



ДОКЕМБРИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXVI сессия

Доклады советских геологов

ДОКЕМБРИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «Наука»
Москва 1980



3190

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

XXVI session

Reports of soviet geologists

PRECAMBRIAN

Редакционная коллегия

А. В. Сидоренко (ответственный редактор),

Т. В. Билибина, Б. М. Келлер, К. О. Кратц, О. М. Розен,

Н. П. Семенов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы докембрия всегда занимали важное место в работе Международных геологических конгрессов. Совершенствование теории, исследование новых регионов и внедрение новых аналитических методов служили основой развития знаний о геологических событиях докембрия. Достигнутый сейчас прогресс позволяет приблизиться к созданию целостных историко-геологических моделей, впервые обоснованных во всех главных аспектах: вещественном, отражающем палеогеологию осадочных и магматических пород, параметрическом, характеризующем физико-химические условия (параметры) осадконакопления, магматизма и метаморфизма, и тектоническом, охватывающем процессы деформации и процессы формирования земной коры как целого. Наиболее важные результаты, достигнутые в этих направлениях советскими геологами в последние годы, нашли, в основном, свое отражение в данном сборнике.

В первой части (11 статей) сгруппированы работы, посвященные различным сторонам процесса формирования вещественного состава земной коры. Статьи характеризуют роль осадконакопления и биологического фактора, проблему ранних стадий образования сиалической оболочки и возникновения «серых гнейсов», закономерности строения офиолитовых комплексов и положение докембрийских геотерм, выведенных на основе термобарометрических расчетов.

Вторая часть (3 статьи) посвящена процессам рудообразования в докембрийском основании европейской и азиатской частей СССР, третья (7 статей) — палеогеодинамике, положению и эволюции офиолитов, палеотектоническим реконструкциям и глубинным деформациям докембрийских комплексов. Четвертая, заключительная часть (9 статей) характеризует биостратиграфические методы определения границ и расчленения позднего докембрия (рифей), наиболее полно разработанные на эталонных разрезах СССР; отражает результаты радиологического датирования наиболее древних образований докембрия в СССР и содержит развернутую характеристику признаков и особенностей живых организмов, известных к настоящему времени в докембрии Евразии.

Докембрий является не только наиболее длительным отрезком в истории Земли, но и наиболее важным для понимания ее эволюции. В это время совершился переход от протопланетной к геологической стадии развития, появились первые осадочные и магматические горные породы, сформировался океан и атмосфера и, наконец, возникли живые биологические системы. Чрезвычайно высока рудоносность докембрийских комплексов. Все сказанное определяет то значение, которое придают сейчас изучению докембрия геологи всего мира. Это нашло естественное отражение в работе Международного союза геологических наук (МСГН), в частности — в ряде проектов Международной программы геологической корреляции (МПКГ). Большинство представленных здесь работ выполнено в рамках исследований по этим проектам.

INTRODUCTION

Problems of the Precambrian always played an important role in the work of International geological congress. The theory improvement, investigations of new regions and introduction of new analytical methods served as a basement for development of knowledge on geological events in the Precambrian. The progress that has been achieved lately allows us to come closer to the construction of integral historic geological models, for the first time based on main aspects: the first — substantial aspect reflects paleogeology of the sedimentary and magmatic rocks, the second — parametric aspect characterizes the physico-chemical conditions (parameters) sedimentation, magmatism and metamorphism, the third — tectonic aspect includes the processes of rock deformation and the Earth's crust formation as a whole. The most important results that have been achieved recently in the Soviet Union are reflected in this volume.

The first part (11 articles) contains papers dedicated to different aspects on formation of the substantial Earth's crust composition. The papers characterizes significance of sedimentation and biological factor, the problem of early stages of the sialic cover formation and generation of «grey gneisses», the regularities of the ophiolitic complexes composition and the position of the Precambrian geotherm being established by thermobarometric calculations.

The second part (3 articles) is dedicated to ore formation process in the Precambrian fundament of European and Asian parts of the USSR. The third part (7 articles) elucidates the paleogeodynamics, structure and evolution of the ophiolites, paleotectonic reconstruction and deep deformations of the Precambrian complexes. The last fourth part (9 articles) characterizes the biostratigraphic methods of defining boarders and subdivisin of the Late Precambrian (Riphean) carried out more detailed on the model section of the USSR. This part reflects the results of radiological dating of the most ancient Precambrian rocks of the USSR and contains detailed characteristics of signs and peculiarities of biological systems which are known in the Precambrian of Eurasia to the present time.

The Precambrian is not only the most prolonged period of the Earth's history but is the most important period for understanding of the Earth's evolution. At that time transition from protoplanetary to geologic stage has taken place, primary sediments and magmatic rocks have appeared, the ocean and atmosphere have been formed and at last organic, biologic systems have appeared. The Precambrian complexes contain great ore deposits. All written above emphasises that geologists all over the world now pay much attention to the stady of the Precambrian. This has been reflected in the work of International Union of Geological Sciences (IUGS) and in particular — in a number of Projects within the International Geological Correlation Programme (IGCP). The majority of papers presented here were carried out within the framework of the IGCP Projects.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ, ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЖИМОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА В ДОКЕМБРИИ

А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, Св. А. Сидоренко

О БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ПРОЦЕССА СОЗИДАНИЯ И РАЗВИТИЯ СИАЛЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хотя отдельные наблюдения и высказывания о влиянии живого и органического вещества (ОВ) на геологические процессы, особенно протекающие в поверхностной зоне земной коры, высказывались давно, только В. И. Вернадский обобщил, развил и поднял эти идеи до мировоззренческого и даже философского уровня. Сегодня эти представления справедливо властвуют умами подавляющего большинства исследователей, являясь общим достижением геологической и естествоиспытательской мысли.

Однако новейшие успехи в познании докембрия [Сидоренко А. В., 1975] позволяют сделать дальнейший принципиальный шаг в понимании роли и значения живого и ОВ в геологических процессах и вообще соотносимости и взаимосвязанности геологического и биологического начал в процессе формирования сиала¹ земной коры.

Некоторое время назад, отправляясь от твердо установленного нами факта преобладающей роли в сложении докембрийских щитов первично-седиментогенных пород и широкой распространенности в них биогенного ОВ, мы высказали мысль о том, что установление столь тесного и так далеко уходящего в глубь геологической истории парагенезиса косной и живой материи может привести к рождению нового — биогеологического направления в понимании геологических процессов и способно «...оформиться в новую ветвь геологии — в биогеологию — науку, изучающую роль организмов в формировании земной коры» [Сидоренко, Сидоренко, 1971, с. 20]. Действительно, анализируя развитие во времени представлений о природе и происхождении докембрийских пород, нельзя не заметить, что наиболее постоянной и принципиальной тенденцией на этом пути было обнаружение первично-осадочных образований и проявлений жизни во все более и более глубоких и древних «слоях» геологической истории нашей планеты [Теняков, 1975]. В настоящее время, судя по находкам микроорганизмов в осадочных породах серии Онвервахт системы Свазиленд в Юго-Восточной Африке, нижний рубеж жизни опустился до абсолютного возраста 3,4 млрд. лет и вплотную приблизился к возрасту древнейших осадочных пород — метакварцитов района

¹ Под сиалом мы, вслед за многими исследователями [Синицын, 1972], понимаем верхнюю часть земной коры, слагаемую в основном осадочными и метаморфическими породами.

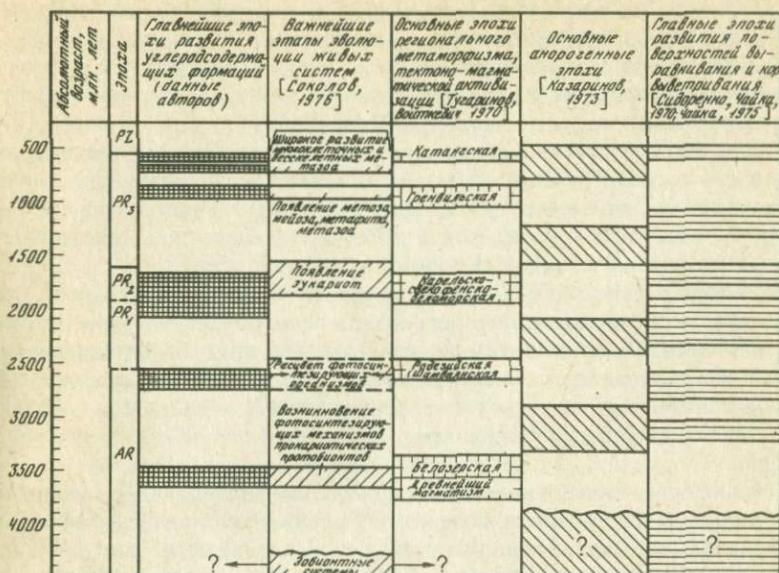
Ишуа, Западная Гренландия (3760 млн. лет) и вообще древнейших горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов.

Осмысливание этого чрезвычайно важного факта, а также учет хорошо известной высокой оборачиваемости воды и основных газов атмосферы через живое вещество [Виноградов, 1959; Добродеев, 1974] позволили нам некоторое время назад сделать заключение, что «четверная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создавалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет, имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты» [Сидоренко Св. А., 1975, с. 77]. В самое последнее время этот вывод получил и весьма серьезное подтверждение на изотопном уровне [Schidlowski et al., 1975; Сидоренко, Борщевский, 1976]: было установлено устойчивое постоянство среднего изотопного состава $S_{\text{кабр}}(^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 0,0\%)$ и $S_{\text{орг}}(^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 27,0\%)$ на всем протяжении геологического времени. Это с несомненностью свидетельствует, во-первых, о том, что биогеологический цикл С существует уже со времени раннего докембрия, т. е. 3,5 млрд. лет; во-вторых, о достаточно близком к современному стационарно-равновесном в изотопном и геохимическом отношениях состоянии докембрийской системы атмосфера—гидросфера—стратисфера—биосфера; в-третьих, о действительности самого экзогенно-метаморфогенного инверсионного механизма миграции вещества в наружных оболочках Земли.

Мы убеждены, что в полной мере научное и философское значение этого факта геологами и естествоиспытателями до конца еще не осознано, но уже сейчас очевидно, что это может самым существенным образом повлиять на наше геологическое мышление и мировоззрение, на дальнейшее развитие теории происхождения жизни на Земле, на понимание закономерностей формирования и эволюции земной коры и образования месторождений полезных ископаемых.

Дальнейшие исследования в этой области позволили вскрыть еще более глубокие связи в совместной эволюции живой материи на нашей планете.

Проведенный впервые анализ периодичности накопления высокоуглеродистых формаций в докембрийской седиментогенной истории [Сидоренко, Теняков, 1977; Теняков, Сидоренко, 1978] позволил выделить главнейшие глобально проявленные на всех континентах возрастные эпохи их формирования (таблица). Сопоставление этих эпох с основными биологическими этапами развития живых организмов, по В. С. Соколову [1976], позволило [Теняков, Сидоренко, 1978], прежде всего, констатировать, что в большинстве своем эти рубежные цифры точно совпадают друг с другом. Так, прежде всего, фиксируется полное совпадение возрастного уровня возникновения фотосинтезирующих механизмов у прокариотических организмов и первого в геологической истории Земли массового глобального накопления углеродсодержащих осадков — 3,7—3,5 млрд. лет. Четко отражаются в геологических эпохах накопления углеродсодержащих осадков и такие принципиальные этапы биологиче-



ского развития жизни на Земле, как появление эукариот — 1,9—1,6 млрд. лет, массовое развитие колониальности — 1,6—1,3 млрд. лет, возникновение митозоо, мейозоо, метафиты и метазоо — 1—0,9 млрд. лет, широкое развитие многоклеточных — 0,6—0,5 млрд. лет. Иначе говоря, оказывается, что все крупные эпохи повышенного накопления в осадках ОВ не просто отвечают, как полагали некоторые исследователи, возрастанию биомассы в эти эпохи и соответственно массы отмирающего живого вещества (хотя, возможно, такой процесс и имел место как своего рода кульминация, расцвет организмов какого-то определенного типа биологического устройства), но, главное, эти эпохи есть следствие принципиальных «биологических обновлений» живых организмов.

Коррелятивное сопоставление этих двух, как выяснилось, тесно связанных между собой явлений с геологическими условиями, в которых эта синхронность реализовывалась, позволило увидеть, что события эти, в свою очередь, в возрастном отношении непосредственно отвечают основным и широко известным глобальным эпохам регионального метаморфизма и тектоно-магматической активизации, соответственно снизу вверх — белозерской, родезийской (или шамваянской), карельско-свекофенско-беломорской, гренвильской и катангской. Эту закономерность в еще большей степени подчеркивает то, что выделяющиеся в докембрии по целому комплексу структурно-тектонических, литологических и геохимических признаков анорогенные эпохи четко занимают промежуточное положение между этими эпохами — этапами биологической эволюции и продуктивности накопления ОВ в осадках. Если же принять во внимание, что в структурно-тектоническом отношении места формирования этих формаций весьма точно отвечают так называемым переходным формам в развитии геосинклинальных и платформенных

структур — в первом случае это период их замыкания, во втором — период орогенной подвижности, то представляется также возможным синхронизировать их с приурочивающимися к этим же этапам эпохам формирования мощных кор выветривания и вообще активности континентального литогенеза [Сидоренко, Чайка, 1970].

Таким образом, устанавливается совершенно особая и исключительно четкая связь геологических условий жизнеобитания древнейшей жизни и этапов ее эволюционного развития и биопродуктивности (или продуктивности отмирания), т. е. иначе говоря, определенная синхронность в развитии косной и живой материи на нашей планете.

Некоторое время назад академик А. И. Опарин подчеркивал, что познать происхождение и сущность жизни невозможно в отрыве от условий (добавим от себя: в том числе геологических) ее возникновения. Теперь же становится очевидным, что и дальнейшая эволюция живых систем прямо связана с геологической историей и является, вероятно, тоже своеобразным отражением геологической формы движения материи.

Дальнейшее прослеживание этой связи позволило коснуться и еще одной стороны взаимопроникновения этих двух процессов. Суммирование и сравнительный анализ обнаруженных нами явлений дегазации осадочно-метаморфических толщ докембрия, и, в частности, установление углеводородного и углекислого их «дыхания», дали возможность увидеть в осадочно-метаморфическом цикле своего рода инверсионный механизм, через который в наружных оболочках Земли циклически обращаются и определенные массы важнейших ее газов. Проведенный далее более детальный анализ этого нового явления в геохимии газов земной коры [Сидоренко и др., 1978] показал, что в гигантском глобальном цикле процессов — ведущих процессов созидания и развития земной коры — циклически обращаются H_2O , O_2 , CO_2 , S, N_2 и многие другие элементы. Было доказано, что мы имеем дело с действительно своего рода газовым дыханием земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в геологических новообразованиях многие главнейшие компоненты этих систем (резервуаров), а в процессе метаморфизма возникших первично-осадочных образований создаются условия для их частичной реконсервации и вновь возвращения («эманирования») в поверхностную зону экзогенеза.

Исследование рециклических, регенерационных путей миграции в наружной силикатической оболочке Земли многих основных элементов не только атмосферы и гидросферы, но и биосферы, показало, насколько и прямо, и опосредованно жизнь и продукты ее деятельности, отмирания и преобразования почти буквально пронизывают вещество наружной силикатической оболочки земной коры, принимают участие в основных процессах трансформации алюмосиликатного вещества наружной твердой оболочки Земли. Стало очевидным, что геологическое развитие земной коры и развитие жизни — не просто сопряженные и взаимовлияющие процессы; возникло убеждение, что это — единый процесс, и, вероятнее всего, только в таком единстве этот «биогеологический» процесс и может существовать как таковой.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Все наружные оболочки земной коры находятся в тесной генетической, исторической и эволюционной связи друг с другом.
2. Живое и ОВ является не просто особым и мощным фактором формирования литосферы, а естественным и, безусловно, закономерным, неперенным (обязательным) фактором вообще геологического процесса на Земле, геологического процесса как такового.

3. Развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли, и сама жизнь, вероятнее всего, — тоже необходимая, обязательная форма реализации эволюции земного вещества на такой планете «земного типа», каковой является наша планета.

Подводя общий итог рассмотрению степени и глубины взаимовлияния, взаимопроникновения и определенной синхронности в эволюции живого и неживого вещества в верхней части земной коры, следует подчеркнуть, что значение изложенных новых фактов и выявленных закономерностей переросло сугубо количественную сторону накопления данных по этой проблеме, и сама идея обрела совершенно новое качественное состояние. Нам представляется, что в настоящее время нельзя более говорить о геологическом и биологическом процессах на Земле вне их взаимосвязи и взаимообусловленности, а можно и следует мыслить только категорией единого биогеологического явления, которое и ответственно за созидание и развитие наружного сиалического покрова нашей планеты.

ABSTRACT

Analyzing historical development of notions on nature and origin of Precambrian rocks one cannot help noticing that the most permanent and principle tendency was the discovery of primary sedimentary rocks and manifestation of life in deeper and more ancient epochs of the geological history of our planet. At present judging from findings of microorganism in the sedimentary rocks of the Onverwacht Series of the Swaziland in South East Africa the lowest level of life dropped up to an absolute age of 3,4 billion years and came close to the age of the oldest sedimentary rocks — so far known, metaquartzites of the Isua region, West Greenland, 3760 million years — and to the age of the most ancient rocks of the Earth crust — all kinds of gneisses and granites. Realization of this very important fact as well as the account for a well-known turn-over of water and the principal gases of the atmosphere through an living matter [Виноградов, 1959; Добродеев, 1974], allowed us some time ago [Сидоренко Св., 1975] to make a conclusion on "the fourfold system the earth outcropping to the day surfuse, hydrosphere, atmosphere, living and organic matter" to originate and function as an interrelated system at least as early as 3,5 billion years and was constant in mass and composition during the whole geological history of our planet so far observable isotopic data [Schidlowski et al., 1975; Сидоренко, Борщевский, 1978].

Analysis of periodicity of significantly accumulated biogenic matter in primary sedimentary Precambrian rocks and correlation of revealed epochs with chief biologic development stages of living organisms (from data of B. S. Sokolov [Соколов, 1976] made it possible first [Сидоренко, Теняков, 1978] to state that the majority of them are identical. The correlation of these two closely associated phenomena with geological environment has demonstrated that in age respect they directly correspond to the main global epochs of regional metamorphism and tectono-magmatic activation.

Further study of the relationship between geological and biological "events" allowed us to consider one more side of this interconnection. Generalization comparative analysis of the degazation revealed in Precambrian sedimentary metamorphic successions and discovery of hydrocarbon and carbonic dioxide "breathing" in particular, gave us an opportunity to see sedimentary metamorphic cycle as a kind of an inversion mechanism which cyclically digest definite amount of water and its main gases (O_2 , CO_2 , SO_2 , N_2 , and others) in the Earth crust shell [Сидоренко и др., 1978].

All these data showed how life itself and its products, whether it produce the modifying and converting which directly and indirectly influence and penetrated through out the outer sialic part of the Earth crust, how they take part in main processes of transformation of aluminosilicate in the upper part of the Earth. It has become evident that geological development of the Earth crust and life itself are not simply interrelated processes on this basis a notion was born that they constitute a single process and it is most likely that it is this biogeological process which can exist in the unity as such [Сидоренко и др., 1978].

In this connection we believe that at present it is impossible to speak about geological and biological processes as separate phenomena out their closest interrelationship but we can and we must think only in the category of a single biogeological phenomenon and it is this phenomenon that is responsible for the origin and development of the sialic mantle of our Planet.

Л и т е р а т у р а

- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
- Добродеев О. П. Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 1, с. 15—25.
- Казаринов В. П. Циклы докембрия. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 4—15.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. — Сов. геол., 1975, № 2, с. 3—16.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли. — В кн.: VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 6—8.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. — Сов. геол., 1971, № 5, с. 3—20.

- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 105—108.
- Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.
- Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 14—18.
- Сидоренко Св. А., Теняков В. А. Органическое вещество в докембрии и этапы эволюции живых систем. — В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии: Тез. докл. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 4—5.
- Синицын В. М. Спаль. М.; Л.: Недра, 1972. 168 с.
- Соколов Б. С. Органический мир на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
- Теняков В. А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 47—57.
- Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Новые актуальные аспекты исследования системы «выветривание-осадконакопление-метаморфизм». — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1978, с. 21—39.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра. 432 с.
- Чайка В. М. Докембрийские коры выветривания и тектоника. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 34—51.
- Schidlowski M. Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the ferrestrial oxygen budget. — Precambrian Res., 1975, vol. 2, p. 1—69.

В. З. Негруца

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Использование методик осадочной геологии при изучении метаморфических комплексов [Сидоренко, 1969; Проблемы . . ., 1975] открыло принципиально новые возможности в решении фундаментальных проблем наук о Земле и ее внешних оболочках. Впервые определялись пути реконструкции условий экзогенеза на ранних этапах развития Земли, а вместе с этим стал накапливаться фактический материал о фациальных и палеогеографических обстановках, типах палеотектонических структур и геохимических ландшафтах начальных стадий становления земной коры. Стало возможным отыскать признаки состава древней гидросферы и атмосферы, проникнуть в тайну раннедокембрийского климата, вывести термодинамические и геохимические константы экзогенеза раннего докембрия из прямых наблюдений в процессе полевых исследований геологических объектов и лабораторного анализа каменного материала. Этим обеспечивается фактическая основа решения важнейшей научной

проблемы — воссоздания условий зарождения живой материи и ее эволюционного развития.

Реконструкция условий образования дометаморфического субстрата позволяет подойти к изучению метаморфизма с позиций его связи и зависимости от ландшафтно-палеогеографических и структурно-тектонических обстановок и исходного вещественного состава метаморфизованных образований. Это дает возможность глубже понять сущность метаморфизма, его генетические аспекты и проблему энергии эндогенеза.

Использование методик осадочной геологии при изучении метаморфических комплексов дает наиболее полный эффект в совокупности со структурно-метаморфическими и петрологическими методами исследования. Без соблюдения этого требования литологические приемы, особенно в применении к ультраметаморфитам, так же как и использование структурно-метаморфических методик без учета литологии, могут привести к ошибкам принципиального характера.

Совокупность методик осадочной геологии, палеовулканологии, петрологии и структурно-метаморфических исследований, обеспечивающая максимально полную реконструкцию условий образования геологического объекта на всех стадиях его становления, составляет литогенетический метод изучения докембрийских комплексов.

Сущность метода заключается в том, что каждая породная единица и их естественные сочетания изучаются с генетических позиций — т. е. как, где и при каких параметрах окружающей среды данная порода возникла, что происходило с этой породой (ассоциацией пород) после ее возникновения, какова последовательность ее преобразований, каковы характер, интенсивность, тип связи и взаимообусловленность этих преобразований между собой и первичными исходными характеристиками состава и условий зарождения породы. Ответ на все эти вопросы ищется непосредственно на обнажениях при полевых наблюдениях. Лабораторная обработка собранного материала уточняет, конкретизирует и углубляет полевые наблюдения. При таком подходе вместе с петрографическими (литологическими) типами пород непосредственно в поле шаг за шагом картируются генотипы, формы и условия их проявления на площади и во времени, т. е. фиксируется дифференцированность латерального развития территорий, периодичность и эволюционность геологических процессов во времени. Это дает возможность в процессе сбора фактических данных постоянно корректировать направление работ и обеспечивать сбор оптимального каменного материала для лабораторных исследований.

Наблюдения, в зависимости от характера конкретной тектонической структуры, ведутся на основе структурного картирования площади с последующим составлением серий поперечных разрезов или детальным картированием полос, перпендикулярных к простиранию общей структуры, составлением вдоль этих полос разрезов и последующей увязки отдельных профилей между собой путем прослеживания по простиранию зон контактов и маркирующих литологических горизонтов [Безденежных и др., 1966]. Полученные разрезы обрабатываются в виде нормальных вертикальных колонок последовательности пород в их истинных мощностях. Необходимо доказать, является ли полученная последовательность

стратиграфической (т. е. временной), или она имеет тектоническое происхождение. Ответ на этот вопрос дают наблюдения над характером контактов, текстурами, структурами, над их изменениями по вертикали и горизонтали, геометрической формы тел и соотношениями пород между собой, над направленностью смены ассоциаций пород и их взаимосвязями с тектоническими структурами. По совокупности этих признаков одновременно определяется генетический тип породы. Для первично-осадочных пород выясняется (прежде всего на основании типов текстур и структур), каким был гидродинамический режим осадконакопления (стоячие воды с пульсационным или постоянным характером поступления осадочного материала, чередование условий волнения или движения воды и гидродинамически спокойного бассейна, потоки, обвалы, оползни и т. п.), в какой части фациального профиля палеобассейна (или потока) образовалась данная порода (суша, периодически пересыхающий бассейн, зона действия поверхностного волнения, сравнительно глубоководная область с временными подводными выносами или без них и т. д.), какова была сравнительная интенсивность транспортировки осадочного материала к месту его осаждения, участвовали ли в осадконакоплении (в какой форме, интенсивность) продукты вулканических извержений, подводных гидротерм и эксгаляций, какова была роль эолового фактора транспортировки материала и т. д. На основании изучения текстур, структур и форм тел, определяется принадлежность первично-вулканогенных пород к лавовой экструзивной или интрузивной фации, относительное место нахождения от центра излияния устанавливается путем изучения строения и мощности лавовых потоков, конфигурации и внутреннего строения неков, штоков и т. п., первоначального наклона поверхности лавового потока к горизонтальной поверхности (для этого сравнивается угол наклона градиционной полосчатости в крупных миндалинах и газовых пустотах с наклоном поверхности лавовых потоков). Для первично-интрузивных пород на основании изучения характера первичного (дометаморфического) контакта, реликтов текстур (линейности, полосчатости, трахитоидности и т. д.), структур, конфигурации тел и их взаимоотношения с вмещающими породами определяется морфогенетическая принадлежность интрузивного тела.

