким разломам происходят тектонические перемещения, благодаря чему они проявляются в более молодых отложениях. Механизм этого процесса остается еще неясным, но, вероятно, он связан с приливными движениями в мантии.

Многие исследователи пытались сравнить структурные элементы поверхности земли с подобными же структурами, наблюдающимися на других планетах [49, 63, 75]. Дж. Норман и его соавторы [54], предположив, что Земля в докембрии подвергалась интенсивным метеоритным бомбардировкам, подчеркивали необходимость поисков округлых образований или «астронов». Они указывают, что благодаря интенсивной эрозии и постаршейским орогеническим процессам следы древних метеоритных кратеров имеют очень небольшие шансы на сохранность. Их возможные индикаторы — дугообразные очертания береговых линий (выпуклые и вогнутые), подводные хребты аналогичной формы и т. п. Пока трудно судить, в какой мере предположения этих исследователей отвечают действительности, но благодаря космическим изображениям мы по крайней мере получили возможность поисков подобных структур на земной поверхности.

Космические изображения земной поверхности, пригодные для геологических исследований и поисков полезных ископаемых по всему земному шару, стали доступны потребителям после запуска первого технологического спутника по изучению земных ресурсов (ЕРТС-1), осуществленного НАСА в июле 1972 г. После запуска второго спутника этой же серии в 1975 г. система ЕРТС была переименована в Ландсат. Спутники Ландсат-1 и Ландсат-2 снабжены двумя мультиспектральными регистрирующими системами; каждая состоит из трех камер типа Видикон, регистрирующих отраженные лучи, и четырехканальной мультиспектральной сканерной системы. Камеры Видикон снабжены фильтрами, что обеспечивает получение информации в зеленой (0,5—0,6 мкм), красной (0,6—0,7 мкм) и ближней инфракрасной (0,7—8,5 мкм) частях спектра. Сканерные изображения получаются в тех же зеленой и красной частях и в двух ближних инфракрасных (0,7—0,6 мкм и 0,8—1,1 мкм). Каждое изображение отвечает квадрату со стороной 185 км (115 миль) и площадью 34 225 км² (13 225 миль²). Номинальная разрешающая способность составляет 70 м. Это отвечает наименьшим по размерам объектам, различимым на изображениях Ландсат, называемым элементом изображения, или пикселем (pixel), с площадью, равной 0,45 га, или 1,1 акра.

Информация, получаемая по системе Ландсат, поступает потребителю в виде черных-белых фильмов (негативов) и отпечатков, различных цветных снимков и в виде магнитных лент, пригодных непосредственно для обработки на компьютере (ККТ). Поступающие в продажу изображения имеют формат 70×70 мм для масштаба 1 : 3 600 000, 185×185 мм для масштаба 1 : 1 000 000, 371×371 мм для масштаба 1 : 500 000 и 292×292 мм для масштаба 1 : 250 000. Различный масштаб изображения определяет использование их геологами в различных целях — от общего ознакомления с районом до детальных исследований какого-либо конкретного региона. Узкий угол оптической системы (11,56°) позволяет получать равномерный обзор местности; причем ширина участка,

охватываемого каждым изображением, такова, что это изображение лишено искажений, возникающих в результате кривизны земной поверхности. Все эти технические характеристики обеспечивают уникальное качество получаемых из космоса сканерных изображений или фотоснимков. С другой стороны, информация, записанная на ККТ, открывает широкие возможности в отношении методики и техники ее использования, так как с помощью компьютерного анализа можно трансформировать масштаб всего изображения либо детализировать какие-либо участки, вплоть до масштаба 1 : 24 000.

Ленты ККТ позволяют определять спектральную яркость пород на выходах и в развалах, а также почв и получать различные синтезированные изображения, на которых искусственно «выпячиваются» интересующие потребителя признаки, например гидротермально измененные породы, с которыми зачастую бывают связаны некоторые рудные месторождения. Спутник Ландсат-3, запущенный в 1978 г., несколько модифицирован на основе опыта работ с двумя его предшественниками. На нем имеются лишь две камеры Видикон, обеспечивающие получение панхроматического изображения с разрешающей способностью около 30 м и площадью, равной лишь 1/4 обычного снимка с этого аппарата. Мультиспектральная система Ландсат-3 дополнена четвертым каналом, обеспечивающим термальную съемку в зоне 10,6—12,4 мк. Этот канал обеспечивает информацию о температуре поверхности. Один из двух детекторов этого канала вышел из строя через три месяца после запуска, из-за чего разрешающая способность термальных измерений снизилась с 240 до 480 м. Данные термальной съемки требуют специальной обработки, и первые образцы этой продукции начали поступать только в последнее время.

Цена на негативы Ландсата в США варьирует от 8 долларов за самое мелкомасштабное черно-белое изображение до 50 долларов за серию цветных мультиспектральных изображений масштаба 1 : 250 000. Ленты ССТ стоят 200 долларов за единицу, причем в продаже находятся ленты с 7 или 9 треками, имеющие либо 800, либо 1600 бит информации на дюйм. Основным источником информации в США в отношении системы Ландсат является Центр ЭРОС в Сью Фолла (штат Южная Дакота), где можно получить данные по космическим изображениям. Глобальная служба информации осуществляется благодаря тому, что спутники системы Ландсат, фиксирующие информацию на ленты, периодически «сбрасывают» ее, передавая по команде трем приемным станциям, находящимся на территории США — в Гладстоне штат (Калифорния), Фейрбенксе (Аляска) и Гринбелте (штат Мериленд). Две приемные станции находятся в Канаде — Принц Альберт в Саскачеване и Шое Коув на Ньюфаундленде, одна — в Италии (Фучино), одна — в Иране (около Тегерана) и одна — в Бразилии (Куаба). В 1979 г. на стадии завершения находилось строительство приемных станций в Аргентине, Австралии, Индии, Японии и Швеции. При наличии подобных станций можно периодически получать информацию по соответствующим регионам каждые 18 либо 9 дней, в зависимости от того, принимается ли информация от одного или от двух спутников.

В США полагают, что данные, получаемые системой Ландсат, должны быть легко доступны для всех стран и широко использоваться для изучения природных ресурсов. Активно поддерживаются различные экспериментальные исследования в отношении природных ресурсов на основе данных Ландсата. Информация, получаемая со спутников Ландсат, стала широко использоваться при поисках твердых полезных ископаемых и нефти. Цель данной статьи состоит в том, чтобы рассмотреть и суммировать наиболее важные результаты изучения докембрийских образований с помощью изображений Ландсата. Расположение регионов, в которых докембрийские образования выходят на поверхность в пределах Северной и Южной Америки, Европы, Африки, Индии и Австралии, можно видеть на карте, изданной в СССР в 1979 г. под редакцией А. В. Сидоренко [1].

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИЙ ШИТ

Дж. Стюарт [68] показал, что примерно 850 млн. лет назад в тектонической эволюции Северной Америки произошел резкий скачок. Если до этого времени на континенте возникали отдельные, иногда довольно глубокие эпикратонные прогибы, то после него по всем окраинам континентов стали формироваться протяженные многоосинклинали. Интерпретируя этот скачок, Дж. Стюарт писал о рифтинге, который продолжался затем в течение всего геологического времени фактически по всей периферии Северо-Американского кратона. Согласно его концепции Северная Америка некогда была частью гораздо большего по размерам континента, в результате дробления которого и последующего дрейфа были сформированы новые континенты. «Чтобы проверить эту гипотезу, — пишет Дж. Стюарт, — необходимо знать, где и каким образом располагались остальные конти-

ненты в позднем докембрии, что является чрезвычайно спорным и трудно доказуемым» [68, с. 11]. В данной работе делается акцент на использовании обычных серийных данных, получаемых с помощью изображений Ландсат, для анализа линейной тектоники и определения спектральной отражательной способности главных типов пород. С помощью этих данных геологи могут получить новые сведения о размещении докембрийских образований, об их спектральной и структурной характеристике: сходстве и различиях этих показателей для различных плит.

Северо-Американский щит наиболее обнажен в восточной части Канады и соседних регионах Севера США; докембрийские образования обнажаются также в пределах отдельных приподнятых блоков в других частях США, например в Скалистых горах. В Канаде для изучения докембрийских пород и рудных месторождений целого ряда регионов были использованы изображения, полученные спутниками Ландсат [28—30, 52, 66]. В США И. Айзексен [38, 39] детально изучил с помощью изображений Ландсат систему линейных Адирондакского массива, привязав линейные элементы к тем или иным геологическим объектам, наблюдаемым непосредственно на местности. Он показал, что преобладающая северо-восточная ориентировка линейных элементов в этом массиве в целом параллельна простиранию рифтовой зоны Святого Лаврентия. Предполагается, что на юго-западе массив обрывается каким-то линейным элементом северо-западного простирания, а восточным ограничением массива служит линейный элемент р. Гудзон — оз. Чамплейн.

Размещение линейных элементов и рудных месторождений на востоке Канады и США рассматривается в работе Я. Кутины и У. Картера [47]. Они показали, что крупные рудные месторождения Канады, по-видимому, концентрируются вдоль пояса северо-восточного направления (Седбери — Чибоугамау) и в районе пересечения этого пояса палеолинейным Гудзонова залива — древней субмеридиональной линейной структурой, предполагаемой в основном по очертаниям береговой линии зал. Джемса. Подобный же рудноносный пояс протягивается от штата Миссури к Нью-Йорку и, по-видимому, связан с линейным элементом 38-й параллели А. Хейла [32]. Местоположение и характер этого линейного элемента были несколько уточнены У. Картером при анализе мозаичного фотопортрета США масштаба 1 : 5 000 000, воспроизведенного с помощью изображений Ландсат [22]. На этом фотопортрете было установлено, что палеолинейный элемент Гудзонова залива, вероятно, продолжается к югу и пересекает линейный элемент 38-й параллели. Область этого пересечения представляется весьма перспективной на полезные ископаемые, связанные с докембрием, скрытым здесь на значительной глубине. Р. Хоппин [34, 35] осуществил анализ линейных элементов в области развития докембрия горных регионов Южной Дакоты и Вайоминга (хребты Блэк Хиллз и Биг Хорн), в районе Биг Хорн им было обнаружено шесть параллельных широтных линейных элементов, продолжающихся в пределы смежных прогибов, выполненных фанерозойскими отложениями. Эти линейные элементы расположены друг от друга на расстоянии от 15 до 25 миль, пересекая основные структуры региона, простирающиеся на северо-запад. Один из этих линейных элементов отвечает разлому Тенслип, выявленному ранее К. Вильсоном [76]. Этот разлом — крутой сброс с поднятием северным крылом. Для района Блэк Хиллз была установлена господствующая меридиональная ориентировка линейных элементов.

Л. Уорнер [74] доказывает существование линейного элемента Колорадо, который от северного берега оз. Верхнего следует на юго-запад через равнинную область США и обнаруживается в Скалистых горах в виде сложной системы сдвигов. Независимо от него У. Картер [22] этот же линейный элемент выявил при интерпретации уже упоминавшегося фотопортрета США масштаба 1 : 5 000 000.

ЮЖНО-АМЕРИКАНСКИЙ ЩИТ

Докембрийские образования Южной Америки выходят на поверхность в пределах двух щитов: Гайанского на севере, охватывающего значительную часть юго-востока Венесуэлы, Гайану и Суринам, и Бразильского на юге, занимающего большую часть территории Бразилии, востока Боливии и протягивающегося на юг до Центральной Аргентины. С давних времен все эти территории представляли большой интерес как важные источники железа, олова, алмазов, драгоценных и полудрагоценных камней, а также урана. Проведение поисково-разведочных работ во многих из этих районов осложняется сплошным растительным покровом и климатическими условиями, которые способствовали формированию почти повсеместного покрова мощных латеритных почв. Эти обстоятельства и необходимость быстрого получения информации со спутников относительно минеральных ресурсов в Бразилии и Венесуэле сочетаются с широко осуществляемой радарной съемкой.

Сочетание данных, получаемых с Ландсата, с воздушными радарными съемками, судя по опыту работ бразильских геологов, оказалось чрезвычайно эффективным при геологических исследованиях Южно-Американского (Бразильского) щита. В работе А. Корреа [20] сведены результаты применения данных Ландсат для геологических целей в Бразилии. Национальная программа радарных съемок — проект «Радам» — описана Л. де Азеведо [21]. Г. Амарал [4] был одним из первых исследователей, продемонстрировавших возможность радарных съемок и Ландсата на начальном этапе изучения геологии и минеральных ресурсов Амазонского региона Бразилии. Затем последовали работы О. Брауна [13], который на основе интерпретации изображений Ландсата наметил внутреннюю структуру Бразильского щита. Несмотря на то что Бразилия имеет собственную станцию по приему информации со спутников Ландсат около Кунабы, которая обеспечивает периодическое получение изображений для всей ее территории, страна была поставлена перед необходимостью получения дополнительной информации в виде воздушных радарных съемок. Последние оказались необходимыми для картирования районов тропических джунглей, закрытых облачным покровом, для оценки уже на начальной стадии исследований потенциала этих районов. Данные радарных съемок не только послужили основой для скорейшей оценки минеральных ресурсов, но и широко использовались для сельского хозяйства, почвоведения, оценки водных и лесных ресурсов. В результате работ по проекту «Радам» на всю территорию Бразилии были получены мозаичные полистные карты радарной съемки размером $1 \times 2^\circ$, масштаба 1 : 250 000. Мозаичные карты послужили геометрической и «фотографической» радарной основой для серии специальных тематических карт-накладок, на которых изображались геологические, гидрологические, сельскохозяйственные данные, а также данные по лесным угодьям и землепользованию. Эти тематические карты были сведены в специальные атласы по всей территории страны, которые оказались чрезвычайно ценными для планирования землепользования и развития минеральных ресурсов. В целом благодаря широко поставленным радарным съемкам бразильские геологи смогли осуществить составление геологических карт на территории свыше 5 млн. км² в течение 8 лет, причем путем широкого применения вертолетных десантов многие перспективные районы в этот же период были покрыты съемкой масштаба 1 : 200 000 [13].

О. Браун [13] делит Бразильский щит на две провинции: Амазонскую, которая соответствует так называемому Амазонскому кратону, и расположенную южнее Атлантическую, рассеченную узким Парагвайско-Арагуайским складчатым поясом. В Амазонской провинции разломы типа взбросов и надвигов ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Эти структуры пересекаются широкой зоной трансформных разломов или зоной сдвига северо-восточного направления. Структурный план Атлантической провинции более сложный и определяется двумя обширными зонами сдвигов северо-восточного простирания, пересекаемыми сдвиговыми зонами северо-северо-восточного направления.

Т. Оффилд [55] продемонстрировал успешное использование специально обработанных в целях усиления контраста фототона изображений Ландсата для картирования тектонических структур, контролирующих медную минерализацию в Южной Бразилии. Он сопоставил также эти структуры с металлогеническими структурами западного берега Африки и предположил, что до дрейфа континентов эти структуры составляли единую металлогеническую провинцию.

Я. Кутина [48] на основе изучения некоторых регионов с помощью изображений Ландсата сделал попытку анализа тектоники Южно-Американского щита в глобальном масштабе. Им было замечено, что с юга этот щит ограничен четко выраженной системой линеаментов северо-западного простирания. Этими линеаментами контролируется гидросеть Аргентинских и Парагвайских памп. Эти же структурные элементы, по-видимому, проявляются и в более молодых структурах Андийского пояса. Представляется, что это древнейшие структурные элементы, которые прежде имели широтное направление и приобрели современное северо-западное простирание в результате вращения, сопровождавшего сепарацию Южно-Американской и Африканской плит. Широтные линеаменты Северо-Восточной Бразилии и участки их пересечения с менее ясно выраженными северо-западными и северо-восточными, по-видимому, играли важную роль в локализации месторождений олова, а также меди, свинца и серебра в районе Сант Фелико до Коингу.

В Венесуэле С. Гонсалес и Д. Сабатер [26] использовали данные Ландсата при геологическом картировании относительно слабо изученной Амазонской провинции. Для выделения структурных элементов, контролирующих гидросеть в пределах Гайанского щита, и соответственно для выявления участков, перспективных на поиски россыпных место-

рождений золота и алмазов, были использованы радарные изображения бокового обзора [60]. А. Балзон [5] использовал изображения Ландсата при изучении известного железорудного докембрийского месторождения Матун в Восточной Бразилии. Он применил компьютерную обработку данных для оценки отражательной способности рудовмещающих пород. Однако этот эксперимент из-за обильного растительного покрова не был доведен до конца.

АФРИКАНСКИЙ ШИТ

Докембрийские породы и руды очень широко распространены на Африканском континенте, и здесь еще остаются обширные территории, слабо изученные как в общем геологическом плане, так и в отношении полезных ископаемых.

Южная Африка. Большое значение данных, полученных со спутников, для переоценки некоторых геологических материалов и для поисков полезных ископаемых было осознано для территории Южной Африки уже сравнительно давно [9].

Д. Ричардс и Ф. Валraven [59] были первыми, сравнившими данные интерпретации изображений Ландсата и аэромагнитной съемки. Они обнаружили, что базитовые серии Бушвельдского комплекса обычно плохо обнажены и с трудом картируются в поле; еще менее достоверно картируется граница между обычными и железистыми габбро. Однако благодаря большей магнитной восприимчивости последние вызывают более резкие аномалии и вследствие этого выявляются геофизическими методами. На изображениях, полученных с Ландсата-1 в декабре 1973 г., непосредственно накануне сезона дождей, также четко фиксируется рассматриваемая граница. На различного рода цветных изображениях железистым габбро свойственны темные серо-зеленые тона, контрастирующие с голубыми, которые присущи обычным габбро.

В Северо-Западном Трансваале Д. Ричардс и Ф. Валraven использовали аэромагнитные данные для картирования крупных субширотных эшелонированных даек, прослеживающихся на расстояние свыше 300 км. Эта же система даек была позже отдешифрована на снимках, полученных с Ландсата. Дайки сложены породами, легко разрушающимися при выветривании; они обнажаются лишь спорадически и поэтому с трудом обнаруживаются при наземных наблюдениях. Анализ имеющихся геологических карт показал, что эти дайки при полевых геологических наблюдениях были обнаружены далеко не везде. В районе Чуниспурт в Восточном Трансваале этими же геологами путем сравнительного анализа данных Ландсата и аэромагнитных съемок были выявлены новые, доселе неизвестные закономерности тектонической эволюции региона и расширены области распространения железных руд, имеющих практическую ценность.

Р. Вилжоен с соавторами [73] продемонстрировали, как снимки с Ландсата могут эффективно применяться для картирования обширных слабо изученных регионов. Но они подчеркивают, что космические снимки не являются панацеей для легкого разрешения всех геологических проблем, а служат лишь одним из методов в сложном арсенале современной методики геологических исследований. Они ясно показали также, сколь важным для дистанционного зондирования является время года и насколько более эффективной оказывается для одних регионов интерпретация снимков, сделанных в сухое время года, а для других, наоборот, в период дождей. Так, доломитовая толща Трансваальской серии системы Витватерсранд более четко выражена на снимках, сделанных в дождливое время года, сравнительно со снимками, полученными в сухой сезон.

В Нигерии И. Чукв-Айк и Дж. Норман [8] с помощью снимков, полученных со спутников, выделили систему разломов, сопровождающихся минерализацией. Для анализа структуры и тектонической эволюции Северо-Африканской рифтовой системы также широко применялись изображения с Ландсата [6—8, 14].

Дж. Норман с соавторами [54] составили фотогеологическую схему системы трещин, чтобы выявить структурный контроль кимберлитовых тел Лесото.

Эфиопия. Среди кайнозойской трапповой серии, слагающей плато вокруг так называемого Афарского треугольника в Эфиопии, в отдельных небольших, приподнятых по разломам блоках выходят докембрийские образования. П. Кронберг с соавторами составили мозаичную карту масштаба 1 : 1 000 000 на основе 28 снимков ЕРТС-1 [45]. Затем обычными методами геологического дешифрирования по этой карте были выделены некоторые литологические подразделения, тектонические структуры и намечена дренажная сеть. Сравнение этой карты с Геологической картой Эфиопии масштаба 1 : 2 000 000, опубликованной в 1973 г., привело упомянутых авторов к выводу о том, что эта карта нуждается в значительных уточнениях.

На карте П. Кронберга бросается в глаза чрезвычайная детальность в изображении разломов и трещин. В пределах Западно-Эфиопского плато четко выделяются системы линеаментов северо-восточного и северо-западного простираний. Первые, на юге, сопровождаются рифтами шириной около 20 км; вторые, на севере, образуют рифты шириной до 80 км, намечая южное продолжение рифта Красного моря. На юго-восточном плато видна подобная же сопряженная система северо-восточных и северо-западных трещин, которые на севере пересекаются узким уступом, протягивающимся от Восточно-Африканской рифтовой зоны на северо-восток и юго-запад. На северо-востоке этот уступ приобретает широтное простирание, образуя южный борт Аденского рифта. Афарский треугольник оказывается, таким образом, заключенным внутри области тройного сочленения рифтов, чем и объясняется чрезвычайная сложность системы линеаментов внутри этого треугольника. В Эфиопии также были изучены данные Ландсата в сочетании с аэромагнитными и гравиметрическими картами.

Е г и п е т. Одним из пионеров в использовании космических снимков в геологических исследованиях был доктор М. Абдель-Гавад [3], который дешифрировал снимки, сделанные с пилотируемого спутника Джемни для территории всего Египта от Западной пустыни до Красного моря. К западу от Красного моря в отдельных блоках выходят докембрийские граниты, гнейсы, основные и ультраосновные породы; по периферии эти блоки окружены сланцами и метаосадками. Докембрийские образования секутся линеаментами северо-западного простирания, в целом параллельными Красноморской системе. Эти линеаменты пересекаются трещинами северо-восточной и широтной систем, что хорошо видно к северо-западу от зал. Фоул. Подобные же докембрийские комплексы обнажены в западном гористом обрамлении Аравийского полуострова, и вместе с породами Египетского блока они образуют известный Аравийско-Нубийский массив, расчлененный громадным рифтом Красного моря. М. Абдель-Гавад отмечает, однако, что рассматриваемый регион недостаточно изучен: здесь еще нет детальных геологических карт, докембрий недостаточно подробно расчленен, неясен даже относительный возраст выделяемых геологических образований.

С а у д о в с к а я А р а в и я. Интерпретация данных с Ландсата при визуальном дешифрировании и цифровая обработка были выполнены для северо-западной части Саудо-Аравийского щита [10]. Позже в юго-западной части щита с помощью компьютера для увеличения контраста фототона изображения с Ландсата были использованы для выделения различных типов пород и картирования так называемых госсан — кор выветривания, состоящих из окислов железа, кремнезема и карбоната и ассоциирующихся с месторождениями массивных сульфидных руд в районе Вади Вассат и Вади Куатан [11].

С помощью различных технических манипуляций со снимками с Ландсата (усиление контрастности, цветные и ложноцветные изображения) были получены характеристики различных пород докембрия. Их сравнение с существующими геологическими картами масштаба 1 : 100 000 показало исключительно полную сходимость результатов. Были измерены, рассчитаны и табулированы спектральные характеристики 31 типа горных пород и почв. Эти данные могут служить весьма полезным справочным материалом при изучении спектральных характеристик пород и почв и для других районов земного шара, где еще не выполнено геологическое картирование. В результате различных технических экспериментов со снимками было установлено, что наиболее эффективными для расчленения геологических образований и выявления измененных пород являются комбинированные изображения, полученные по разным каналам сканерной системы.

С помощью цифровой обработки снимков в Астрогеологическом отделе Геологической службы США был составлен фотопортрет Йемена. Он послужил основой карты, на которую были нанесены как результаты наземных исследований, так и элементы геологического строения, которые видны на изображениях, полученных из космоса [31].

Г. Браун и А. Хафман [14], используя визуальное дешифрирование изображений с Ландсата, описали и интерпретировали соотношение Рифтовой долины р. Иордан и зал. Акаба.

ЕВРАЗИАТСКИЙ ЩИТ

Докембрийские породы в пределах Евразийского щита выходят в отдельных блоках на Фенноскандии, в европейской части СССР, в разных частях Монголии и в Северном Китае. Известен целый ряд попыток изучения геологии докембрия Фенноскандии с помощью изображений с Ландсата [2, 12, 72]. В большинстве случаев эти исследования выражались в анализе линеаментов и характера трещиноватости. Были предприняты

также попытки увязать линеаменты и трещины, устанавливаемые на изображениях с Ландсата, с уже известными рудными месторождениями для выявления новых площадей, перспективных на поисковые работы [72]. В Северной Норвегии (район Карасьёка) анализ цифровой информации, полученной с помощью Ландсата, использовали для выявления медной сульфидной минерализации посредством идентификации на снимках участков, в пределах которых растительность отравлена сернистыми эманациями [12].

В Советском Союзе дистанционное зондирование широко применяется для геологического картирования, выяснения линеаментной тектоники и поисков месторождений полезных ископаемых [23, 50, 71]. В ряде опубликованных работ по Тянь-Шаню, Казахстану и Туранской плите выделяются крупные структуры глубинного заложения и рассматриваются вопросы, связанные с тем, каким образом эти структуры выражены на поверхности, и соответственно изучаются проблемы их картирования [50]. П. В. Флоренский [23] затрагивает проблемы комплексирования данных, получаемых из космоса, с наземными геологическими съемками, грави- и магнитометрическими данными для выявления глубоко залегающих структур, перспективных на нефть. В этой работе рассматриваются бассейны каменноугольного возраста и более молодые, однако разрабатываемые методические приемы применимы и к докембрийским образованиям.

В. Г. Трифонов с соавторами [71] использовали фотографии, полученные с пилотируемого космического спутника Метеор, и изображения с Ландсата для изучения структуры Восточного Кавказа, Русской платформы и Тянь-Шаня. Основное внимание в этой работе уделено структурному контролю кайнозойского осадконакопления. В то же время авторы на основании геологических и геофизических данных приходят к выводу о больших размерах и глубоко заложении структур, выделяемых на космических снимках.

И. Томсон и В. Кравцов [70] описали концентрические металлогенические структуры и их взаимоотношения с куполовидными поднятиями мезозойских отложений на Востоке СССР и в Монголии. Автору статьи неизвестны попытки изучения докембрийских образований Монголии и Китая с помощью космической информации. М. Терман [69], однако, попытался оценить тектоническую эволюцию этого региона, основываясь на имеющихся картах и мозаичных схемах, составленных по космическим изображениям. Б. Можяев сопоставил ориентировку линеаментов и структуру кристаллического фундамента района Ленинграда и Новгорода (северо-запад Русской платформы), южного склона Балтийского щита, Московской синеклизы и Литовского вала [71].

Анализируя данные бурения, ориентировку и интенсивность аномалий магнитного и гравитационного полей и их взаимоотношения с линеаменами, автор приходит к выводу о том, что линеаменты определяют не только структуру осадочного чехла, но и характер тектонических деформаций самого кристаллического фундамента.

ИНДОСТАНСКИЙ ЩИТ

Геологи Индии в целях расширения перспектив минерально-сырьевой базы страны и увеличения добычи полезных ископаемых широко применяют космические изображения. Геологическая служба Индии активно участвовала в подготовке и проведении семинара Международной программы Геологической корреляции (проект 143 «Дистанционное зондирование и полезные ископаемые»). В Индии были выполнены региональные исследования докембрийских образований с использованием космических снимков [40, 41, 44, 51, 57, 58, 62].

В июне 1979 г. в г. Бангалор состоялась встреча рабочей группы проекта 143 МПГК в связи с проводившейся в этом городе XXII сессией Комитета Юнеско по космическим исследованиям (КОСПАР). Основное внимание при этом было уделено территории штата Майсур (Карнатака), лежащей непосредственно к западу от г. Бангалор, где имеются месторождения хромита, корунда, меди, золота, железа и других полезных ископаемых, приуроченных как к архейским кристаллическим породам и прорывающим их гранитам комплекса Клознет, так и к узкому Дхаварскому поясу нижнедокембрийских метавулканитов и метаосадочных пород.

Дж. Кришнамурти обобщил все имеющиеся геологические и геофизические данные и выполнил интерпретацию изображений с Ландсата. Эти же изображения были проанализированы автором данной работы, который предпринял также попытку использования информации с Ландсата в цифровом варианте. Основное внимание было уделено им локализации ультраосновных тел (некоторые из этих тел сопровождаются хромитовым оруденением). Дж. Хантингтон выполнил цифровую обработку и интерпретацию этих изображений для района г. Бангалор и соседней территории штата Майсур.

Все участники заседания рабочей группы проекта 143 провели визуальное дешифрирование изображений территории штата Майсур в целях опознавания гидросети, тек или иных комплексов коренных пород и линеаментов, отвечающих разломам и системам трещин. Был выполнен также компьютерный анализ ленты и Ландсата для измерения спектральной яркости различных типов пород и выявления хромитоносных ультрабазитов по спектральной характеристике. Предварительные результаты свидетельствуют о том, что этот эксперимент был успешным, хотя для окончательной уверенности необходимы еще полевые контрольные исследования.

Территория штата Майсур лежит в центральной части Индийского Рога, тектоническая эволюция которого была недавно описана М. Кацем [43, 44]. Изучая тектоническую эволюцию архейских гранулитовых поясов Шри Ланки и Южной Индии, М. Кац широко использовал данные с Ландсата и Джемини. Гранулитовые пояса, по всей вероятности, ограничиваются крупными линеаментами, которые возникли в условиях растяжения около 3000 млн. лет назад, образовав интракратонные трюги. В пределах этих узких прогибов накапливались терригенные породы, источником сноса для которых служили соседние приподнятые зоны кратона, а также известняки и эвапориты. Около 2800 млн. лет назад эти авлакогены в ходе тектоно-магматической активизации трансформных разломов были превращены в мобильные пояса высоких ступеней метаморфизма. Позднейшие движения по ним привели к образованию рифтов, ориентированных под большими углами (до 90°) относительно главных поясов. В этих рифтогенных структурах второго порядка накапливались осадочные и вулканогенные породы зеленокаменных поясов с их невысокой степенью метаморфизма. П. Молнар и П. Тапонье [53] использовали данные, полученные спутником Ландсат, в качестве доказательства своей концепции внутриплитной тектоники, а также для составления генеральной карты — размещения разрушительных землетрясений в Северной Индии, Тибете, Непале, КНР, Монголии и южной части СССР. В основу карты была положена идея о столкновении Индии и Евразии, которое произошло 40 млн. лет назад.

АВСТРАЛИЙСКИЙ ШИТ

Австралийские геологи проявили очень большой интерес к использованию информации, полученной из космоса, для геологического картирования и поисков полезных ископаемых, так как, во-первых, космические изображения охватывают обширные пространства, во-вторых, территория Западной Австралии, подлежащая геологическим исследованиям, очень обширна и значительно удалена от освоенных частей страны и, в-третьих, страна весьма богата полезными ископаемыми, что рождает уверенность в успешном поиске новых месторождений.

В рамках данной статьи нет возможности охарактеризовать все важные и интересные работы по дистанционному зондированию, выполненные в Австралии за последние годы. Остановимся вкратце лишь на некоторых наиболее важных.

О'Дрискол (устное сообщение, 1978 г.) отмечает, что с помощью оптической обработки мозаичных схем в сочетании с грави- и магнитометрическими съемками, а также визуальным дешифрированием в Западной Австралии были обнаружены участки пересечения крупных линеаментов северо-западного и северо-восточного направлений. На этих участках были проведены контрольные полевые геологические и геофизические исследования, увенчавшиеся открытием перспективных районов. По меньшей мере три таких района были обнаружены самим О'Дрисколом. М. Коул [9] описывает, каким образом данные с Ландсата в сочетании с воздушной мультиспектральной и тепловой съемкой используются для геологического картирования и прослеживания рудных тел в горнорудных районах Леди Энни — Леди Лоретта и Даголд Ривер в Квинсленде.

А. Грин, Дж. Хантингтон и Г. Робертс [27, 37] модифицировали алгоритм, который разработал П. Шавец [17] в Аризонской лаборатории Геологической службы США для цифровой обработки информации на компьютерах. Они разработали такую методику обработки изображений с Ландсата, которая позволяет усиливать контраст фототона, осуществлять геометрическую коррекцию и удалять тени (дымку) на изображениях. Со всем недавно ими же была разработана методика смешивания, или совмещения, на компьютере в цифровом варианте аэромагнитных данных и данных с Ландсата, в результате чего появляется возможность наблюдения стереоскопической модели аэромагнитных вариаций на фоне изображений. Эти экспериментальные исследования по комплексированию информации с Ландсата с другими геофизическими данными были, пожалуй,

наиболее знаменательными достижениями в рассматриваемой области в 1978 г. Стереоскопическая модель графически демонстрирует взаимоотношения между линеаментами, выражающимися на поверхности, и погребенными интрузивными массивами, вызывающими магнитные аномалии. Тесты для оценки разработанной методики были выполнены сначала на северо-западе Квинсленда, а затем в районе Клаунг в штате Нью-Мексико (США). В обоих случаях результаты оказались успешными.

К. Симпсон [65] составил очень хорошую сводку по техническим приемам и методике дистанционного зондирования для поисков минеральных месторождений и нефтеносных площадей. В его работе приведен большой библиографический список, в котором, к сожалению, только пять работ непосредственно имеют отношение к регионам, сложенным докембрием. М. Кац [42], анализируя линеamentную тектонику блока Уильяма, пришел к выводу о том, что линеamentы в этом блоке контролируются крупнейшими глубокозалегающими разломами северо-восточного простирания (система разломов р. Дарлинг). Они составляют систему эшелонированных правосторонних разломов, которые пересекаются с серией трещин растяжения, ориентированных в запад-северо-западном направлении. К этим трещинам приурочены долеритовые дайки и разломы, образующие в районе Брокен Хилла «горячую точку», с которой и ассоциирует минерализация. На участках пересечения линеamentов встречаются тела ультрамафитов. Тектоническая активность в пределах блока Уильяма впервые имела место около 1700 млн. лет назад. Позже (1560 млн. лет) произошли тектоно-магматические движения, которые обусловили внедрение гранитов комплекса Мунди-Мунди вдоль трещин растяжения запад-северо-западного направления и северо-западных линеamentов. Третье важное тектоническое событие произошло около 500 млн. лет назад и выразилось в активизации разломов блока Уильяма и дальнейшем перемещении вдоль трансформных разломов системы р. Дарлинг.

Дж. Хантингтон и А. Райше [36], а также К. Бернс [15, 16] сопоставили интерпретацию линеamentной тектоники Австралии, выполненную разными исследователями, и отметили очень серьезные разногласия между ними. Они призывают к унификации методики и предлагают специальный способ анализа этих разногласий. Ими был выполнен статистический анализ карт линеamentов, составленных разными интерпретаторами для района г. Сидней. При этом район на космических изображениях был разбит на серию разновеликих ячеек. При анализе учитывались критерии местоположения, направления и длины линеamentов. Эти критерии пересчитываются в векторы, затем рассчитываются коэффициенты сходства (подобия).

Среди других интересных исследований в области докембрийских образований Австралии и связанных с ними полезных ископаемых следует отметить работы И. Шибнера и Б. Стивенса [61], а также Р. Смита и его соавторов [67].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ

В течение 1978 г. значительное количество исследований с использованием космических изображений было посвящено докембрийским образованиям различных регионов мира. В большинстве случаев исследователи с помощью визуальной интерпретации изображений анализировали линеamentную тектонику и пытались классифицировать горные породы по их тонам на снимках. Только в нескольких работах были успешно использованы методы диагностики пород с помощью мультиспектральных изображений и цифровой обработки. Этими работами, однако, были намечены полезные методические приемы, которыми смогут успешно пользоваться последующие исследователи.

Все выполненные исследования применительно к проблеме поисков полезных ископаемых можно резюмировать следующим образом:

1. Системы трещин и разломов в породах докембрия, возникшие в результате древнейших деформаций коры, проявляются на космических изображениях в виде линеamentов.

2. Крупные линеamentы, выявляющиеся с помощью спутников, отражают глубинные структуры земной коры, многократно проявлявшиеся в течение геологического времени как тектонически ослабленные зоны и выразившиеся, таким образом, и на более высоких стратиграфических уровнях.

3. Рудогенерирующие процессы обнаруживают определенную пространственную либо генетическую ассоциацию с участками пересечения крупных линеamentов.

4. Скопления нефти и газа встречаются во внутриплатформенных бассейнах, где они тяготеют к областям пересечения тектонически ослабленных зон, в пределах которых увеличивается объем пор в нефтеносных породах и облегчается миграция флюидов и газов.

В качестве рекомендаций для будущих исследований докембрийских образований с помощью информации, получаемой из космоса, отметим следующее. Для картирования различных типов пород наиболее эффективными оказываются мультиспектральные изображения и специально обработанные изображения, в которых искусственно усилены контрасты фототона различных пород. Рекомендуется также комплексировать данные, получаемые со спутников типа Ландсат, с геофизической информацией (аэро-, магнито-, грави- и радиометрической), получаемой с самолетов и спутников, с тем, чтобы в дальнейшем такого рода комплексный подход стал обычным методом геологических исследований. Следует продолжать разрабатывать новые модели комплексных исследований как для отдельных регионов, так и для стран и целых континентов. Необходимо продолжать работы в целях улучшения качества мозаичных космических карт (фотопортретов), имея в виду при этом в качестве конечной цели получение мозаичных схем без облачного покрова для всех регионов мира. Наконец, целесообразно уделить особое внимание поискам на отдельных изображениях и мозаичных схемах круговых (кольцевых) и дугообразных структур, которые могут быть свидетелями метеоритных бомбардировок земной поверхности в докембрии. При таком подходе, вероятно, можно будет прочитать первые страницы геологической истории Земли, выяснить ее соотношение с Луной, равно как и уточнить генезис и закономерности размещения полезных ископаемых.

А Б С Т Р А К Т

REMOTE SENSING AND MINERAL EXPLORATION

W. D. CARTER

Visual and computer analysis methods are used for various purposes. Generally visual analysis is used for preliminary geologic, tectonic, and hydrologic mapping. Digital analysis is used for spectral measurement of rock, soil and vegetation types. Several examples of such studies in Precambrian areas are cited with special emphasis on targeting possible ultramafic rocks in the chromite areas the Arsikere area northwest of Mysore, Karnataka State, India.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта докембрия континентов/ Ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1975.
2. *Aarnisalo J., Mikkola A. K.* The fracture patterns of the Finnish Lapland and their relation to ore deposits. — In: Intern. Assoc. on Genesis of Ore Deposits. Committee on Tectonic of Ore Deposits, Europ. Geol. Soc. Meet. Reading (England), Abs. 1975, p. 91—94.
3. *Abdel-Gawad. M.* Geologic exploration and mapping from space. — Proc. Amer. Astronaut. Soc. Space Technol., 1970, vol. 23, p. 111—121.
4. *Amaral G.* Remote sensing application for geology and mineral resources in the Brazilian Amazon region. — In: COSPAR Seminar of Space Applications on Direct Interest to Developing Countries, Sao Jose dos Campos (Brazil). P.: COSPAR, 1974, p. 282—302.
5. *Ballon A. R.* Estudio preliminar del area del Mutun utilizando cintas magneticas del Satelite Landsat 2. La Paz: Serv. Geol. Bolivia, 1974, Informe, p. 19.
6. *Bannart D. N.* Afar tectonics analysed from space photographs. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, vol. 56, N 5, p. 903—915.
7. *Bannart D. N., Kedar E. Y.* Plate tectonics in the Red Sea Region as inferred from space photography. Nat. Aeronaut. and Space Administr. TN=O=6261, 1971, p. 17—17.
8. *Barberi F.* et al. Transverse tectonics during the split of a continent: Data from the Afar rift. — Tectonophysics, 1974, vol. 23, p. 17—29.
9. *Barthelemy R., Dempster A.* Geological interpretation of the ERTS—A satellite imagery of Le-sotho. — In: Proc. 10th Intern. Symp. of Remote Sensing of the Environment, Ann. Arborg: Univ. Mich., 1974, p. 132—133.
10. *Blodget H. W., Brown G. W., Noic J. G.* Geological mapping in northwestern Saudi Arabia using Landsat—multispectral techniques. NASA Goddard Space Flight Center, 1975, Doc. X—923—75—206, p. 21.
11. *Blodget H. W., Gunter F. J., Podwysocki M. H.* Discrimination of rock classes and alteration products in south-western Saudi Arabia with computer—enhanced Landsat data. Nat. Aeronaut. and Space Administr. Techn. Pap. 1327, 1976, 34 p.
12. *Bolviken B., Honey Frank, Levine S. R.* et al. Direction of naturally heavy-metal-poisoned areas by Landsat—I digital data. — J. Geochem. Explorat., 1977, vol. 8, p. 457—471.
13. *Braun O. P. G.* Structural framework of the Brazilian Shield based on interpretation of Landsat images: Rept of the Companhia de Resquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro, 1977, 17 p.
14. *Brown G. F., Huffman A. C.* An interpretation of the Jordan rift valley. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. 929, 1977, p. 53—55.
15. *Burns K. L., Shepard J., Berman M.* Reproducibility of geological lineaments and other discrete features interpreted from imagery: Measurement by a coefficient of association: Remote sensing of environment, USA, 1976, vol. 5, p. 267—301.