На основании данных о генетической принадлежности пород, их сочетаний и последовательности формирования производится естественное расчленение разрезов на вертикальные генетические ряды, характеризующие этапы развития территорий — пенеблеизацию, погружение и трансгрессию, воздымание и регрессию. Стратиграфические подразделения, таким образом, выделяются как литологически неоднородные непрерывные фациальные ряды пород, фиксирующие циклы и ритмы развития бассейнов седиментации (областей вулканизма) и разделяющих их областей суши [Негруца, 1971]. Корреляция разрезов проводится с учетом закона пространственного соотношения фаций, согласно которому наблюдаемая в разрезе последовательность изменения генетических типов отложений, отражает направленность изменения фациальных обстановок по латерали: 1) для трансгрессивных рядов — от континентальных и прибрежно-мелководных к глубоководнобассейновым (или от отложений

динамически активных сред к отложениям спокойных условий осадконакопления), 2) для регрессивных рядов — от сравнительно глубоководных (обстановки спокойного осадконакопления) к мелководно-прибрежным (отложения зон интенсивного волнения и действия потоков, оползней, обвалов и пр.) и континентальным фациям.

Необходимой основой такой корреляции являются данные о направлениях миграции береговых линий палеобассейнов во времени и транспортировки обломочного (или вулканогенного) материала в процессе осадконакопления (излияний и извержений лав), т. е. знание общей палеогеографической (палеовулканической) обстановки и местоположения в этой обстановке (относительно берега или палеовулкана) сопоставляемых разрезов. Для этого изучение показательных признаков динамики среды отложения (наклон косой слоистости, плоско-удлиненных галек, столбов строматолитовых пластов и т. д., ориентировка валиков знаков ряби и их асимметрий, а также удлиненных галек, борозд размыва, текстур типа иероглифов, осей складок подводного оползания, языков течения лавовых потоков, шаров и подушек в лавах, миндалин и вариолитов, обломков в лавобрекчиях и т. п.) проводится с использованием статистических методов обработки и составлением схем и карт палеодинамики бассейнов осадконакоплений. Выделяемые таким образом стратиграфические единицы представляют собой осадочные, осадочно-вулканогенные или вулканогенные линзы пород, центральная часть которых сложена отложениями осевой зоны бассейна (вулканической области), а ее основание, кровля и краевые части — осадками прибрежных зон и континентальными.

Минералого-геохимические характеристики пород, их диагенетические, эпигенетические, метаморфические, гидротермально-метасоматические, контактовые и прочие постседиментогенные преобразования, равно как характер тектонических дислокаций и рудная специализация пород анализируются в свете данных о генетических типах исходного субстрата метаморфических пород, их вертикальных и латеральных фациальных рядов и этапах развития осадконакопления и вулканизма. Такой путь исследований различно метаморфизованных раннедокембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы и метаморфических ядер Средиземноморского складчатого пояса приводит к методологическим выводам, подтверждающим основополагающие теоретические разработки академика А. В. Сидоренко и его школы [Сидоренко, 1963, 1969, 1976; Литология..., 1977; Терригенные..., 1977; Проблемы..., 1975; Докембрийские..., 1975].

1. Минералого-геохимический состав, текстурные и структурные признаки, металлогеническая специализация и промышленная продуктивность, а также структурно-тектонические и метаморфические (и связанные с ними процессы метасоматоза) характеристики метаморфических образований предопределяются исходным вещественным составом, генетической принадлежностью и ландшафтно-палеогеографической и палеотектонической обстановками их дометаморфического субстрата.

2. В докембрии, начиная с архея (по меньшей мере с рубежа 3500 млн. лет назад), осадконакопление и вулканизм происходили в фациальных, ландшафтно-палеогеографических и структурно-тектони-

ческих обстановках, сопоставимых по определяющим признакам с литогенетическими средами фанерозоя.

3. Научно обоснованная оценка особенностей литогенеза на ранних этапах развития Земли, в том числе палеоклимата, палеогеохимии и палеотектонических обстановок, а также закономерностей поведения вещества (в том числе рудного) при метаморфизме, роли метаморфизма в формировании силала и в эндогенном рудогенезе и т. п., невозможно без знания первичных литогеохимических особенностей генетических типов и обстановок формирования исходного субстрата метаморфических комплексов.

ABSTRACT

The lithogenetic method constitutes the basis to study the geology and metallogenics of the Precambrian. It is essentially a determination of the genetic belonging and position on the facial and paleogeographical profile for every variety of rocks and their associations combined with observations of changes in facial-paleogeographical features laterally and along the vertical cross-section. The determinants involved are the genetic signs of sedimentary rocks (texture, structure, gradation, features of the vertical and side contacts, shape of the body, colour, composition and morphogenetic signs of accessory minerals, behaviour of chemical elements and important geochemical coefficients) and of the volcanogene rocks (texture and morphology of bodies, characteristics of their alteration and interrelation with the host rocks — sectionally and over the area, petrographical composition, type of lava bed surfaces, autometasomatic and autometamorphic transformations) together with the statistics about transport direction indications (inclination of crossbedding and pebbles, orientation of ripple marks, lava sheets texture directions, and the like) and rediposition of the sedimentary and volcanogene material as well as migration during depositional processes (olistostromes, dikes of non-tectonic origin, underwater slide folds, etc.), diagenesis (concretions, nodules) and metamorphism. Morphological types and the genetic properties of the lithology indicating the environmental conditions of deposition and volcanism in the Precambrian are similar to those in the Phanerozoic. These types have been preserved and can be diagnosed up to the granulite facies of metamorphosis.

For stratigraphic division and further correlation of the columns the periodicity of transgressions and regressions is determined together with the position of the cross-sections on the paleogeographical profile (the source area — lateral zones — the remotest zones of deposition), or within the paleovolcanic region with respect to the eruption centres.

The facial-paleogeographical data combined with the statistic analysis of the paleodynamic indications of deposition, diagenesis and epigenesis, supported with the structural and metamorphic investigation results are used to:

1) determine the time and sequence of the tectonic structures formation

and the directions of the horizontal tectonic movements,
II) study the interrelation of the endo- and exogenous processes,
III) classify the types of the Si—Al crust according to the nature of tectogenesis,
IV) determine the regularities of metamorphosis and metasomatism,
V) determine the regularities of the formation and migration of hydrotherms, and to solve other tectonic problems as well.

Analysis of the geochemical specialization of the established genetic varieties of rocks and of the relationship between the mineralization and the diagenetic, epigenetic and metamorphic lithological features supplies the necessary information regarding the metallogenic periods, the ratio of the endogenous and exogenous factors influencing the mineralization processes, local orebearing structures, routes and modes of ore migration, and other problems concerning the metallogenics and ore prognosis.

The results of the studies carried out with this approach for many years on the Precambrian formations of the Eastern part of the Baltic shield and in Algeria, examination of the Precambrian cross-sections in Ukraine, on Voronezh crystalline massif and in Finland together with the published information on Precambrian complexes in other regions support the theory of Prof. A. Sidorenko which holds that in the Precambrian the main exogenetic processes including the hypergenetic mineralization processes are generally controlled by the factors common in the Phanerozoic.

Л и т е р а т у р а

- Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Методика фациальных исследований протерозоя Карелии и Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 253—275.
- Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. 215 с.
- Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1977. 149 с.
- Негруца В. З. Значение комплексного фациально-палеогеографического метода для расчленения и корреляции разрезов различно метаморфизованных толщ докембрия. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 108—113.
- Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966. Вып. 2. 341 с.; 1971. Вып. 3. 332 с.; 1975. Вып. 4, кн. 1. 338 с.; 1975. Вып. 4, кн. 2. 341 с.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геол., 1963, № 4, с. 3—23.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1977. 155 с.

**«СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ» АРХЕЯ И МАГМАТИЗМ РАННИХ СТАДИЙ
СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Большим достижением геологических и изотопно-геохронологических исследований раннего докембрия в последние годы явилось обнаружение в различных регионах мира древнейшего (3,5—3,8 млрд. лет) комплекса тоналитовых и гранодиоритовых гранито-гнейсов, так называемых «серых гнейсов». Проблема «серых гнейсов», — вероятно, первых сиалических образований в истории Земли — тесно переплетается с проблемой образования первичной земной коры континентального типа, поскольку суммарный средний состав «серых гнейсов» и включенных в них основных пород близок среднему химическому составу континентальной земной коры (таблица), неоднократно подсчитанному различными авторами [Ронов, Ярошевский, 1976].

Значение этих пород определяется также синхронностью их образования с лунными породами и отношением их на этом основании к так называемому «лунному» этапу эволюции Земли. Вместе с более поздними архейскими гранитоидами «серые гнейсы» составляют около 90% обширных гнейсовых и гранитно-зеленокаменных поясов и прослеживаются, судя по географическим данным, на глубину 10—20 км, характеризуя вместе с гранулитовыми комплексами «диоритовый» или «чарнокит-гранулитовый» слой коры древних платформ.

По мере изучения «серых гнейсов», их геологических соотношений с архейскими осадочно-вулканогенными сериями, их петрохимических и геохимических особенностей возникло много вопросов, касающихся номенклатуры, идентификации и происхождения этих пород. Наиболее достоверно установлены и детально изучены древнейшие «серые гнейсы» в Западной Гренландии [McGregor, 1973; McGregor, Masson, 1977; Moorbath, 1978], на восточном побережье Лабрадора [Hurst et al., 1975], в штате Миннесота в США [Goldich, Wooden, 1978], в Южной Африке [Hunter, 1974].

Близкие по составу и геологическому положению комплексы, но с меньшими значениями радиометрического возраста известны в Центральной Карелии [Лобач-Жученко и др., 1974], на Кольском полуострове [Батиева, Бельков, 1971], в провинциях Суперитор и Слейв на Канадском щите [Барагар, Мак-Глинн, 1977] и в других районах. Возможными аналогами этого комплекса могут быть обоянская серия Воронежского массива, керетьская серия Беломорья, гранито-гнейсы Приднепровья, комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов Волго-Уральской области.

Во всех перечисленных регионах «серые гнейсы» выявлены среди более молодых гранито-гнейсовых образований, благодаря некоторым специфическим особенностям их петрографического и химического состава, а также геологического положения. Как правило, эти четко полосчатые, темно-серые до серых мелко- и среднекристаллические породы, иногда с заметной неравномернотекстурой и обычно гранобласто-

Средний суммарный химический состав «серых гнейсов» и включенных в них основных пород, %

Местонахождение, литературный источник	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	58,9	0,5	12,1	7,4	0,2	6,6	8,1	2,8	1,5	0,1
2	58,6	0,9	13,7	8,3	0,2	4,2	6,2	3,9	1,9	0,1
3	58,1	0,5	13,4	7,1	0,1	7,0	8,0	3,2	0,9	0,2
4	59,3	0,7	15,0	8,0	0,1	4,9	7,2	2,5	2,1	0,2

Примечание. 1 — Западная Гренландия, гнейсы Амйтсок и серия Акилия [Hurst et al., 1975; McGregor, Mason, 1977]; 2 — Восточный Лабрадор, гнейсы Юйвак [Hurst et al., 1975]; 3 — Южная Африка, Барбертонское нагорье, древнейший гнейсовый комплекс [Hunter, 1974]; 4 — средний химический состав континентальной коры [Ронов, Ярошевский, 1976].

вой структурой, сложены переменными количествами кварца (15—50%), кислого и среднего плагиоклазов, часто встречающихся вместе, (35—70), биотита (до 25), амфибола (до 20%) и постоянной примесью эпидота, сфена, апатита и ортита. В олигоклазовых гранитах («серых гнейсах») Кольского полуострова и гиперстеновых диорито-гнейсах Волго-Уральской области в небольших количествах (до 5%) присутствует гиперстен. Примечательной особенностью этих пород является исчезающе малое содержание калиевого полевого шпата, что резко выделяет их из более молодых, обычно плагиомикроклиновых гранито-гнейсов. По количественно-минералогической классификации, «серые гнейсы» отвечают кварцевым диоритам, гранодиоритам, тоналитам и трондьемитам. Выявлены и характерные петрохимические и геохимические особенности этих пород, отличающие их от фанерозойских и других докембрийских гранитоидов: повышенные содержания Al₂O₃, Na₂O, CaO, элементов группы Fe, Sr, пониженные — K₂O, U, Rb, Ba, низкие содержания радиогенного Pb [Moorbath, 1978]. Важнейшими чертами «серых гнейсов» являются крайне низкое первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = —0,700 — —0,701 [Moorbath, 1978] и низкое отношение ¹⁸O/¹⁶O. δ¹⁸O = +5,2—7,3‰ [Barker et al., 1976], характерные для всех раннеархейских магматических комплексов, что указывает на первично-эндогенный, мантийный их генезис.

В тех случаях, когда «серые гнейсы» широко распространены (например, Мурманский блок) и мало деформированы наложенными тектоно-метаморфическими процессами, они представляют собой крупные батолитоподобные тела с очень пологими складчатыми формами («платообразные участки верхней земной коры» [Батиева, Бельков, 1971]) и часто обнажены в зонах антиклинорных поднятий позднеархейских и раннепротерозойских складчатых систем. Однако чаще участки «серых гнейсов» размером от нескольких метров до нескольких километров выглядят как реликты или останцы среди розовых или красных плагио-микро-

клиновых мигматитов и гранито-гнейсов гнейсовых и гранитно-зеленокаменных областей.

Отличительной чертой комплексов древнейших «серых гнейсов», геологически отделяющей их от более молодых комплексов, является насыщенность «серых гнейсов» дайками основного состава (дайковые комплексы Амералик в Гренландии, Саглек в Лабрадоре, габбро-диоритов Карелии и др.). «Серым гнейсам» присуще большое количество включений, среди которых резко преобладают амфиболиты основного и ультраосновного состава, иногда анортозиты.

Весьма сложной представляется проблема первичного генезиса «серых гнейсов». Попытка отнести их к типичным гранитоидам глубинных формаций наталкивается на значительные трудности интерпретации как геологических, так петрографических и петрохимических их особенностей.

Нами было составлено большое количество петрохимических спектров комплексов «серых гнейсов» практически из всех известных регионов их распространения и на этой основе представлена сводная диаграмма их состава (рис. 1). Для сравнения со сводным петрохимическим спектром «серых гнейсов» показаны средние химические составы различных типов гранитоидов земной коры, в целом заметно отличающихся от состава «серых гнейсов». Если петрохимические спектры «серых гнейсов» из различных регионов обнаруживают сопряженность, близкий и выдержанный характер вариаций содержаний петрогенных окислов для всех разновидностей конкретных серий при некоторых региональных различиях, то типичные глубинные гранитоидные комплексы обладают большей петрохимической вариантностью отдельных типов пород и гораздо меньшей согласованностью их петрохимических спектров между собой.

Петрохимическая характеристика «серых гнейсов» наиболее близка, а во многих случаях полностью совпадает с петрохимическими особенностями вулканических серий, особенно толентовой и высокоглиноземистой серий островных дуг (рис. 2). Представление о «серых гнейсах» как о вулканических (скорее, вулкано-плутонических) образованиях находит достаточно обоснований и в их петрографической, и в геологической характеристиках. Однотипность разрезов на широких площадях, большая мощность разрезов, пологие формы залегания, четкая полосчатость и частая перемежаемость пород могут являться отражением слоистости вулканогенных разрезов. Изредка наблюдаемое переслаивание их с метаосадочными породами, сохранившиеся реликты порфировых структур, возможно обусловивших неравномернoзернистость и очковый характер некоторых гнейсов, подтверждают, на наш взгляд, вулканогенную природу комплексов «серых гнейсов».

Самостоятельным, но тесно связанным с проблемой происхождения «серых гнейсов» является вопрос об их соотношениях с сопряженными в пространстве осадочно-вулканогенными сериями зеленокаменных поясов. В строении последних часто принимают участие две толщи, разделенные перерывом, тектоническими и метаморфическими несогласиями. Нижняя сложена амфиболитами и зелеными сланцами основного или ультраосновного (коматитового) состава, железистыми кварцитами,

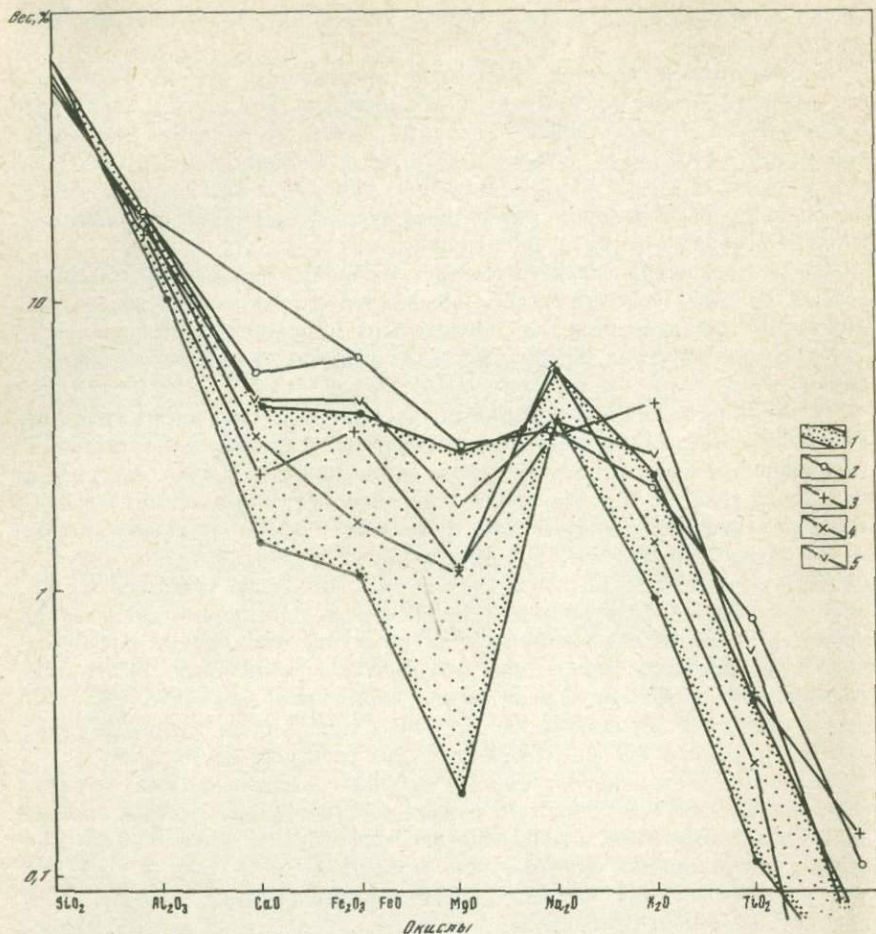
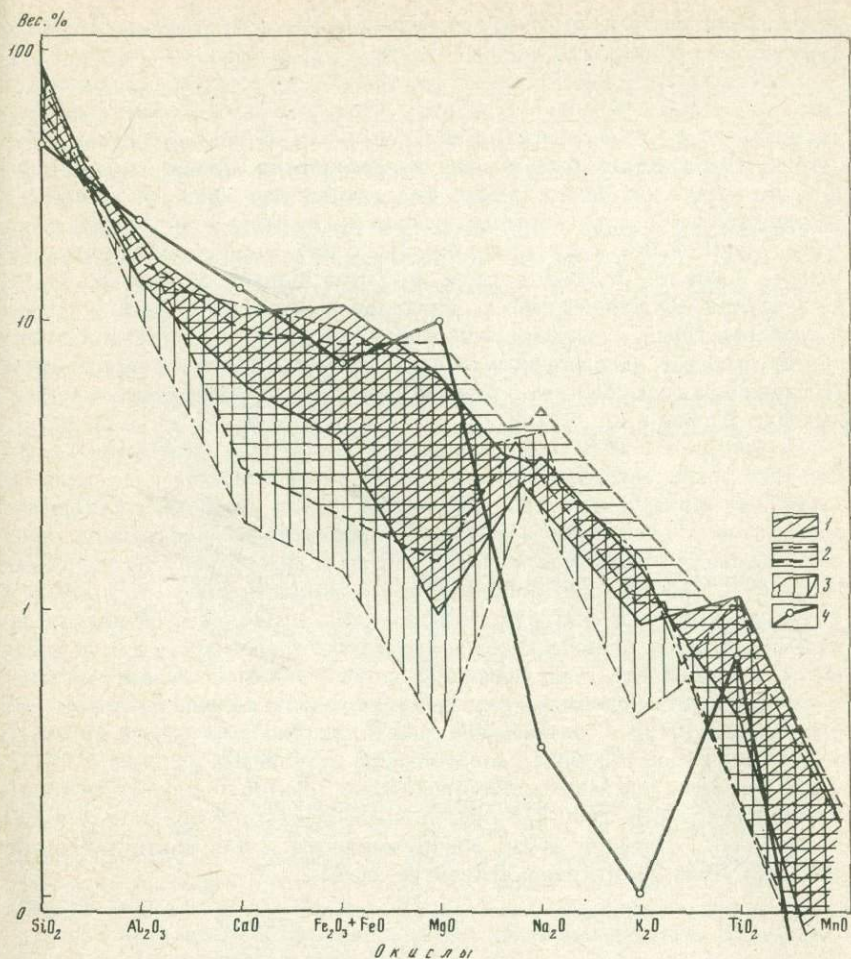


Рис. 1. Петрохимическая характеристика «серых гнейсов» в сравнении со средними типами гранитоидов, по Войткевичу и др., [1977]

1 — обобщенный петрохимический спектр «серых гнейсов» архея; 2 — щелочноземельные граниты; 3 — гранодиориты; 4 — трондьемиты; 5 — кварцевые диориты

изредка кислыми метавулканитами и метаосадками. Она входит вместе с «серыми гнейсами», которые постоянно содержат включения всех перечисленных пород, и особенно метабазальтов. [McGregor, Mason, 1977; Mason, 1978; и др.], в состав нижнего структурного этажа гранитно-зеленокаменных поясов. Сейчас трудно решить, являются ли включения в «серых гнейсах» результатом совместной деформации «серых гнейсов» и нижних толщ зеленокаменных серий или включения представляют реликты субстрата «серых гнейсов», или те и другие — полноправные члены единой вулканоплутонической серии. Однако можно думать, что и «серые гнейсы», и нижние толщ зеленокаменных разрезов отвечают одному этапу развития в раннем архее.



Р и с. 2. Петрохимические спектры вулканических серий островных дуг

Серии: 1 — высокоглиноземистая [Геологическое..., 1968], 2 — известково-щелочная [Кузьмин, Пополитов, 1978], 3 — андезитовая [Кузьмин, Пополитов, 1978], 4 — высокоглиноземистые базальты Луны [Богатиков, Дмитриев, 1976]

Верхний этаж зеленокаменных разрезов представлен метаосадочными (метаграувакки) породами или метаосадочно-вулканогенными толщами с типичными известково-щелочными непрерывными сериями базальтов, андезито-базальтов, андезитов и дацитов, содержащими иногда в основании конгломераты с галькой «серых гнейсов», основных и ультраосновных метавулканитов. С периодом развития этих комплексов связаны интенсивное гранитообразование, становление плутонов тоналит-гранодиоритового и более щелочного монцитонитового и сиенитового состава, образующих небольшие купола и валы, — процессы, которые затронули и нижний, и верхний этажи гранитно-зеленокаменных областей и определили столь характерный для них сложный облик внутренней структуры. По радио-

метрическим данным, структурное развитие верхнего этажа могло быть отделено от образования нижнего почти 1 млрд. лет.

Проведенный анализ состава и геологических соотношений комплекса древних «серых гнейсов» убеждает в том, что уже в самые ранние известные нам этапы развития Земли механизм магмообразования и его петрохимические типы были близки фанерозойским. Среди наиболее ранних магматических пород Земли выделяются два крупных комплекса, соответствующих двум главным этапам магматизма — от бимодальных толеит-дацитовых и высокоглиноземистых серий (нижние толщи зеленокаменных разрезов и «серые гнейсы»), относящихся к раннему этапу, до дифференцированных известково-щелочных сначала натровых, а затем и калиевых серий — поздний этап. Такая эволюция магматизма в общих чертах сходна с направленным развитием магматизма в фанерозойских геосинклинальных областях и отвечает основным этапам развития островных дуг [Пейве и др., 1976].

Принимая эту модель формирования континентальной земной коры в раннем архее, авторы отдают себе отчет в нерешенности ряда проблем, таких, как строение и состав фундамента «серых гнейсов», соотношение гранулитовых комплексов и ассоциаций гранитно-зеленокаменных областей, выяснение тождества «серых гнейсов» и эндербитов, связей «серых гнейсов» с габбро-норит-анортозитовыми комплексами и т. д. Вместе с тем представление о «серых гнейсах» как о вулканической высокоглиноземистой серии раннего архея показывает некоторые пути для решения последней проблемы, оно позволяет рассматривать и «серые гнейсы», и габбро-норит-анортозиты как продукты одной родоначальной магмы [Богатиков, 1976]. Геологические доказательства этих связей получены в последние годы и в зонах современного вулканизма [Ермаков, 1971], и при изучении архейских габбро-норит-анортозитов в едином 2-километровом разрезе скв. 2000 Туймазы в Волго-Уральской области, а также в Беломорье. Похожие связи обнаруживаются и для континентальных областей Луны [Богатиков, Дмитриев, 1976].

ABSTRACT

Problems of the most ancient tonalitic, quartz-dioritic and granodioritic gneisses (of "the grey gneisses") having 3,5—3,8 bil. y. of age are closely related with problems of the primary continental earth crust formation. Summary composition of "the grey gneisses" and mafic rocks included into them is alike very much to the continental earth crust average composition. The importance of them is also determined by their synchronic formation with lunar rocks and the assigning them on this basis to the so called "lunar" stage of the Earth evolution. The most important feature of "the grey gneisses" is very low primary ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and low isotopic oxygen ratio characteristic of all early archaean magmatic rocks which indicates their primary endogenic, mantle genesis.

On the basis of studying a large number of "grey gneisses" petrochemical spectra practically from regions of the world it is shown that the "grey

gneisses" petrochemical character surprisingly coincides with the island arc volcanic series petrochemical features, especially tholeiitic and high-aluminium series. Detailed petrographic and geological researches of "the grey gneisses" complexes confirm this conclusion.

The described analysis of the composition and geological relationship the most ancient "grey gneisses" and greenstone sequences convinces us that in the early stages of the Earth evolution the mechanism of a magma formation and its petrochemical types were similar to the Phanerozoic types. There are two complexes that can be singled out among the early magmatic rocks corresponding to two magmatic stages — from the bimodal tholeiitic-dacitic and high-aluminium series (the lower units of greenstone sequences and "the grey gneisses") belonging to the early stages up to the differentiated calcic-alkali series, at first sodium, then potassium ones (the latest stage). Such magmatic evolution corresponds on the whole to the oriented magmatic development in the Phanerozoic geosynclinal regions and the island arcs of the present-day oceans.

Л и т е р а т у р а

- Батиева И. Д., Бельков И. В. Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 78—91.
- Барагар В. Р. А., Мак-Глинн Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
- Богатиков О. А. Главные типы анортозитовых формаций. — В кн.: Очерки магматической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 31—48.
- Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Вопросы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 206—219.
- Ермаков В. А. Мегаклапиропорфировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 56—72.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
- Пейве А. В., Яшин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Barker F., Friedman I., Hunter D. R., Giesdn I. D. Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses and associated mafic rocks. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, p. 537—547.
- Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton. 1. The Archean. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 4, p. 259—294.
- Hurst R. W., Bridgwater D., Collerson K. D., Wetherill G. W. 3600 m. y. Rb-Sr ages in very early Archean gneisses from Saglek Bay, Labrador. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 3, p. 393—403.
- Mason D. R. Archean gneissic granitoids and their metamafic enclaves on Hwy. 17 near Ignace, Northwestern Ontario. — In: Proceeding of 1978 Archean Geochemistry Conference. Canada, 1978, p. 181—184.
- McGregor V. R. The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland. — Phil. Trans. Royal Soc. London. Ser. A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 343—358.

- McGregor V. R., Mason B. Petrogenesis and deochemistry of metabasaltic and meta-sedimentary enclaves in the Amitsoa gneisses West Greenland. — Amer. Miner., 1977, vol. 62, p. 887—904.
- Moorbath S. Age and isotope evidence for the evolution of continental crust. — Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A, 1978, vol. 288, p. 401—413.

Г. А. Кейльман, С. Г. Паняк

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ДРЕВНЕГО «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ

Одно из основных положений современных геотектонических концепций, определяющее геосинклинальный процесс как преобразование океанической коры в континентальную, придает особое значение проблеме возникновения «гранитного» слоя, наличие которого в первую очередь характеризует этот тип коры. Несмотря на то что геологические образования, представляющие «гранитный» слой, в значительной мере доступны непосредственному наблюдению, вопросы его возникновения и структурно-вещественной эволюции еще далеки от однозначных решений.

«Гранитный» слой в широком смысле этого понятия, как одна из оболочек литосферы, обладающая определенными физическими свойствами, включает в себя совершенно разнородные образования — от зеленых сланцев до интрузивных гранитов. Не задаваясь целью анализа всех элементов такой геофизической абстракции, рассмотрим лишь генотипическую ее часть, образованную горными породами анхигранитоидного состава.

В настоящее время можно уверенно констатировать, что в пределах щитов, крупнейших платформ и отчасти в подвижных поясах фанерозоя «гранитный» слой имеет древний, преимущественно раннедокембрийский возраст, причем возникновение этого слоя и наиболее ранние стадии его развития относятся к догеосинклинальному этапу эволюции земной коры.

Процесс формирования первичного «гранитного» слоя протекал в уникальных геотектонической и геотермальной обстановках, присущих самому раннему докембрию, к числу особенностей которого относятся:

1. Высокая температура в приповерхностных зонах планеты, обуславливающая глобальное развитие геотермально-статического метаморфизма, достигающего уровня гранулитовой фации.

2. Ведущая роль кондуктивной теплопередачи, определяющей медленную диссипацию глубинного тепла, исключительно низкий градиент метаморфизма по латерали при высоком его градиенте по вертикали в поверхностной зоне [Кейльман, 1977].

3. Нелинейный характер тектонических структур, слабое проявление тектонического контроля в распределении теплового потока.

4. Субаэральные условия выветривания и осадконакопления, определяющие набор осадочных пород, их относительно равномерное распределение на поверхности Земли [Сидоренко, 1976, 1979; Кирилюк, 1977].

Прямые геологические наблюдения в древнейших комплексах, данные, полученные при исследовании Луны и других планет, а также результаты математического моделирования геохимических процессов позволяют полагать, что первоначально земная кора имела анортозит-габбро-базальтовый состав. В геотермических условиях раннего архея ведущая роль в формировании внешней оболочки планеты, очевидно, принадлежала магматическим процессам. Согласно А. П. Виноградову [1975], на ранней стадии развития Земли в приповерхностной зоне гравитационной неустойчивости должен был возникнуть расплавленный слой, в котором происходило всплывание наиболее легких фаз, в первую очередь — анортита. Таким образом, путем преимущественно магматической дифференциации возник слой, обогащенный Al_2O_3 , который можно условно назвать «анортозитовым». Мощность этого слоя, по расчетам Д. Вуда [Wood et al., 1970] и авторов [Кейльман, Паняк, 1978], составляла 10—15 км.

По мере постепенного изменения термодинамических условий при возрастании в петрогенетических процессах роли метасоматоза, осуществляющегося с помощью флюидов, имевших изначально восстановительный характер и существенно водородный состав, в верхние горизонты коры стали интенсивно выноситься Si и в меньшей мере Na и K. В такой геохимической обстановке в условиях гранулитовой фации образуются энтербиты, а затем и чарнокиты.

Резкая смена термодинамического режима, по крайней мере во внешних оболочках Земли, изменение условий осадконакопления, стиля тектонических структур и характера метаморфизма фиксируются в геологических комплексах позднего архея. Среди причин, обусловивших качественные изменения геологической ситуации, ведущее значение, очевидно, имели понижение температуры атмосферы и появление на земной поверхности жидкой воды. При этом в первую очередь должен был резко измениться характер теплопередачи: главную роль в диссипации тепла приобретает конвективный теплоперенос, и охлаждение внешних зон планеты заметно ускоряется. Весьма существенно, что конвективная теплопередача в отличие от кондуктивной четко контролируется тектоническими структурами, что определяет локализацию метаморфических и особенно метасоматических процессов, обуславливает латеральный градиент интенсивных термодинамических параметров.

Возникновение водной среды на земной поверхности меняет и во много раз интенсифицирует процессы выветривания и осадконакопления. Возникновение мощных толщ осадочных пород влияет не только на геохимический режим, но, в силу их низкой теплопроводности, и на термальный режим внешней оболочки земной коры.

На этом этапе, в связи с возрастанием во флюидах роли H_2O , в условиях амфиболитовой фации начинают формироваться породы гранитного состава. По мере смены восстановительного режима окислительным в них увеличивается K/Na и по анхигранитоидному субстрату, подготовленному предыдущими процессами, окончательно формируется тот «гранитный» слой, который мы можем наблюдать в пределах кристаллических щитов.

В протерозойскую эру основные петрогенетические процессы концентрируются в протогеосинклинальных структурах, фокусирующих линейные зоны деструкции земной коры. Именно в таких узко локализованных подвижных поясах, благодаря фиксации конвективных тепловых потоков, сохраняются энергетические возможности для более или менее значительных вещественных преобразований. Характер этих преобразований уже в раннем протерозое существенно отличается от предыдущих, приближаясь к особенностям геологических процессов неогей. Максимальный уровень прогрессивного регионального метаморфизма в подвижных поясах обычно не превышает уровня зеленосланцевой фации. Более глубокие метаморфические преобразования на уровне амфиболитовой фации увязываются с локально проявляющимися процессами фемического и сиалического плутонометаморфизма [Кейльман, 1974, 1977]. На определенных глубинных уровнях эндогенной энергии оказывается достаточно для того, чтобы привести в движение механизм диапирондного перемещения сиалических блоков древней коры на более высокие горизонты, в результате чего и формируются гнейсово-мigmatитовые купола.

В подвижных поясах фанерозоя, в ядрах крупнейших положительных структур также удается наблюдать выходы «гранитного» слоя в виде структурно локализованных гнейсово-мigmatитовых комплексов. Геологические, геофизические и радиогеохронологические данные свидетельствуют о том, что эти комплексы представляют собой неоднократно мобилизованные и перемещенные на верхние структурные уровни массы сиалического фундамента, претерпевшие регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и реоморфическую гранитизацию. Диапирондное перемещение отторженцев древнего «гранитного» слоя сопровождается прогрессивным метаморфизмом и гранитизацией прилегающих к ним молодых геосинклинальных образований в зоне, обычно не превышающей 1—2 км по ширине. Таким образом, в ходе сиалического плутонометаморфизма, при некотором участии экзогенных седиментационных процессов [Розен, 1979] происходит наращивание «гранитного» слоя по латерали и разрастание его вверх.

Следует заметить, что вообще в ортогеосинклиналях, там где древний «гранитный» слой отсутствует, не наблюдается ни кислый магматизм, ни соответствующий вулканизм (исключая незначительные по объему продукты дифференциации основного расплава). И там, где не осуществляется аккумулятивная теплопередача, сопровождающая восходящие перемещения отторженцев кристаллического фундамента в подвижных поясах, не проявляется и метаморфизм высоких фаций [Кейльман, 1977]. Поэтому, если даже осадочная или вулканическая дифференциация в том или ином случае и может привести к накоплению гранитофильных компонентов, превратиться в гранито-гнейсы эти породы нигде, кроме упомянутых зон, в едином геосинклинальном цикле не могут.

Из изложенного следует, что формирование первичного «гранитного» слоя — длительный многостадийный процесс, свойственный только геологическим условиям протогея. В геосинклинальных областях неогей происходила лишь ремобилизация вещества этого слоя и некоторое разрастание его в верхнее полупространство.

ABSTRACT

The appearance of "granitic layer" which can be observed nowadays in crystalline shields, ancient platforms and partly in mobile belts refers to pregeosyncline stage of the Earth's crust evolution. The process of forming the primary "granitic" layer was going on under unique geotectonic and geothermal conditions of Early Precambrian, characterized by high temperature of the Earth's outer zones with the leading role of conductive thermal transmission, by low lateral temperature gradient, by unlinear nature of tectonic structures and their weak influence of weathering and sedimentation.

Under geothermal conditions of Early Archean (Catarchean), when the leading role in petrogenesis belonged to magmatic differentiation, the "procrust" of anorthosite-gabbro-basaltic composition has been formed, somewhat enriched by Al_2O_3 in the upper part. With gradual changes of thermodynamic conditions the role of fluids and metamorphogenic-metasomatic processes has respectively increased. During this stage fluids had a restored nature and essentially hydrogen composition, which gave rise to carrying away Si into upper levels, as well as to a less degree, Na and K, bringing about the forming of charnokitoids.

A sharp change of thermodynamic conditions in the Earth outer shells is marked by the change of the composition and precipitations, the style of tectonic structures and the nature of metamorphism in geological complexes of Late Archean.

Among the reasons causing qualitative changes of geological setting, the leading role belonged to temperature lowering of the atmosphere up to the boiling point and to the appearance of fluid water on the Earth's surface. In connection with the increase of the role of H_2O in fluids and the replacing of restoring conditions by oxidizing ones, the Na and K activities have correspondingly changed; as a result, rocks of plagiogranitic and then of granitic composition have been formed.

In Proterozoic history of the geological development the main petrogenetic processes have been concentrated in protogeosynclinal structures where material transformations have been carried out chiefly under temperature conditions of green schist facies. More profound metamorphic transformations at the amphibole facies level are associated with locally manifested processes of plutonic metamorphism, the formation of gneiss-migmatite domes, remobilized blocks of ancient "granitic" layer.

In geosynclinal areas of Neogeikum some increase of "granitic" layer took place in the upper semispace at the expense of remobilization of the ancient sialic substrata and drawing sedimentary and volcanogenic rocks into the zone of plutonic metamorphism and granitization.

Л и т е р а т у р а

- Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 3—16.
Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

- Кейльман Г. А. Геология метаморфических фаций. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 24—36.
- Кейльман Г. А., Паняк С. Г. Проблемы геологии «гранитного» слоя. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 59—70.
- Кирилюк В. П. Модель раннедокембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УПИ, 1977, с. 40—47. (Межвузовский науч. тем. сб.; Вып. 6).
- Розен О. М. Гранитизация и формирование континентальной коры Земли. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УПИ, 1979, с. 36—51. (Межвузовский науч. тем. сб.; Вып. 7).
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Wood J. A., Dickey Jr. I. S., Marvin U. B., Powell B. N. Lunar anorthosites. — Science, 1970, vol. 167, p. 602.

Э. Б. Наливкина

ОФИОЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Офиолитовые ассоциации развиты в широком пространственно-временном диапазоне. Они проявились в разное время и участвуют в строении как континентов, так и океанов. С офиолитовыми ассоциациями связан комплекс важных полезных ископаемых: Fe, Ni, Cr, Au. Однако перспективы рудоносности офиолитовых ассоциаций могут быть оценены по-разному. Офиолитовые ассоциации удалось выделить среди архейских и раннепротерозойских пород в возрастных интервалах 3500—2600 — 2600—1900 млн. лет.

Архейская офиолитовая ассоциация представлена в крупных тектонических блоках древних складчатых сооружений. Она образовалась на обширных площадях архейской панэвгеосинклинали, подверглась складчатости, метаморфизму в гранулитовой или амфиболитовой фациях, и региональной гранитизации с образованием чарнокитов и других гранитоидов. Архейская офиолитовая ассоциация сохранилась в полях развития гранитоидов в виде разобщенных реликтов различных размеров. Она вместе с последующими формациями гранитоидов образует мозаичную структуру архейской складчатой области. Эта офиолитовая ассоциация представлена в основном (>80%) пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами (метаморфизованными диабазами), а также биотит-плагноклазовыми и другими гнейсами, кремнисто-железистыми (метаморфизованными первично-осадочными) породами, небольшими телами метаморфизованных габбро и гипербазитов. Мощность метаморфических толщ достигает 10 км. Тела габбро и гипербазитов в виде небольших линз (длиной до 2 км, шириной 500—600 м) распределены среди стратифицированных толщ сравнительно равномерно.

Рудная минерализация, связанная с архейской офиолитовой ассоциацией, рассеяна. Наиболее распространенные породы архейской офиолито-

вой ассоциации — пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы по химизму отвечают основному составу (таблица) и характеризуются повышенными основностью и содержанием Ti, Ni, Co и Cr. Эти породы имеют высокие величины плотности 3 г/см³ и скорости продольных упругих волн 7—7,2 км/с. Области развития архейской офиолитовой ассоциации характеризуются положительными значениями гравитационного и аномального магнитного полей и неоднородностью их строения. Архейские офиолиты представляют собой древний «базальтовый» слой земной коры. Они, подвергаясь региональной гранитизации в условиях близких гранулитовой фации, превращаются в чарнокиты, которые являются древними и наиболее глубинными образованиями «гранитного» слоя.

Архейская офиолитовая ассоциация развита в побужской, бугско-днестровской, кольской, беломорской сериях Восточно-Европейской платформы; канской, иенгрской, тимптонской сериях Сибирской платформы; в комплексе «гнейсов полуострова» Индостанской платформы; в «гнейсо-гранулитовом» комплексе Канадского щита; в гнейсовом комплексе Антарктической платформы; в «комплексе основания» Африканской платформы.

В силу сравнительного гомогенного строения и неполной сохранности в полях распространения гранитоидов архейская офиолитовая ассоциация мало перспективна в отношении крупных концентраций полезных ископаемых.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация развита в протяженных прерывистых поясах эвгеосинклиналей, разделенных геоантисклинальными поднятиями. Она подверглась складчатости, метаморфизму в зелено-сланцевой — эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фациях. Эта офиолитовая ассоциация незначительно, преимущественно в краевых частях поясов, гранитизирована и хорошо сохранилась в раннепротеро-

Средний химический состав основных пород раннедокембрийских офиолитовых ассоциаций, % (на примере Украинского щита)

Окисел	Офиолитовая ассоциация		Состав базальтового слоя, по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому
	раннепротерозойская	архейская	
SiO ₂	48,96	49,36	58,23
TiO ₂	1,04	0,85	0,90
Al ₂ O ₃	14,30	15,50	15,49
Fe ₂ O ₃	4,32	2,94	2,96
FeO	7,85	9,21	4,78
MnO	0,14	0,30	0,19
MgO	8,37	7,09	3,85
CaO	9,70	9,17	6,05
Na ₂ O	1,76	1,64	3,10
K ₂ O	0,43	0,61	2,58
П. п. п.	—	2,56	1,67
P ₂ O ₅	—	—	0,30
Число проб	22	88	

зойских геосинклинально-складчатых областях. Вместе с формациями гранитоидов она образует поясовую структуру раннепротерозойской складчатой области, столь отличающую ее от архейской складчатой области, имеющей мозаичную структуру.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация представлена аподиабазовыми (80%), апокератофировыми сланцами (7%), метаморфизованными осадочными породами, включая кремнисто-железистые (9%), небольшими телами метаморфизованных габбро и гипербазитов. Мощность осадочно-вулканогенных толщ составляет несколько километров. Эта ассоциация имеет гетерогенное строение: нижние части разрезов осадочно-вулканогенных толщ сложены преимущественно основными вулканитами, в средних частях разрезов появляются кислые вулканиты и железистые кварциты, верхние части обычно богаты железистыми кварцитами.

Рудная минерализация, связанная с раннепротерозойской офиолитовой ассоциацией, концентрируется в рудных поясах, вытянутых согласно с простирающим зеленокаменным поясом. Преобладающе развитые метаморфизованные основные вулканогенные породы раннепротерозойской офиолитовой ассоциации по химическому составу близки диабазам и спилитам (см. таблицу). Однако они отличаются более высокой основностью, большим содержанием Fe, воды и меньшим щелочей. Эти породы напоминают по химическому составу основные породы архейской офиолитовой ассоциации, но являются несколько более кислыми. От состава «базальтового» слоя, по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, породы как архейской, так и раннепротерозойской офиолитовых ассоциаций отличаются большей основностью. Основные породы раннепротерозойской офиолитовой ассоциации разной степени метаморфизма характеризуются значениями плотности 2,76—2,98 г/см³ и скорости продольных волн — 6,7—7 км/с. Области развития этой ассоциации имеют положительное гравитационное поле и неоднородное аномальное магнитное поле.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация локально в узких прогибах наращивает архейский «базальтовый» слой, либо нарушает состав древнего «гранитного» слоя. Эти офиолиты подверглись региональной гранитизации раннепротерозойского времени, усложнили соотношения «базальтового» и «гранитного» слоев.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация представлена в зеленокаменных поясах саксаганид на Украинском щите; карелид — на Балтийском щите; слагает большую часть енисейской серии в фундаменте Сибирской платформы; развита в поясах Учи, Абитиби, Киватин на Канадском щите; в поясах Дарвар, Соколи, Сингбхума на Индостанском щите и др. В силу гетерогенного строения и хорошей сохранности от гранитизации раннепротерозойская офиолитовая ассоциация перспективна в отношении крупных концентраций полезных ископаемых.

Сходство архейской и раннепротерозойской офиолитовых ассоциаций заключается в том, что они образовались в начале тектоно-магматических циклов, являются доскладчатыми, дометаморфическими, сложены аналогичными породами и имеют одинаковый характер оруденения (Fe, Ni, Co,

Cr). Соскладчатые формации гранитоидов во времени сменяют офиолитовые ассоциации. Различия разновозрастных офиолитовых ассоциаций состоят в том, что архейская офиолитовая ассоциация развита на обширных площадях специфических панэвгеосинклиналей; какой-либо ее приуроченности к линейным геотектоническим структурам не устанавливается; она и последующие формации гранитоидов образуют мозаичную структуру архейской складчатой области. Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация, напротив, слагает протяженные пояса. Среди полей гранитизации она сохранилась лучше, чем архейская.

В раннепротерозойской офиолитовой ассоциации по сравнению с архейской возрастают гетерогенность в структуре, роль гипербазитов и кремнисто-железистых пород, уменьшается степень регионального метаморфизма. Черты сходства и отличия офиолитовых ассоциаций архея и раннего протерозоя, по-видимому, отражают цикличность и направленность в развитии Земли.

Регионально развитые офиолитовые ассоциации архейской и раннепротерозойской складчатых областей представляют собой «базальтовый» слой архейского и раннепротерозойского этапов образования земной коры. Геологическая сущность «базальтового» слоя определяется геологической природой этих ассоциаций. «Базальтовый» слой докембрия сложен преобладающе развитыми вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фаций метаморфизма. Он гетерогенен по составу, степени регионального метаморфизма, времени образования. Разрез «базальтового» слоя архейской складчатой области, где представлена древнейшая офиолитовая ассоциация, более прост, чем раннепротерозойской.

В порядке первого предположения выскажем некоторые соображения об общности развития земной коры континентов и океанов на определенных стадиях.

Офиолитовые ассоциации раннего докембрия континентов напоминают офиолитовые ассоциации океанов, слагающих «базальтовый» слой. Несмотря на то что офиолитовые ассоциации океанов пока изучены незначительно, имеющиеся данные, изложенные в статьях А. В. Пейве, А. Л. Книппера, В. Ф. Дмитриева и других исследователей, позволяют составить представление об офиолитовых ассоциациях океанов. Архейская офиолитовая ассоциация (до стадии ее гранитизации) может быть сравнима с офиолитовой ассоциацией талассогенов. Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация (до стадии ее гранитизации) аналогична офиолитовым ассоциациям срединно-океанических хребтов. По-видимому, главные отличия офиолитовых ассоциаций раннего докембрия континентов и современных океанов заключаются в том, что офиолитовые ассоциации раннего докембрия континентов пережили стадию гранитизации и сохранились среди гранитоидов и гранитизированных пород в виде разобщенных тел различных размеров. Офиолитовые ассоциации океанов не прошли стадии региональной гранитизации. Вероятно, в этом и заключается принципиальное отличие в строении главных типов континентальной и океанической земной коры. Континентальная кора — это кора океаническая, прошедшая стадию региональной гранитизации.