16. Burns K. L., Huntington J. F., Green A. A. Computer assisted photo—interpretation of geological lineaments: Perception method. — In: 15h APCOM Symp. Brisbane (Australia), 1977, Proc., p. 275—285.
17. Chavez P. S., Jr., O'Connor J. T., McMaken D. K., Eliason E. Digital image processing techniques of integrated images and non-image data sets. — In: 13th Intern. Symp. on Remote Sensing of the Environment: Ann. Arbor. Mich. USA, 1977, 16 p.
18. Chuckwu-Ike I. M., Norman J. W. Mineralized crustal failures on satellite imagery of Nigeria. — Trans. Inst. Min. and Metal. Sect. B: Applied Earth Sci., 1977, vol. 86, p. B55—B57.
19. Cole M. M. Landsat and airborne multispectral and thermal imagery used for geological mapping and identification of ore horizons in Ladie Annie—Lady Loretta and Dugold River Areas, Queensland, Australia. — Trans. Inst. Min. and Metal. Sect. B: Applied Earth Sci., 1977, vol. 86, p. B195—B215.
20. Correa A. C., de Mendonca F., Liv Chan C. The geological application of Landsat Imagery in Brazil. — In: Remote sensing applications for mineral exploration/Ed. W. L. Smith. Stroudsburg (Pa): Dowden, Hutchinson, and Ross, 1977, 18360, p. 318—333.
21. de Azevedo L. H. A. Radar in the Amazon: 7th Intern. Symp. Brasil, 1971.
22. Fischer W. A., Anguswathana P., Carter W. D. et al. Surveying Earth and its environment from space. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, Mem. 25, p. 63—72.
23. Florensky P. V., Petrenko A. S., Shorin-Konstantinov B. P. Combined formalized processing of space image and geologicophysical data in connection with the study of deep structure of petroliferous platform regions. — U. S. Geol. Surv., Profess. Pap. 1015, 1977, p. 339—354.
24. Gol'braykh I. G., Dranouskii Ya. A., Mirkin G. R. Global lineaments in time and space. — In: 2nd Intern. Conf. of New Basement Tectonics (Program Abstrs), USA, 1977, p. 25—26.
25. Gold D. P. Plate tectonics, ore deposits and remote sensing: Lecture to the Potomac Geophysical Society, USA, 1976. 23 p.
26. Gonzales S. L. A., Sabater D. A. Investigation geologica estructural de parte del territorial Federal Maazonas entre los 4° y 6° de latitude norte y los 65° u 67° longitud oeste utilizando imagenes ERTS—I. — In: I Congreso Panamericano y III Nac. Congr. de Fotogrammetria, Fotointerpretacion y Geodesia, Ciudad de Mexico, 1974, p. 17—19.
27. Green A. A., Huntington J. F., Roberts G. P. Landsat digital enhancement techniques for mineral exploration in Australia. — In: 12th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment Proc. Ann. Arbor. Mich. USA, 1978, vol. 3, p. 1755—1762.
28. Gregory A. F., Moore H. D. The role of remote sensing in mineral exploration with special reference to ERTS—I. Canad. Inst. Min. and Metal., Bull., 1975, vol. 68, N 57, p. 67—72.
29. Gregory A. F., Moore H. D. Recent advances in geologic applications of remote sensing from space. — In: Intern. Astronautical Fed., Astronaut. Congr. Baku, 1973. Astronaut. Res., 1976, p. 1—18.
30. Gregory A. F., Morley L. W. An overview of Canadian progress in the use of Landsat data in geology. — U. S. Geol. Surv., Profess. Pap. 1015, 1977, p. 33—42.
31. Grolier M. J., Overstreet W. C. Geologica map of the Yemen Arab Republic. U. S. Geol. Surv., Map 1—1143 B, Scale 1 : 5 000 000, 1978.
32. Heyl A. V. The 38th Parallel Lineament audits relationship to ore deposits. — Econ. Geol., 1972, vol. 67, p. 879—894.
33. Hodgson R. A. Hierarchy of fracture systems and their origins. Pittsburgh (Pa): Gulf Sci. and Technol. Co., 1978, Techn. Memorandum N 4224TJ053, 39 p.
34. Hoppin R. A. Lineaments: their role in tectonics of the central Rocky Mountains. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, N 11, p. 2260—2273.
35. Hoppin R. A. Review and synthesis of tectonic Lineaments of the World, — In: 3rd Intern. Conf. on Basement Tectonics, Durango (Colo.), 1978, Abs., p. 22.
36. Huntington J. F., Raiche A. P. A multi-attribute method of comparing geological lineament interpretations Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Division of Mineral Physics, Canberra, Austral., 1978. 27 p.
37. Huntington J. F., Green A. A. Applications of Landsat imagery and related remote sensing techniques to mineral resources exploration in Australia: Circum—Pacific Energy and Mineral Resources Conf. Honolulu: Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 1978, p. 34.
38. Isachen Y. W., Fracture analysis of New York State using multistage remote sensor data and ground study: Possible application to plate tectonic modelling. Utan Geol. Assoc., 1974, Publ. 5, p. 200—217.
39. Isachsen Y. W. Preliminary brittle structures map of New York state. N. Y. State Mus. (Albany), 1976, (Scale 1 : 5000 000).
40. Kailasam L. N. Geophysical studies of basement tectonics in the Indian Peninsular Shield. — In: 3rd Int. Conf. on Basement Tectonics. Durango (Colo), 1978. p. 23.
41. Katz M. B. Precambrian granulite facies belts, lineaments and plate tectonics. — Utan. Geol. Assoc., 1974, Publ. 5, p. 609—616.
42. Katz M. B. Lineament tectonics of the Willyama Block and its relationship to the Adelaide Aulacogene. — J. Geol. Soc. Austral., 1976, vol. 23, pt 3, p. 275—385.
43. Katz M. B. Tectonics models of the Halls Creek mobile zone, Northwest Australia and its comparisons with the Athapuscow Aulacogen of the Northwest Canadian Scield. — In: 3rd Intern. Conf. on Basement Tectonics. Durango (Colo), 1978, Abstrs, p. 24.
44. Katz M. B. Sri Lanka in Gondwanaland and the evolution of the Indian Ocean. — Geol. Mag., 1978, vol. 115, N 4, p. 237—244.
45. Kronbert P., Schonfeld M., Gunter R., Tsombas P. Tectonic relations on the Afar region and adjacent regions: ERTS—I data on the Geology and tectonics of the Afar Ethiopia and adjacent regions. Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rept, 1975, N 14, p. 19—27.
46. Kutina J. Relationship between the distribution of Big endogenic ore deposits and the basement fracture pattern examples from four continents: 1st Intern. Conf. on the New Basement Tectonics. Utah. Geol. Assoc., 1975, Publ. 5, p. 565—593.

47. *Kutina J., Carter W. D.* Landsat Contributions to studies of Plate Tectonics. — U. S. Geol. Surv., Profess. Pap., 1975, 1015, p. 75—82.
48. *Kutina J., Carter W. D., Lopez F. X.* The metallogenic role of East—West fracture zone in South America with regard to the motion of lithospheric plates (with an example from Brazil): Djahma Guimaraes Mem. Vol. — J. mineral., Recife, 1978, vol. 7, p. 97—110.
49. *Lowman Jr., Paul D., Jr.* Crustal evolution in silicate plants: Implications for the origin of continents. — J. Geol., 1976, vol. 84, N 1, p. 1—26.
50. *Makarov V. I., Solov'yeva L. I.* Intercrossing Crustal Structure and the Problem of Manifestation of its Seep—Seated Elements on the Surface. — U. S. Geol. Surv., Profess. Pap., 1979, N 1015, p. 319—337.
51. *Mirsa K. S.* Remote sensing and inventory of mineral resources in parts of Chandrapur District, Maharashtra, India. — In: Proc. 12th Intern. Symp. on Remote Sensing of the Environment. Bangalor Ind., 1978, p. 1763—1768.
52. *Moore H. D., Gregory A. F.* Temporal analysis of ERTS—I images for forest and tundra and their significance in visual interpretation of geology. — In: 2nd Canad. Symp. on Remote Sensing, 1974. Proc., vol. 1, p. 47—58.
53. *Molnar P., Tapponnier P.* The collision between India and Eurasia. *Sci. Amer.*, 1977, vol. 236, N 4, p. 30—41.
54. *Norman J. W., Price N. J., Peters E. R.* Photogeological fracture trace study of controls of kimberlite intrusion in Lesotho Basalts. — Proc. Inst. Min. and Metal., vol. 8, p. 78—90.
55. *Offield T. W., Abbott E. A., Gillespie A. R., Loquercio S. O.* Structure mapping on enhanced Landsat images of southern Brazil: Tectonic control of mineralization and speculations on metallogeny. — *Geophysics*, 1977, vol. 42, N 3, p. 482—500.
56. *O'Leary D. W., Friedman J. D., Pohn H. A.* Lineament, linear, lineation some proposed new standards for old terms. — *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1977, vol. 87, p. 1463—1469.
57. *Pandy S. N.* Rock stability conditions in the western Narmada Valley — a seismo—tectonic analysis using satellite imagery (ERTS—A): Rept of the Dept of Appl. Geol. Univ. Sagar. Sagar, 1976. 43 p.
58. *Parthasarathy A.* Resources engineering investigations — an approach and output applicable to "Chandrapur Project". — In: Proc. 12th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment., 1978, vol. 3, p. 2011—2018. Bangalor, India.
59. *Richards D. J., Walraven F.* Airborne geophysics and ERTS imagery. — *Minerals Sci. Eng.*, 1975, vol. 7, N 3, p. 234—278.
60. *Sabater A., Brennan P. A.* Localizacion de Zonas con Probabilidades para las Prospeccion de Oro y Diamantes en la Guayana Venezolana Utilizando imagenes de Radar (SLAR). — In: Memorias of the I Pan American and III Nat. Congr. of the Mexican Society of Photogrammetry, Photointerpretation and Geodesy, Mexico, 1974, p. 125—137.
61. *Schiebner E., Stevens B. P. J.* The Lacklan River lineament and its relation to metallic deposits. — *New S. W. Geol. Surv. (Austral.)*, Quart. Notes, 1974, N 14, p. 8—18.
62. *Sharma R. D., Raina D. N., Dhanju M. S.* Studies utilizing orbital imagery of India for geology and land use. Remote — sensing applications for mineral exploration/Ed. W. L. Smith. Stroudburg (Pa): Dowden: Hutchinson and Ross, 1977, p. 334—362.
63. *Short N. M.* Planetary geology. Englewood Cliffs (N. J.): Prentice—Hall, 1975, 361 p.
64. *Simpson C. J.* Landsat: Developing techniques and applications in mineral and petroleum exploration. — *BMR J. of Austral. Geol. and Geophys.*, 1978, vol. 3, p. 181—191.
65. *Staney V. R.* Satellite Imagery applied to earth science in Canada. — In: Intern. Soc. Photogramm. Comm., IV Symp. on Remote Sensing and Photo Interpretation, 1974, Proc., p. 555—572.
66. *Smith R. E., Green A. A., Roberts G. P., Honey F. R.* Use of Landsat—I imagery as an exploration guide for Keweenaw type copper deposits. — *Remote Sensing Environ.*, 1978, vol. 7, p. 129—144.
67. *Stewart J. H.* Late Precambrian evolution of North America: Plate tectonic implications. — *Geology*, 1976, vol. 4, 1, p. 11—15.
68. *Terman M. J.* Plate—tectonic evolution of the Far East: Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conf. Honolulu (Hawaii), 1977, Program. Abstrs., p. 58—59.
69. *Tomson I. N., Kravtsov V. S.* Concentric metallogenic zones and their connection with the arched uplifts in the east of the USSR, problems and method of investigation. — *Global Tecton. and Metallogeny*, 1978, vol. 1, N 1, p. 42—52.
70. *Trifonov V. G., Makarov V. I., Panin V. M.* et al. Geological studies by space means in the USSR. — U. S. Geol. Surv., Profess. Pap., 1977, N 1015, p. 355—370.
71. *Tuominen H. V., Kuosmanen V.* Investigation of Landsat imager on correlations between ore deposits and major shield structures in Finland: Nat. Aeronaut. and Space Administrat. Final Rept, Landsat Follow-on Investigation N 28600, 1977, p. 171—175.
72. *Viljoen R. P., Viljoen M. J., Grootenboer J., Longshaw T. G.* ERTS—I imagery: An appraisal of applications in geology and mineral applications. — *Minerals Sci. Eng.*, 1975, vol. 7, p. 132—168.
73. *Warner L. A.* The Colorado lineament: A Middle Precambrian branch fault system. — *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1976, vol. 89, p. 161—171.
74. *Weiblen P. W., Schulz K. J.* Is There any record of meteorite impact in the Archaean rocks of North America? — In: Proc. Lunar. Planetary Science Conf., 9th (Preprint), 1978. 23 p.
75. *Wilson C. W., Jr.* The Tensleep Fault, Johnson and Washakie Counties, Wyoming. — *J. Geol.*, 1938, vol. 46, p. 289—296.

А. МИККОЛА

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ ПОИСКОВ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Спутник ЕРТС-1 (переименованный позднее в Ландсат-1) был запущен на околоземную орбиту в июле 1972 г. в целях сбора информации для изучения природных ресурсов Земли. Космические снимки, полученные с помощью спутника Ландсат-1, дали мощный толчок для активизации геологических исследований с помощью космической информации.

Обработка данных с помощью вычислительной техники явилась высокочувствительным методом анализа систем трещин и речной сети. Измерения спектральной яркости на снимках с Ландсата, полученных в различных каналах, были использованы для опознавания и картирования зон гидротермального изменения и гематитизации пород, которые могут быть связаны с рудными месторождениями. Методы полуавтоматической обработки на компьютере использовались для измерения отражательной способности поверхности коренных пород и корреляции комплексов пород на территории соседних стран. Программа автоматического поиска максимально сходных объектов успешно применялась для классификации и оконтуривания участков земной поверхности различных типов. Созданы также программы для совместного анализа данных снимков с Ландсата и другой информации.

Существование прямой положительной корреляции рудных месторождений и структур коренных пород стало в настоящее время широко признанным положением как в отношении локальных участков, так и в глобальном масштабе. Для локальных участков структурные факторы, контролирующие размещение рудных тел, включают стратиграфическую и литологическую приуроченность, а также ориентировку складок и разных нарушений. Большинство этих факторов выявляется в полевых условиях (если имеется достаточное количество обнажений) либо при интерпретации имеющейся геологической и геофизической информации. Зависимость размещения рудных месторождений от геологической структуры в региональном или даже глобальном масштабе была подтверждена с появлением новых тектонических концепций, таких, как тектоника плит (например, месторождения медно-порфировых руд, как оказалось, связаны с зонами субдукции). Структурные факторы такого масштаба не могут быть обнаружены при обычных полевых исследованиях. И, хотя для различных целей очень помогает анализ топографических карт, с тех пор, как стали доступны космические снимки, структурный анализ стал развиваться более интенсивно, особенно в отношении линейных структурных элементов, наблюдаемых на снимках.

Для локальных участков зависимость между зонами трещиноватости и размещением рудных месторождений некоторых типов является более или менее общепринятым положением. После появления космических снимков возникла дискуссия по поводу существования такой же корреляции в региональном масштабе. В пользу существования такой зависимости выступили Я. Кутина [11, 12], А. Хейл [9] и Р. Бакер [2], тогда как против нее высказались Дж. Гиллули [7] и Л. Латман [13].

А. Миккола и Х. Ниини [14] на основании интерпретации топографических, геологических и геофизических карт, аэрофотоснимков и фотосхем предположили существование такой зависимости от Балтийского щита, и их заключение было подтверждено некоторыми последующими исследованиями [1, 10, 16, 18, 21]. Поскольку коренные породы Балтийского щита по большей части полностью перекрыты ледниковыми наносами или мелкими озерами (обнажено лишь около 3% площади), полевое изучение структурных элементов малоэффективно. Рельеф здесь плоский, а его элементы вытянуты главным образом вдоль направления движения ледника. Зоны трещиноватости часто имеют большую ширину и поэтому с трудом выявляются как при наземных полевых наблюдениях, так и с помощью аэрометодов. Использование космических снимков оказалось исключительно важным для выявления зависимости между линейными структурными элементами в коренных породах и размещением некоторых рудных месторождений. Применение космических снимков для выбора площадей, перспективных для постановки поисково-разведочных работ, стало в настоящее время новым поисковым методом.

Применение космических снимков для исследования региональной геологии Балтийского щита началось в 1972 г., когда появилась возможность принять участие в реализации программы ЕРТС-1 (ныне Ландсат-1). Наиболее ценная геологическая информация, полученная путем изучения космических снимков территории Финляндии, обобщена в специальной работе [22]. Сканерные снимки были получены с высоты более 900 км; угловое разрешение сканера, установленного на спутниках Ландсат-1 и Ландсат-2, составляет 0,087 миллирадиана, что соответствует разрешению на местности около 6000 м². Сканер имеет четыре канала со следующими интервалами длин волн (в микрометрах): 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1. Следовательно, он фиксирует отраженную радиацию в видимой и ближней инфракрасной зонах электромагнитного спектра. Сканер, установленный на спутнике Ландсат-3, имеет еще и пятый канал, фиксирующий дальнюю инфракрасную зону спектра (8—14 микрометров), отвечающую интервалу длин волн, минимально поглощающихся в атмосфере. Эта зона спектра представляется особенно важной, так как именно с ней совпадает максимум природного теплового излучения земной поверхности. Заслуживает внимания использование информации, получаемой в этой зоне, при тепловой съемке и поисках.

Используемые интервалы волн таковы, что регистрируется излучение, непосредственно обусловленное поверхностными свойствами объекта, например для территории Балтийского щита, в основном характером растительного покрова; почвы и коренные породы оказывают на радиацию лишь косвенное влияние. Интенсивность излучения прямо пропорциональна температуре земной поверхности. Обычно измерения позволяют определять лишь относительные различия температур. Возможно, однако, и прямое определение температур путем калибровки интенсивности излучения на основании наземных измерений.

Температура земной поверхности зависит от теплоемкости и теплопроводности, а геологическими факторами, определяющими величины этих параметров, являются влажность и пористость поверхностных отложений. При минимальных значениях влажности и пористости может также играть важную роль минеральный состав отложений.

ПОЛУЧАЕМАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Первичная информация, получаемая с помощью сканера, регистрируется на магнитной ленте. Информация, записываемая по каждому каналу может быть обработана раздельно в числовом выражении с точностью, определяющейся разрешением. Цифровая запись может быть трансформирована на пленку в виде изображений и далее обрабатываться как аэрофотоснимки. Вариации в интенсивности отражаются на пленке в изменении плотности фототона: на позитивных отпечатках области с интенсивным отражением выглядят светлыми, а с низким — темными. Снимки со спутников Ландсат имеют определенные преимущества по сравнению с обычными аэрофотоснимками, поскольку позволяют составлять фотосхемы на большие территории как путем использования самих снимков, так и путем использования отпечатков, трансформированных, например, с применением методов эквиденситного выравнивания. Такие фотосхемы представляются очень полезными для планирования поисково-разведочных работ, поскольку на них отображаются крупные структурные элементы [17]. Тем не менее для детальных исследований и количественного анализа необходимо использовать изображения в сочетании с цифровыми записями на магнитной ленте.

Расстояния между соседними орбитами над территорией Балтийского щита таковы, что перекрытия между снимками становятся заметными. Это позволяет использовать для анализа морфологии рельефа стереоскопическое изображение модели, хотя из-за большой высоты полета спутников результаты оказываются не очень надежными.

ОБРАБОТКА ИНФОРМАЦИИ

Главная цель обработки космических снимков — увеличение их информативности для усиления тех элементов, которые представляют геологический интерес, и для ослабления несущественных деталей. Информация, получаемая с космических снимков, характеризует интенсивность радиации и геометрию объектов, обладающих различной радиацией. На фотопленке вариации в интенсивности радиации определяются по различному фототону: объекты, обладающие близкой радиацией, будут иметь одинаковую плотность фототона, т. е. будут эквиденситными. Определенные эквиденситные уровни на снимках одного канала или комбинации эквиденситных уровней снимков нескольких каналов

могут представлять большой интерес для геологической интерпретации. При изучении геометрии эквиденситных объектов их размеры, форма, частота встречаемости и ориентировка могут служить индикаторами геологических элементов.

Первый этап интерпретации изображений — тщательный просмотр черно-белых отпечатков. Распределение полей с различной интенсивностью фототона на снимках каждого канала может при этом оцениваться и сравниваться с известными геологическими элементами. В дальнейшем можно сделать цветные отпечатки снимков каждого канала и таким образом получить цветные синтезированные изображения. Наиболее простой способ получения цветных синтезированных изображений — использование оптического проектора. С помощью дополнительных цветных фильтров можно выбрать комбинацию снимков разных каналов, наиболее подходящую в данном случае для выявления геологических объектов.

После нахождения наиболее удачной комбинации снимков разных каналов выделяют эквиденситные контуры и приготавливают эквиденситные изображения. Такие изображения могут быть сделаны либо фотографическим методом, либо с помощью электронной аппаратуры.

Таким образом, становится возможным получение ложноцветных снимков, синтезированных из эквиденситных изображений. Этот способ полуавтоматической обработки может быть назван качественным мультивариантным анализом.

Информация о геометрии эквиденситных контуров включает элементы, однозначная интерпретация которых не может быть дана. На Балтийском щите контуры донных морен перекрывают контуры структурных элементов коренных пород. На территории Финляндии эти элементы были выявлены оптической фильтрацией изображений в когерентном свете.

Видеоинформация, полученная с помощью сканера, подобно любой информации, записанной в цифровом виде на магнитной ленте, может подвергаться количественной обработке. Прежде всего данные об интенсивности радиации определенных районов могут быть представлены в виде карт равных интервалов радиации, окрашенных в разные цвета с помощью телевизионного преобразователя. Этот способ обеспечивает возможность визуальной оценки геологической информации, получаемой в разных каналах так же, как это делается по геофизическим картам. Оптимальная комбинация изображений, записанных по разным каналам, выбирается путем сравнения цифровых карт с известными геологическими данными.

Спектральные характеристики различных геологических объектов, такие, как средние величины интенсивности радиации и стандартные отклонения, могут быть определены для каждого канала с помощью компьютера. Таким образом, может быть установлено соответствие определенных геологических объектов спектральным классам. Аналогичные спектральные классы на том же материале могут быть найдены с помощью имеющихся программ автоматического и полуавтоматического распознавания (дискриминации) образов. Автоматизированное распознавание по спектральным характеристикам применяется для геологически слабо изученных районов. Усиление результатов распознавания с помощью цветного телевизионного преобразователя — очень удобный метод, обеспечивающий возможность широких вариаций изменения изображений.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ В ГЕОЛОГИИ

Снимки с Ландсата территории Финляндии были получены только в видимой и ближней инфракрасной зонах спектра. Было замечено, что на них легко выявляются элементы круговой формы, видны районы городских застроек, сельскохозяйственные угодья, лесосеки, лесопосадки, крупные шоссе и дороги и иногда дороги местного значения, имеющие ширину всего 10—20 м. Удавалось заметить даже небольшие карьеры и прусадебные участки отдельно стоящих домов вблизи дорог. Было установлено, что для анализа элементов культурного ландшафта наиболее удобны ложноцветные изображения, полученные путем сочетания позитивных изображений (синих) пятого канала с негативными изображениями (желтыми) седьмого канала [1].

Главный фактор, определяющий изменение интенсивности отраженной радиации, — растительный покров. Например, площади лесосек и лесопосадок разных лет имеют на снимках различные оттенки серого цвета, причем более молодые оказываются более светлыми. Очевидно, в пределах многих обширных районов такие различия нарушают естественный рисунок фотоизображения.

Второй фактор, вызывающий изменение интенсивности радиации, — вариации плотности, влажности, содержания питательных веществ, детали топографии, особенно

в малоосвоенной местности. В районах культурного освоения геологическая интерпретация также осложнена упомянутыми выше явлениями.

Коренные породы на Балтийском щите перекрыты ледниковыми наносами. На космических снимках можно опознать несколько типов ледниковых и других четвертичных отложений, таких, как друмлины, ледниковые борозды, озы, флювиогляциальные и дельтовые образования. Различаются также болота разных типов, широко распространенные в северной части Балтийского щита.

Прежде чем приступать к интерпретации аномалий интенсивности радиации или эквиденситных контуров, необходимо понять характер геологических процессов и структуры района. Большое значение имеет также предварительный анализ геоморфологии района путем сравнения эквиденситных контуров с контурами четвертичных отложений с учетом стратиграфии последних. Такой подход позволяет оценить зависимость между эквиденситными уровнями, мощностью наносов и рельефом поверхности коренных пород. Так, области распространения донной морены соответствуют участкам близповерхностного залегания, болота на торфяниках или долинных отложениях обычно подстилаются глинисто-алевритовыми моренными образованиями значительной мощности.

Предварительно полученная картина рельефа поверхности коренных пород сопоставляется с известными структурами и литологическими комплексами коренных пород. Как указал Я. Аарнисало [1], анализ особенностей коренных пород дает возможность отличать сланцевые пояса, выявленные наземными наблюдениями, от областей распространения пород фундамента и крупных плутонов. Эти комплексы имеют довольно специфические морфологические характеристики и поэтому различный рисунок фотонизображения, так что они легко опознаются на снимках. Однако точное проведение границ между различными формациями обычно довольно трудно осуществить.

Если четвертичные отложения однородны, как это наблюдается в районах распространения донных морен, то распределение растительности и, следовательно, интенсивности радиации могут зависеть от литологии коренных пород. По геоботаническим особенностям различались карбонатные и силикатные породы, а в некоторых случаях — породы основного и кислого состава. Геоботанические аномалии обычно обусловлены недостатком или избытком содержаний некоторых элементов в почве или грунтовых водах.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ ПОИСКАХ

Как уже отмечалось, по космическим снимкам возможно выявление геоботанических аномалий, которые в некоторых случаях могут быть обусловлены литологическими или геохимическими особенностями коренных пород. Обычно, однако, на космических снимках находят отражение те элементы строения земной поверхности, которые на Балтийском щите определяются главным образом деталями строения ледниковых отложений. При благоприятных условиях эти детали могут отражать особенности морфологии поверхности коренных пород. Некоторые комплексы пород, однако, различаются и по морфологическим и по фототонным характеристикам [20]. Изображения, полученные путем синтеза снимков разных каналов, позволяют выявить линейные элементы, которые могут отвечать зонам разломов и трещиноватости в коренных породах; кроме того, может быть заметна полосчатость коренных пород. Так, по космическим снимкам выявляются структурные элементы, которые определяют локализацию рудных месторождений.

Другой метод поисков — определение теплового излучения, замеренного с самолета. Информация о тепловой радиации, полученная с помощью спутников, для территории Финляндии отсутствует, однако измерения с самолетов показали изменения теплового излучения, обусловленные главным образом пористостью и влажностью поверхностных отложений. Известно также, что многие рудные тела обладают лучшей теплопроводностью, чем вмещающие породы, и, следовательно, могут быть выявлены по картам тепловой радиации.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Исследования, проводившиеся на геологическом факультете Хельсинкского университета, касались главным образом изучения систем крупных трещин в Северной Финляндии [20, 21], а также связи между размещением рудных месторождений и региональными структурными элементами щита [1, 10].

Системы трещин на космических снимках отображаются в виде линейных элементов. Для обозначения линейных элементов, различающихся по масштабу и значению, при-

меняют термины «линеар» и «линеамент». Линеарами называют единичные линии протяженностью всего в несколько километров, видимые на аэрофотоснимках, топографических картах и снимках со спутника Ландсат. Линеаменты представляют собой линии или зоны структурных нарушений в масштабе региона, которые возможно дешифрировать на снимках с Ландсата масштаба 1 : 1 000 000.

На Балтийском щите некоторые линеары на аэрофотоснимках и топографических картах связаны со следами четвертичного оледенения, такими, как борозды, друмлины, озы и водотоки. Сравнения линеаров одних и тех же районов на аэрофотоснимках и на снимках с Ландсата масштаба 1 : 400 000 показало, что более протяженные фотолинеары наблюдаются и на снимках с Ландсата. Кроме того, на снимках с Ландсата установлены зоны субпараллельных линеаров, которые на картах линеаров, составленных по аэрофотоснимкам, выявляются как зоны повышенной густоты линеаров [1].

В Северной Финляндии сеть линеаментов, отдешифрированных по снимкам с Ландсата масштаба 1 : 1 000 000, довольно густа и содержит несколько зон линеаментов протяженностью в несколько сот километров. Поскольку такие зоны распознаются по аэромагнитным и гравиметрическим картам, а также по распространению и ориентировке различных комплексов пород, можно предполагать, что они отвечают крупным разломам, определяющим блоковую структуру района со значительными перемещениями блоков. Я. Аарнисало [1] изучил соотношение линеаментов и зон трещиноватости Северной Финляндии и рудных месторождений путем нанесения на карту линеаментов 142 проявлений рудной минерализации. Эти соотношения сильно зависят, конечно, от генезиса рудных месторождений. Зоны разломов глубокого заложения, выявляемые как линеаменты или зоны линеаров по космическим снимкам и различным геофизическим и топографическим картам, оказываются благоприятными для локализации месторождений магматического генезиса (особенно связанных с интрузиями основного и ультраосновного состава, таких, как никелевые и титаномагнетитовые месторождения). Согласно данным А. Микколы и Х. Ниини [14], месторождения гидротермального и эксгальционно-осадочного генезиса также приурочены к зонам трещиноватости. Я. Аарнисало [1] разделил рудные месторождения Северной Финляндии на три группы: окисных руд (Fe, Ti, V, Mn), сульфидных руд (Cu, Zn, Pb, Fe, Mo), руд никеля и хрома. Эта классификация не является генетической, особенно для железа, поскольку этот металл встречается и в месторождениях осадочного генезиса.

С помощью космической информации выявляется тесная связь между зонами трещиноватости и размещением проявлений рудной минерализации (рис. 1). Одни из проявлений располагаются непосредственно на зонах трещиноватости, а другие локализуются на расстоянии не более 2 км от линий, которые во многих случаях фактически представляют собой широкие зоны трещиноватости. В целом 24% рудопроявлений не обнаруживают никакой связи с зонами трещиноватости, 37% располагаются в непосредственной близости от зон и 39% попадают прямо на наблюдающиеся зоны. Таким образом, около 76% рудопроявлений обнаруживают пространственную корреляцию с зонами трещиноватости и 25% не показывают ее.

Для выявления трещин, имеющих значение для поисков полезных ископаемых, известное значение имеет ориентировка зон, дешифрирующихся как линеары и линеаменты. А. Миккола и П. Вуорела [15] проследили зоны трещиноватости двух главных направлений и положение по отношению к ним всех известных в Финляндии рудных месторождений. Их заключение сводится к тому, что для территории Финляндии наиболее важное направление северо-запад—юго-восточное, что хорошо согласуется с результатами, полученными [1] для Лапландии. Приведенные материалы показывают, что по крайней мере в Северной Финляндии рудные месторождения и проявления рудной минерализации приурочены главным образом к зонам трещиноватости, имеющим в общем простирание с северо-запада на юго-восток (рис. 2). Другое важное направление — северо-восток—юго-западное. Размещение месторождений никеля и хрома, видимо, не согласуется с этим генеральным простиранием, хотя ориентировка трещинных зон, соединяющих эти месторождения, также близка к направлению северо-восток—юго-запад. Отсюда можно заключить, что рудоносные интрузии базитов и ультрабазитов в Северной Финляндии могут быть приурочены скорее к зонам трещиноватости северо-восток—юго-западного простирания, чем к зонам северо-запад—юго-восточного направления, что, возможно, связано с различием в возрасте никель-хромового и другого оруденения. Изотопические определения показали, что хромитовые и титаномагнетитовые руды Северной Финляндии имеют возраст 2440 млн. лет, тогда как руды протерозойских месторождений — 1800—2100 млн. лет.

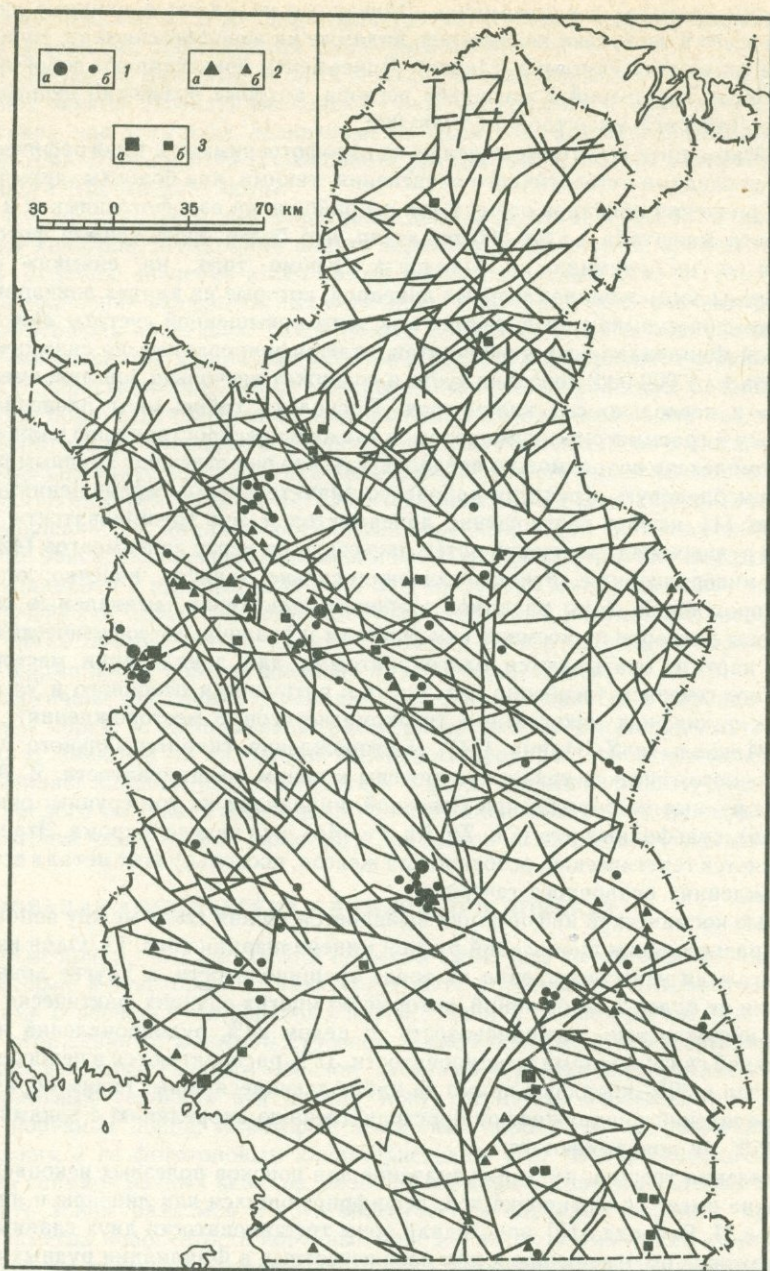


Рис. 1. Карта линейментов Северной Финляндии и основные месторождения и рудопроявления металлов [1]

Месторождения (а) и рудопроявления (б): 1 — окисных руд (Fe, Ti, V, Mn), 2 — сульфидных руд (Cu, Zn, Pb, Fe, Mo), 3 — никеля и хрома

Другой район, интересный для изучения корреляции между линейментами и рудными месторождениями, — зона между Ладожским озером и Ботническим заливом, вытянутая в северо-западном направлении (рис. 3). Зона достигает 150 км в ширину и 400 км в длину. В пределах этой уникальной в геологическом и геофизическом отношении зоны сконцентрировано около 90% запасов всех известных и разрабатываемых сульфидных руд. А. Миккола и П. Вуорела [16] составили карту линейментов по космическим и аэрофотоснимкам, топографическим и геофизическим картам и установили, что в Центральной Финляндии (включающей зону Ладожского озера — Ботнического залива) на розе-диаграмме ориентировки трещин весьма отчетливо выражен максимум для северо-запад—юго-восточного направления (рис. 4).