ABSTRACT

1. Ophiolite associations are developed within a wide spatialtemporal range. They were manifested at different time and participate both in the structure of the continents and of the oceans. A complex of important mineral resources-iron, nickel, chromium, gold is connected with the ophiolite associations. However, the prospects of ore content of the ophiolite associations can be estimated differently. 2. Ophiolite associations have been singled out even among the formations of the Early Precambrian: the Archean and the Early Proterozoic, in the interval 3500—2600 mln. years, 2600—1900 mln. years. 3. The Archean ophiolite association is represented in the large tectonic blocks of the most ancient folded structures. It was formed on the vast areas of the Archean "paneugeosyncline", underwent folding, metamorphism, chiefly in the granulite facies, and regional granitization with the formation of charnockites and other granitoids. The Archean ophiolite association within the fields of the granitoid development is preserved in the form of discrete relics. It is represented by pyroxene — plagioclase crystalline schists (metamorphosed diabases) which compose more than 80% of the association; by biotite — plagioclase and other gneisses, by siliceous — ferruginous rocks (metamorphosed primary sedimentary rocks); minor bodies of metamorphosed gabbroids and ultrabasites. Owing to its relatively homogenous structure and incomplete preservation (relict areas among granitoids), the Archean ophiolite association has no good prospects as regards large concentrations of the mineral resources, associated with it. 4. The Early Proterozoic ophiolite association is developed in extended, continuous eugeosyncline belts. It underwent folding and metamorphism in the greenstone slate- epidote- amphibolite facies. It is slightly granitized, mainly in the marginal parts of the belts, and is well preserved in the Early Proterozoic geosynclinalfolded regions. The Early Proterozoic ophiolite association is represented by apodiabase greenstone slates and amphibolite (predominant); by apokeratophyre shales, ferruginous quartzites, sericitic schists, chlorite and other slates which were formed at the expense of sedimentary rocks; by minor bodies of metamorphosed gabbroids and ultrabasites. It has a heterogeneous structure. Owing to the heterogeneous structure and good preservation after the granitization process, the Early Proterozoic ophiolite association has good prospects as regards large concentrations of mineral resources connected with it. 5. The Archean ophiolite association represents large ancient parts of the "basaltic" layer of the earth's crust. The Early Proterozoic ophiolite association causes its accretion in the narrow zonal structures. The "basaltic" layer of the Early Precambrian is heterogeneous in its composition, metamorphism grade and the time of formation.

**О ПРИРОДЕ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ПОЗДНЕГО
ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛИД УРАЛА**

Древние подвижные области с германотипной тектоникой, не содержащие офиолитов, еще Г. Штилле не признавал за настоящие геосинклинали и называл их парагеосинклиналями. В последнее десятилетие появилось много данных, подтверждающих их негеосинклинальную природу. Эти данные позволяют выделить среди них, с одной стороны, докембрийские зоны диасхизиса [Боголепов, 1968; Борукаев и др., 1977] и зоны автономной активизации [Шеглов, 1968; Нагибина и др., 1975; и др.] более позднего времени, а с другой — орогенные области, связанные с коллизией материковых плит (например, Тибет). Изучение состава и строения первых приводит к заключению, что они представляют собой области предрифтовой тектоно-магматической активизации, связанной с подъемом и последующим прогревом земной коры. Последнее происходит вследствие внедрения больших масс разуплотненного, более подвижного вещества мантии в подкормовые зоны литосферы. Менее ясен вопрос о природе структур, в которых проявляется не только магматизм, но и метаморфизм, и с которыми связывают развитие складчатости и орогенных процессов, якобы завершающих предшествующее геосинклинальное развитие особого типа на синалической коре. К таким геосинклиналям особого типа, как известно, многими исследователями относятся характерные готско-эльсонские и дальсладские образования Балтийского щита в Европе и в северо-восточной и южной частях Северной Америки. С еще гораздо большим основанием геосинклинальное развитие принимается для байкалид, относительно которых до настоящего времени не высказывалось сомнений в их геосинклинальной природе. Поэтому произведенный нами формационный анализ байкальских и более ранних образований Урала и Тимана представляет общенаучный интерес.

Проведенные за последнее десятилетие исследования позволяют считать, что в позднем протерозое, а скорее всего, и с конца архея, развитие земной коры в своих главных чертах было похоже на фанерозойское и характеризовалось близкими ассоциациями формация и такой же закономерной сменой их во времени и пространстве [Сидоренко, 1969, 1977; White et al., 1971; Green, 1972; Barker, Peterman, 1974; Дзоценидзе, 1977; Новикова, 1975; A discussion..., 1976; Condie, Harrison, 1976; Глебовицкий и др., 1977; Розен, 1977; Теняков, 1977; Nagvi и др., 1978; Тектоника..., 1978; и многие другие]. Благодаря этому появилась возможность с помощью современного формационного анализа пересмотреть развитие Урала и Тимана в позднем докембрии.

Круг фактических данных, подтверждающих существование в прошлом в зоне Урала байкальской и более ранних рифейских геосинклиналий, в последние 20 лет сильно сужался. Самыми незыблемыми данными, подтверждающими существование байкальской геосинклинали, считаются сейчас: а) магматизм Приосевой зоны Приполярного Урала, имеющий якобы эвгеосинклинальный характер, и б) рифейский динамо-

метаморфизм доордовикских толщ, проявления которого наиболее убедительны на Южном Урале.

Магматические проявления в доордовике на Приполярном Урале начинаются с среднего рифея в виде покровов и даек трапповых габбро-диабазов в аргиллитах, мраморах, доломитах и конгломератах. Химический облик их близок к траппам древних платформ [Голдин и др., 1973]. Выше залегают платформенные отложения хобейнской, маньинской и лаптопайской свит. Верхняя половина маньинской свиты и лаптопайская свита образованы мощной толщей вулканитов, песчаников и конгломератов и перекрываются сверху конгломератами нижнего ордовика. Основные вулканиты этого комплекса ничем существенно не отличаются от среднерифейских вулканитов [Голдин и др., 1973; Иванов, 1977а]. Липаритам коагматичны гранитоиды маньхамбовского комплекса, которые несут ясные признаки застывания на малой глубине и относятся к вулканической ассоциации [Фишман, 1971]. В верхах маньинской свиты и, видимо, чуть выше встречаются вулканиты трахилипаритового, трахиандезитового, базальтового и базанитового состава и их интрузивные коагматиты.

Весь этот комплекс магматитов по своим петрохимическим особенностям и по сопровождающим его грабенным формациям осадочных накоплений должен быть отнесен к платформенным, точнее рифтовым образованиям [Иванов, 1977а].

Офиолитов, в том числе и кремнистых, яшмовых пород в Приосевой зоне северной половины Урала нет. Нет здесь и островодужных формаций. Нет ни нижних моласс с характерным развитием граувакк, ни флиша, ни мощных самостоятельных андезитовых серий. Нет здесь и настоящих орогенных гранитов и окружающих их гнейсов. Таким образом, в доордовике Приполярного Урала нет ни одного формационного признака геосинклинального развития.

На Южном Урале изверженные породы занимают очень малый объем по сравнению с толщами платформенных осадков, в которых ведущее значение имеют молассовые рифтогенные отложения. Тем не менее, магматиты распространены широко, и их состав очень разнообразен, начиная от щелочно-ультраосновных до липаритов включительно. Большинство имеет щелочной уклон и другие признаки платформенных образований [Румянцева, Смирнов, 1972; Иванов, 1977б, 1979].

На западном склоне и в Приосевой зоне Урала палеозойским геосинклинальным преобразованиям предшествуют еще два этапа, два типа метаморфизма. Первый — дорифейский платформенный проявлен только в древних комплексах амфиболитов, мигматитов и других пород, залегающих среди толщ рифея в виде тектонических клиньев. Эти комплексы представляют собой фрагменты основания Русской плиты. Второй тип метаморфизма — динамотермальный относится главным образом к границе раннего и среднего рифея (около 1350 млн. лет) и к венду (650—530 млн. лет). Он охватил как указанные древние комплексы, так и частично рифейские. Структурный план деформаций этого метаморфизма не отвечает северо-западному направлению предполагаемых байкалид, а имеет «уральское» субмеридиональное направление. Характерны

бластомилониты на уровне эпидот-амфиболитовой и главным образом зеленосланцевой ступеней. Проведенное нами изучение природы этого типа метаморфизма привело к заключению, что он связан с пластическими деформациями при разрыве и раздвижении плит [Иванов, 1978]. Этот тип метаморфизма, связанный с горизонтальным разрывом платформы мы предложили называть шейковым, ибо он характерен для зоны утонения — шейки расходящихся частей плиты. Таким образом, в клиньях метаморфитов, выжатых гравитационной компенсацией на более высокий уровень, мы видим повторно метаморфизованные фрагменты Русской плиты. В некоторых случаях, как например, в александровском комплексе близ г. Златоуста, шейковый метаморфизм и последующий геосинклинальный почти полностью стерли следы древнего аazonального высокотемпературного метаморфизма.

Распространенные представления о байкальской геосинклинали в зоне Урала опираются на данные о доордовикской складчатости на западном склоне хребта. Но нет никаких данных, подтверждающих геосинклинальный характер этой складчатости. Более того, сами представления об этой складчатости базируются на стратиграфических перерывах и лишь в редких случаях на угловых несогласиях. Но те и другие, и в частности несогласие на севере Урала, между маньинской и лаптопайской свитами рифея и венда, с одной стороны, и тельпосской нижнего ордовика — с другой, судя по фациальному составу этих свит, скорее всего, являются следствием предрифтового диапирового поднятия земной коры, рифтогенеза и опускания, обусловивших оползни и эрозионные несогласия. С неменьшим основанием такую же природу следует предполагать и для наиболее четкого углового несогласия между машакской и юшинской свитами по границе нижнего и среднего рифея на Южном Урале. Блоковые перемещения вдоль неровных поверхностей, выжимание силой веса более податливых пород в полости тектонического раздвигания, гравитационные перемещения при грабено- и горстообразовании и другие причины могли вызвать и местную складчатость. Как известно, приразломная складчатость отмечается в областях тектонической активизации платформ и особенно характерна для нижних серий платформенного чехла в пределах авлакогенов. Роль чехла в нашем случае играют рифейские и вендские отложения.

Конгломераты и другие преимущественно грубые молассоиды внутри пачек платформенных (или «многогеосинклинальных») осадков и на границах, отмечающих разрыв, свидетельствуют не о складчатости, как это обычно принимается, а лишь о горном рельефе, который обусловлен рифтообразованием в зоне будущего разрыва платформы. Палеогеографические реконструкции не обнаруживают на Южном Урале крупных постепенно и длительно формирующихся зон поднятий и межгорных прогибов, а указывают на динамичную картину непостоянных, относительно узких, но контрастных форм рельефа с частой многократной сменой направлений и источников сноса обильного кластического материала на весьма ограниченной площади. На тип рельефа, свойственный грабенам, указывают большие мощности (до 2—3 км) осадочных, главным образом, обломочных пород в узких депрессиях. В то же время отмечается исклю-

чительно медленное накопление осадков в целом по району теперешнего Башкирского антиклинория, совершенно не отвечающее скоростям геосинклинального осадкоотложения.

Контрастность рифтового рельефа вполне объясняет частичную смену разрезов осадочных пород рифея в зонах разломов, и отпадает надобность в предположении, сделанном В. А. Романовым [1974], о гигантских докембрийских шарьяжах. Бластомилониты, синхронные предполагавшимся надвигам, не несут признаков шовных тектонитов шарьяжного типа [Ленных, 1977].

Верхнепротерозойские магматические комплексы на Приполярном Урале имеют «уральские» простирания: меридиональные южнее $64^{\circ}30'$ и северо-восточные севернее. Считалось, что такие направления они приобрели вследствие палеозойской складчатости и динамометаморфизма, а исходно имели северо-западное направление, параллельное простиранию Тимана и Денисовской положительной магнитной аномалии, отходящей от района горы Сабля на северо-запад [Пронин, 1971; Пучков, 1975]. Нами была показана ошибочность таких предположений, требующих полной перестройки без следов деформации исходного структурного плана [Иванов, 19776].

Следовательно, Денисовскую аномалию можно объяснить лишь исходным распространением доордовикских основных изверженных пород рифтогенного характера из района южнее горы Сабля по трем направлениям: на северо-восток (Уральский хребет), юг (то же) и северо-запад (Денисовская аномалия). Такая трактовка хорошо вписывается в представления о «тройных точках» рифтогенеза и может быть увязана с предполагающимся левым сдвигом западного борта Сибирской платформы.

Осадочные платформенные формации Тимана, ясно выраженная ступенчатая структура этого края [Оффман, 1961], характерный для рифтовых зон состав изверженных пород, свидетельствуют, что Тиман представляет собой рифтогенную окраину Русской платформы. По-видимому, рифтогенез прошел сначала в области современного западного склона Южного Урала, затем расколол более северные районы теперешнего западного склона Урала и Тиман. Видимо, несколько позже он вновь разветвился на Приполярном Урале. Раздвиг на Урале был полным и завершился в палеозое закрытием океанической структуры. Раздвиг по расколу Тимана был не столь значительным и не завершился замыканием.

Таким образом, энсиалическая байкальская геосинклиналь в зоне Урала в действительности представляет собой не геосинклиналь, а древнюю рифтогенную структуру. Она зародилась в конце раннего рифея и до полного раздвигания в раннем ордовике испытала по крайней мере два периода активности: на грани раннего и среднего рифея (около 1350—1100 млн. лет) и в венде-кембрии (около 650—530 млн. лет). Имеющиеся данные не позволяют предполагать, что эти периоды активности сопровождались кратковременным раскрытием рифтовой структуры с образованием микроокеана типа Красного моря, а затем полным ее закрытием. Хотя такой вариант проявления «холостых» океанических структур, не давших при их закрытии эвгеосинклинальных причленений к бортам континентальных плит, не исключен.

ABSTRACT

In the last few years a lot of data has appeared making it possible to infer the non-geosynclinal nature of the ensialic parageosynclines. Among those we recognize: a) Precambrian zones of the diaschysis and Phanerozoic zones of the autonomous activation and b) Orogenic belts resulted from the collision of the continental plates. An investigation of the first ones (a) has suggested that they are the zones of the pre-rift tectono-magmatic activation, caused by the emplacement of the hot mantle with the lower density into the undercrust areas of the lithosphere. It is poorly understood the nature of the zones displaying obviously both magmatism and metamorphism, and to which one relates the development of folding and orogenic processes, as if they would accomplish the preceding geosynclinal development in the sialic crust. The certain formations of Gothides and Dalslandides of the Laurasia are generally referred to these geosynclines of the peculiar type. There is much more evidence provided support for the geosynclinal development of the Baikialides. Based on the Riphean formations of the Urals and Thiman, which were related until the present time to the geosynclinal formations the author has suggested that at least in some cases the ensialic Baikalian geosynclines virtually have the non-geosynclinal epiplatform nature having been zones of the pre-riftogenous and riftogenous tectono-magmatic activation. Referring to a great number of the recent studies made by the Soviet and foreign workers the author has postulated the general similarity of the stages (cycles) of the evolution of the earth's crust in the Upper Proterozoic and Phanerozoic. Proceeding from it the tectonic setting for the Riphean formations has been newly estimated by means of the formation analysis.

As indicated in the paper, the magmatic formations and their enclosed sedimentary series of the Vendian and Upper Riphean Circumpolar Urals and Thiman exhibit a pronounced platform riftogenous character rather than geosynclinal one. None of the formation features of the eugeosynclinal development exists in this area. In the South and Middle Urals typical geosynclinal formations are also absent in the whole of the Riphean and Vendian section. The so-called miogeosynclinal series of the Bashkirian anticlinorium in the west slope of the ridge are periplatform, riftogenous ones, which precede the geosynclinal development of the Uralides.

An investigation of the Riphean folding and metamorphism suggested their relation with the riftogenous stage. It is noted, that an idea of the Riphean folding is based essentially upon the stratigraphic unconformities. The latter have been due to the pre-riftogenous and riftogenous mountain relief. Dynamometamorphism features have been resulted from the plastic deformation at the middle and deep levels of the earth's crust, when the platform plate was breaking up and their fragments were moving apart.

It is suggested that firstly the riftogenesis has passed through the area of the recent west slope of the South Urals and then broken up the areas located nearer to the north and a recent zone of the Thiman. Probably later on it has again branched out at the Circumpolar Urals. The spreading of plates in the Paleozoic has been complete and terminated by their final converging in the Carboniferous period.

Л и т е р а т у р а

- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. — Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 15—26.
- Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 260 с.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московиченко Н. И. и др. Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов неогена. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 40—57.
- Голдин Б. А., Фишман М. В., Давыдов В. П., Калинин Е. П. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 210 с.
- Дзоценидзе Г. С. Генетические типы продуктов эксплозивного вулканизма в докембрии и характер их изменения. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 298—310.
- Иванов С. Н. О природе допалеозойских магматитов Приосевой зоны Севера Урала. — В кн.: Ежегодник 1976. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977а, с. 3—7.
- Иванов С. Н. О байкалидах Урала. — ДАН СССР, 1977б, т. 237, № 5, с. 1144—1147.
- Иванов С. Н. Метаморфизм разрыва плит. — ДАН СССР, т. 238, № 4, 1978, с. 908—911.
- Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.
- Ленных В. И. Бластомилониты метаморфических комплексов Урала, образовавшиеся в различных Р-Т условиях. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, т. 2, с. 34—36.
- Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 41—55.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 150 с.
- Оффман П. Е. Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 137 с.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Л.: Наука, 1971. 215 с.
- Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 202 с.
- Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 132—157.
- Романов В. А. Складчато-чешуйчатая структура Южного Урала. М.: Наука, 1975. 137 с.
- Румянцева Н. А., Смирнов Ю. Д. Формационный анализ магматических образований западного склона Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 9—20.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 9—26.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с. (Тр. ГИН; Вып. 321).
- Теняков В. А. Экзогенно-метаморфогенная геология докембрия: дискуссионные и перспективные проблемы познания. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 40—62.
- Фишман М. В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар: УФАН СССР, 1971. 54 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 179 с.

A discussion on global tectonics in Proterozoic times. — *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 1976. Ser. A, vol. 280, N 1298, p. 397—668.

Barker F., Peterman Z. E. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. — *Precam. Res.*, 1974, vol. 1, N 1, p. 1—12.

Condie K. C., Harrison N. M. Geochemistry of the Archean Bulawayan group, Midlands Greenstone Belt, Rhodesia. — *Precam. Res.*, 1976, vol. 3, p. 253—271.

Green J. Preprint of Table from paper presented at International Association of Planetology Symposium, 24th Int. Geol. Congr. Montreal, 1972, p. 215—218.

Nagvi S. M., Divakara Rao V., Narain H. The primitive crust: evidence from the Indian Shield. — *Precambr. Res.*, 1978, vol. 6, N 3—4, p. 323—345.

White A. I. R., Jakes P., Christie D. M. Composition of greenstones and the hypothesis of seafloor spreading in the Archean. — *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 1971, vol. 3, p. 121—139.

А. А. Маракушев

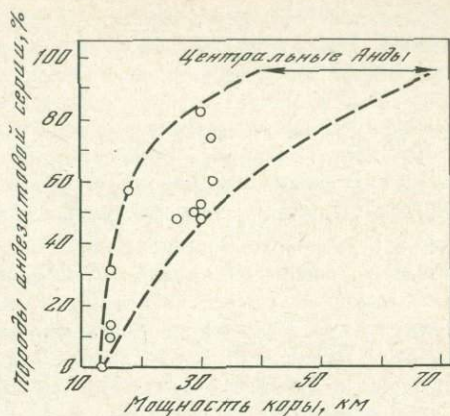
ЗНАЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Намечаются корреляционные зависимости между глубинным строением земной коры подвижных поясов и характером приуроченных к ним магматизма и метаморфизма. Подвижные пояса рифтовой природы на океаническом субстрате характеризуются развитием серий толеитовых базальтов (гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации, толеитовые базальты и ферробазальты, исландиты, ферролипартиты, пантеллериты). Эти структуры характеризуются относительным воздыманием поверхности Мохо и соответственно корой океанического типа с малой мощностью слоя основных пород. Созревание подобных поясов с переходом к геотектоническому режиму сжатия сопровождается сменой толеит-базальтовых серий магматических пород щелочно-базальтовыми (гипербазиты оливинит-клинопироксенитовой ассоциации, щелочные базальты, тефриты и тералиты, нефелиновые сиениты, фонолиты, нефелиниты). При этом получает развитие ранний (догранитный) метаморфизм натриевого характера, в результате которого происходит разрастание за счет мантийного субстрата слоя основных пород, достигающего мощности 30 км. Щелочной магматизм в океанических областях приурочен исключительно к линейным зонам с относительно мощной корой основного состава, примером которых может служить Гавайская вулканическая зона. Следствием утолщения коры является воздымание подвижных поясов с образованием цепей вулканических островов, эмбриональных островных дуг и офиолитовых причленений к островным дугам и окраинам континентов. Примером океанических подвижных поясов, не испытавших орогенеза (остающихся на стадии прогибания), являются глубоководные желоба, в которых в последние годы были обнаружены путем драгирования

серпентинизированные гипербазиты и комплекс метаморфических пород формационного типа I. Глубоководные желоба представляют внешние максимально опущенные океанические подвижные зоны, входящие в системы островных дуг и активных континентальных окраин, в которых проявился толеит-базальтовый вулканизм, шло глубоководное осадконакопление и развиты сложные дислокации (складчатость и глубинные разломы, падающие под континент), внедрения гипербазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации и базитов, и интенсивный метаморфизм натрового профиля. В качестве примера рассмотрим желоб Пуэрто-Рико, входящий в систему Антильской островной дуги, метаморфические породы которого (голубые и зеленые сланцы, спилиты, серпентиниты) были обнаружены при драгировании [Чернышева, Силантьев, 1977]. В спилитах наглядно выражены интенсивная альбитизация плагиоклаза и хлоритизация темноцветных минералов. Голубые сланцы состоят из глаукофана, эпидота, граната, сфена, кварца, мусковита, хлорита. Гранат представлен кальциевым альмандином $\text{CaFe}_{1,87}^{2+}\text{Mg}_{0,13}\text{Fe}_{0,08}^{3+}\text{Al}_{1,92}\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Геологическое строение желоба по геофизическим данным характеризуется Э. Бенсом [Бенс, 1970]. Дно желоба на глубине 8,3 км представляет абиссальную равнину, полого наклоненную к югу, покрытую тонкослоистыми осадками. В целом это структура прогибания со сравнительно пологими склонами (с сейсмической скоростью 6,6 км/с), причем предполагается, что южный склон (со стороны о-ва Пуэрто-Рико) сложен метаморфическими породами, а северный — породами океанической коры. Переход от океанической области к желобу (с севера на юг) характеризуется погружением поверхности Мохо с 12 до 15 км (и базальтового слоя) и разуплотнением мантийного субстрата (уменьшением сейсмических скоростей с 8,0 до 6,9 км/с) по мере его метаморфического преобразования.

В подвижных зонах усиление метаморфического разуплотнения глубинных областей связывается с воздыманием складчатых сооружений и причленением их к островным дугам и континентальным окраинам. Рассматриваемый подвижный пояс испытал подобную инверсию в его западной части: на западном продолжении желоба Пуэрто-Рико расположены зоны глаукофановых сланцев островов Гаити и Кубы, залегающие с ним в едином структурном плане. В последние годы представление об офиолитовых поясах глаукофанового метаморфизма как о претерпевших орогеническую инверсию структурах древних глубоководных желобов получает все более широкое распространение. Орогеническому подъему складчатых сооружений должно способствовать наложение на глаукофановый метаморфизм проявлений более позднего метаморфизма и гранитизации, сопровождающихся особенно интенсивным разуплотнением глубинных зон, связанных с их общей дегазацией. Поэтому в глаукофановых поясах нередко развиты интрузивы гранитов, наложения более позднего метаморфизма [Маракушев и др., 1971]. Глаукофановые пояса залегают в структурах с мощной корой континентального типа (на островных дугах и континентальных окраинах). При отсутствии гранитоидного наложения офиолитовые глаукофан-сланцевые пояса приурочены к структурам с маломощной корой, в которой верхний слой пород малой плотно-

Рис. 1. Соотношение между мощностью земной коры и содержанием пород андезитовых серий в продуктах вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин [Miyashiro, 1977]



сти (2,1—2,7) выделяется за счет обломочных пород. Примером может служить францисканская формация на западной окраине Американского континента, в пределах которой (вместе с шельфом) поверхность Мохо залегает на небольшой глубине — около 20 км (глубина залегания этой поверхности в прилегающей океанической области около 15 км).

На основе эмбриональных островных дуг и офиолитовых причленений формируются геосинклинальные системы со свойственными им мощными вулканогенно-осадочными толщами и складчатостью. Переход к орогенической стадии развития складчатых поясов сопровождается сменой толлит-базальтового магматизма андезитовым, что коррелируется с увеличением мощности земной коры до 60—70 км (с формированием так называемых корней гор), например, в Центральных Андах (рис. 1). Это связано с развитием в плутонической фации гранитоидного магматизма и метаморфизма, сопровождаемых общей дебазификацией глубинных зон (главным образом в результате флюидного выноса оснований), разрастанием слоя основных пород за счет мантийного субстрата и развитием слоя кислых пород за счет основных.