Позднее В. Косманен [10] составил для этой зоны карту линейментов, выявленных путем анализа рельефа, аэромагнитной карты и карты болот и озер, и установил, что

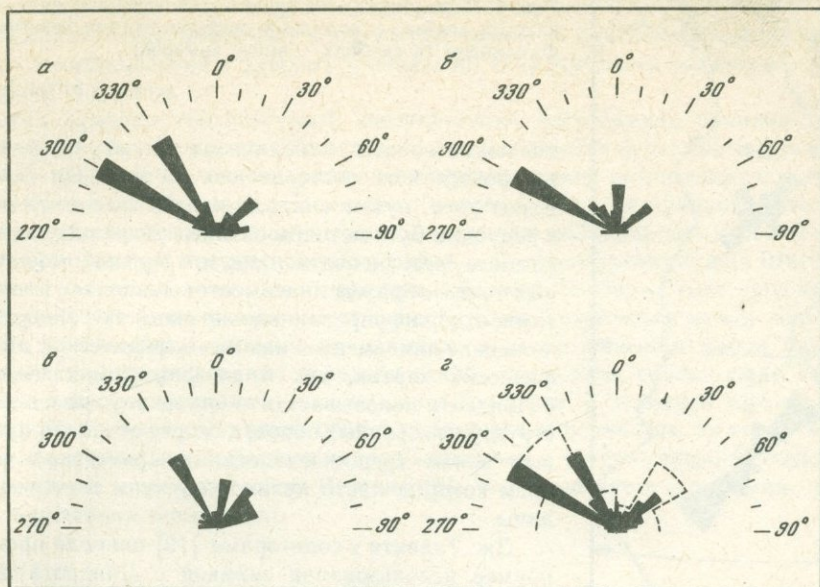


Рис. 2. Розы-диаграммы ориентировки зон трещиноватости Северной Финляндии [1], с которыми связаны месторождения и проявления руд
а — окисные руды (Fe, Ti, V, Mn; 69 зон); *б* — сульфидные руды (Cu, Zn, Pb, Fe, Mo; 48 зон); *в* — руды никеля и хрома (21 зона); *г* — все месторождения (138 зон)

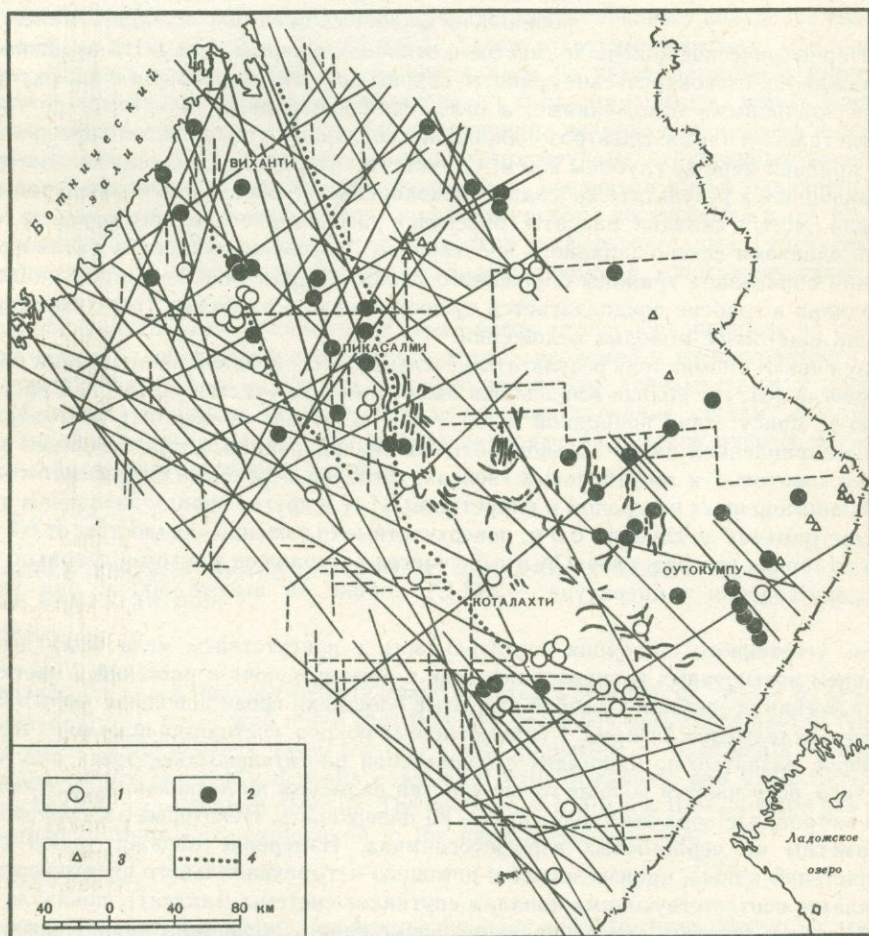


Рис. 3. Рудоносная зона Ладожского озера — Ботнического залива

Месторождения и проявления: 1 — никеля, 2 — сульфидов полиметаллов, 3 — железа, 4 — граница полиметаллической провинции Виханти—Пикасали

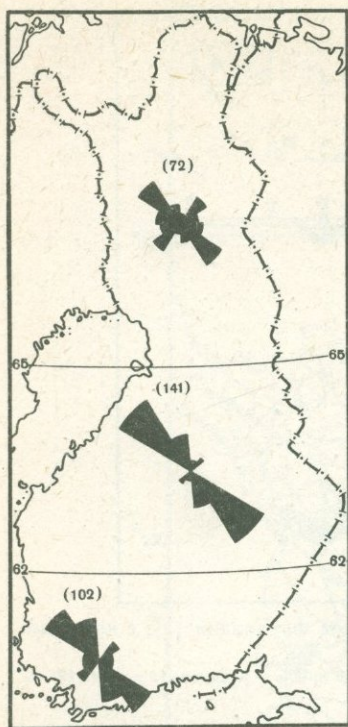


Рис. 4. Розы-диаграммы ориентировки трещин двух наиболее важных систем, с которыми связаны рудные месторождения Финляндии (в скобках — число замеров)

большинство этих линеаментов дешифрируется также на фотосхемах, составленных из снимков Ландсата. Более того, путем анализа карты поля силы тяжести в редуции Буге методом оптической фильтрации в когерентном свете он подтвердил, что большинство выявленных таким образом линеаментов совпадает с линеамен- тами; отдешифрированными на снимках с Ландсата. На- хождение линеаментов как на геофизических и топогра- фических картах, так и на фотосхемах из снимков с Ландсата показывает, что они не случайные элементы структуры коренных пород, а скорее отвечают протяжен- ным зонам трещиноватости, поверхностным выраже- нием которых часто являются уступы в рельефе и до- лины.

Дж. Талвити с соавторами [19] описали прекрасный пример использования снимков с Ландсата для изу- чения структуры коренных пород. Они отдешифрировали кольцевую структуру диаметром 5 км на снимках, полу- ченных, со спутника Ландсат-1. Структура расположена на равнине в 10 км к югу от г. Вааса, недалеко от по- бережья Ботнического залива. Центральная депрессия ровная и на космическом снимке обладает темным фото-

тоном. Периферическое кольцо холмистое и отличается серым тоном. На вершинах хол- мов обнажаются свекокарельские граниты, склоны покрыты моренными и плохо сортиро- ванными задровыми отложениями, а отложения центральной депрессии до глубины 30 м представлены илами. Электрондирование показало, что второй слой распростра- няется по крайней мере до глубины 200 м. Структура интерпретировалась ими как грабен, образовавшийся в результате просадки: свекокарельские образования кольцевой струк- туры были смяты в складки, разбиты сбросами и расланцованы между двумя правосто- ронними сдвигами северо-западного простирания. Небольшие трещины различных на- правлений образовали границы опущенного блока. Рудная минерализация найдена не была, однако в грабене предполагается существование потнийских (верхнепротерозой- ских) или еще более молодых отложений.

Заслуживают упоминания результаты детальных исследований, проведенных в Север- ной Норвегии [3], где вблизи Карасьйоки были замечены участки угнетенной раститель- ности из-за присутствия природной меди. Такое угнетение происходит благодаря при- сутствию вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализации в горизонтально залега- ющих мусковитовых и амфиболовых гнейсах, согласно перекрытых горизонтом черных сланцев, обогащенных углеродом и пирротинном. И те и другие породы захвачены процес- сами выветривания до глубины 0,5 м; поверхностные отложения мощностью от 0,5 до 1 м состоят из тонких песков и илов. Опытный участок расположен в сухом и довольно холод- ном (среднегодовая температура $-2,6^{\circ}\text{C}$) районе на высоте 300 м над уровнем моря.

Связь угнетенного состояния растительности с присутствием меди была доказана выявлением повышенных концентраций меди в образцах почв и растений. Участки мед- ного заражения представляют собой открытые площадки среди довольно густого березо- вого леса с отдельными соснами. Кустарничковый покров, состоящий обычно из голубики и брусники, развитый на площадях с нормальной растительностью, здесь отсутствует. Кроме того, встречаются вообще голые участки размером до нескольких десятков квад- ратных метров, где вода выступает прямо на поверхность. Некоторые из этих особенно- стей заметны на черно-белых аэрофотоснимках. Измерение отражательной способ- ности растений и почв, произведенное с помощью четырехканального спектрофотометра (с каналами, соответствующими каналам спутников системы Ландсат), показало доста- точно большие отличия, обеспечивающие возможность опознания зараженных медью участков с помощью цифровых записей или снимков с Ландсата в случае, если такие участки имеют площадь более 0,45 га.

Мультиспектральные измерения отражательной способности со спутников и самолетов представляются перспективным методом региональных поисков неглубоко залегающих медных месторождений в районах, сходных по климатическим условиям с территорией Северной Норвегии.

В Швеции вопросы геологической интерпретации космических снимков вызвали меньший интерес, чем в Норвегии и Финляндии. Однако Швеция будет еще иметь возможность освоить это новое научное направление. Станция приема информации со спутников недавно построена в Шведской Лапландии, и доступность материалов, естественно, будет стимулировать изучение космических снимков для геологических целей. В настоящее время главный центр проведения таких работ — Геологическая служба Швеции [8]. Геологическая интерпретация для территории Южной Швеции была опубликована Дж. Еренбергом [6]. Автор указывает на существование корреляции между кольцевыми структурами, отдешифрованными на снимках, и распределением пород различных типов. Проведенные исследования показали также отчетливую связь между структурными элементами, установленными по снимкам с Ландсата, и геологией коренных пород изученного района. Была составлена обобщенная карта линеаментов, на которой зафиксирована концентрация линеаментов северо-западного и северо-северо-западного простираний особенно в северной части Швеции [5], что согласуется с данными, полученными для территории Финляндии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перспективность использования космических снимков и других данных дистанционного зондирования для геологических исследований не только в плохо и совсем неизученных, но и в хорошо изученных районах сейчас общепризнана. Это ведет к росту числа станций, принимающих информацию со спутников, одна из которых находится в Северной Швеции. Составление фотосхем из снимков с Ландсата обеспечивает получение видеoinформации, которая может быть сопоставлена затем с другими картами. В работе на Балтийском щите основные усилия были направлены на интерпретацию информации, полученной с космических снимков применительно к геологии коренных пород. Космические снимки дали нам инструмент для «просвечивания» ледникового покрова и оказали тем самым большую помощь при составлении карт крупных структурных элементов. Информативность космических снимков может быть увеличена путем одновременного изучения зимних и летних снимков. Наилучшие результаты достигаются в тех случаях, когда космические снимки используются совместно с геофизическими (магнитными и гравиметрическими), геологическими, геоморфологическими и топографическими картами.

Доказано, что в Швеции и Финляндии линеаменты, отдешифрованные на синтезированных снимках, хорошо коррелируются с зонами разломов и трещиноватости. Поскольку установлена довольно четкая корреляция между линеаментами и рудными месторождениями некоторых генетических типов, картирование систем линеаментов может стать новым инструментом для выбора направлений поисков рудных месторождений в наиболее перспективных районах.

А B S T R A C T

THE APPLICATION OF SPACE IMAGERY TO MINERAL EXPLORATION IN THE BALTIC SHIELD

A. MIKKOLA

Most easily the space imagery reveals linear features. These can be caused by Quaternary glacial features, but it was noted that they are positively correlated also to fracture and fault zones in the bedrock. Deep fracture zones appearing as lineaments by deposits of magmatic origin, especially deposits associated with ultrabasic and basic intrusions, such as nickel and iron-titanium deposits. The knowledge of the fracture patterns has given a new tool for directing ore exploration in the most prognostic areas.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aarnisalo J. Use of satellite pictures for determining major shield fractures relevant for ore prospecting northern Finland. — Geol. Surv. Finland. Rept. Invest., 1978, N 21, p. 1—59.
2. Baker R. N. Landsat data: A new perspective for geology. — Photogram. Eng. and Remote Sens. 1975, vol. 41, N 10, p. 1233—1239.

3. *Bölviken B., Honey F., Levine S. R. et al.* Detection of naturally heavy-metal-poisoned areas by LANDSAT-1 digital data. — In: *Geochemical exploration, 1976/* Ed. C. R. M. Butt, I. G. P. Wilding. Denver, Col. Usa, 1977, p. 457—471.
4. *Carter W. D., Rowan L. C.* Applying satellite technology to energy and mineral exploration. *Episodes.* — *Geol. Newsl. IUGS, 1978, N 4, p. 19—24.*
5. *Ehrenborg J.* Möjligheter att göra berggrundasgeologiska tolkningar i LANDSAT—bilder med inriktning på svensk berggrund. — *Fyr. Tekn. Utveckling Rapp., Helsinki, 1976, S. 49—58.*
6. *Ehrenborg J.* Geological interpretation of bedrock from a LANDSAT colour composit. — *Geol. fören förhandl., 1977, vol. 99, pt I, N 568, p. 58—62.*
7. *Gilluly J.* Lineaments—ineffective guides to ore deposits. — *Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 1507—1514.*
8. *Grip E.* Fjäranalys för prospektering i Sverige. *Information N 87—1978. Styrelsen Tekn. Utvesking, 1978, s. 1—44.*
9. *Heyl A. V.* The 38th parallel lineament and its relationships to ore deposits. — *Econ. Geol., 1972, vol. 67, p. 879—894.*
10. *Kuosmanen V.* Investigation of LANDSAT imagery on correlation between ore deposits and major shield fractures in Finland: Final report on LANDSAT follow-on investigation 28600. NASA, 1977, p. 1—51.
11. *Kutina J.* Hydrothermal ore deposits in the western United States: A new concept of structural control of distribution. *Science, 1969, vol. 165, N 12, p. 1113—1119.*
12. *Kutina J.* A contribution to the correlation of the structural control of ore deposition between North America and Western Europe. — In: *Proc. IMA-LAGOD Meetings "70" Tokyo, 1971, p. 70—75.*
13. *Latham L. H.* Remote sensing in mineral exploration from ERTS imagery: Abstract of paper read at CSFC, Greenbelt (Md.), 1976, Oct., p. 17.
14. *Mikkola A. K., Niini H.* Structural position of ore-bearing areas in Finland. — *Bull. Geol. Soc. Finland, 1968, vol. 40, p. 17—33.*
15. *Mikkola A. K., Vuorela P.* Ore-bearing areas and linearity in Finnish bedrock. — In: *XI Nordiska Geol. Vintermötal, Oulu/Uleaborg 1974. Abstract, p. 71—72.*
16. *Mikkola A. H., Vuorela P.* Ore-bearing areas related to the linearity in Finnish bedrock. — In: *Problems of ore deposition: Proc. Fourth IAGOD Symp. Varna, 1974. 1977, p. 493—503.*
17. *Talvitie J.* ERTS winter imagery as a tool for tectonic and technophysical studies in the Baltic shield. Finland. — *Photogramm. J. Finl., 1974, vol. 6(2), p. 174—184.*
18. *Talvitie J.* Fracture, dynamic model and Ni—Cu mineralized basic intrusives in Central Finland. — *Geol. Surv. Finl., 1975, N 10, p. 1—25.*
19. *Talvitie J., Pernu T., Raitala J.* The circular Vaasa structure in the Baltic Shield, Western Finland. *Dept Geophys., Univ. Oulu Contrib., 1975, vol. 59, p. 1—15.*
20. *Tuominen H. W.* Major structural features in the Baltic Shield. NASA—CR—132189. U. S. Dept. of Commerce. Publ. E. 74—10682, NTIS, Springfield (Va.), 1973, N 22151, p. 17—41.
21. *Tuominen H. V., Arnisolo J.* Major crustal fractures in the Baltic Sheeld. Final report programm SR N 580—03, NASA.
22. *Vuorimiesyhdistys Kaukokartoitus malminetsinnassa.* — *Tutkimusseloste, 1978, N p1—115.* With Swedish referat.

УДК 550.4 (883)

Е. ДАЛЬБЕРГ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ В ДОКЕМБРИИ СУРИНАМА (Гвианский щит)

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость проведения геохимических поисков в Суринаме стала очевидной после того, как аэрогеофизическая съемка в первой половине 60-х годов выявила значительное число аэроэлектромагнитных аномалий. В период проведения аэрогеофизических съемок и в начале 70-х годов проводилось геохимическое опробование почв на участках рудопроявлений и отдельных аэромагнитных аномалий. Одновременно продолжалось изучение других аэрогеофизических аномалий наземными магнетометрическими и электромагнитными методами с последующим алмазным бурением. Несмотря на то, что в некоторых случаях рудная минерализация была найдена или подтверждена, успехи в выявлении месторождений цветных металлов были ограничены из-за отсутствия информации, которая могла быть получена только путем проведения региональных геохимических поисков. Поэтому в 1972 г. было начато региональное геохимическое опробование. В целях экспериментальной проверки возможности использования этой методики в условиях влажных тропических лесов Суринама был выбран район распространения зеленокаменных пород на юго-востоке страны, где были известны золоторудная минерализация и проявления меди. После получения положительных результатов была начата региональная геохимическая съемка по потокам рассеяния в районах многочисленных и интенсивных аэрогеофизических аномалий и известных проявлений рудной минерализации.

Были также проведены специальные исследования по геохимии латеритов, поскольку предполагалось, что сложное поведение элементов в корах выветривания латеритного типа может влиять на интерпретацию геохимических данных.

С 1976 г. начались исследования по геохимии коренных пород в целях изучения взаимоотношений между коренными породами, перекрывающимися их рыхлыми образованиями и минерализованными породами.

В настоящее время часть территории страны покрыта региональными съемками по потокам рассеяния, особенно область распространения зеленокаменных пород на востоке и метаморфических пород гранулитовой фации на западе. Поисковые работы достигли той стадии, когда необходим выбор определенных участков для постановки детальных поисков по потокам рассеяния, сопровождающихся детальными поисками по почвам, комплексиремыми с магнитометрическими и электроразведочными работами, шнековым бурением и в конечном счете с алмазным бурением. В нижеследующих разделах освещается опыт, полученный в Суринаме при проведении геохимических поисковых работ.

ОТБОР ПРОБ

Пробы почв отбирались с глубины 30—50 см, ниже гумусового горизонта. В настоящее время пробы почв отбираются только по параллельным профилям, тогда как на начальных этапах практиковался отбор проб по единичным пересечениям через аэрогеофизические аномалии, основные или частные литологические контакты. Плотность опробования варьирует от 3 до 106, составляя в среднем 40 проб/км². На сегодняшний день в нескольких районах геохимическое опробование и оценка проведены на общей площади 1250 км².

Пробы донных осадков отбираются в ручьях и руслах временных водотоков из легко перемещающейся части осадков, находящейся в наибольшем соприкосновении с текущей водой. Поначалу основное внимание уделялось отбору проб из глинистой фракции осадков, однако вскоре от этого пришлось отказаться, так как такой материал часто отсутствовал в местах, намеченных для отбора проб, или же был загрязнен органическим веществом либо глинистым материалом местного (склонового) происхождения. На начальных этапах региональных поисков по донным осадкам отбор проб производился через 300—800 м по течению крупных водотоков и через 200—300 м по мелким притокам. Предполагалось, что таким образом достигается получение достаточной информации о миграции элементов в пределах водосборных бассейнов. Средняя плотность опробования составляла от 1 до 3 проб/км². В процессе последующей детализации поисков по потокам рассеяния отбор проб производился через 200 м. Цель таких детальных работ — проверка и подтверждение ранее выявленных аномалий и по возможности более точное определение их контуров.

В период с 1972 по 1974 гг. опытные региональные поиски были проведены на площади 2900 км², разделенной на квадраты 3 × 3 км. В каждом из квадратов проба донных осадков отбиралась так, чтобы она могла наилучшим образом характеризовать дренирующую сеть этой площади; в 100 м вверх по склону от места отбора донной пробы отбиралась также почвенная проба. В процессе дальнейших региональных поисков по потокам рассеяния от использования этой методики пришлось отказаться, так как выяснилась невозможность точного определения площади водосбора каждой пробы донных осадков. Одновременно отказались и от отбора почвенных проб, так как этот вид опробования, требующий довольно значительных затрат времени и труда, не давал существенной информации.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы высушивались в печи при 105° С в течение 24 ч, и затем осторожно, во избежание загрязнения латеритными конкрециями, измельчались в агатовой ступке. Использование нейлоновых сит обеспечивало выделение фракции 80 меш. В настоящее время определение Cu, Ni, Zn, Pb, Cr, Co, Mo и Sn после растворения производится стандартными методами на атомном адсорбционном спектрометре, а определение Cr, Cl, Nb, Ta и W — в порошках, на рентгенофлуоресцентном спектрометре. Точность определения содержаний при 95%-ном доверительном уровне составляет от 10 до 20%, что вполне удовлетворительно для этих целей.

Пробы, предназначенные для определения общего содержания металла на атомном адсорбционном спектрометре, обрабатывались смесью 70%-ной HClO₄ и 65%-ной HNO₃

в пропорции 2 : 1 при температуре 140°C в течение 2,5 ч. Для определения содержания металлов, извлекаемых методом холодной экстракции, разложение проб производилось в разбавленном в 100 раз растворе 37%-ной HCl при помешивании в течение 30 мин при комнатной температуре. Сравнение величин общего содержания металлов, определенных после обработки проб вышеописанным способом и после обработки проб плавиковой кислотой, показало, что извлечение Cu, Co, Mn в первом случае было достаточно полным и составляло соответственно 85, 40 и 80%.

Содержание золота определялось на атомном адсорбционном спектрометре после обжига проб в течение 1 ч при температуре 500—600° С и последующего растворения остатка в течение 24 ч в растворе HBr (48 вес. %) и Br₂ (0,5 объемн. %). Экстракция достигалась при встряхивании в течение 15 мин в объеме 3 мл.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

В процессе исследований было использовано несколько методов обработки. До 1972 г. по всем имеющимся материалам почвенного опробования производилось вычисление средних арифметических содержаний (M) и стандартных отклонений (S), на основании которых определялись величины аномальных значений, принимаемых как среднее плюс три стандартных отклонения ($M+3S$). После 1972 г. ден-Хенгстом был внедрен метод составления карт ореолов рассеяния, а также метод построения кумулятивных кривых частоты встречаемости для всех проб определенного района и для отдельных выборок проб по бассейнам дренажа определенных литологических комплексов. На основании этих кривых определялись величина фоновых содержаний и нижний предел аномальных значений концентрации. Этот прием основан на предположении, что распределение содержаний металла в геохимических пробах описывается логнормальным законом. Однородная выборка отображается прямой линией, которая наклонена тем круче, чем меньше вариации содержаний. Если в выборке объединено несколько однородных групп, то кривая будет иметь вид ломаной линии. Величины содержаний ниже излома — фоновые, а выше — аномальные. Граница между этими величинами считается нижним пределом аномальных значений. Если пробы действительно характеризуют один определенный дренируемый литологический комплекс, то можно говорить об однородной выборке.

Кроме того, если в выборку включена какая-то другая однородная группа, то ее присутствие должно отразиться появлением отклонений в содержании определенных элементов, включая рудные. Отношение аномального значения содержаний к фоновому, определяющее контрастность аномалий, используется для оценки значимости аномальных величин.

Во многих случаях кумулятивные кривые частоты встречаемости для водосборных участков определенных литологических комплексов бывают довольно ровными с несколькими перегибами, указывающими на присутствие нескольких однородных групп. Это и неудивительно, поскольку плохая обнаженность, мощный латеритный покров и густая растительность не позволяют точно оконтурить отдельные литологические комплексы. В большинстве случаев геологическую информацию дают только геологические карты, при составлении которых один образец отбирался с площади 2 км², так что фактически на каждую донную пробу приходится в среднем один образец, причем среди последних, вероятно, один из каждых 5—10 был просто твердым латеритом.

Если указанные методы определения аномальных значений оказывались неприменимыми, использовалось эмпирическое правило, основанное на предположении, что 2,5% проб с повышенными содержаниями металла являются аномальными; в других случаях вычислялась сумма $M+3S$.

Общее содержание таких металлов, как медь, цинк, никель и кобальт, и содержание металлов, извлекаемых методом холодной экстракции, наносились на графики, по которым определялся характер взаимосвязи этих содержаний. Считается, что отношения этих содержаний, оказавшиеся в дальнейшем выше установленных по таким графикам средних значений, могут указывать на наличие в пробах металлов, извлеченных из сульфидов. Это предположение основывается на гипотезе, согласно которой металлы, извлекаемые методом холодной экстракции, не связаны в решетках силикатов, а представляют собой ионы, адсорбированные осадочными частицами, которые высвобождаются при гидроморфном окислении сульфидов и становятся транспортабельными. Для сравнения данных производилось также вычисление средних геометрических содержаний (M), стандартных отклонений (S) и разброса содержаний ($M \pm S$).

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Суринам располагается на Атлантическом побережье Южной Америки между 2 и 6° с. ш. Климат влажный тропический; среднегодовая температура 28° С, влажность 80—90%, среднегодовое количество осадков 1500 мм в пределах прибрежной равнины и 3000 мм во внутренних районах страны. Наблюдаются четыре сезона — поочередно сухих и влажных. Рельеф довольно сильно расчлененный, с плато высотой до 700 м и горными хребтами до 1230 м, между которыми располагаются невысокие холмы и заболоченные низины, особенно характерные для устьевых частей речных притоков. Склоны холмов и долин покрыты красно-бурыми латеритными глинами, кое-где выступают коренные породы. Мощность латеритного покрова от нескольких метров до 100 м. Измерения *pH* вод ручьев и почв обычно показывают их кислотный характер. Кислотный характер грунтовых вод и густая гидросеть (1,2 км водотоков на 1 км²) обуславливают интенсивное выщелачивание и вынос металлов, создавая идеальные условия для проведения геохимических съемок по потокам рассеяния, особенно с использованием метода определения содержаний металлов холодной экстракцией, позволяющего проследить миграцию элементов вдали от источника выноса. Преимуществом метода холодной экстракции является также и то, что он дает более контрастные аномалии по сравнению с методом определения общего содержания металла.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СУРИНАМА

Территория Суринама в геологическом отношении включает прибрежную равнину, отвечающую молодому прогибу, выполненному неконсолированными палеоген-неогеновыми и четвертичными осадочными породами, и нагорье внутренних районов страны, соответствующее области распространения пород докембрийского фундамента, расчлененных дайками пермотриасовых диабазов. Радиометрические датировки указывают в большинстве на ранне- и среднепротерозойский возраст как кристаллических пород (гранитоиды, мигматиты, метаморфизованные основные и ультраосновные интрузии), так и платформенных образований, представленных конгломератами, кварцитами и кислыми эффузивами. Для пород гранулитового подвижного пояса известны датировки, указывающие на архейский возраст.

Геохимические поиски к настоящему времени проведены в нескольких районах, рассмотренных ниже в порядке, соответствующем объемам выполненных работ.

Гранулитовый подвижный пояс и ассоциирующие метаморфизованные интрузивные породы основного и ультраосновного состава

Интерес к этому району поначалу в большей мере определялся стремлением освоить эту малонаселенную часть страны, где были найдены крупные месторождения бокситов. Выявление в этом районе признаков медно-никелевой минерализации и большого числа интенсивных аэромагнитных и аэроэлектромагнитных аномалий позволило считать его первоочередным для проведения геохимических поисков.

Геохимическое опробование почв

Интенсивные работы по проведению шнекового бурения на крупной аномалии, выявленной при аэромагнитной съемке, были начаты после того, как в рыхлых отложениях были установлены концентрации никеля до 0,9%. Этот район распространения перидотитов расположен вблизи южной границы подвижного пояса. Содержания никеля на глубине 1 м оказались равными 200 г/т. В нескольких скважинах на глубинах от 6 до 20 м в зоне мощностью от 1 до 6 м наблюдалось резкое увеличение (до 2%) содержаний никеля. Рентгеноструктурным анализом установлено, что никель связан в листовых силикатах. Здесь же были выявлены повышенные концентрации меди (до 750 г/т) и хрома (до 20%). Анализы перидотитов из керн скважин показали присутствие никеля в количестве до 0,76% при отсутствии сульфидных минералов. Геохимическое опробование почв в отдельных выбранных районах было продолжено затем в средней и южной частях пояса (район Кабалебо) и на северном окончании пояса (район Мозес). Главным критерием при выборе участков опробования на севере стали аэроэлектромагнитные аномалии, тогда как в средней и южной частях пояса — совмещение аэромагнитных и аэро-

электромагнитных аномалий. На сегодняшний день исследования проведены в пределах 38 участков общей площадью 500 км². В пределах четырех участков с проявлениями сульфидной минерализации стандартные отклонения для меди и никеля превышают соответственно 50 и 70 г/т. Эти четыре участка расположены в районе Кабалебо, причем на трех из них значительным распространением пользуются метаосадочные породы.

Сульфидная минерализация отмечена также в районе Мозес, где стандартные отклонения для меди и цинка были очень большими и составляли 179 и 100 г/т соответственно. В пределах этих участков также известны метаосадочные породы и признаки сульфидной минерализации. Вероятные аномальные значения ($M + 3S$) оказались равными для меди 205—285 г/т, для никеля 291—884 г/т и для цинка 563 г/т. В целом содержания металлов в районе Кабалебо более высокие, чем в районе Мозес, хотя в последнем найдено значительно больше метаосадочных пород.

Последующие исследования (детальное геохимическое опробование почв, шнековое бурение, магнито- и электроразведка методом вызванной поляризации, а также алмазное бурение) были сконцентрированы на одном из участков, где в почвах отмечаются наиболее высокие содержания меди (1100 г/т при региональных поисках и более 3000 г/т при детализации по сети 100 × 50 м). Детальная геохимическая съемка показала также наличие совмещенной аномалии по меди, никелю и хрому с максимальными концентрациями никеля 2300 г/т и хрома 9750 г/т. Алмазное бурение (в среднем на глубину 50 м) и детальное геологическое картирование выявили зону борнитовой минерализации шириной от 100 до 250 м и длиной около 1300 м в пироксеновых монзонитах, диоритах, сиенитах и метаосадочных породах, совпадающую с геохимической аномалией по меди в почвах. Содержание меди в керне (на интервалах до 2 м) достигает 1,56%, а в наиболее богатых образцах с брошантитом на поверхности — 3,5%. В керне встречены также многочисленные клинопироксен-апатитовые жилы, содержащие до 14,4% Р₂О₅, с включениями гидропатита (вавеллита), содержащего до 8500 г/т церия. Анализ проб почв (отобранных при детализации по сети 50 × 100 м) на церий позволил выявить отчетливую аномальную зону с его содержанием и до 3175 г/т, которая более или менее совпадает с аномалией по меди и выходами щелочных пород.

Из всех геофизических методов, которые использовались на данном участке, только результаты магнитометрических измерений показали хорошую сходимость с геохимической аномалией по меди и зоной медной минерализации. Таким образом, согласно имеющимся наблюдениям породы, вмещающие оруденение, являются щелочными, а пространственная связь рудной минерализации и магнитных аномалий с выходами интрузивных пород основного и ультраосновного состава указывает на магматический контроль оруденения.

Результаты шнекового бурения, проведенного на участках трех геохимических аномалий, показывают, что повышение содержания меди и никеля наблюдаются и на глубоких горизонтах рыхлого покрова с очень незначительным латеральным смещением. Имеются, однако, указания на то, что в пределах площади аномально повышенных содержания центр аномалии в поверхностных горизонтах может смещаться на расстояние до нескольких сот метров вниз по склону. Но шнековое и алмазное бурение не подтвердило на глубине аномалию цинка.

Геохимическое опробование донных осадков

Региональные геохимические поиски были начаты в районе Кабалебо в 1973 г. после того, как методом опробования почв была выявлена довольно перспективная минерализация. Перспективность этого района была подтверждена впоследствии в результате проведения регионального опробования по донным осадкам, а также нахождения еще более значительной минерализации и геохимической аномалии в почвах, несмотря на то что длина потоков рассеяния оказалась обескураживающе короткой. На участке более слабой аномалии с концентрациями никеля 291 г/т и меди 243 г/т для того, чтобы проследить минерализацию на расстояние вниз по течению на 600—1300 м, оказалось необходимым провести опробование с плотностью одна проба на 1 км². На участке с установленной борнитовой минерализацией более сильная аномалия, где в почвах концентрация меди достигала 448 г/т, а никеля — 884 г/т, была подтверждена при плотности опробования две пробы на 1 км² на расстояние менее 1000 м вниз по течению. Предполагается, что щелочной характер грунтовых и поверхностных вод на этих участках (рН от 5 до 7,8) определяет осаждение меди в виде метастабильного гидрооксида меди. Контуры ореолов рассеяния здесь параллельны границам литологических комплексов при общем снижении содержания металлов в западном направлении.

На кумулятивных графиках для некоторых водосборных площадей не удалось выявить нижних пределов аномальных значений, так как кривые имели такой же наклон, как и кривая для всех проб вместе, т. е. ожидаемого уменьшения разброса не произошло. Тем не менее была сделана попытка выбрать нижний предел аномальных содержаний путем сравнения различных кривых. Определенные таким образом аномальные значения были уменьшены дополнительно до предела, когда, как полагают, они коррелируются с повышенными концентрациями хрома и меди. Предполагается, что высокие концентрации хрома свидетельствуют о нахождении в районе пород ультраосновного состава с характерными для них повышенными содержаниями никеля, тогда как высокие содержания этого элемента, совпадающие с повышенными концентрациями марганца, могут быть связаны с загрязнением.

Из всех проб 25 (7%) дали 53 аномальных значения содержания различных элементов. Из шести найденных аномалий меди одна оказалась связанной с халькопиритсодержащими метагаббро-норитами. Из других аномалий две никелевые связаны с метагаббро и ультрабазитами, а полиметаллическая Cu-Zn-Ni-Co — с метаосадочными породами и эндробитами.

Региональные геохимические поиски по потокам рассеяния в районе Никера—Трифоллс были продолжены в восточном направлении после выявления значительной медной аномалии в почвах и проявления борнитовой минерализации. Была выдвинута рабочая гипотеза о том, что район развития метаосадочных пород, в пределах которого известна медная минерализация и группа аэроэлектромагнитных аномалий, — часть более крупной зоны метаосадочных пород, вытянутой в восток-северо-восточном направлении. Действительно, в этом направлении была прослежена зона повышенных фоновых содержаний Cu, Ni, Zn, Cr, Co и Mn. Поскольку, однако, распределение данных по площади оказалось недостаточно плотным, ореолы рассеяния не оконтуривались, так как метод расчета фоновых содержаний и выявления проб с высокими концентрациями давал более удовлетворительные результаты. Таким образом были обнаружены следующие районы аномальных концентраций:

— значительная аномалия меди в почвах, связанная с борнитовой минерализацией, оказавшаяся частью аномальной зоны Cu-Ni-Zn-Co, вытянутой в субмеридиональном направлении, в пределах которой наблюдается хорошая корреляция между этими элементами;

— вторая аномальная зона Cr-Zn-Cu, в 8 км к северо-востоку, с хорошей корреляцией меди и марганца;

— третья аномальная зона Zn-Cr-Co, в 10 км к северо-востоку, с хорошей корреляцией цинка и кобальта.

На крайнем северо-востоке подвижного пояса в районе Мозес результаты работ оказались значительно менее обнадеживающими. Во время съемки по потокам рассеяния здесь была выявлена довольно сильная аномалия цинка, однако она не подтвердилась в процессе более детального опробования донных осадков. Предполагается, что причина этой аномалии — загрязнение проб при транспортировке. В нижнем течении ручья Мозес на начальных этапах геохимической съемки по потокам рассеяния была выявлена никель-медная аномалия. В этом районе известны метаосадочные породы, а также зафиксированы аэромагнитные и аэроэлектромагнитные аномалии. Тем не менее при опробовании почв эти аномалии не подтвердились. Также не подтвердилась при поисках по донным осадкам аномалия цинка, выявленная при опробовании почв и совпадающая с аэроэлектромагнитной аномалией. При детализации аномалии пробы донных осадков отбирались через 300 м, тогда как при первоначальных поисках это расстояние составляло 600—800 м. Последующие исследования не подтвердили повышенных содержаний цинка, но позволили выявить довольно высокие концентрации меди, совпадающие с участком аэроэлектромагнитной аномалии и проявлением сульфидной минерализации. Геохимическое опробование коренных сульфидсодержащих пород показало присутствие меди в количествах от 191 до 579 г/т.

Зеленокаменные базит-ультрабазитовые и тоналитовые комплексы

В рассматриваемой области располагается несколько аэроэлектромагнитных аномалий, которые согласно канадским стандартам середины 60-х годов рассматривались как первоочередные объекты для поисков. Последующее проведение наземных магнитометрических и электромагнитометрических работ, а также алмазного бурения не привело, однако, к открытию рудных месторождений, после чего внимание было сконцентрировано

на гранулитовом подвижном поясе. Тем не менее после выявления все новых и новых черт сходства этих комплексов с рудоносными зеленокаменными комплексами Канады, Южной Африки, Западной Австралии и Балтийского щита интерес к этой области снова возрос. Более того, совершенствование технических возможностей позволило подойти к переоценке полученных ранее отрицательных результатов, особенно после бурения на наиболее перспективных аэроэлектромагнитных аномалиях. И действительно, в процессе последующих систематических региональных геохимических съемок были найдены признаки рудной минерализации.

В районе Сарамакка зеленокаменный комплекс состоит из метабазальтов, метаандезитов, дацитов и их туфов, обломочных и хемогенных пород, прорванных интрузиями базит-ультрабазитов, метаморфизованных в условиях эпи- и катазоны. Более молодыми являются гранитоиды преимущественно тоналитового состава, постепенно переходящие к югу в мигматиты. Обилие древних разработок россыпей показывает, что в начале столетия в этой области было добыто значительное количество золота; известны на этой территории и проявления молибдена и никеля. Средняя плотность опробования — одна проба на 1,5 км². Низкие средние содержания металлов в донных осадках оказались связанными преимущественно с тоналитами, тогда как более высокие концентрации характерны для зеленокаменных пород и ультрабазитов. Как и ранее, кумулятивные графики частоты встречаемости для выборок по водосборным площадям литологических комплексов не дали возможности определить нижние пределы аномальных содержаний и аномальные концентрации металлов. Однако для молибдена и извлекаемого методом холодной экстракции цинка, считая аномальными 2,5% проб с наивысшими содержаниями металлов, было выбрано девять участков для дальнейшего детального опробования почв. В качестве первоочередных рассматривались площади интенсивных синфазовых аэроэлектромагнитных аномалий; к объектам второй очереди относились аэроэлектромагнитные аномалии, совпадающие с участками высоких концентраций металлов в донных осадках.

Из трех обнаруженных на начальных этапах донного опробования молибденовых аномалий (24, 24 и 27 г/т) при нижнем пределе аномальных значений 10 г/т, среднем арифметическом значении (M) 1 г/т и разбросе 1—3 г/т две были подтверждены последующим детальным донным и почвенным опробованием. В западной части района Сарамакка, где признаки молибденовой минерализации совпали с синфазными аэроэлектромагнитными аномалиями, приуроченными к контакту тоналитов и ультрабазитов, в дальнейшем были проведены наземные магнитометрические и электроразведочные работы методом сопротивлений и вызванной поляризации, а также шнековое бурение. Наилучшие результаты отмечены на участке почвенной молибденовой аномалии (нижний предел аномальных значений 10 г/т, самые высокие концентрации 230 г/т), где при шнековом бурении выявлены высокие — до 170 г/т — содержания молибдена на глубине. Местоположение этих проб с высокими содержаниями значительно смещено по склону по сравнению с локализацией аномальных проб в почвах. Бурение здесь продолжается и сейчас в целях прослеживания высоких концентраций молибдена в коренных породах.

Район Лава-Тапанакони расположен в средней части области развития зеленокаменных пород, представленных здесь метаэффузивами от основного до кислого состава, их туфами, метаморфизованными граувакками, хемогенными осадками, песчаниками и конгломератами. Эта вулканогенно-осадочная толща граничит с интрузивными телами гранитоидов, среди которых преобладают тоналиты. В начале текущего столетия при разработке россыпей здесь было добыто значительное количество золота.

Пробы донных осадков в данном районе отбирались через каждые 200 м. Были составлены карты ореолов рассеяния и кумулятивные графики частоты встречаемости для выборок по определенным литологическим комплексам. Лишь для некоторых из числа последних могли быть определены нижние пределы аномальных концентраций металлов. Это, по-видимому, связано с тем, что большинство литологических комплексов сложено горными породами нескольких типов различного химического состава. Была обнаружена хорошая корреляция Cu и Co, Pb и Zn, а также Ni и Zn. Хром коррелируется очень плохо, а золото и молибден вообще не коррелируются со всеми остальными элементами. Не установлена также корреляция между общими содержаниями Ni и Zn и содержаниями, определенными методом холодной экстракции, что указывает на необходимость большой осторожности при анализе данных о распределении этих элементов.

Для последующих работ были выбраны две площади. Самая значительная и крупная по размерам геохимическая аномалия расположена на северо-западе вблизи контакта базальтов и вулканогенно-осадочных пород, где известны интенсивные и большие по

Содержание металлов (в г/т) в почвах

Металлы	На гранитах		На метаосадочных породах	
	Средние содержания	Вероятные аномальные содержания	Средние содержания	Вероятные аномальные содержания
Sn	140	250	120	260
Cu	25	60	30	100
Zn	80	180	190	540

площади аэроэлектромагнитные аномалии. В керне при алмазном бурении в этих толщах на глубине около 50 м были обнаружены интенсивно катаклазированные и брекчированные слабо метаморфизованные базальты с жилами кварца, кальцита, эпидота, хлорита черных непрозрачных минералов и сульфидов. Границы ореолов рассеяния в районе Лава-Тапанахони в противоположность вышеупомянутым территориям секут литологические границы.