Это коррелируется с последовательной сменой типов метаморфизма и с прогрессивным возрастанием роли гранитизации. Поскольку при этом увеличивается мощность нижележащего слоя основных пород, можно полагать, что гранитизация и связанный с ней аллохимический метаморфизм являются только одним из проявлений более общего процесса дебазификации глубинных областей метаморфических поясов, охватывающего также верхние части ультраосновной мантийной зоны. Гранитоидный магматизм и связанный с ним метаморфизм — проявление в верхних частях земной коры более широкого процесса дебазификации в глубинных областях. Поэтому на островных дугах и активных континентальных окраинах степень гранитизации метаморфических поясов, в общем, прямо коррелируется с мощностью земной коры. Так, на Камчатке наибольшая мощность коры (более 35 км) отвечает метаморфической зоне Срединного хребта, к которому приурочены формации плагиогранитов и плагиомигматитов. Максимум погружения поверхности Мохо на Хоккайдо в Японии (до 43 км) совмещается с мигматитовой метаморфической зоной Хидака и т. д. В целом этот аллохимический метаморфизм выражается в усилении роли полевых шпатов (особенно плагиоклаза) относительно темноцветных минералов в результате выноса железо-магнезиальных компонентов,

обусловленного возрастанием парциального давления окисленных компонентов (H_2O и CO_2) в восходящем потоке флюидов. Эту главную петрохимическую тенденцию в целом можно охарактеризовать как дегазацию. Она включает в себя развитие мигматитов и связанных с ними пород в верхних частях подвижных зон (за счет основного слоя коры) и развитие основных пород в нижних частях за счет ультраосновного вещества мантии. В результате происходит опускание главных границ раздела земной коры (поверхностей Мохоровичича и Конрада), нарушение изостатического равновесия и, как следствие, подъем орогенических областей, дифференцированных по блокам в соответствии с различиями их в отношении интенсивности восходящего флюидного потока. Дифференциальные восходящие орогенические движения и их большое разнообразие по интенсивности обусловили широкие вариации глубины современного эрозионного среза (до 30—40 км) и соответственно глубинности метаморфических комплексов: намечаются пять фаций глубинности [Маракушев, 1965] — сутамская (наиболее глубинная, в которой устойчивы гиперстен-силлиманитовые и гиперстен-кианитовые гнейсы), алданская, ханкайская, намдеченская и приморская (представленная только в контактах с гипабиссальными интрузивами). Однако эти фации не коррелируются однозначно с мощностью земной коры (с глубиной залегания поверхности Мохоровичича), так как развитие метаформизма II и III типов в ходе орогенеза сопровождается разрастанием слоя основных пород за счет вещества мантии, что в той или иной мере компенсирует эрозионный срез метаморфических поясов. Поскольку эрозии подвергается верхний гранитогнейсовый слой, степень эрозионного среза метаморфических поясов в некоторой мере находится в обратном отношении с его мощностью, но эта зависимость нестрогая. В наиболее глубоко эродированных метаморфических поясах на поверхность может выходить слой основных пород.

Рассмотрим профиль глубинного сейсмического зондирования Украинского кристаллического массива по линии Таганрог—Гайворон, составленный В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым и А. А. Трипольским (рис. 2), заимствованный нами из работы И. Б. Щербакова [1975], по данным которого на поверхности отражена степень метаформизма пород. Наибольшая глубина эрозионного среза намечается в районе Гайворона, где слой кислых пород почти полностью эродирован, но слой основных пород имеет очень большую мощность. Очевидно, как подчеркивалось в цитируемой работе И. Б. Щербакова, восходящие движения Гайворонского блока, в результате которых на поверхность выведены гранулитовые породы большой глубинности, сопровождались увеличением мощности слоя основных пород. Рассматриваемый разрез Украинского массива показывает, что при относительно выравненном положении поверхности Конрада глубина залегания поверхности Мохоровичича обнаруживает значительные колебания: крупные утолщения соответствуют Криво-рожско-Верховецкой и Орехово-Днепропетровской гессинклиналям (они рассматриваются В. Б. Соллогубом как корни гор этих структур). В целом разрез характеризует гетерогенность Украинского массива, его неполную изостатическую некомпенсированность даже в пределах

обнажения пород гранулитовой фации. Значительный прогиб поверхности Мохоровичича в районе Гайворона (гайворон-головенское утолщение коры) свидетельствует о возможности дальнейшего воздымания и эрозии этой области.

Примером более зрелой докембрийской структуры (с выровненной поверхностью Мохоровичича) может служить Алданский щит архейского возраста. Анализ парагенезисов минералов в пределах этой структуры [Маракушев, 1965] привел к подразделению ее на две крупные

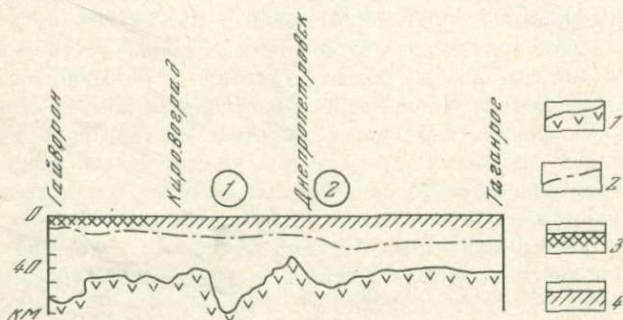


Рис. 2. Схематический разрез земной коры Украинского массива по профилю Таганрог — Гайворон, составленный В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым и А. А. Трипольским [Шербаков, 1975]

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — поверхность Конрада; метаморфические породы: 3 — гранулитовой фации, 4 — амфиболитовой и зеленосланцевой фации; цифры в кружках — геосинклинальные зоны: 1 — Криворожско-Кременчугская, 2 — Ореховско-Днепропетровская

области — внутреннюю, сложенную породами собственно алданской фации глубинности, и внешнюю, прилегающую к зоне становой орогении, сложенную породами более глубинной сутамской фации. Для этой последней характерны гнейсы с более магнезиальным составом граната, железистость которого опускается до 43, например в гиперстен-кордиеритовых гнейсах, характеризующихся таким парагенезисом (в скобках — значения железистости минералов): гранат (43) + кордиерит (16) + гиперстен (28) + силлиманит + ортоклаз + кварц. Эта порода отвечает переходу от фации гранат-кордиеритовых гнейсов к фации гиперстен-силлиманитовых гнейсов, что отвечает глубинности около 35 км. Породы внутренней части Алданского щита относятся к фациям 11—12 и отвечают глубине эрозионного среза менее 30 км. Во внутренней части щита архейские метаморфические породы местами перекрываются платформенным чехлом протерозойского и кембрийского возраста, а в пределах внешней, более глубинной части щита, платформенный чехол отсутствует. Однако эта значительная разница по глубинности внешней и внутренней структурных зон не коррелируется с мощностью земной коры: по сейсмическим данным, поверхность Мохоровичича выравнена на всей площади Алданского щита и залегает на глубине 40 км. В общем же составе метаморфических комплексов, обнажающихся в эрозионном срезе, прослеживаются те же отношения, которые выражены в разрезе Украинского кристаллического массива. В области более глубо-

кой эрозии (в сутамской фации глубинности) метаморфический комплекс является более основным по составу (доминируют магнезиальные метабазиты и встречаются продукты метаморфизма ультраосновных пород).

Орогеническое воздымание складчатых сооружений сопровождается эрозией верхнего слоя кислых пород, глубина которой в наиболее эродированных докембрийских щитах достигает 35 км (сутамская фация глубинности).

Складчатые пояса на зрелых стадиях их развития представлены обычно полиметаморфическими комплексами с различными соотношениями предорогенного, раннеорогенного и орогенного метаморфизма. Эти соотношения определяют относительную роль в строении земной коры слоя кислых пород, развитию которых особенно способствует метаморфизм собственно орогенной стадии, сопряженный со становлением в подвижных зонах нормальных калиевых гранитов и мигматитов. Чем больше в глубинном строении подвижных поясов мощность слоя кислых пород относительно слоя основных пород, тем меньше глубина выравнивания поверхности Мохо при превращении горных областей в континентальные структуры. В этом отношении интересно сопоставление докембрийских щитов по глубине залегания мантийного субстрата: Анабарский — 28 км, Алданский и Балтийский — 40, Украинский — 50—60 км.

ABSTRACT

Relationships between deep crustal structure of mobile zones and the type of related magmatism and metamorphism are discussed. Tholeiitic basalt series (ultrabasics of dunite-harzburgite association, tholeiitic basalts and ferrobasalts, icelandites, ferroliparites, pantelleritis) develop in the mobile belts of riftic origin on an oceanic substratum. These systems feature a relative uplift in the Moho discontinuity resulting in the oceanic crust having a basic rock layer of an insignificant thickness. Such belts become matured at the geotectonic compression stage with tholeiite-basalt magmatic rock series being replaced by alkali-basalt rocks (ultrabasics of olivinite-clinopyroxenite association, alkali basalts, tephrites and theralites, nepheline syenites, phonolites, nephelinites). At this stage, early (pre-granitic) essentially sodic metamorphism takes place producing a basic rock layer of about 30 km thick out of the mantle material. This results in mobile belts bulging up to develop chains of volcanic islands, embryonic island arcs and ophiolite zones attached to them and to continental margins. In these places geosyncline systems involving thick volcanic-sedimentary series and folding are formed. The orogenic stage in the development of folded belts is marked by andesite magmatism replacing tholeiite-basalt magmatism, with the earth's crust becoming 60—70 km (mountain roots develop). This is connected with granitoid magmatism and metamorphism in the plutonic facies occurring alongside general debasification in depth zones (owing to evacuation of bases with fluids), formation of basic rock layer from mantle material and the preferred formation of acid relative to basic rock layers.

Orogenic uplift of folded systems causes erosion in the upper layer of acid rocks reaching 35 km at most in Pre-cambrian shields (the Sutam depth facies).

Nature folded belts are represented by polymetamorphic complexes with pre-, early- and orogenic metamorphism present in different ratios. These define the role played by an acid rock layer in the crustal structure. Acid rocks develop most actively during true orogenic metamorphism proceeding alongside the development of normal potassic granites and migmatites in mobile zones. The thicker the acid rock zones, the shallower the planation depths of the Moho discontinuity when mountainous regions transform into continental systems. Relative depths of mantle substratum in the Precambrian shields are a good example here — the Anabarsk, 28 km; the Aldan and Baltic, 40 km; the Ukrainian, 50—60 km.

Л и т е р а т у р а

- Бенс Э. Желоб Пуэрто-Рико. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 149—156.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
- Чернышова В. И., Силантьев С. А. Глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. — ДАН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 929—931.
- Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород Центральной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975. 279 с.
- Miyashiro A. Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. — In: Energetics of geological processes. N. Y.: Springer-Verlag, 1977, p. 188—214.

В. А. Глебовицкий

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА И ПРОБЛЕМА ТЕКТониКИ ПЛИТ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Обобщение данных региональных исследований позволило выявить ряд интересных закономерностей эволюции и пространственной локализации метаморфизма, проявленного в различных термодинамических режимах [Глебовицкий, 1969, 1973, 1976; Кратц, Глебовицкий, 1972; Метаморфические..., 1975; Цикличность..., 1978]. Одна из этих закономерностей заключается в повторяемости определенной последовательности метаморфических процессов в геологической истории подвижных областей. В ортогеосинклинальных системах выделяются полные циклы регионального метаморфизма, включающие в себя следующие характерные события:

а) высокоградиентные (имеются в виду вертикальные градиенты темпера-

туры) преобразования магматических и осадочных пород, входящих в офиолитовую ассоциацию; б) низкоградиентный метаморфизм этих же ассоциаций пород, являющийся следствием появления линейных отрицательных термических аномалий и приводящий к формированию эклогито-глаукофан-сланцевых, эклогито-сланцевых и эклогито-гнейсовых (включая и гранулитовые высоких давлений) комплексов и одноименных метаморфических поясов; в) метаморфизм в условиях закономерно повышающегося вертикального градиента температуры сначала вследствие выравнивания изотермических поверхностей, а затем из-за возникновения положительных термических аномалий, в результате чего происходило формирование комплексов, обладающих горизонтальной (изобарической) зональностью.

Перечисленные этапы цикла регионального метаморфизма увязываются соответственно с периодами: а) рифтогенеза и зарождения участков новой океанической литосферы; б) поддвигания (субдукции) океанической литосферы под континентальную в зонах сближения литосферных плит; в) формирования новой континентальной коры в зонах островных дуг и окраинных морей. Вся эта последовательность метаморфических событий, таким образом, отражает циклы массообмена в литосфере и сопровождается глубокой дифференциацией вещества верхних оболочек Земли.

Проявление полного цикла в течение одной эпохи тектогенеза маловероятно, и циклы поэтому часто выступают в редуцированном виде. Во многих случаях можно наблюдать, что процесс эволюции приостанавливается в момент проявления латерально однородного метаморфизма, следствием чего служит формирование монофациальных комплексов, например, характерных для эвгеосинклинальных зон фанерозоя и позднего докембрия зеленосланцевых комплексов, возникающих при низкотемпературных изменениях вулканогенно-осадочных толщ верхов офиолитовых серий, в которых лишь спорадически встречаются реликты глаукофановых сланцев (вальзинская серия Южного Сахалина, агинский комплекс Монголо-Охотского пояса, атбашинский комплекс Южного Тянь-Шаня и т. д. [Цикличность..., 1978]). Для раннего докембрия типичны комплексы мигматитов и различных, в том числе кианитовых, гнейсов, условия амфиболитовой фации умеренных давлений (около 6 кбар) в которых выдерживаются на огромных пространствах (например, становой комплекс в Восточной Сибири).

При развитии геосинклинальных (парагеосинклинальных) систем на зрелой континентальной коре редуцированными оказываются ранние этапы цикла регионального метаморфизма из-за малых скоростей погружения и больших площадей прогибов. В таких условиях значительное переохлаждение литосферы, какое бывает в зонах субдукции, становится невозможным, и весь цикл выражается в проявлении только зонального метаморфизма в режимах изредка кианит-силлиманитовых, но гораздо чаще — андалузит-силлиманитовых фациальных серий. При этом выясняется, что чем более зрелая континентальная кора подвергается тектонической активизации, тем более интенсивными и локальными становятся положительные термические аномалии (формируются наименее глубинные

зональности со значительными горизонтальными градиентами температур) и тем более отчетливой становится связь метаморфизма с гранитоидным магматизмом. С крайним выражением такого редуцированного цикла мы сталкиваемся при изучении эндогенных процессов мезозойской (киммерийской) активизации структур Монголо-Охотского пояса и Бадахшанского массива на Юго-Западном Памире [Цикличность..., 1978].

Раннедокембрийские метаморфические циклы по сравнению с позднедокембрийскими и фанерозойскими обладают целым рядом специфических черт, главнейшие из которых выявляются при изучении ранних метаморфических событий эндогенного цикла, в частности, связанных с периодом смены высокоградиентных режимов низкоградиентными, когда первичная океаническая кора, предварительно измененная под действием тепловых потоков повышенной интенсивности, вовлекалась в зоны субдукции, подвергаясь метаморфизму в условиях низких температур и крайне высоких давлений. Для глаукофановых сланцев и ассоциирующихся с ними альмандиновых эклогитов это $T \approx 400^\circ$ и $P \approx 6-12$ кбар. Ранее автор [Глебовицкий, 1976] пытался показать, что высокий фоновый тепловой поток через раннедокембрийскую литосферу определял невозможность сильного переохлаждения отдельных зон даже в процессе очень быстрых нисходящих движений в зонах субдукции. Действительно, самые древние эклогито-глаукофансланцевые комплексы, возникающие в процессе преобразования пород офиолитовых ассоциаций, являются, по-видимому, верхне- и среднерифейскими (максютовский комплекс Южного Урала, Макбальский комплекс Северного Тянь-Шаня, атбашинский комплекс Южного Тянь-Шаня и др. [Добрецов, 1974]). По крайней мере в дорифейское время подобные комплексы не формировались вовсе, но в тектонических зонах соответствующего возраста достаточно широко представлены эклогито-сланцевые (типа кокчетавского в Северном Казахстане) и особенно эклогито-гнейсовые комплексы. Их формирование связано с появлением в земной коре переохлажденных зон типа зон субдукции, поэтому эти комплексы могут служить показателями не только изменений во времени теплового режима литосферы, но и тектонического режима.

Эклогито-гнейсовые комплексы, включающие в себя характерную ассоциацию высокотемпературных гнейсов альмандин-афиболитовой, а иногда и гранулитовой фаций повышенных давлений (8—12 кбар) с эклогитоподобными породами (или плагиоклазовыми и кианит-плагиоклазовыми эклогитами), широко представлены в ранних протерозондах, а в частности, — на Балтийском щите. Они формируются вместе со специфическими ассоциациями магматических пород ранних этапов эндогенных циклов, гомологами офиолитовых серий неогей. Наиболее яркие из них — базит-гипербазитовые ассоциации, возникавшие при дифференциации ликрит-базальтовых магм, генерированных на относительно больших глубинах; габбро-анортозит-мангеритовая ассоциация — продукт фракционной кристаллизации высокоглиноземистых андезитовых и андезито-базальтовых магм средней глубинности и ассоциации глиноземистых (шпинелевых) лерцолитов, норитов и анортозитов, возникших при дифференциации глиноземистых базальтовых или толентовых, относительно малоглубинных магм [Земная..., 1978].

Габбро-анортозит-мангерит-чарнокитовые серии магматических пород наиболее характерны для раннего докембрия. В их состав наряду с габбро-норитами и анортозитами, образующими внутренне дифференцированные часто расслоенные массивы, входят также мангериты и чарнокиты, выступающие часто в качестве самостоятельных фаз.

Породы рассматриваемой ассоциации всегда локализованы в пределах протяженных поясов (Гренвилльский пояс на Канадском щите, Джугджуро-Становой пояс в южном обрамлении Сибирской платформы, Беломорско-Лапландский пояс на Балтийском щите и т. д.) и ассоциируются с высокотемпературными метаморфическими породами, возникающими при повышенном давлении (эклогито-гнейсовые комплексы).

Характер и природа связей между магматическими и метаморфическими породами наиболее очевидны в зоне Главного Беломорского шва на Балтийском щите, разделяющей Кольский и Беломорский мегаблоки [Земная..., 1978]. Время проявления эндогенных процессов определяется датой 1950 млн. лет [Тугаринов и др., 1968]. Габбро-анортозиты слагают здесь несколько крупных массивов, имеющих форму уплощенных линз, полого падающих на север, параллельно поверхностям надвигов. Е. В. Шарков [1974] доказал, что породы рассматриваемой ассоциации являются продуктами дифференциации высокоглиноземистых андезитобазальтовых магм, генерированных при давлении около 20 кбар, т. е. на глубинах порядка 65—70 км. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации (гранулиты лапландского типа [Гранулитовая..., 1972]) локализован в полосе шириной не более 25 км, протягивающейся вдоль названного выше шва, и обнаруживает тесную пространственную связь с габбро-анортозитовыми плутонами. Оценка условий гранулитового метаморфизма показывает, что при $T \approx 800^\circ$ $P = 10\text{—}12$ кбар. Анализ процессов эклогитизации вне зоны высокотемпературного метаморфизма приводит к заключению, что при $T \approx 650\text{—}700^\circ$ $P = 10\text{—}14$ кбар, что и отражает действительный режим глубинного петрогенезиса на уровне становления массивов габбро-анортозитов, а это соответствует достаточно низким вертикальным градиентам температуры.

Отмеченная выше зона надвигов, контролирующая размещение массивов основных пород и проявление метаморфизма повышенного давления, падает на север и располагается параллельно залегающим на глубине поверхностям, которые погружаются под Кольский мегаблок и сопоставляются с поверхностями Конрада и Мохоровичича [Земная..., 1978]. Можно предположить, что поверхности эти и представляют зоны поддвигов, развитие которых и предопределило возникновение отрицательных термических аномалий.

Быстрые нисходящие движения обусловили не только относительное охлаждение зоны Главного Беломорского шва, но и постепенное углубление очагов магмогенерации, что и нашло отражение в последовательном внедрении сначала толеит-базальтовых, затем глиноземистых андезитобазальтовых и, наконец, пикрит-базальтовых магм [Прияткина, Шарков, 1978].

В других случаях природа связи между эндогенными процессами (деформациями, магматизмом и метаморфизмом) исследована не столь

детально. Однако развитая в зоне Главного Беломорского шва ассоциация магматических и метаморфических пород распространена во многих раннедокембрийских структурах, что заставляет предполагать и сходство тектонических режимов их формирования.

Наиболее древний эклогито-гнейсовый комплекс выявлен в Беломорском мегаблоке на Балтийском щите. Он сформирован в ребольский позднеархейский период геологического развития (около 2800 млн. лет назад [Земная..., 1978]) и включает в себя эклогитизированные основные породы, в том числе кианит-плагноклазовые и кианит-ортоклазовые гнейсы. Оценка условий минералообразования показывает, что при $T \approx 650-700^\circ$ $P = 8-10$ кбар, что лишь немного отличается от условий эндогенных процессов в момент быстрых нисходящих движений в зоне Главного Беломорского шва.

Пояса гранулитов высоких давлений (при $T \approx 800-900^\circ$ $P \approx 9-10$ кбар) в окружении крупнейших массивов древнейшей стабилизации, сложенных обычными ареальными гранулитовыми комплексами умеренных давлений (юг Алданского массива, Анабарский щит, Енисейский край, Индия, Мадагаскар, Юго-Восточная Африка), появляются в еще более древнюю эпоху, около 3000—3100 млн. лет. Хотя термодинамический режим их формирования и отличается более высокими вертикальными градиентами температур от режимов формирования обычных эклогито-гнейсовых комплексов, своим строением и ассоциациями магматических пород, а в частности, появлением крупных массивов габброидов и анортозитов, пояса гранулитов повышенных давлений напоминают более молодые структуры, где реконструируются субдукционные тектонические режимы.

В пределах архейских зеленокаменных поясов, возраст которых на разных континентах меняется от 3700 до 2800 млн. лет, исследованные метаморфические процессы появляются в режимах меняющихся температур, но почти исключительно пониженных давлений, что определенно свидетельствует о повсеместном высоком вертикальном градиенте температуры. Из петрологических и петрохимических особенностей магматических пород зеленокаменных поясов отметим отсутствие известково-щелочных серий и спилито-кератофировой формации. Эти специфические черты зеленокаменных поясов наряду с полным отсутствием глаукофановых сланцев, сланцев и гнейсов высоких давлений, а также эклогитов любых типов могут свидетельствовать о том, что субдукционные и им подобные режимы не реализовались в раннем архее.

Такая специфика может быть обусловлена тем, что в то время не были еще сформированы достаточно обширные континентальные массивы, или литосферные плиты, которые могли бы взаимодействовать с океаническими плитами. Важно подчеркнуть, что механизмы тектоники плит начали действовать лишь начиная с позднего архея.

Автор не претендует на всестороннее освещение проблемы, а пытается подойти к ее решению с позиции определения и анализа экстремальных режимов петрогенезиса и показать, что такой анализ является достаточно эффективным способом палеотектонических реконструкций.

ABSTRACT

At the early stage of metamorphic cycle transformations of rocks belonging to ophiolite series under condition of low temperatures and increasing pressure take place and this suggests rapid downward movements in the subduction zones. A general steep heat flow in the Early Precambrian seems to preclude the origination of high negative thermic anomalies. Therefore, eclogite-blueschists which are characteristic of the Neogeikum in the Proto-geikum correspond to intermediate temperature eclogite-schists and high temperature eclogite-gneiss complexes. Nevertheless their origination may be due series to the realization in the lithosphere of tectonic regimes of a subduction type. The series mentioned above are widely represented in the Proterozoic, and the earliest of them can be dated as old as Upper Archean ones. In the Early Archaen there were no precesses of deep petrogenesis under condition of high pressures in association with any temperature. Some typical magmatic rocks of ophiolitic and calc-alkaline affinity were also absent. This suggests that a plate-tectonics mechanism and a subduction in particular may not occur until the Late Archean, when immense continental masses made their appearance.

Л и т е р а т у р а

- Глебовицкий В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. — Сов. геол., 1969, № 2, с. 27—39.
- Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 170 с.
- Глебовицкий В. А. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1976, с. 36—46.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Кра́тц К. О., Глебовицкий В. А. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Доклады советских геологов к XXIV сессии МГК. Л.: Наука, 1972, с. 41—52.
- Метаморфические пояса СССР: Объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР масштаба 1 : 5 000 000. Л.: Недра, 1975. 56 с.
- Пряткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1978. 108 с.
- Тугаринов А. И., Биби́кова Е. В., Горо́щенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1052—1060.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1978. 288 с.
- Шарков Е. В. Исходный расплав габбро-анортозитовых комплексов Балтийского щита. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 241—246.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА В ДОКЕМБРИИ

С тех пор как были опубликованы первые работы по этой проблеме [Перчук, 1972, 1973, 1976; Perchuk, 1976, 1977], прошло много лет. За эти годы удалось собрать новый фактический материал, проанализировать сотни новых сосуществующих минералов, произвести множество новых определений P - T параметров метаморфизма, оценить состав флюидов на различных уровнях докембрийской земной коры на более представительном материале.

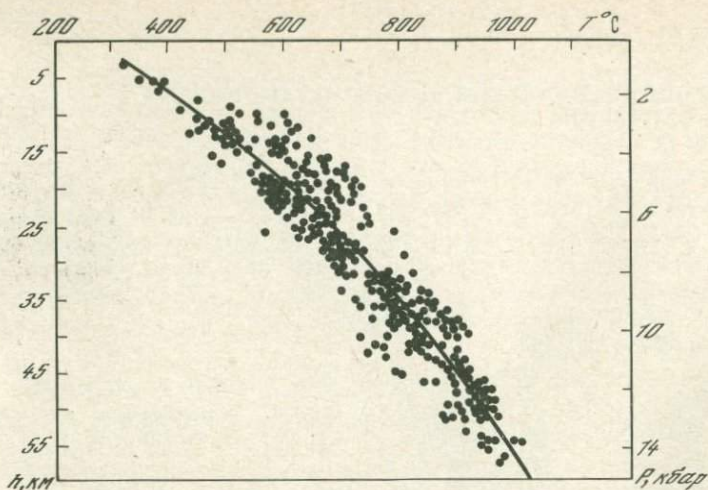
Большой фактический материал был получен из метаморфических пород Алданского и Анабарского щитов, ладожской и беломорской формаций, Ханкайского массива, комплексов Туркестано-Алая и Памира. Удалось собрать и аналитически изучить образцы карбонатно-силикатных и алюмосиликатных пород из докембрийской формации Корелла в Северо-Западном Квинсленде (Австралия), в штатах Массачусеттс и Вермонт. Кроме того, А. Хиетанен (Геологическая служба США) подарила большую коллекцию таких же образцов из знаменитого комплекса Айдахо в Северо-Западной Калифорнии, а Д. Рамбл и Дж. Брэди из геофизической лаборатории Института Карнеги (Вашингтон) предоставили в наше распоряжение уникальные образцы переслаивающихся карбонатно-силикатных и алюмо-силикатных метаморфизованных пород из штата Коннектикут (США).

Были использованы также многочисленные новые данные по составам равновесных минералов и оценкам термодинамических параметров. Таковы, например, данные А. Р. Котельникова и Фана по метаморфическим комплексам Южного и Северного Вьетнама, материалы М. А. Богомолова по Анабарскому массиву и др. Все эти данные позволили уточнить наметившиеся ранее режимы температуры, давления и летучестей компонентов, чтобы приблизиться к пониманию общих термодинамических условий протекания метаморфических процессов в докембрии — самом длительном периоде формирования земной коры.

Ниже изложены в весьма обобщенной форме результаты этих исследований. В их основе лежат принцип и методы фазового соответствия.

Рассмотрим изменение температуры с глубиной метаморфизма. Для оценок температуры использованы различные диаграммы фазового соответствия [Перчук, 1970, 1973; Perchuk, 1977]. В низкотемпературных породах весьма эффективными оказались хлорит-гранатовый, биотит-гранатовый, хлоритоид-гранатовый и ставролит-гранатовый термометры, а в высокотемпературной — кордиерит-гранатовый, пироксен-гранатовый, пироксен-амфиболовый и др. Для оценок давления использованы клино-пироксен-гранатовый барометр, а также целый ряд сложных равновесий минералов, калиброванных ранее в зависимости от температуры, давления и состава [Перчук, 1973].

Большинство парагенезисов, если не все, представляют собой продукты метаморфических реакций в терригенных осадках, накопленных в докем-



Р и с. 1. Обобщенная докембрийская геотерма под метаморфизованными геосинклиналями

брийских геосинклиналях. Многими исследователями показано [Коржинский, 1940; Маракушев, 1965; Добрецов и др., 1970; и др.], что в таких комплексах давление достаточно хорошо коррелируется с глубиной метаморфизма, т. е. в каждой данной точке оно определяется нагрузкой вышележащих пород. На диаграмме (рис. 1) показана обобщенная связь этих трех параметров для докембрийских комплексов. Обобщенная потому, что для отдельных формаций намечается различие в геотермических градиентах, что оставило свой след на $PT(h)$ -диаграмме. Это значит, что градиент мог варьировать не только во времени, но и различаться в докембрийских метаморфизованных геосинклиналях. Это вполне естественно, ибо даже под современными складчатыми областями наблюдается существенное различие в геотермических режимах.

Статистический расчет точек на диаграмме (см. рис. 1) позволяет вывести общее уравнение, для приближенной оценки на различных глубинах докембрийских складчатых областей. Эта связь описывается уравнением

$$T^{\circ} \text{C} = 246,56 + 23,434h - 0,302h^2 + 0,002h^3.$$

Оно очень близко к выведенному ранее [Перчук, 1973] и связывающему P с T :

$$P, \text{ кбар} = 18,904 - 0,084T + 131,949 (T \cdot 10^{-3})^2 - 52,028 (T \cdot 10^{-3})^3.$$

На диаграмме (см. рис. 1) видно, что «полоса», занимаемая точками, достаточно широкая и варьирует в пределах $T = 250\text{—}300^{\circ}$ и $P = 5\text{—}6$ кбар. Это значит, данная геотерма способна «вместить» в себя все метаморфические фации терригенных комплексов и отразить P - T условия их формирования. Вместе с тем она несет убедительную информа-

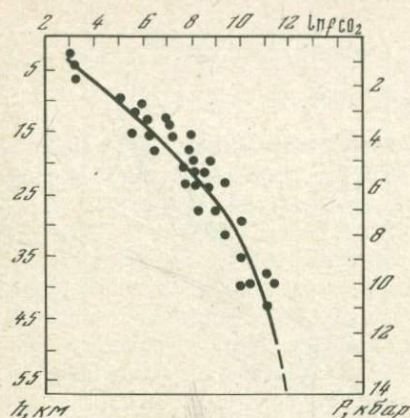


Рис. 2. Режим H_2O при метаморфизме докембрия

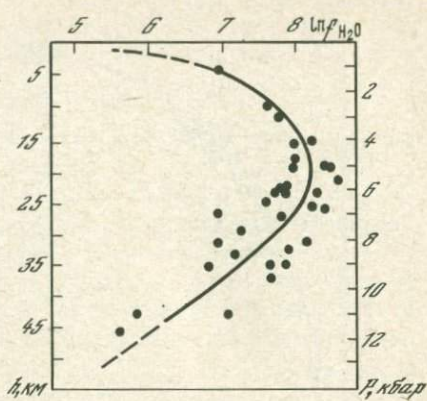


Рис. 3. Режим CO_2 при метаморфизме докембрия

цию о закономерном изменении T с глубиной метаморфизма. Это заставляет вернуться к идеям Грубенмана и Ниггли — идеям почти столетней давности — о том, что метаморфизм связан с геотермическим градиентом, и метаморфические фации отражают положение того или иного комплекса на данной изотерме.

Изменение фугитивности воды с глубиной метаморфизма отражено на диаграмме (рис. 2). Здесь обобщены данные по реакциям гидратации-дегидратации в породах докембрия, рассчитанные на основе знания P и T метаморфизма. Методика расчета этих реакций изложена в работах А. А. Маракушева [1968] и Л. Л. Перчука [1973, 1976]. Причем кривая на рис. 2 отражает режим H_2O как в метаморфических породах, так и в мигматитах. Прохождение кривой через максимум f'_{H_2O} означает, что ближе к поверхности земной коры флюид обогащается H_2O , а в низкотемпературных фациях (цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и фации зеленых сланцев) он почти нацело состоит из H_2O и растворенных солей.

Режим CO_2 при метаморфизме пород докембрия в принципе не отличается от установленного Д. С. Коржинским [1940] качественно. Однако легко заметить, что с глубиной фугитивность CO_2 растет очень быстро (рис. 3). Параллельно возрастает и мольная доля CO_2 во флюиде. По полученным данным, на глубинах порядка 40—45 км флюид на 1/5 состоит из CO_2 , тогда как мольная доля CO_2 на меньших глубинах (30—10 км) варьирует в пределах 0,02—0,095. Объяснение этому явлению лежит в закономерностях окисления флюидов с уменьшением глубинности метаморфизма [Маракушев, Перчук, 1974; Perchuk, 1976, 1977].

Режим кислорода в целом определяет реакции окисления — восстановления при метаморфизме докембрийских пород. Предыдущие оценки f_{O_2} дополнены несколькими определениями, но общая закономерность снижения химического потенциала кислорода с глубиной метаморфизма не изменилась [Perchuk, 1976, 1977]. На диаграмме (рис. 4, а) видно, что треугольники расположены особняком. Они отражают Pf_{O_2} ,

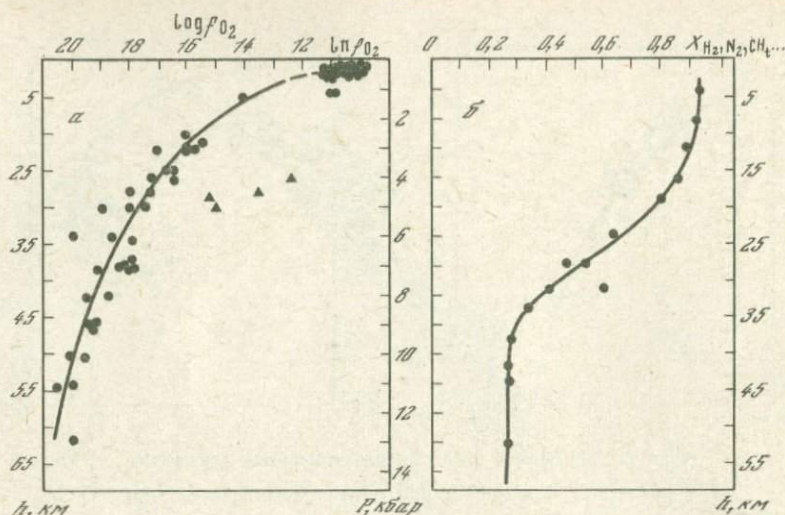


Рис. 4. Режим O_2 (а) и изменение состава флюида (б) при метаморфизме докембрия

условия метаморфизма железо-кремнистых формаций, где фактором равновесия является не химический потенциал кислорода, а его содержание в системе. Это объясняется очень высокой концентрацией Fe в системе, с окислением которого флюид не в состоянии «справиться» и кислород переходит в инертное состояние. Однако в целом для терригенных метаморфизованных осадков докембрия кривая на рис. 4а хорошо отражает режим кислорода. А он, в свою очередь, определяет состав флюида на каждом данном уровне глубинности. Это значит, что при уменьшении глубины метаморфизма реакции окисления его газовых составляющих должны протекать очень энергично (с выделением тепловой энергии). Действительно, на глубинах 20—35 км флюид резко обогащается водой за счет окисления водорода, а ниже 35 км — углекислотой за счет реакций его с графитом и окисления метана и CO. Закономерность изменения концентраций «восстановленных» составляющих флюид отражает диаграмма на рис. 4,б.

Таким образом, многочисленные новые природные данные подтвердили найденные ранее режимы T , P и летучих компонентов во флюидах, производивших метаморфизм терригенных осадков в докембрии.

ABSTRACT

The analysis of many data on natural mineral assemblages from various depth facies rocks made it possible to restore the conditions of the rocks formation and reveal the thermodynamic regime of metamorphism, i. e. variation of the temperature and fugacities of the volatiles with depth. The numerous new data on chemical compositions of coexisting minerals, modified mineralogical thermometers and barometers and the latest thermoche-

mical data for mineral-gas equilibria calculations were used for this purpose. The generalized correlation of the temperature (T) and depth (h) for the metamorphic series of the Precambrian shields is expressed by:

$$T^{\circ}\text{C} = 246,56 + 23,434h - 0,302h^2 + 0,02h^3$$

This $\partial h/\partial T$ gradient happened to be very low, much lower than the younger ones (Palaeozoic, Mesozoic, modern).

An increase of the oxygen fugacity up to $f_{\text{O}_2} = 10^{-19}$ bar, CO_2 and H_2 fugacities with depth has been determined for the numerous Precambrian metamorphic complexes. The water fugacity maximum determined for the depth about 20–30 km is connected with change in the oxidation degree during metamorphism. The main features of metamorphic development of the Precambrian crust is closely related to evolution of these principal thermodynamic parameters.

Л и т е р а т у р а

- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 315 с.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ГИН, 1940, вып. 12, 136 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 360 с.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 180 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102—130.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 301 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 46—60.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316 с.
- Перчук Л. Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 68—80.
- Perchuk L. L. Gas-mineral equilibria and a possible geochemical model of the Earth's interior. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1976, vol. 13, p. 232—239.
- Perchuk L. L. Thermodynamic control of metamorphic processes. — In: Energetics of Geological Processes/Ed. Saxena S. K., Bhattahcarji S. N. Y.: Springer-Verlag, 1977, p. 285—352.

ОБРАЗОВАНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ В УСЛОВИЯХ СПЕЦИФИЧЕСКОГО ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА

В поисках древнейших документов геологической истории естественно обратиться к супракрустальным метаморфическим сериям, слагающим огромные пространства на древних щитах. Хорошо изученным примером подобных серий являются гранулитовые комплексы Алдано-Витимского щита и других выступов фундамента Сибирской платформы и срединных массивов Дальнего Востока. Возраст этих комплексов не имеет надежных изотопных определений, но имеющиеся пока немногочисленные предварительные данные показывают на их возможную принадлежность к нижнему архею.

Метаморфизм древнейших комплексов. Можно предположить, что повсеместный глубокий метаморфизм древнейших комплексов связан с определенной спецификой геотермального режима раннеархейской эпохи. Многие геологи думают, что он свидетельствует о высоком геотермическом градиенте. Однако существенные перепады в степени метаморфизма нижнеархейских гранулитов осуществляются всегда на больших расстояниях, что противоречит высказанному положению. Более точное представление о градиенте можно получить на основе изучения параметров метаморфизма [Шульдинер, 1976].

Среди сибирских образований наиболее сильно метаморфизован чогарский комплекс на юго-востоке Алдано-Витимского щита, сформировавшийся в условиях пироп-сапфирина-кварцевой и бронзит-силлиманит-сапфирина-кварцевой субфаций [Карсаков и др., 1975]. По пересечению линий экстремально изученных [Hensen, Green, 1971—1973] равновесий GrSapHypSilQ и $\text{Gr}_{50}\text{SilSpQ}^1$, T оценена в $1000\text{—}1100^\circ\text{C}$, P — $10\text{—}11$ кбар. Несколько менее метаморфизован сутамский комплекс в центре щита, где наблюдается переход от гиперстен-силлиманитовой субфации к альмандин-кордиерит-гиперстеновой [Маракушев, 1973]. Согласно тем же опытам, характеризующее этот переход равновесие $\text{Gr}_{60}\text{CorHypSilQ}$ соответствует $P = 9\text{—}10$ кбар при $T = 950\text{—}1000^\circ\text{C}$ [Карсаков и др., 1975].

Значительно шире распространены умеренно метаморфизованные гранулиты альмандин-кордиерит-гиперстеновой и альмандин-кордиерит-биотитовой субфаций. T пограничной реакции GrBiQ-HypCorKf , согласно расчетам [Маракушев, 1973; и др.], близка к 850°C и мало меняется с P , которое может быть оценено по характерной для переходных условий ассоциации $\text{Gr}_{50}\text{CorSilQ}$ в 7 кбар.

Примером еще менее метаморфизованных нижнеархейских образований служит иманский комплекс Ханкайского массива [Мишкин, 1969]. Судя по высокой — около 80% — железистости граната в парагенезисе с кордиеритом и силлиманитом, он сформировался при $P = 6\text{—}7$ кбар;

And — андалузит, Bi — биотит, Cor — кордиерит, Gr_{50} — гранат и его железистость, Hyp — гиперстен, Kf — калиевый полевой шпат, Ku — кианит, Mu — мусковит, Q — кварц, Sap — сапфирин, Sil — силлиманит, Sp — шпинель.

Геотерма раннего архея (рисунок) на глубинах 10—30 км имеет наклон около 20°C/км . Эта величина сравнительно невелика и мало отличается от современного среднего градиента. Отсюда следует, что тепловой поток в раннем архее был также близок к современному: принимая для кислых кристаллических пород при высоких T теплопроводность $\lambda = (4—5) \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$, получим, что тепловой поток на глубинах $h = 10—30 \text{ км}$ составлял $Q_h = \lambda \frac{dt}{dh} = (0,8—1) \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$.

Условия на поверхности первобытной Земли. В отличие от современной раннеархейская геотерма смещена в область значительно более высоких T , что указывает на повышенную T у дневной поверхности. Приняв, что тепловой поток и теплофизические свойства горных пород в раннем архее близки к современным, можно ориентировочно рассчитать, что $T \approx 300—350^\circ \text{C}$. Столь высокая T возможна только при наличии мощного коллектора солнечного тепла — массивной, обеспечивающей сильный парниковый эффект атмосферы, как, например, на Венере. Сравнение показывает, что раннеархейская атмосфера Земли превосходила по массе современную атмосферу Венеры и P на поверхности Земли было, по-видимому, не меньше 150—200 атм.

При данных параметрах на поверхности возможно существование жидкой воды — гидросферы, наличие которой в раннем архее доказывается широким развитием пород осадочного происхождения. В таких условиях равновесная концентрация H_2O в атмосфере должна быть очень высокой — не менее 80%. Видимо, атмосфера приближалась к вулканическим газам, содержащим около 80% H_2O и 15% CO_2 (в расчетах не принята во внимание пониженная светимость Солнца в раннем архее; этот фактор мог быть скомпенсирован еще большей плотностью первичной атмосферы, либо примесью таких компонентов как водород и метан, увеличивающих парниковый эффект).

Однако объем гидросферы не оставался постоянным. С понижением T вода конденсировалась, а атмосфера обогащалась CO_2 ; резко усилились гидратация и карбонатизация силикатных пород, ведущие к их химическому разложению и переотложению продуктов выветривания в виде терригенных и хемогенных осадков. Эти процессы должны были идти со все возрастающей скоростью, и к моменту заложения позднеархейских зеленокаменных поясов объем и T гидросферы были уже достаточно близки к современным.

Разрез древнейших комплексов. Разрез описываемых образований дает представление об эволюции первобытной коры Земли [Шульдинер, 1973; Смирнов, 1976]. В его основании залегает кабактинская серия (около 8000 м), которая состоит главным образом из кристаллических сланцев основного состава — двупироксен-плагноклазовых и рогово-обманково-двупироксен-плагноклазовых, часто гранатсодержащих. В низах серии существенная роль принадлежит метагипербазитам — клинопироксеновым и энстатитовым сланцам с оливином, магнезиальным гранатом и шпинелью. Выше лежит зверевская серия (более 10 000 м), в низах которой по-прежнему преобладают сланцы основного состава, тогда как в ее верхней половине они постепенно вытесняются кислыми породами — биотитовыми, гиперстеновыми и глиноземистыми (гранато-

выми, силлиманитовыми, кордиеритовыми) гнейсами, а также кварцитами. Гнейсы нижней половины зверевской серии, как и кабактинской, имеют, судя по соотношениям щелочей и извести, вулканическое происхождение, однако вверх по разрезу они уступают место гнейсам метаосадочного генезиса; соответственно возрастает роль тонкослоистых, часто ритмичных, выдержанных по латерали толщ. Вышележащая тимптоно-желтулинская серия (12 000 м), отличается от зверевской большим содержанием метаосадочных гнейсов и значительным развитием мраморов и известково-магнезиальных силикатных пород, которые до того встречались лишь спорадически. Наконец, в верхней, слюдянской серии (около 10 000 м) мраморы становятся главным компонентом разреза.

В целом нижнеархейский разрез Северо-Восточной Азии характеризуется постепенным увеличением снизу вверх количества кислых пород, а среди них — метаосадочных образований, сначала терригенных, а затем и хемогенных — кремнистых и карбонатных. Подобная направленность свидетельствует о постепенной интенсификации осадочного литогенеза, обусловленной расширением бассейнов денудации и осадконакопления вследствие роста гидросферы и увеличения кругооборота воды.

Эволюция вулканизма и валовый состав первобытной коры. Составы самых древних метавулканитов раннеархейских комплексов соответствуют толентовой формации островных дуг. Они отличаются высокой глиноземистостью и низкой щелочностью, что связано с выплавлением магм на высоких гипсометрических уровнях в обстановке наиболее высокого стояния геозотерм. Вверх по разрезу глиноземистость раннеархейских основных метавулканитов падает, а щелочность — возрастает, появляются кислые разновидности, что говорит об увеличении глубины очагов магмообразования и усилении дифференциации. В целом раннеархейский вулканизм определялся высокой подвижностью и малой зрелостью литосферы.

Валовый состав нижнеархейской коры, подсчитанный пропорционально мощностям слоев различного состава (а не площади их выходов), грубо соответствует андезито-базальту: SiO_2 56; Al_2O_3 12,9; Fe_2O_3 2,5; FeO 4,9; MgO 5,2; CaO 9,3; Na_2O 2,2; K_2O 1,8. Это позволяет предполагать вулканическое происхождение вещества первичной коры, поступавшего на поверхность вследствие частичного плавления мантии и дифференциации образуемых базальтовых магм. Плотная горячая атмосфера способствовала их активному разложению и интенсивной глубокой осадочной дифференциации. В результате сформировался резко контрастный химически и неравновесный гравитационно профиль первичной земной коры.

Послераннеархейская консолидация коры. Гравитационно неравновесный профиль первичной коры обусловил ведущее значение гравитационной тектоники на поздних стадиях ее становления. Гравитационное и конвективное перемещение вещества привело к разделению «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры. Этот процесс формирования двуслойной коры, сопровождавшийся образованием гнейсовых овалов, гранито-гнейсовых куполов и троговых структур погружения, продолжался в течение позднего архея и раннего протерозоя, обусловив постепенную консолидацию земной коры по мере установления гравитационного равновесия.

ABSTRACT

1. A distinct correlation between the temperatures and pressures of metamorphism of the most ancient (over 3.5 Mr.y.) crystalline complexes of granulite and amphibolite facies has been established. This allows to define the Early Archean metamorphism as a burial metamorphism and to outline the position of Early Archean geotherm: $T^{\circ}\text{C} = (300-350) + 20 h$ (h , km). Intensive metamorphism in Lower Archean deposits as seen from the character of the geotherm is stimulated rather by the decreased loss of heat from the surface than by an increased heat from the interior. This suggests the existence of a massive hot atmosphere in Early Archean. Being in equilibrium with hydrosphere, it had temperatures 300–350° C at the surface, pressure not less than 150–200 atm and high H₂O concentration.

2. Lower Archean terranes form definite sequences characterized by the predominance of basic crystalline schists of volcanic origin at the base, and by the gradual increase of felsic metavolcanics, metasediments then by carbonate formations up the sequences. This indicates gradual intensification of sedimentary lithogenesis due to the expansion of denudation and sedimentation basins. This was caused by the growth of hydrosphere and increase in water circulation during the earliest stages of the earth's crust evolution.

3. Compositions of the most ancient of Early Archean metavolcanic correspond to the toleitic series of island arcs. They are of a high alumina contents and low alkalinity which is depended on magmas' melting at high hypsometric levels during the highest position of geoisotherms. Up the sequence the alumina content of Early Archean basic metavolcanics decreases, while alkalinity increases, and acid varieties appear indicating the greater depth of magma generation and differentiation intensity. On the whole, Early Archean volcanism was determined by conditions of a high mobility and an insufficient maturity of the lithosphere.

4. The average composition of Lower Archean crust calculated from the layers thicknesses (but not from their areal distribution) roughly corresponds to andesite-basalts. This suggests the volcanic origin of the primary earth's crust matter, which arises due to a partial melting of the mantle and differentiation of basaltic magmas. The massive hot atmosphere contributed to their intensive decomposition and deep sedimentary differentiation. As a result, a highly contrasting chemically and unbalanced gravitationally profile of the primordial earth's crust was formed.

5. A gravitationally unbalanced profile of the primordial crust caused the principal role of gravitational tectonics in the late stages of its evolution. The gravitational and convective circulation of the matter led to the division of granitic and basaltic layers of the earth's crust. This process of the generation of a double-layer crust accompanied by the formation of 'gneiss ovals', granite-gneiss domes and submergence troughs continued throughout the Late Archean and Early Proterozoic. As a result the gravitational equilibrium and gradual consolidation of the earth's crust were established.

- Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Денников А. М. Гранулитовый комплекс Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 47—61.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
- Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 184 с.
- Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 172 с.
- Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. — Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 67—75.
- Шульдинер В. И., Недомолкин В. Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива. — Сов. геол., 1976, № 10, с. 33—47.
- Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. — Contribs Miner. and Petrol., 1971, vol. 33, N 4, p. 309—330, 1972, vol. 35, N 4, p. 331—354; 1973, vol. 38, N 2, p. 151—166.

Н. Н. Перцев, Т. И. Щекина

СПЕЦИФИКА РЕЖИМА CO_2 ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ВОЛЛАСТОНИТА СРЕДИ ГРАНУЛИТОВЫХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ

Согласно принципам выделения метаморфических фаций, разработанных в 30—60-х годах XX в., наиболее глубинные из метаморфизованных терригенно-осадочных пород, относящиеся к гранулитовой фации, параллелизуются по глубинности с безволластонитовой фацией силикатно-карбонатных пород. Обоснованная Д. С. Коржинским система фаций глубинности метаморфизма по реакциям карбонатизации опирается на закономерное увеличение давления CO_2 с глубиной (при прочих равных условиях) и вполне подвижное его поведение. Эта система фаций глубинности выдержала испытание временем, блестяще подтвердившись в самых разных регионах мира.

Детальные изучения последних десятилетий с использованием современной техники и аппаратуры позволили установить, что CO_2 является одним из главных компонентов высокотемпературных флюидов, его концентрация возрастает с повышением T . В условиях гранулитовой фации CO_2 может быть даже преобладающим компонентом флюида [Touret, 1971a, 1971b] совершенно независимо от присутствия или отсутствия карбонатных пород в разрезе. Установлено также, что CO_2 при больших P по своим свойствам сильно отличается от идеального. Поэтому даже сравнительно небольшие концентрации CO_2 при больших $P_{\text{общ}}$ флюида производят такой же эффект в реакциях карбонатизации, как

если бы его концентрация была более значительной. Так, например, при $P_{\text{фл}} = 10$ кбар, $T = 900^\circ\text{C}$ и 5%-ной мольной концентрации CO_2 эффект реакции карбонатизации будет таким же, каким бы он был при мольной концентрации CO_2 95%, если бы CO_2 обладал свойствами идеального газа [Шмулович, Шмонов, 1978]. Поэтому отсутствие волластонита в фациях больших глубин в силу его карбонатизации вполне закономерно. Вместо волластонита должна быть стабильной ассоциация кварца с кальцитом. И эта ассоциация действительно характерна для карбонатно-силикатных пород гранулитовой и части амфиболитовой фаций.

Между тем в самых разных регионах мира известны довольно многочисленные находки волластонитовой минерализации среди гранулитовых толщ, причем наряду с волластонитовыми парагенезисами в непосредственной близости к ним часто отмечается ассоциация и кварца с кальцитом [Перцев, 1959; Вишняков и др., 1977; Черкасов, 1972]. Другая особенность появления волластонита среди гранулитовых комплексов — близость к крупным тектоническим нарушениям [Кицул, 1973; Перцев, 1977; Вишняков и др., 1977]. Существует несколько гипотез, объясняющих аномальное появление волластонита среди гранулитов.

1. Волластонитовая изограда лежит внутри гранулитовой фации. Волластонит появляется [Перцев, 1959; Кицул, 1973; Перчук, 1973] в менее глубинных частях гранулитов.

2. Концентрация CO_2 во флюидах незакономерна, она может быть очень низкой даже в гранулитах [Mukherjee, Rege, 1972; Sharma, Nagayan, 1974].

3. Волластонит появляется в силу инертного поведения CO_2 : в карбонатных породах его больше, а в кальциево-силикатных меньше [Черкасов, 1972].

4. Появление волластонита происходит синхронно с прогрессивным метаморфизмом в тектонических зонах в связи с локальным уменьшением P [Вишняков и др., 1977].

5. Волластонит образовался при регрессивном метаморфизме, значительно более низкого P в поздних тектонических зонах, проходящих через гранулитовые комплексы [Перцев, 1977].

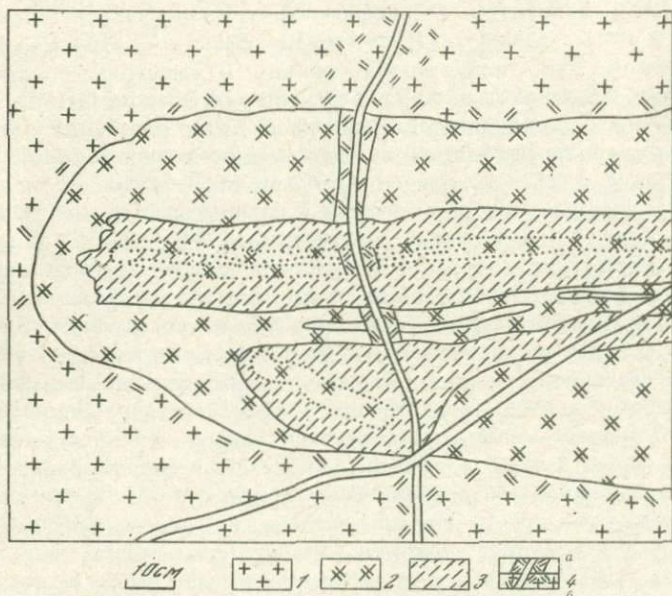
По составу все волластонитсодержащие парагенезисы среди гранулитов делятся на безглиноземистые (с кварцем или кальцитом, а также с клинопироксеном) и глиноземистые (со скаполитом и плагиоклазом, клинопироксеном, сфеном, кварцем или кальцитом и с гроссуляровым гранатом).

Для проверки гипотез нами были детально изучены два проявления волластонита на р. Тимптон (Алданский щит), кратко описанные ранее [Перцев, 1959; Черкасов, 1972] и относящиеся к более информативным глиноземистым ассоциациям. Первое располагается на левом берегу р. Тимптон в 1,5 км ниже устья р. Эгете. Второе — также на левом берегу р. Тимптон примерно в 10 км ниже р. Большой Ыллымах. Оба проявления расположены в непосредственной близости от обширного регионального Таркандинского разлома.

В обоих случаях волластонит встречен только в будинах пластов известково-силикатных пород в крупных пегматоидных телах, по составу

и облику отличающихся от плагиигранитов и аляскитов, обычных для гранулитовых и амфиболитовых комплексов Алданского щита. Пегматиты состоят в основном из кварца и микроклина в различных соотношениях, иногда с небольшим количеством олигоклаза, с редкими крупными кристаллами магнетита, ферриавгита и скаполита (вероятно, образовавшегося на месте известково-силикатных ксенолитов) и акцессорными: апатитом, цирконом, рутилом, ортитом. В контактах между пегматитом и будинами известково-силикатных пород и кристаллических сланцев развита почти мономинеральная зона скаполита мощностью от 2 до 15 см. Точно такой же по составу и облику скаполит развит в пироксен-скаполитовых и пироксен-воластонит-скаполитовых со сфеном известково-силикатных будинированных пластах пород. Кварцевые прожилки по крайней мере двух возрастов пересекают и пегматит- и известково-силикатные, и кристаллосланцевые будины (проявление ниже р. Эгете). В контактах ранних кварцевых жил при их пересечении пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев отчетливо проявлена зона скаполитизации плагноклаза (мощностью до нескольких сантиметров). Более поздние кварцевые жилы не сопровождаются скаполитизацией (рисунок). Вблизи них в известково-силикатных будинах наблюдается разложение воластонита (на кварц + кальцит), окварцевание пироксена и серицитизация скаполита.

В проявлении ниже р. Большой Ыллымах поздние прожилки имеют существенно кварц-кальцитовый состав и содержат многочисленные



Скаполитизация плагноклаза в контактах ранних кварцевых жил (схематическая зарисовка обнажения по слайду)

1 — пегматит кварц-микроклинового состава; 2 — плагноклаз-пироксеновый кристаллический сланец с воластонитом; 3 — скаполит-пироксеновая порода с воластонитом; 4 — зона скаполитизации (а — вокруг кварцевой жилы в скаполит-пироксеновой породе, б — в пегматите)

обломки пегматитов и других вмещающих пород, располагающихся часто флюидалными цепочками. Состав волластонитсодержащих пород в обоих случаях также близкий: клинопироксен (ферриавгитового типа) 15—30%, волластонит 10—30%, сфен до 10%, скаполит (+ плагиоклаз) 40—60%. В объекте ниже р. Эгете плагиоклаз отсутствует, а скаполит имеет в составе около 80% мейонитового минала и содержит многочисленные тонкие вросстки магнетита и пирротина, благодаря чему приобретает необычный черный цвет. Во втором объекте скаполит и плагиоклаз представлены почти чистыми крайними кальциевыми членами серий — анортитом и мейонитом, причем анортит развивается с замещением мейонита. В обоих объектах проявлен регрессивный метаморфизм, выражающийся в последовательном развитии более низкотемпературных парагенезисов по высокотемпературным: волластонит + анортит (скаполит) → гранат + кварц; волластонит → кварц + кальцит. В объекте ниже р. Большой Ыллымах проявлена даже пренитизация плагиоклаза (андезина), находящегося в ранних плагиоклаз-кварцевых прожилках в известково-силикатных будинах. Наиболее информативна смена ассоциаций волластонит + анортит (скаполит) → гранат + кварц. Тонкие каймы кварц-гранатового состава на стыках волластонита со скаполитом и плагиоклазом проявлены повсеместно. Изучение на микрозонде показало, что гранат является практически чистым гроссуляром.

Моновариантная реакция анортит + волластонит = гроссуляр + кварц хорошо изучена экспериментально [Neuton, 1966; Boetcher, 1970; Storre, 1970] и является твердофазовой, т. е. не зависит от состава флюида и $P_{\text{фл}}$, а только от P на твердые фазы и T . При $P \geq 6$ кбар, определяемом для гранулитовой фации, T перехода волластонит-анортитовой ассоциации в кварц-гроссуляровую должна быть $\geq 760^\circ \text{C}$. Это значение представляется нереальным для изученных объектов, поскольку скаполит-волластонитовая ассоциация возникла только внутри ксенолитов в пегматите, причем скаполит образовался после ранних кварцевых жил, пересекающих пегматит, а полевой шпат пегматита сложен микроклином. T образования микроклина $\leq 500 \pm 50^\circ \text{C}$ [Сендеров, Яськин, 1976]. Таким образом, T рассматриваемого перехода не могла быть выше 550°C . Это соответствует P_{max} на твердые фазы $\approx 0,5$ кбар. Термодинамический анализ, проведенный для совокупности реакций кварц + кальцит → волластонит + CO_2 , анортит (скаполит) + волластонит → гроссуляр + кварц совместно с анализом режима флюида при образовании гранитов (пегматитов) показал, что при мольной доле $\text{CO}_2 < 0,3$ волластонитовые парагенезисы становятся стабильными при P нагрузки около 4 кбар и меньше. Таким образом, по крайней мере в изученных участках образование волластонита связано с менее глубинными процессами, проявленными позднее, в связи с тектоническими движениями в сформированных ранее гранулитовых толщах. В. И. Казанским и др. [1971] убедительно доказано широкое развитие разрывных дислокаций в ряде районов Алданского щита, которые связаны с долго живущими глубинными разломами вдоль границ крупных блоков. Эти поздние докембрийские дислокации (к ним относится и Таркандинский разлом) имеют радиологический возраст около 2 млрд. лет и происходили,

вероятно, в условиях небольших глубин, что доказывается образованием милонитов, псевдотахилитов, заполнением трещин дайками гранодиоритов, габбро-диабазов с зонами закалки. Они имеют постскарновый и пост-флогопитовый возраст.

Не отвергая в принципе возможность синхронного появления минерализации меньших P в зонах тектонических нарушений во время метаморфизма, выразим все же сомнение в том, чтобы такой процесс мог происходить в условиях гранулитовой фации, при существенно пластическом поведении горных пород. Даже при хрупком поведении пород в них не могут возникать $\Delta P > 1-2$ кбар [Попов, Перцев, 1974] так как разгрузка даже самых крупных землетрясений наступает при напряжениях, меньших 1 кбар.

По-видимому, все же значительное количество случаев появления волластонита в гранулитовых комплексах может быть объяснено только более поздним его развитием, в условиях меньших P . Об этом говорит обычное развитие регрессивных ассоциаций в волластонитсодержащих породах до самых низкотемпературных и появление таких абиссофобных минералов, как пренит, несдвоенникованный альбит.

Анализ геолого-тектонического положения волластонитсодержащих пород среди гранулитовых комплексов, режима летучих, детальное изучение их минералогических особенностей позволяют сделать вывод о том, что волластонитовая изограда не может существовать в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

ABSTRACT

Wollastonite occurrences in granulite complexes along the Timpson River (Aldan Shield) were studied in detail. Wollastonite has been found only in lime-silicate crystal shists xenoliths (boudins) included in quartz-microcline pegmatite bodies. Extensive scapolitization was developed along the xenoliths borders and in contacts of earlier quartz veins with the xenoliths. These veins cut the pegmatite bodies as well. The wollastonite-bearing rock composition is peculiar to different precambrian complexes regions. The rock is composed of calcic scapolite up to pure meionite, sometimes calcic plagioclase up to pure anortite, clinopyroxene (ferriaugite), wollastonite and sphene. Regressive parageneses were developed rather extensively. Rims of grossularquartz aggregates appeared on wollastonite — scapolite and wollastonite — plagioclase borders. At lower temperature wollastonite was decomposed into the quartz-calcite mixture. Thermodynamic analysis of the mineral paragenesis assemblage shows that the temperature and the load pressure of the wollastonite-bearing rocks formation were as low as 500–600° C and 1–2 kbar. Hence the origin of wollastonite rocks described can not be connected with granulite metamorphism but is due to later much more shallow regressive metamorphism developed along the tectonic zones. Such the position of wollastonite-bearing rocks seems to be typical of the other granulite occurrences of the mineral. Analysis of CO₂ behaviour shows that wollastonite isograd can't exist at granulite facies conditions.

- Вишняков В. Н., Уцановская З. Ф., Таскина Н. Г. Известковые скарны Слюдянского месторождения волластонита (Южное Прибайкалье). — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Наука, 1977, с. 52—65.
- Казанский В. И., Иванов И. Б., Лихоманов А. Г. и др. Соотношения раннепротерозойских даек с флогопитовыми залежами на месторождениях Эмельджак и Каталах. — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 6, с. 14—24.
- Кицул В. И. Последовательность реакций декарбонатизации и метаморфические ступени в карбонатных породах в свете новейших экспериментальных исследований и термодинамических расчетов. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 47—57.
- Перцев Н. Н. Волластонитсодержащие и силикатно-карбонатные породы джелтулинской серии архея Алданского щита. — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 359—365.
- Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Попов В. С., Перцев Н. Н. Об оценках интрузивного давления. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 67—78.
- Сендеров Э. Э., Яськин Г. М. О стабильности моноклиновых калиевых полевых шпатов. — Геохимия, 1976, № 7, с. 1038—1054.
- Черкасов Р. Ф. Проблема региональной метасоматической зональности Южной Якутии. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1972, с. 62—74.
- Шмулович К. И., Шмонов В. М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей. М.: Изд-во стандартов, 1978. Вып. 3. Двуокись углерода. 167 с.
- Boettcher A. L. The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ at high pressure and temperatures. — J. Petrol., 1970, vol. 11, p. 337—339.
- Mukherjee A., Rege S. M. Stability of wollastonite in the granulite facies: some evidences from the Eastern Ghats, India. — Neues Jahrb. Miner. Abh. Ser. B, 1972, vol. 118, H. 1, p. 41—42.
- Newton R. C. Some calc-silicate equilibrium reactions. — Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, p. 220—222.
- Sharma R. S., Narayan V. Wollastonite paragenesis in a regional metamorphic terrain southeast of Beawar Rajasthan, India. — Neues Jahrb. Miner. Abh. Ser. B, 1974, H. 12, p. 561—569.
- Storre B. Stabilitätsbedingungen Grosskristalliner Paragenesen im System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. — Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 29, p. 145—162.
- Touret J. Le facies granulite en Norvege meridionale I : Les associations mineralogiques. — Lithos, 1971a, vol. 4, N 3, p. 239—249.
- Touret J. Les inclusions fluides. — Lithos, 1971b, vol. 4, N 4, p. 423—436.

РУДНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ

Т. В. Билибина., В. К. Титов

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сведения о геологическом развитии и структурах докембрийского фундамента Русской платформы имеются в работах Н. С. Шатского [1946, 1963, 1964], А. А. Богданова [1967], К. О. Кратца [1973], Л. А. Варданянц [1968], А. В. Сидоренко [1977], М. В. Муратова [1973], В. А. Деева [1973], Р. А. Гафарова [1963], Р. Н. Валеева [1978], Э. Э. Фотиади [1958] и других исследователей. Согласно их данным и содержанию существующих карт различной специализации, докембрийский фундамент Русской платформы является сложно построенным сооружением, образованным разнопорядковыми системами массивов, складчатых поясов и в последствии блоков земной коры. Границы Русской платформы четко фиксируются в зонах сочленения с Тиманской и Карпатской складчатыми областями, отделенными от нее разрывными и складчато-разрывными дислокациями. На юге структуры фундамента платформы погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол, принадлежащий эпигерцинской Скифской плите, но также отчленены ступенчатыми системами разломов. Наиболее сложным остается вопрос о положении юго-восточной границы платформы по окраине наиболее погруженного Прикаспийского блока [Муратов, 1973; Тектоника. . . , 1972] и восточной границы со складчатыми сооружениями Урала. Известные данные о геологическом и глубинном строении щитов и массивов Русской платформы позволяют генерализовать различные системы блоков в составе четырех крупных сегментов: Восточно-Балтийского, Белорусско-Литовского, Воронежско-Украинского и Волго-Уральского-Прикаспийского. Каждый из них характеризуется особым типом геологического развития и строения, имеет овальную форму, отражающую, вероятно, характер первичной неоднородности земной коры. Естественными границами сегментов являются ранне-среднепротерозойские прогибы, такие как южный фланг Свекофенского складчатого пояса, Владимиро-Казанская, Ярославская, Рязано-Саратовская складчатые системы и др.

Блоки, входящие в состав перечисленных сегментов, имеют различный уровень погружения и эродированности, что создает сложную картину поверхности фундамента Русской платформы. Наиболее приподнятыми являются его западная и северо-западная части, где в современном эрозионном срезе вскрыты щиты — Балтийский и Украинский, а также Белорусский и Воронежский массивы. Наблюдению доступны, кроме того, южный склон Балтийского щита, северная часть Белорусско-Литовского

сегмента и фрагменты Волго-Уральского блока. Суммарная площадь вскрытых эрозией щитов и массивов не превышает 15% территории Русской платформы [Тектоника. . ., 1964].

Наиболее глубоко погруженные блоки фундамента платформы располагаются в ее юго-восточной и центральной частях, мощность осадочного покрова над которыми превышает 3—5 км (Рязано-Саратовский, Мезенский блоки и др.) и более 10 км (Прикаспийский блок, Днепровско-Донецкий авлакоген и др.).

Щиты, массивы, их фрагменты и примыкающие к ним блоки докембрийского фундамента разграничены между собой позднепротерозойскими авлакогенами, фиксируемыми мантийными разломами (Ботническо-Балтийский, Днестровский, Днепровско-Донецкий, Московский, Пачелмский, Кандалакшско-Двинский и др.). Позднепротерозойские авлакогены представляют собой долгоживущие швы, унаследованные в отдельных случаях в палеозое соленосно-угленосными прогибами (Днепровско-Донецкий и другие авлакогены) и в мезозое-кайнозое — акваториями морей и озер и иными нетектоническими структурами [Валеев, 1978; Федынский, 1975].

Специфической структурой фундамента Русской платформы являются так называемые гнейсо-гранитные массивы (блоки или купола, в зависимости от характера ограничений): Западно-Литовский, Новгородский, Вышневолоцкий и другие, к которым обычно примыкают места сочленения разнонаправленных позднепротерозойских авлакогенов. Большинство массивов сосредоточено в субширотной полосе, идущей от Западно-Литовского до Волго-Уральского блока и далее на восток.

Образование перечисленных систем блоков в докембрийском фундаменте Русской платформы связано с проявлением следующих главных этапов развития докембрия: 1) заложение и развитие раннепротерозойских протогеосинклинальных поясов на гетерогенной архейской коре; 2) заложение среднепротерозойских и среднепозднепротерозойских складчатых поясов и протоорогенных прогибов; 3) заложение позднепротерозойских авлакогенов; 4) формирование областей и районов активизации позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя-кайнозоя. Значительное влияние на консолидацию структур фундамента оказывают процессы гранитизации различного возраста, приводящие к образованию блоков существенно гранитного состава. Блоки ранней консолидации такого типа развиваются на базальтовой коре, а гранитизированные блоки раннего протерозоя — на более сложной, гетерогенной коре. Более поздние граниты протоорогенных областей и областей протоактивизации (PR_2 — PR_3) имеют интрузивный характер и маркируют структурный план фундамента платформы в этих областях.

Таким образом, время консолидации докембрийского фундамента Русской платформы, определяемое по времени обособления щитов и массивов и становления рифейских авлакогенов, соответствует 1,6—1,8 млрд. лет. Некоторые общие черты геологического развития докембрия Русской платформы могут быть реконструированы на основе данных по геологии Украинского и восточной части Балтийского щитов и их склонов, а также Воронежского и Белорусского массивов, Литовского блоков.

Щиты и массивы как геоморфологические структуры различаются по характеру ограничения. Щиты имеют два типа ограничений: геоструктурные — с молодыми складчатыми областями — и морфоструктурные — с осадочным покровом платформы. Для массивов характерны только морфоструктурные границы. Возраст геоструктурных ограничений на Русской платформе — палеозойский, а морфоструктурных — колеблется от позднего протерозоя до мезозоя-кайнозоя. Генеральные направления границ структур обоих типов фиксируются разрывными нарушениями различных категорий [Геология. . ., 1976].

Разрывные нарушения в фундаменте Русской платформы можно отнести к следующим типам: 1) допозднепротерозойские: а) межблоковые, мантийные и коровые, в целом согласные с основным простиранием складчатых толщ и отвечающие глубоко проникающим шовным зонам в земной коре (PR_1-PR_2); б) межблоковые более высокого порядка также согласные, коровые, реже мантийные (PR_1-PR_2); в) сквозные поперечные коровые, проникающие в несколько блоков (PR_2); 2) позднепротерозойские — межблоковые разных порядков, мантийные и коровые, ограничивающие авлакогены; 3) палеозойские внутриблоковые различного порядка, мантийные и коровые; 4) неотектонические коровые внутриблоковые и межблоковые, в том числе и ограничивающие акватории.

При сравнении Балтийского и Воронежско-Украинского сегментов фундамента Русской платформы обращает на себя внимание, что при общей направленной и необратимой схеме развития геотектонических режимов и геохронологических эпох в строении рассматриваемых регионов имеются существенные отличия [Геология. . ., 1976; Кирсанов, 1968; Ситдилов, 1968; Тектоника. . ., 1964]. Черты различия сказываются как в глубинном строении и типах структурно-формационных комплексов, так и в ассоциациях рудных формаций и ведущих металлогенических эпох.

Глубинное строение разнится прежде всего по мощности земной коры, Перепад глубин поверхности Мохоровичича для Украинского щита и Воронежского массива колеблется от 35 до 55 км, а для восточной части Балтийского щита — от 30 до 42 км. Вторым отличием является состав коровой оболочки: соотношение мощности «гранитного» и «базальтового» слоев составляет в среднем 0,5—0,7 для Балтийского щита и 0,6—0,8 для Воронежско-Украинского сегмента, заметно уменьшаясь под крупными авлакогенами (Днепровско-Донецкий и др.).

Структурно-формационные комплексы докембрия, подразделяемые в общей схеме на прогеосинклинальные (AR), протогеосинклинальные ($AR-PR_1$) протоорогенные и протоактивизации (PR_2-PR_3) и платформенные (PR_3 —венд) отличаются по относительному преобладанию производных базальтовых и толеит-базальтовых магм в разновозрастных осадочно-вулканогенных формациях Балтийского щита и гранитоидных формаций в геологическом разрезе Украинского щита [Геология. . ., 1976]. В связи с увеличением дифференциации геологических процессов от архея к более поздним эпохам особенно возрастает степень различия протоорогенных структурно-формационных комплексов этих регионов, а также форм проявления процессов активизации. В частности, в составе среднепротерозойских структурно-формационных комплексов Балтий-

ского щита широко развиты вулканогенные породы базальтового и толеит-базальтового состава, практически отсутствующие среди таковых Воронежско-Украинского сегмента. Исключением является формация габбро-анортозитов-гранитов рапакиви, имеющая региональное распространение в краевых частях фундамента Русской платформы.

Структурные планы складчато-блоковых сооружений Восточно-Балтийского и Воронежско-Украинского сегментов также различны. На юге платформы преобладают субмеридиональные системы складчатых поясов и разрывных нарушений, а на Балтийском щите — северо-западные. Развитие северо-западных структур Воронежского массива замыкается в районе г. Брянска в месте сочленения с субмеридиональной Криворожской зоной и отделяется от Восточно-Балтийского блока субширотными складчатыми и купольными структурами области сочленения сегментов.

Структурное состояние верхней части земной коры отражает, по-видимому, различные стадии консолидации перечисленных сегментов Русской платформы. Общая схема развития метаморфических фаций и фациальных серий, разработанная при составлении карт фундамента Русской платформы К. О. Кратцем, В. Я. Глебовицким, О. А. Беляевым, В. П. Петровым и другими геологами, весьма сложна. В применении к проблеме эволюции процессов рудообразования следует отметить, что в метаморфических производных раннего докембрия сложно сочетаются образования гранулитовой и амфиболитовой фаций. Металлогеническое значение в эти эпохи имеют области проявления регрессивного метаморфизма типа так называемых зеленокаменных поясов и полиметаморфических зон, вмещающие месторождения железистых кварцитов, Ni и других полезных ископаемых. В период протоорогенного развития появляются зонально построенные фациальные серии метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, благоприятные для развития процессов рудообразования (Cu, Pb, Zn, Ni, TR, мусковит и др.). Для позднепротерозойской эпохи заложения авлакогенов и платформенных структур интенсивные метаморфические преобразования в целом не характерны, но в локальных зонах внутри щитов установлено проявление дислокационного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В развитии процессов метаморфизма в восточной части Балтийского щита О. А. Беляев и В. П. Петров выделили три цикла регионального метаморфизма, которые, вероятно, можно распространить на фундамент Русской платформы в целом: 3,5—3,3; 2,9—2,6 и 2,0—1,7 млрд. лет. По мнению авторов, возможно выделение эпохи 1,3—1 млрд. лет. Особый интерес в отношении рудообразования, по-видимому, представляют области проявления регрессивного метаморфизма преимущественно эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, вмещающие большинство месторождений полезных ископаемых докембрия.

Полезные ископаемые докембрийского фундамента Русской платформы относятся в основном к группе сидерофильных и халькофильных элементов, что, очевидно, обусловлено первичным составом и эволюцией коровой оболочки всего региона. Металлогенический профиль определяется в основном месторождениями Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, апатита, мусковита и флогопита. Меньшее значение имеют Ti, V, Sn, W, TR, Nb, а также

графит, горный хрусталь, аметист и др. [Геология. . ., 1976; Критерии. . ., 1975; Солонцов, Аксенов, 1973; Kahma, 1973; Frietsch, 1975].

Эволюция рудообразования в пределах щитов и массивов Русской платформы фиксируется возрастными рубежами, связанными с главными периодами стабилизации и перестройки земной коры: 2,6—2,0 млрд. лет — Fe; 2,2—2 — Ni, Cu, Zn, Pb; 1,8—1,6 — Sn, W, Mo, Cu, мусковит; 1,3—1,1 — Fe, Pb, Zn; 0,5—0,4 млрд. лет — апатит, нефелин, флогопит, редкие металлы, флюорит, ртуть и др.

Генетическая схема эволюции рудообразования в фундаменте Русской платформы обусловлена различными формами сочетания рудогенерирующих процессов и сменой их во времени от древних к молодым. Развитие процессов рудообразования во времени последовательно прослеживается на примере главнейших типов полезных ископаемых их ассоциаций. Так, в процессе образования месторождений сидерофильной группы, и в частности железных руд, происходит смена осадочно-вулканогенного рудогенеза осадочным при метаморфизме соответственно амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. К осадочно-вулканогенному типу относятся железистые кварциты Балтийского щита (2,6—2,2 млрд. лет), а к осадочному — железистые кварциты Украины и Воронежского массива (2,2—2 млрд. лет), а также сидеритовые и гематитовые руды центральной части платформы (1,1 млрд. лет).

Образование крупных концентраций металлов сидерофильно-халькофильной группы — Ni, Cu, Pb, Zn происходит в условиях магматогенного базит-гипербазитового рудогенеза и сменяется осадочно-вулканогенным при метаморфизме амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. К магматогенному типу относятся медно-никелевые и колчеданные месторождения Кольского полуострова и Карелии (2,2—2 млрд. лет) и к осадочно-вулканогенному — комплексные медно-кобальтовые, свинцово-цинковые месторождения Финляндии (2,1 млрд. лет).

Сложная ассоциация полезных ископаемых сидерофильно-литофильной группы — Fe, Ti, P (apatит), глинозем (нефелин), редкие металлы — образуется в связи с длительной дифференциацией процессов базитового, щелочно-базитового и щелочного магматизма при кульминации рудогенеза в периоды 1,8—1,6 и 0,5—0,4 млрд. лет. В эти эпохи образуются железо-полиметаллические, железо-фосфорные, нефелин-apatитовые, флогопитовые месторождения Кольского полуострова и Карелии, титановые и фосфорные месторождения Украинского щита.

Ассоциация Pb, Zn, Hg, флюорит, аметист связаны с гидротермальными процессами в мощных зонах дробления и трещиноватости. Фиксированное время образования минерализации этого типа — 1,0—0,9; 0,6—0,4 и 0,2 млрд. лет. Областью ее проявления являются авлакогены Русской платформы (Днепровско-Донецкий, Днестровский, Московский, Среднерусский и др.), а также краевые части и склоны щитов и массивов.

Ассоциация Ti, вермикулит, каолин, бокситы завершает процессы рудогенеза в обстановке мезозойско-кайнозойской коры выветривания, а Ti и Zr характерны для современных прибрежно-морских и русловых россыпей.

Общая закономерность в развитии процессов рудообразования от древних к молодым выражена в следующей последовательности: метаморфогенное и осадочно-вулканогенное рудообразование — магматогенное и осадочно-вулканогенное рудообразование — магматогенное, осадочное и гидротермальное рудообразование — рудогенез коры выветривания и россыпей (рис. 1).

Накопление рудных концентраций химических элементов в докембрийском фундаменте Русской платформы закономерно связано с геохимической специализацией геологических формаций. Так, установлена региональная обогащенность геологических формаций архея Fe, Ni, Co, Cr, Ti, а раннего протерозоя Fe и рядом редких элементов. Избирательно обогащены Ni, Co, Cu породы Балтийского щита и частично Белорусско-Литовского блока, а Fe и некоторыми редкими элементами (TR, Zr и др.) метаморфические толщи Украинско-Воронежского сегмента и, вероятно, Прикаспийского массива. Концентрации этих элементов служат одним из источников металлов при образовании месторождений в последующие эпохи (железистые кварциты, древние и современные россыпи и др.). Дополнительное поступление рудогенных элементов из подкоровых глубин и коры фиксируется в образованиях протоорогенного периода и эпох тектоно-магматической активизации, включая протоактивизацию (Ni, Cu, Pb, Zn, Hg, TR, P и др.).

Большинство месторождений полезных ископаемых локализуется в пределах крупных межблоковых и внутриблоковых шовных зон. Заложение и развитие этих зон в пределах блоков с преобладающей симатической корой определяет медно-никель-железородный металлогенический профиль. Блоки сиалической коры характеризуются редкометальной и редкометально-полиметаллической ассоциацией полезных ископаемых, а блоки с корой промежуточного типа отличает железорудная, железоникель-полиметаллическая и собственно полиметаллическая специализация.

Латеральная зональность в размещении оруденения в фундаменте Русской платформы определяется сочетанием разнородных металлогенических провинций, областей и зон. На севере, в пределах Восточно-Балтийского сегмента, располагается медно-никель-железородная провинция, включающая железорудные области Кольского полуострова и Карелии (AR—PR₁), медно-никелевую область Кольского полуострова (PR₁—PR₂), никель-кобальт-полиметаллическую область Финляндии и Центральной Карелии и редкометально-полиметаллическую область Южной Карелии и Финляндии (PR₂—PR₃). К Воронежско-Украинскому сегменту приурочена железорудная провинция с Криворожской, Курской (PR₁—PR₂), Приазовской (AR—PR₁) металлогеническими областями. К ним примыкает редкометальная область северо-запада Украинского щита и Белорусского массива (PR₂—PR₃). В пределах Белорусско-Литовского сегмента возможно выделение полиметаллической провинции, смыкающейся со свекофенидами Балтийского щита (PR₂—PR₃).

Помимо этого, на территории Русской платформы вне перечисленных провинций выделяются линейные структуры ранга структурно-металлогенических зон и рудных поясов, приуроченные к авлакогенам, грабенам и

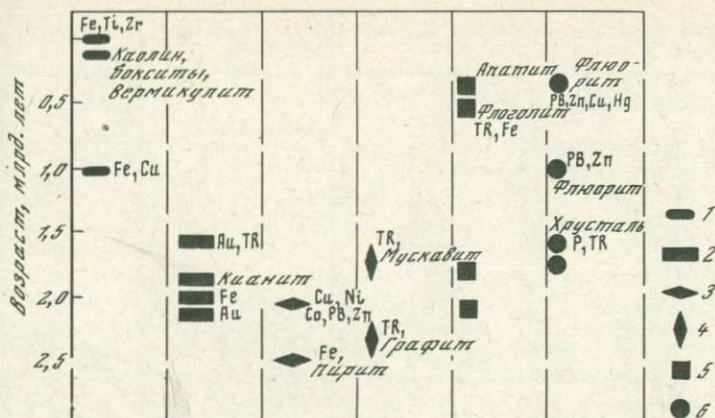


Рис. 1. Типы месторождений полезных ископаемых фундамента Русской платформы

Типы рудообразующих процессов: 1 — осадочный, 2 — осадочный и метаморфический, 3 — осадочно-вулканогенный и метаморфический, 4 — метаморфический, 5 — магматогенный, 6 — гидротермальный

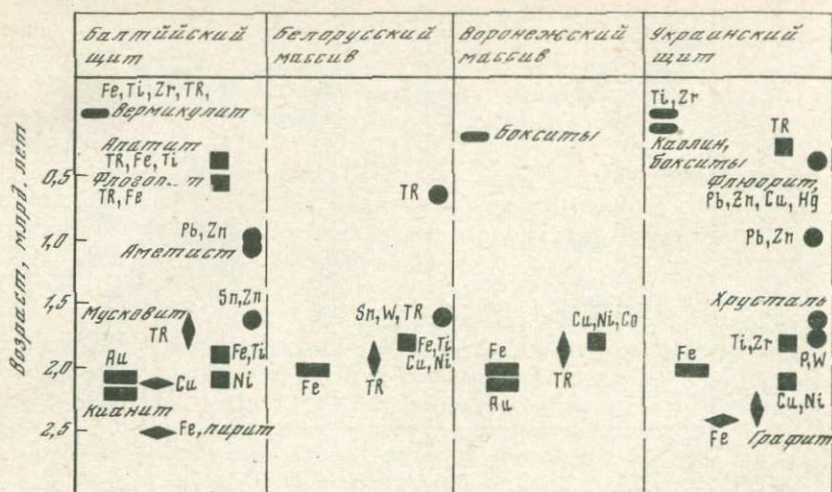
крупным межблоковым разломам. Для них характерна полиметаллическая ассоциация полезных ископаемых, а также Cu, Fe и иногда флюорит и аметист. Примерами таких зон являются Висленско-Днестровская зона (Mo, Pb, флюорит и др.), Днестровско-Донецкий пояс (Pb, Zn, Hg, As, TR и др.), Смоленская и Ярославская зоны (Fe, Pb, Zn), Башкирская зона (Cu и др.).

Эти зоны и их активизированные в палеозое и мезозое фрагменты представляют интерес для поисков новых месторождений полезных ископаемых и в первую очередь Pb, Zn, Cu, Hg и флюорита.

В пределах стабильных массивов, являющихся вмещающим рудных районов областей палеозойской тектоно-магматической активизации (Ковдор, Ловозеро и других — флогопит, Fe-Ti, апатит, редкие металлы), локализуются также месторождения кор выветривания (вермикулит, франколит, каолин и др.) и современные россыпи (Ti, Zr и др.). Кульминация процессов рудообразования происходит одновременно в различных сегментах и блоках фундамента Русской платформы (рис. 2). Так, например, крупные концентрации Fe возникают впервые в восточной части Балтийского щита в месторождениях железистых кварцитов (AR—PR₁) в связи с осадочно-вулканогенным параметаморфическим рудогенезом. Главная эпоха железнакопления проявляется значительно позднее на Украинском щите и на Воронежском массиве (PR₁—PR₂) в связи с осадочным рудогенезом и метаморфизмом.

Крупные концентрации Ni, Cu и полиметаллических колчеданных руд магматогенного и осадочно-вулканогенного происхождения возникают в эту же эпоху на Балтийском щите.

Позднее месторождения полезных ископаемых возникают в поздне-протерозойских авлакогенах (Pb, Zn, флюорит и др.) и в областях активизации (apatit, флогопит и др.) в связи с наложенными рудогенерирующими процессами.



Р и с. 2. Схема распределения полезных ископаемых на щитах и массивах Русской платформы. Условные обозначения см. на рис. 1

Среди традиционно докембрийских типов месторождений пока нельзя считать выясненными перспективы рудоносных конгломератов (Воронежский массив, Карелия, Ростовский выступ, Предуралье и др.), медно-никелевых и полиметаллических с колчеданами метаморфогенных месторождений (в первую очередь среди свекофенид Восточно-Балтийского и Белорусского-Литовского сегментов), гематитовых, оолит-гематитовых, сидеритовых руд и фосфоритов (внутренние прогибы позднего протерозоя), а также редкометальных пегматитов, карбонатитов, скарноидов и метасоматитов (щиты и массивы).

ABSTRACT

L'évolution des processus de la formation de minerais dans le soubassement de la plate-forme Russe résulte d'un développement géologique orienté de segments et blocs isolés présentant des différences de constitution de l'écorce terrestre. Une stabilisation et un réarrangement subis par l'écorce au cours du Protérozoïque et Paléozoïque précoce et moyen prédéterminent les époques majeures de la formation de minerais et les types de leur genèse qui se succèdent en allant d'une origine sédimento-métamorphique et polymétamorphique vers magmatique et hydrothermale-métasomatique.

La plupart des gîtes de substances utiles se localisent dans le cadre de grandes zones suturales, entre- et intrablocs. L'apparition de ces zones dans la limite des blocs à écorce ferromagnésienne dominante entraîne une spécificité métallogénique Cu—Ni—Fe ou Fe, dans le cas des blocs à écorce sialique il s'agit de métaux rares ou de métaux rares-polymétaux, alors que le type intermédiaire donne vie à une minéralisation Fe, Ni—Co—polymétallique et polymétallique proprement dite.

- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1, с. 1—26.
- Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 151 с.
- Варданацц Л. А., Тихомиров С. Н. Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР. — В кн.: Геология докембрия: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М.: Наука, 1968, с. 36—40.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М.: Наука, 1963. 212 с.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л.: Недра, 1976. 339 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Дедеев В. А., Берковский А. Н., Запольнов А. К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 21—29.
- Кирсанов В. В. Новые данные о стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 98—113.
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 3—20.
- Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наукова думка, 1975. 542 с.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 112—143.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, с. 9—25.
- Ситдииков Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 1968. 435 с.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии в связи с закономерностями распределения флюорита, барита и некоторых других полезных ископаемых. Казань, 1973. с. 22—32.
- Сувейдис П. И. Геологическое строение кристаллического фундамента Южной Прибалтики. — В кн.: Геологическое строение кристаллического фундамента Южной Прибалтики. М.: Недра, 1970, с. 17—42.
- Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука; Недра, 1964. 364 с.
- Тектоника Западной окраины Русской платформы. Л.: Недра, 1972. 143 с.
- Федынский В. В., Соколов Б. А. Среднерусский авлакоген — древнейший аналог современных рифтовых образований. — Сов. геол., 1975, № 1, с. 129—134.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Тр. ВНИИгеофизика, 1958, вып. 4, 231 с.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.
- Шатский Н. С. Избр. труды. М.: Наука, 1963. Т. 1. 622 с.; 1964. Т. 2. 720 с.
- Frietsch R. Brief out line of the metallic mineral resources of Sweden. — Sveriges geol. undersokning. Ser. C., 1975, Årsbok 69, N 10, 64 p.
- Kahma A. The main metallogenic features of Finland. — Geol. Surv. Finland Bull, 1973, N 265, 28 p.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Дальний Восток СССР имеет чрезвычайно сложное геологическое строение, обусловленное многоплановым сочетанием разнообразных тектоно-генетических структур от архейского до кайнозойского возраста. Это — дифференцированные на зоны геосинклинали различных генетических типов, платформы, щиты, орогенные области, срединные массивы, области активизации и т. д. Существенную роль в геологическом развитии региона играют докембрийские комплексы. Концентрации полезных компонентов связаны со всеми периодами развития и становления докембрийских комплексов.

В комплексах катархея (возраст более 3500 млн. лет) в период их накопления, метаморфизма, синтектонического магматизма и ультраметаморфизма формировались небольшие пластовые залежи полосчатого строения амфибол-пироксен-магнетитовых, кварц-магнетитовых, изредка кварц-магнетит-гематитовых руд. В графитовых сланцах наблюдаются мономинеральные линзы графита, в них же имеются сульфидоносные пропластки, характеризующиеся повышенной золотоносностью и меденосностью.

Коры выветривания, развивавшиеся на катархейских толщах в нижнем архее, обусловили формирование залежей переотложенных бокситов (месторождения корундитов). Совместно с глиноземом возникают небольшие концентрации седиментогенного Сг. В верхнеархейский период в связи с внедрением габбро и анортозитов в толщах катархея возникают концентрации Ti, Cr, Cu, Ni и P, а в связи с древнестановыми гранитами образовывались мусковитовые пегматиты. В протерозое и фанерозое, в зоне сочленения Алданского щита и Становой складчатой зоны, катархейские образования испытали многоэтапный регрессивный метаморфизм и были преобразованы в диафториты и гнейсоиды, характеризующиеся повышенной наложенной золотоносностью. Золотоносными являются также развитые в них кварцевые, кварц-альбитовые, кварц-альбит-карбонатные жилы и прожилки. Разрушение и размыв диафторитов и гнейсоидов обусловили формирование известных в этих районах золотоносных россыпей. С магматической деятельностью фанерозоя в катархейских толщах связаны полиметаллические и молибденитовые жилы.

Толщи нижнего архея (3500—3000 млн. лет) и прежде всего алданского комплекса среди раннедокембрийских образований обладают наиболее мощной и разнообразной минерализацией. С периодом формирования исходных толщ нижнего архея связаны метаморфизованные месторождения и проявления железных и железомарганцевых руд, боратов, корунда, силлиманита, апатита, графита, диасовых кварцитов, мраморов, граната, сульфидов (Fe и Cu), россыпей рутила, циркона, ортита и др. Графит и сульфидсодержащие сланцы, а также основные кристаллические сланцы (орто- и парапороды) содержат повышенные содержания редких металлов. В процессе раннеархейского ультраметаморфизма (гранитизация и мигматизация) возникли месторождения и проявления же-

лезных руд, флогопита, апатита, боратов, хромшпинелей, ортита и др.

Внедрение мощных интрузий анортозитов и габбро (верхний архей) в Становой складчатой зоне и сопредельных с ней частях Алданского щита обусловило формирование проявления в нижнеархейских толщах апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, сульфидов Fe, Cu, Ni и других металлов, а также боратов. С верхнеархейским гранитоидным «древне-становым» магматизмом связаны мусковитовые пегматиты. Основные и ультраосновные интрузии этого периода характеризуются Ti, Cu, Ni, Co, Cr минерализацией. Преобладание толщ алданского комплекса в гнейсоиды и диафториды в период протерозоя-фанерозоя обусловило повышенные в них концентрации редких металлов, давшие впоследствии россыпи. В зонах разломов длительного существования в позднепалеозойский-раннемезозойский этап при гидротермальном метаморфизме кварцитов иенгрской серии сформировались месторождения горного хрусталя. Здесь же со щелочными интрузивами связаны редкометалльные проявления и цеолиты. Послеюрский (позднемезозойский) период ознаменовался обильной редкометалльной, Cu, Ag, Mo, флюоритовой и другой минерализацией, развитой в нижнеархейских толщах и генетически связанной со сложным комплексом интрузивных, преимущественно гипабиссальных пород. В пределах распространения толщ раннего архея (Алданский щит, Становая складчатая область и др.) известны шлиховые ореолы касситерита, вольфрамита и шеелита, коренные источники которых связаны со скарнами, пегматитами и гидротермальными жилами протерозойского и фанерозойского возраста.

Для верхнеархейских образований (2600—3000 млн. лет) также характерна многоэтапная минерализация. Наибольшую промышленную ценность представляют железистые кварциты олекминской серии, развитые в западной части Алданского щита, и в меньших масштабах наблюдаемые в других толщах верхнеархейского возраста. С процессами накопления исходных толщ связаны графит-, силлиманит- и дистенсодержащие породы, где эти минералы достигают промышленных концентраций. Здесь известны также концентрации Mn и P. Процессы ультраметаморфизма основных пород с повышенными содержаниями Fe привели к формированию железных руд (магнетитовых), а также проявлений редких металлов, флогопита и др.

Значительный минерально-сырьевой потенциал связан с анортозитами и сопряженными с ними основными и ультраосновными породами. К этому комплексу генетически приурочены железные, железо-титановые, медные, апатитовые, боратовые, кобальтовые, никелевые и другие руды. Сами анортозиты являются ценным сырьем для будущего производства алюминия, соды и цемента. С ультрабазитовыми интрузивными комплексами докембрия генетически связаны проявления различных руд. С древнестановыми гранитоидами генетически и пространственно связаны пегматиты с мусковитом и минералами редких металлов. Диафториты, возникшие за счет позднеархейских толщ, тоже являются металлоносными. С интрузиями и вулканоплутоническими комплексами протерозойско-мезозойского возраста связаны многочисленные проявления W, Pb, Zn, Hg, флюорита, колчеданов, Mo, редких металлов и др.

Формирование исходных толщ нижнего протерозоя (1650—2600 млн. лет) происходило в весьма разнообразной геотектонической обстановке, что и приводило к накоплению здесь ряда ценных компонентов. Это графитовые месторождения союзенской свиты Буреинского массива, кремнисто-глиноземистые породы (огнеупорное сырье) в толщах субганского комплекса Алданского щита и в гуджальской свите Буреинского массива, а также месторождения магнезитов. Не исключено нахождение здесь метаморфизованных диаспоритов, аналогичных манжуритам. Амфиболиты дучанской свиты амурской серии и ряда других аналогичных толщ — металлоносны, при их разрушении формируются небольшие россыпи. Отмечены признаки золотоносности метаморфизованных конгломератов и меденосности метапесчаных толщ нижнего протерозоя.

Значительный минерально-сырьевой потенциал несут верхнепротерозойские (рифейские) комплексы (570—1650 млн. лет), метаморфизм которых не превышал условий зеленосланцевой фации. Отмечаются и практически неметаморфизованные толщи. В них развиты месторождения и проявления Fe, Mn, графита, магнезитов, цементного и глиноземистого сырья, фосфатов, Cu, Pb, Zn, редких металлов и других полезных ископаемых, генетически связанных с процессами накопления исходных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ.

В комплексах протерозоя локализованы многочисленные месторождения и проявления Sn, W, Cu, Pb, Zn, флюорита, Mo, Hg, B, редких металлов и других видов минерального сырья, связанных с многоэтапной и разнообразной по составу интрузивной деятельностью рифейско-фанерозойского периода развития этих структур.

Минералогия докембрия является составной частью направленного, необратимого процесса геологического развития геоструктуры Востока СССР. Основные черты минералогии докембрия заключаются в его многоэтапности и определенной последовательности в формировании (сквозном характере) некоторых видов минерального сырья (Fe, Au, Al, графит, редкие металлы и др.).

Этапы формирования первичных толщ катархей, архей и протерозоя в различных тектонических и литологических обстановках на различных стратиграфических уровнях, дифференцированные процессы накопления вещества приводили к созданию концентраций элементов или их ассоциаций: Fe, B, P и сульфидов (хемогенные осадки); Al и россыпей устойчивых минералов — циркона, ортита, рутила, касситерита и других (продукты переотложенных кор выветривания); органического вещества (графита, сульфидов); концентраций Cu в графит-сульфидных, турмалинсодержащих и основных породах, а также редких металлов: Au, Si и других металлов в вулканогенных комплексах и т. д. Следует отметить и относительно повышенные первично-осадочные концентрации Sn и W (кластогенные и хемогенные) в некоторых метаморфических породах раннего докембрия. В частности, повышенные содержания Sn наблюдаются в сульфидных залежах и сульфидсодержащих породах; W — в гнейсах. Характерно заметное повышенное распространение проявлений полиметаллических руд (стратиформных) в комплексах, обрамляющих нижеархейские образования.

Первично-осадочные концентрации Fe, B, P, Cu, Sn, W, редких и других металлов явились в последующем источником рудного вещества для формирования месторождений, связанных с последующими этапами геологического развития раннедокембрийских структур, или сами докембрийские толщи нередко являлись благоприятной рудолокализирующей средой. При прогрессивном, региональном метаморфизме они преобразовывались в метаморфические месторождения