Район Аппер-Лава-Асиси в юго-восточной части страны был выбран в качестве опытного при проведении регионального геохимического опробования почв и донных отложений. Для почвенных и донных проб были построены отдельные кривые частот встречаемости, по которым были определены и нанесены на карты фоновые, а также возможные и вероятные аномальные содержания. Выявились две аномальные зоны: северная, над метабазаальтами, и южная, над метагаббро, метавулканитами и метаосадочными породами. На обоих участках известны гранитоиды, среди которых преобладают тоналиты; на обоих участках установлены аномальные концентрации, Cu, Ni, Zn, Mn и TiO₂. Обнаруженная в юго-западном углу района оловянная аномалия может быть связана с известными здесь редкометалльными (Nb-Ta) пегматитами. К сожалению, только небольшое количество проб было проанализировано на золото, проявления которого известны в восточной части района. Полученные данные были недавно пересмотрены в целях оконтуривания ореолов рассеяния. Подтвердилась золотоносность района Бенздорн, в котором, как известно, добывается наибольшее количество золота в стране. Участок аномальных концентраций золота выявлен также значительно южнее. Еще более четко выраженная и крупная аномальная зона обнаружена на юге района, где она ориентирована согласно простиранию локальных структур.

В районе Маравийн, на северо-востоке страны, распространены метаморфизованные туфы, граувакки и кварциты, прорванные рассланцованными двуслюдяными гранитами. В зонах контакта гранитов и метаосадочных пород обнаружены гранат и ставролит. Вдоль восточной границы более чем на 120 км через Суринам в соседнюю Гайану протягивается пегматитовый пояс шириной около 20 км.

Почвенные пробы отбирались по профилям через 250 м, ориентированным вкост простирания; расстояние между точками отбора проб 200 м при глубине отбора 50 см; склоны с углом наклона более 30° и заболоченные участки не опробовались. Таким образом, плотность отбора проб составляла примерно две пробы на 1 км². Отбирались также шлиховые пробы из аллювиальных отложений водотоков, пересекавших профили опробования; места находок касситерита и золота наносились на карты. Содержания металлов в почвах на гранитах и метаосадочных породах приведены в таблице.

Высокие значения содержания олова в восточной части района, вероятно, связаны с пегматитовым поясом. Концентрации меди не показывают значимых тенденций изменения, хотя несколько повышенные содержания связаны с дайками долеритов. Относительно высокие содержания цинка были обнаружены вблизи контакта гранитов и метаосадочных пород. Пространственная связь повышенных концентраций цинка и пегматитов может объясняться присутствием сфалерита. Если нанести на карту также проявления золота и касситерита, то окажется, что центральная касситеритовая зона совпадает с главной гранитной апофизой, окаймленной на юго-востоке зоной проявлений золота, а на юге и западе — зоной повышенных содержаний цинка.

ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Эта область расположена в центральной части страны и пересекает контактовую зону между гранофировыми биотитовыми гранитами на востоке и мусковит-биотитовыми гранитами на западе. На этой территории известны тела грейзенов и метаморфизованных базитов. Основанием для постановки работ в этой области стали грейзены и

рудопоявления молибдена, марганца и олова, а также находки валунов хромитовых руд. Пробы донных осадков отбирались со средней плотностью одна проба на 2 км²; кроме того, отбирались шлиховые пробы из аллювиальных отложений на площадях развития грейзенов. Контуры ореолов рассеяния пересекают контакт двух типов гранитов, показывая, что различия в химическом составе этих гранитов по анализировавшимся элементам меньше, чем местные вариации содержаний этих элементов в самих гранитах, вызванные, вероятно, присутствием в них тел основных пород и грейзенов. В среднем, однако, заметно возрастание концентраций в западном направлении. Кумулятивные кривые частоты встречаемости для двух типов гранитов и грейзенов почти совпадают друг с другом, подтверждая вышеупомянутую слабую контрастность химического состава этих пород.

Возможные аномальные концентрации как общих содержаний меди, цинка и кобальта, так и содержаний этих металлов, извлекаемых методом холодной экстракции, дают на графиках два пика, отвечающих грейzenам и двуслюдяным гранитам, причем такая же картина отмечается и для знаков касситерита и колумбита-танталита из шлиховых проб. Молибденовые аномалии в донных отложениях водотоков, дренирующих известные проявления молибденовой минерализации, обнаружены не были. Проведенное донное опробование с отбором проб через каждые 200 м подтвердило ранее выявленную аномалию.

СЕВЕРО-ЗАПАД СУРИНАМА

В этом районе распространены кислые метавулканыты, слюдястые сланцы, конгломераты и слюдястые кварциты. Программа почвенного опробования этой площади была выполнена как часть поисковых работ на радиоактивные минералы, поставленных вследствие выявления точечных аэrorадиометрических аномалий. Проявлений радиоактивных минералов с помощью радиометрических методов обнаружено не было, однако нижний предел аномальных содержаний урана (30 г/т), определяемых рентгенофлуоресцентным анализатором, был достаточно высоким, чтобы поставить геохимические поиски.

Концентрации кобальта в почвах над кварцитами были довольно высокими, фоновые составляли 116 г/т, а вероятные аномальные — 338 г/т.

ДРУГИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В тропических областях богатые железом породы часто при выветривании переходят в образование типа «госсан», нередко с характерным для последнего повышенным содержанием никеля (более 2000 г/т), меди и цинка (несколько сот грамм на тонну). Для изучения подобных образований в средней части гранулитового подвижного пояса на участках геохимических аномалий были проведены специальные исследования. Отношения $Cu + Ni$ к $Cu + Ni + Cr + Mn + Zn + Pb$ наносились на диаграммы по методу, разработанному Клемом и Стивенс-Хоаром.

Хотя настоящий госсан не был выявлен, стало очевидно, что величины содержаний в пробах из минерализованных участков не ложатся на тренд богатых железом пород коры выветривания и смещены в сторону величин, характерных для госсана. Очевидно, что обогащенные железом твердые латеритные корки с высокими концентрациями металлов, не обязательно связанные с проявлениями рудной минерализации, могут быть источниками металлов при геохимическом рассеянии в разных ландшафтных условиях. Пока о локализации этих пород в латеритном профиле и о времени их образования известно очень мало.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время существуют сводка результатов геохимических поисков по потокам рассеяния в Суринаме и карты ореолов рассеяния, составленные методом плавающего окна с перекрытием квадрата 10×10 км на 50%. Хотя при этом и были выявлены некоторые значения тенденции, площадь геохимического опробования (23% общей территории) слишком мала для определения региональных трендов. Тем не менее могут быть сделаны следующие выводы:

1) наиболее высокие концентрации металлов были обнаружены в связи с метаморфизованными породами зеленокаменного пояса в Восточном Суринаме;

2) медная минерализация в гранулитовом подвижном поясе относится к зоне меридионального — северо-восточного простирания, характеризующейся повышенными и аномальными содержаниями металлов;

3) проявления медной минерализации в центральной и южной частях страны, в области распространения гранитов сопровождаются менее четко выраженными ореолами рассеяния;

4) распределение цинка, извлеченного методом холодной экстракции, значительно более незакономерно, чем распределение общего цинка;

5) концентрация никеля почти во всех ореолах рассеяния составляет около 1г/т;

6) проявления хрома в центральной части страны, где преимущественно развиты граниты, не находят отражения в геохимических аномалиях при принятом масштабе исследования; тем не менее достаточно высокие концентрации этого металла были обнаружены в пределах гранулитового подвижного пояса;

7) повышенные содержания золота были выявлены в районах развития зеленокаменных пород и тоналитов; однако наиболее высокие концентрации его отмечены на северо-востоке гранулитового подвижного пояса, где они связаны с мигматитизированными гнейсами и амфиболитами.

Расчет и нанесение на графики общих содержаний меди, цинка, никеля и кобальта и содержаний этих же металлов, извлекаемых методом холодной экстракции, подтверждают известное предположение о том, что в общем случае с помощью последнего метода определяются концентрации ионов, образующихся при разложении сульфидов, а повышенные величины отношений этих содержаний могут служить индикаторами проявлений сульфидной минерализации. Графики показывают, что точки концентрации меди, кобальта и никеля хорошо ложатся вдоль наклонной (регрессионной) линии, а концентрации цинка, для которых наблюдается значительный разброс, лучше укладываются на кубическую кривую. По этим графикам можно заключить, что отношения концентраций этих элементов, извлекаемых методом холодной экстракции, к их общим содержаниям, превышающим соответственно 12, 8, 7 и 26%, вероятно, связаны с сульфидной минерализацией.

Для никеля и молибдена установлена четкая зависимость между аномальными концентрациями металлов в почвах и локализацией минерализованных коренных пород. Что касается молибдена и цинка, то, хотя их распределение пока не изучено столь же детально, очевидно, что эти элементы характеризуются более сложным поведением в поверхностных отложениях.

В заключение можно сказать, что результаты как донного, так и почвенного опробования подтверждают мнение о том, что районами, наиболее перспективными для геохимических поисков, являются площади с известной рудной минерализацией, аэроэлектромагнитными и аэромагнитными аномалиями. Геохимические методы могут быть использованы для получения дополнительных данных о размерах и контурах перспективных площадей и информации, необходимой для определения последовательности дальнейших исследований.

ABSTRACT

GEOCHEMICAL EXPLORATION WITHIN THE PRECAMBRIAN TERRAIN OF SURINAME (Guiana Shield)

E. H. DAHLBERG

A major subdivision of Precambrian rocks in granite greenstone belt and gneissic mobile belt was elaborated with mineral indication. An area in the granulite facies mobile belt was discussed, where bornite and rare earth mineralization was found, after follow up of a rather strong copper soil anomaly.

The geology, soil geochemistry, induced Polarization Resistivity and Magnetics was discussed. The best correlation was observed for bornite mineralization, geochemistry, occurrence of syenite and magnetic anomalies.

С. В. ГРИГОРЯН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ

Для поисков и оценки рудных месторождений широко и эффективно применяются геохимические методы. В настоящее время в связи с прогрессирующим истощением фонда легкооткрываемых (выходящих на дневную поверхность) месторождений особенно возросло значение глубинных модификаций геохимических методов поисков и прежде всего метода поисков рудных месторождений по первичным геохимическим ореолам. В последние годы достигнуты значительные успехи в изучении и практическом использовании первичных и сопряженных с ними вторичных литохимических ореолов элементов-индикаторов. Глубинность поисков скрытого оруденения по литохимическим ореолам значительна и в ряде случаев достигает 1 км. Высокая эффективность этой методики в настоящее время доказана для различных по составу и условиям формирования месторождений — полиметаллических, оловорудных, вольфрамовых, медных и др.

Обобщение опыта геохимических поисков в районах распространения разновозрастных геологических комплексов показывает, что в пределах докембрийских толщ геохимические поиски и оценка рудных месторождений существенно осложняются резкими проявлениями конвергентности геохимических аномалий: сходные по составу и другим особенностям геохимические аномалии имеют разную природу, т. е. являются индикаторами различных образований. Это обстоятельство требует применения специальных критериев разбраковки аномалий, связанных как с рудными полями, так и с безрудными источниками.

В районах широкого распространения докембрийских отложений существенное значение приобретают геохимические критерии расшифровки разнообразнейших метаморфических процессов прежде всего для надежной идентификации геохимических аномалий, фиксирующих рудные тела и месторождения того или иного типа, а также для правильного определения параметров распределения элементов-индикаторов в рудовмещающих породах.

Сущность геохимических поисков рудных месторождений, как известно, сводится к последовательному решению двух важнейших задач — обнаружения и интерпретации геохимических аномалий.

В районах широкого распространения докембрийских комплексов пород методические приемы обнаружения различных типов геохимических аномалий в принципе те же, что и для других районов, с той лишь разницей, что в докембрии правильное определение элементов-индикаторов и соответственно расчет их минимально-аномальных концентраций существенно осложняются широким проявлением разнообразных процессов метасоматических преобразований рудовмещающих пород. Эти процессы, как известно, часто приводят к существенному перераспределению элементов-индикаторов, а следовательно, к нарушению их первично-фоновому распределению.

Методика интерпретации геохимических аномалий в районах широкого распространения докембрийских пород, как уже отмечалось, существенно осложняется в связи с широким проявлением различных метасоматических процессов, приводящих к существенному перераспределению многих химических элементов, в том числе и элементов-индикаторов тех или иных типов рудных месторождений. При перераспределении элементов неизбежно возникают участки как выноса, так и накопления химических элементов. Последние, по существу, представляют собой геохимические аномалии в традиционном их понимании (участки повышенных по сравнению с фоном концентраций того или иного элемента). Очевидно, что подобное перераспределение элементов-индикаторов рудных месторождений в связи с «безрудными» метаморфическими процессами может привести к формированию геохимических аномалий элементов-индикаторов рудных месторождений, обуславливая тем самым упомянутую выше конвергентность геохимических аномалий, существенно осложняющую интерпретацию результатов геохимических поисков. Вот почему успешное ведение геохимических поисков в районах широкого распространения докембрийских комплексов пород прежде всего предполагает использование критериев идентификации выявленных в результате геохимического опробования аномалий, т. е. критериев установления природы аномалий в целях надежного выделения из множества аномалий «рудогенных», фиксирующих конкретные рудные тела и месторождения.

Конвергентность геохимических аномалий в районах распространения докембрий-

ских пород практически исключает возможность эффективного использования при поисках рудных месторождений моноэлементных геохимических аномалий, поскольку подобные аномалии, как показывает опыт поисковых работ, характерны и для безрудных процессов, в частности, метасоматических.

Исследованиями, выполненными в ряде районов СССР, установлено, что наиболее эффективно при интерпретации геохимических аномалий использование типоморфных ассоциаций элементов-индикаторов, т. е. метод идентификации природы геохимической аномалии по типоморфной ассоциации элементов-индикаторов. Методическая основа такого подхода состоит в том, что каждый процесс геохимически строго специализирован, т. е. характеризуется типоморфной ассоциацией химических элементов, в которую входят элементы, образующие в связи с данным процессом контрастную аномалию. При этом для характеристики ассоциаций элементов используются их ряды, составленные в порядке убывания коэффициента аномальности (содержание элемента выражено в единицах геохимического фона). Такой подход к выделению типоморфных ассоциаций элементов (учет интенсивности аномалий) позволяет усиливать геохимическую специализацию различных процессов, что, в свою очередь, повышает надежность практического использования геохимических ассоциаций прежде всего благодаря высокой степени избирательности этого критерия.

Использование при интерпретации результатов геохимического опробования типоморфных ассоциаций элементов-индикаторов, в свою очередь, предполагает широкое применение различных модификаций суммарных аномалий (аддитивных, мультипликативных), а также групповых геохимических коэффициентов, использующих группы элементов-индикаторов.

Из изложенного следует, что основа методики интерпретации геохимических аномалий — результаты изучения особенностей распределения химических элементов в докембрийских комплексах пород, т. е. в коренных рудовмещающих породах. Это означает, что при геохимических поисках рудных месторождений в районах широкого распространения образований докембрия приобретают особое значение первичные геохимические ореолы рудных месторождений, а также закономерности перераспределения элементов (прежде всего индикаторов рудных месторождений) в связи с различными метасоматическими процессами.

Несмотря на отмеченные трудности при поисках рудных месторождений в докембрии, геохимические методы используются достаточно успешно не только при поисках вскрытых эрозией и перекрытых современными рыхлыми отложениями месторождений, но и при обнаружении скрытого глубокозалегающего оруденения.

Широкое применение геохимических методов при поисках скрытого оруденения стало возможным благодаря успехам последних лет в изучении и практическом использовании литохимических ореолов. Методика использования литохимических методов при поисках скрытого эндогенного оруденения в породах докембрия ниже рассматривается на примере медно-никелевого и скарново-полиметаллического оруденений.

Геохимическим опробованием коренных пород в пределах одного из участков Печенгской зоны (Кольский полуостров, СССР) были выявлены многочисленные литохимические аномалии, при интерпретации которых были использованы следующие особенности состава и строения первичных ореолов медно-никелевого оруденения, установленные на известных месторождениях Печенги:

а) вокруг рудных залежей развиваются широкие и протяженные ореолы широкого круга химических элементов;

б) первичные ореолы имеют зональное строение, которое выражается в том, что одни элементы-индикаторы (никель, медь, хром, кобальт) образуют максимальные концентрации на уровне рудных тел, а другие (барий, свинец, серебро, цинк) — в надрудных сечениях околорудных ореолов [3]. В соответствии с этой зональностью выбран мультипликативный коэффициент геохимической зональности, числитель которого представляет произведение средних среднеаномальных содержаний бария, свинца, серебра, цинка, а знаменатель — никеля, кобальта, хрома, меди. Для уровней рудных тел коэффициент зональности составляет $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 10^{-5}$. По восстанию рудных тел значения коэффициента зональности растут, достигая целых величин в надрудных частях ореолов.

Особенности первичных геохимических ореолов были использованы для оценки перспектив рудоносности большого числа геохимических аномалий, выявленных в результате опробования коренных рудовмещающих пород. Некоторые из выявленных аномалий были признаны перспективными на скрытое оруденение. Основанием для такого вывода на участке первичных ореолов послужили типоморфные элементы-индикаторы и их

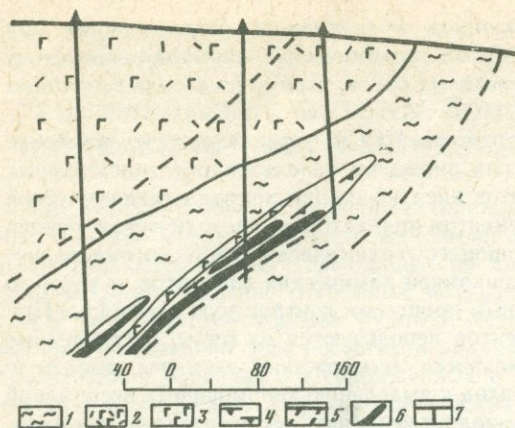
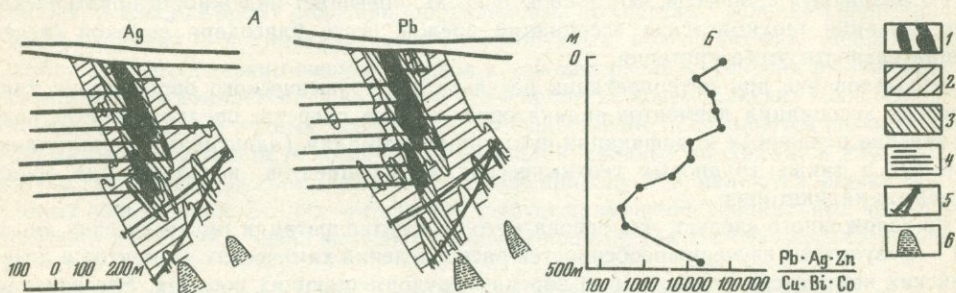


Рис. 1. Слепые рудные тела в разрезе по скважинам (Печенгская зона)

1 — песчаники, алевролиты, филлиты; 2 — габбро-диабазы; 3 — габбро; 4 — перидотиты; 5 — контуры первичных ореолов; 6 — рудные тела; 7 — скважины

Рис. 2. Первичные ореолы в разрезе (А) и график изменения величин мультипликативного коэффициента геохимической зональности (Б) (месторождение Гарпенберг, Швеция)

1 — рудные тела; 2 — первичные ореолы; 3 — поля повышенных содержаний элементов; 4 — подземные горные выработки; 5 — буровые скважины; 6 — рудные тела, вскрытые при проверке геохимических аномалий



надрудная природа, установленная с помощью критерия зональности. Последующая проверка подтвердила геохимический прогноз: на разных глубинах были вскрыты рудные тела с богатым медно-никелевым оруденением. На рис. 1 изображены залегающие на глубине 500 м рудные тела, обнаруженные в результате проверки бурением геохимических аномалий, признанных перспективными на скрытое оруденение.

Другой пример геохимических поисков скрытого оруденения заимствован из опыта геохимических работ, выполненных на месторождении Гарпенберг, расположенном в Центральной Швеции [2]. Месторождение относится к группе гидротермальных, наложенных на послемагматические магнезиальные скарны инфильтрационного типа. Рудообразующий процесс на этом месторождении связывается со становлением позднепротерозойских гранитных интрузий, прорывающих дислоцированную толщу лептитов, содержащих слои доломитов. Морфология рудных тел сложная. Большей частью они залегают в зонах послонных крутопадающих разрывов и образуют серию сближенных линз. Одни из рудных тел выходят на поверхность, другие являются скрытыми, что создает определенные трудности при их поисках. В результате выполненного на месторождении геохимического опробования было установлено, что вокруг рудных тел развиваются первичные ореолы свинца, цинка, серебра, меди, висмута, олова, кобальта, молибдена, кадмия, вольфрама и ряда других элементов. Наиболее широкие и контрастные ореолы серебра, свинца, цинка, меди и кадмия — основных элементов-индикаторов данного типа оруденения. Сравнительное изучение пространственного положения ореолов отдельных элементов позволило выявить отчетливую вертикальную зональность в строении общего околорудного геохимического ореола. Было установлено, что ореолы таких элементов, как сурьма и кадмий, практически развиты только на уровне верхних частей разреза. В противоположность им ореолы вольфрама, кобальта, никеля и молибдена развиваются на уровне выклинивания рудных тел и ниже. Наиболее яркий представитель последней группы элементов — вольфрам, аномальные концентрации которого фиксируются только в подрудных частях первичных ореолов.

В качестве оценки вертикальной зональности первичных ореолов был использован мультипликативный коэффициент следующего вида: в числителе — серебро, свинец, цинк (типоморфный комплекс для верхних и средних уровней ореолов), в знаменателе — медь, висмут, кадмий (индикаторы глубоких срезов ореолов). Как следует из рис. 2, с глубиной происходит резкое снижение величины указанного отношения (более чем в 1000 раз на глубину 400 м). Однако на глубине, в подрудной части, фиксируется резкий перегиб графика коэффициента зональности. Как показывает опыт поисков скрытого ору-

денения по первичным ореолам [2], такое поведение величины коэффициента зональности обусловлено развитием на глубине скрытого оруденения, надрудные ореолы которого, накладываясь на верхние рудные тела, обусловили перегиб кривой на графике. Это обстоятельство позволило сделать вывод о перспективности глубоких горизонтов месторождения на скрытое оруденение. Данный прогноз подтвержден разведочными работами, вскрывшими на глубине 500 м крупную, неизвестную ранее рудную залежь (см. рис. 2).

В заключение отметим, что в районах, где коренные рудовмещающие породы перекрыты молодыми рыхлыми отложениями и недоступны для опробования с поверхности, в определенных ландшафтно-геохимических условиях обнаружение первичных ореолов и оценка уровня их эрозионного среза (отличие надрудных ореолов от подрудных) возможны по результатам опробования рыхлых отложений и интерпретации выявленных вторичных ореолов рассеяния элементов-индикаторов. Очевидно, что высокая надежность подобной методики геохимических поисков скрытого оруденения будет обеспечена только при условии удовлетворительного соответствия первичных и вторичных ореолов, т. е. когда вторичные ореолы адекватны аналогам первичным. Установлено, что при прочих равных условиях суммированные ореолы (мультипликативные и аддитивные) отличаются более высокой степенью соответствия. Это обуславливает большую надежность использования при оценке уровня эрозионного среза вторичных ореолов групповых коэффициентов геохимической зональности и прежде всего мультипликативных [1].

А Б С Т Р А К Т

GEOCHEMICAL EXPLORATION AND ESTIMATION METHODS FOR PRECAMBRIAN MINERAL DEPOSITS

S. V. GRIGORIAN

The reliability of geochemical exploration of hidden mineralization is only high when there is a satisfactory correlation between primary and secondary haloes, i. e. when secondary haloes are adequate analogues of the primary ones. When all other conditions are equal, composite haloes (multiplicative and additive) are characterized by a higher degree of conformity. Thus, the secondary haloes of composite coefficients of geochemical zonality (primary, multiplicative coefficients) are more reliable for estimation of the erosion level.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 242 с.
2. *Григорян С. В.* Геохимические методы при поисках рудных месторождений. М.: Изд-ие ИМГРЭ, 1974, 215 с.
3. *Григорян С. В., Рябов В. В.* Некоторые особенности первичных геохимических ореолов медно-никелевых месторождений Печенги. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-ие Кольского филиала АН СССР, 1972, с. 126—130.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
А. В. Сидоренко. Металлогения докембрия — роль и значение экзогенных и метаморфических процессов	7
Р. Дж. Шенк. Разработка и экономика месторождений докембрия	15
В. И. Казанский. Региональные тектонические структуры докембрия и связь с ними полезных ископаемых	21
А. Д. Щеглов. Тектоно-магматическая активизация докембрийских структур и связанное с ней оруденение	33
В. А. Теняков, А. С. Корякин, Е. А. Кулиш, А. А. Предовский. Осадочная геология глубоко метаморфизованных комплексов докембрия и их металлогения (петрохимический и геохимический аспекты)	42
Св. А. Сидоренко, Н. А. Созинов. Рудоносность углеродистых формаций докембрия	54
Р. В. Мардсен. Железные руды докембрия и их эксплуатация	65
В. М. Григорьев. Докембрийские железорудные месторождения СССР	76
В. П. Рахманов, В. К. Чайковский. Марганценозные формации мира и типы месторождений	78
Г. Д. В. Вильсон. Медно-никелевые докембрийские месторождения	89
Д. И. Гровс. Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии	99
Ю. М. Соколов. Метаморфогенные пегматиты докембрия	125
Б. М. Шакин. Месторождения мусковита, флогопита и вермикулита	132
А. В. Ильин. Позднедокембрийские — кембрийские фосфориты	137
Ф. Тиссо. Минерализация зоны Карагве-Анколин (Танзания)	146
В. А. Бугров, А. Ф. Ефимов, Д. Лаверман, С. Мбойджана. Минерализация зоны Карагве-Анколин (Уганда)	154
И. Радулеску. Минерализация зоны Карагве-Анколин (Бурунди)	162
В. Сатран, М. Сук. Принципы составления металлогенических карт докембрия	167
У. Картер. Дистанционные методы поисков минеральных месторождений докембрия	175
А. Миккола. Применение космических снимков для поисков минеральных месторождений на территории Балтийского щита	187
Е. Дальберг. Геохимические методы поисков в докембрии Суринама (Гвианский щит)	196
С. В. Григорян. Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений в докембрии	206

CONTENTS

Introduction	5
A. V. Sidorenko . Metallogeny of the Precambrian with implication to exogenous and metamorphic processes	7
R. J. Shank . Mining development the Precambrian	15
V. I. Kazansky . Regional tectonic structures of the Precambrian as related to mineral deposits	21
A. D. Scheglov . Tectono-magmatic activacion of Precambrian structures and the related mineralization	33
V. A. Tenyakov, A. S. Koryakin, E. A. Kulish, A. A. Predovsky . Sedimentary geology of deeply metamorphosed Precambrian complexes and their metallogeny	42
Sv. A. Sidorenko, N. A. Sozinov . Presambrian carbonaceous formations and related ores	54
R. W. Marsden . Iron-bearing rocks of the Precambrian and their mining development	65
V. M. Grigoriev . Precambrian iron ore deposits of the USSR	76
V. P. Rakhmanov, V. K. Tchaikovsky . Precambrian manganese ore deposits	78
H. D. B. Wilson . Copper-nickel bearing rocks of the Precambrian and their current and potential development	89
D. I. Groves . Sulphide nickel-copper deposits of Western Australia: Geology, exploration and evaluation	99
Yu. M. Sokolov . Precambrian Metamorphogenic pegmatites	125
B. M. Shmakin . Muscovite, phlogopite and vermiculite deposits	132
A. V. Ilyin . Late Precambrian — Cambrian phosphorites	137
F. Tissot . Mineralization in the Karagwe — Ankolean system of north-west Tanzania	146
V. A. Bugrov, A. F. Efimov, J. Lawerman, S. Mboijana . Mineralization in the Karagwe-Ankolean metallogenic zone of East Africa — south-western Uganda	154
J. Radulesku . Mineralization in the Karagwe-Ankolean system of East Africa — Burundi	162
V. Sattran, M. Suk . Principles in metallogenic mapping for Precambrian	167
W. Carter . Remote sensing application to the Precambrian mineral deposits prospecting	175
A. Mikkola . The application of space imagery to mineral exploration in the Baltic shield	187
E. H. Dahlberg . Geochemical exploration with in the Precambrian terrain of Suriname (Guiana Shield)	196
S. V. Grigorian . Geochemical exploration and estimation methods for Precambrian mineral deposits	206

Металлогения докембрия — роль и значение экзогенных и метаморфических процессов. Сидоренко А. В. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 7—14.

Докембрийские комплексы являются по большей части первично-осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, испытавшими метаморфизм и переплавление. Выделяются три эволюционные стадии докембрийской металлогении: 1) формирование эндогенных месторождений; 2) стадия метаморфизма; 3) образование метаморфогенных месторождений. При решении фундаментальных проблем металлогении докембрия основное внимание должно уделяться изучению экзо-, био- и метаморфогенного лито- и рудогенеза.

Библиогр. 26 назв.

УДК 551.71/72 : 622.03

Разработка и экономика месторождений докембрия. Шенк Р. Дж. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 15—21.

Рассматривается роль докембрийских месторождений в мировом балансе минерального сырья и экономика освоения докембрийских месторождений. Подчеркивается важная роль разведки на глубоких горизонтах.

Табл. 2. Ил. 2.

УДК 551.71/72 : 553.078

Региональные тектонические структуры докембрия и связь с ними полезных ископаемых. Казанский В. И. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 21—33.

Анализируется роль региональных тектонических структур в металлогении докембрия. Подчеркивается значение процессов протоактивизации для металлогении докембрия. Длительная эволюция докембрийских рудоносных тектонических структур привела к возникновению месторождений различных типов в пределах относительно небольших площадей. Приведены многочисленные конкретные примеры соответствующих месторождений, большая часть из которых относится к Алданскому щиту.

Ил. 6. Библиогр. 33 назв.

УДК 551.71./72 : 553.078

Тектоно-магматическая активизация докембрийских структур и связанное с ней оруденение. Шеглов А. Д. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 33—41.

Выделяется и детально характеризуется несколько типов регионов, в которых проявилась тектоно-магматическая активизация, — докембрийские щиты, срединные массивы, докембрийские блоки, окруженные палеозойскими складчатыми поясами. Идентификация площадей, претерпевших активизацию, способствует правильной, научно обоснованной оценке минерально-сырьевого потенциала отдельных регионов или стран. Особое внимание уделяется металлогении активизированных докембрийских структур:

Библиогр. 8 назв.

УДК 551.71/72 : 553.078:552.5

Осадочная геология глубоко метаморфизованных комплексов докембрия и их металлогения (петрохимический и геохимический аспекты). Теняков В. А., Корякин А. С., Кулиш Е. А., Предовский А. А. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 42—54.

Рассматриваются вопросы реконструкции первичной природы формаций глубоко метаморфизованных отложений (в том числе бокситов и кор выветривания) докембрия по петрохимическим данным. Подчеркивается знание новой концепции о «газово-жидком рудогенерирующем дыхании», сопровождающем метаморфизм осадочных пород докембрия.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.71/72 : 553.078

Рудоносность углеродистых формаций докембрия. Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 54—64.

Выделяется несколько формационных типов углеродистых рудоносных образований; детально характеризуется каждый из них. В углеродистых формациях заключены месторождения золота, меди, фосфора, марганца, свинца, цинка, урана, молибдена, редких земель и других элементов. Подчеркивается большая роль органического вещества как в ископаемой форме, так и в виде живых организмов в процессе концентрации этих элементов и формирования промышленных месторождений.

Ил. 4. Библиогр. 39 назв.

УДК 551.71/72 : 553.031

Железные руды докембрия и их эксплуатация. Марсен Р. В. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 65—75.

Рассмотрена геолого-экономическая характеристика основных типов докембрийских месторождений железа. Выделены три группы месторождений: осадочно-экспляционные, объединяющие семь классов, магматические и контактово-метасоматические. Освещены аспекты разведки, оценки и эксплуатации железорудных месторождений, а также значение технологии прямого восстановления железа.

УДК 551.71/72 : 553.31 (47+57)

Докембрийские железорудные месторождения СССР. Григорьев В. М. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 76—78.

Обобщается опыт изучения докембрийских месторождений железа советскими геологами. Выделяется несколько типов железорудных формаций докембрия, иллюстрирующихся на ряде примеров крупнейших месторождений СССР.

УДК 551.71/72 : 553.32

Марганценовые формации мира и типы месторождений. Рахманов В. П., Чайковский В. К. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 78—89.

Выделен и охарактеризован ряд марганценовых формаций докембрия. Докембрийские месторождения марганца всегда прямо или косвенно связаны с железорудными месторождениями и встречаются обычно в толщах вулканогенного типа. Наиболее крупные месторождения приурочены к геосинклинальным прогибам, локализуясь в областях широкого распространения карбонатных отложений.

Табл. 3. Ил. 5. Библиогр. 14 назв.

УДК 551.71/72 : 553.481.43

Медно-никелевые докембрийские месторождения. Вильсон Г. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 89—99.

Приведены детальная генетическая классификация месторождений меди и никеля и описание выделенных типов на примерах ряда всемирно известных месторождений. Особо подчеркивается значение отношения металла (металлов) к сере при оценке месторождений.

Табл. 3. Ил. 1. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.481.43 (—929.1/3)

Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии. Гровс Д. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 99—125.

Дана характеристика недавно открытых крупнейших месторождений меди и никеля в докембрии Западной Австралии. Рассматривается вопрос о тектонической позиции месторождений, приводится их генетическая классификация, описываются условия залегания рудных тел и масштабы месторождений, вещественный состав руд, их геохимические особенности, а также проблемы поисков, основывающиеся на изучении специфических кор выветривания, развивающихся на сульфидных месторождениях.

Табл. 1. Ил. 18. Библиогр. 89 назв.

УДК 551.71/72 : 553.063

Метаморфогенные пегматиты докембрия. Соколов Ю. М. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 125—131.

Металлогенетический анализ докембрийских метаморфических комплексов может успешно осуществляться на основе составления карт метаморфических формаций. Подчеркивается зависимость между образованием пегматитов, рудогенезом и структурной эволюцией метаморфических поясов. Выделяются три основных генетических типа пегматитов: 1) мусковитовые, приуроченные к поясам умеренного давления (дистеновый тип); 2) редкометалльные, связанные с поясами низких давлений (андалузитовый тип); 3) мусковит-редкометалльные значительного давления (андалузит-дистеновый тип). Рекомендуется изучение геохимических особенностей гранатов, как индикаторов различных типов пегматитов.

Ил. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.677.3. + 553.678 + 553.677.2

Месторождения мусковита, флогопита и вермикулита. Шакин Б. М. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 132—137.

Анализируются закономерности пространственного распределения пегматитов, несущих оруденение различных типов, и проблема специализации слюдоносных пегматитов.

Табл. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.71/72 : 553.64

Позднедокембрийские—кембрийские фосфориты. Ильин А. В. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 137—146.

Охвачены три основные темы: 1) общая характеристика позднедокембрийских—кембрийских фосфоритов — их возрастная и палеотектоническая приуроченность, литологические особенности, строение продуктивных пачек, химический состав и текстурные особенности фосфоритов и т. п.; 2) фосфатоносные провинции, бассейны и месторождения на примере Западно-Африканской провинции, бассейна синеклизы Вольта и месторождения Тапоа (Нигер); 3) палеотектонические реконструкции и генетические модели, созданные также на примере Западно-Африканской провинции.

Ил. 5. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.3. (678.1)

Минерализация зоны Карагве-Анколин (Танзания). Тиссо Ф. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 146—153.

В Северо-Западной Танзании выделяются два основных типа минерализации — оловольфрамовая в гранитах и медно-кобальто-никелевая в ультрабазитах. Описаны месторождения; охарактеризованы исследовательские программы, по которым осуществляются работы и результаты этих работ; рассмотрены основные направления будущих исследований и их возможные перспективы.

Ил. 5. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.3. (676.1)

Минерализация зоны Карагве-Анколин (Уганда). Бугров В. А., Ефимов А. Ф., Лаверман Д., Мбойджана С. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 154—161.

Описываются геолого-тектоническая позиция района, литологические и структурные особенности, а также металлогения. Выделяются два типа гранитоидов — син- и посттектонические, отличающиеся по величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Основные минерально-сырьевые богатства Уганды заключены в пегматитах, несущих редкие земли, бериллий, тантал, ниобий, олово, литий. Охарактеризованы программы проводящихся работ и возможности освоения месторождений.

Ил. 2. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.3. (675.97)

Минерализация зоны Карагве-Анколин (Бурунди). Радулеску И. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 162—167.

В пределах Бурунди выделяются две группы докембрийских месторождений. Первая приурочена собственно к минерагенической эпохе Карагве-Анколин, вторая связана с последующими тектоно-магматическими процессами. Первая группа объединяет пре-, син- и посттектонические месторождения (железистые кварциты, сульфидно-медно-никелевая минерализация, золотоносные кварциты, различные пегматиты, а также проявления олова, вольфрама, тантала и ниобия). Ко второй группе относятся апатитоносные карбонатиты, проявления полиметаллической минерализации в сульфидах и цериево-иттриевой в габбро-пегматитах.

Библиогр. 8 назв.

УДК 528.921 : 553.078

Принципы составления металлогенических карт докембрия. Сатран В., Сук М. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 167—174.

Базируясь на данных по Богемскому массиву, выделены три основных компонента нагрузки металлогенических карт: геолого-тектоническая основа, фактический материал относительно полезных ископаемых и интерпретационная часть.

Табл. 2. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.71/72 : 550.812.01

Дистанционные методы поисков минеральных месторождений докембрия. Картер У. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 175—186.

Приводится общая характеристика системы Ландсат, рассматриваются методические вопросы и конкретные достижения, которые были получены при использовании космических снимков для поисков докембрийских месторождений. Подчеркивается значение выявления с помощью космических снимков древних ослабленных зон фундамента, к которым приурочены многие месторождения.

Библиогр. 76 назв.

УДК 550.814 : 553 (480)

Применение космических снимков для поисков минеральных месторождений на территории Балтийского щита. Миккола А. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 187—196.

Рассматривается опыт применения снимков системы Ландсат для изучения металлогении докембрия Финляндии. Особо эффективно использование их в регионах со сплошным покровом ледниковых отложений, так как на снимках под покровом рыхлых отложений уверенно дешифрируется структура докембрийских образований, особенно линейные зоны. Рудные месторождения в основном тяготеют к линейаментам северо-западного простирания.

Ил. 4. Библиогр. 22 назв.

УДК 550.4 (883)

Геохимические методы поисков в докембрии Суринама (Гвианский щит). Дальберг Е. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 196—205.

Приведена геолого-тектоническая и общая металлогеническая характеристика Суринама. Описана методика геохимического опробования в условиях тропической зоны. В результате выполненных работ была установлена положительная корреляция проявлений борнитовой минерализации с положением сиенитовых массивов и магнитных аномалий.

Табл. 1.

УДК 550.4 : 553

Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений в докембрии. Григорян С. В. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 8. М.: Наука, 1982, с. 206—209.

Анализируются особенности методики геохимических поисков месторождений, приуроченных к докембрийским образованиям. Выделено несколько типов геохимических ареалов, анализ пространственных соотношений которых необходим для выявления рудных месторождений.

Ил. 2. Библиогр. 3 назв.

**ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ**

Минеральные месторождения докембрия
Вып. 8

*Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *А.Л. Кулаковский*
Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Н.М. Бурова,*
Г.И. Астахова

Корректор *Л.А. Агеева*

ИБ № 24506

Подписано к печати 22.10.82. Т — 14086
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура литературная (Фотонабор)
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,9. Усл.кр.-отт. 18,9
Уч.-изд.л. 22,7. Тираж 800 экз. Тип.зак. 1627
Цена 3 р. 90 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

35-90

3930



UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY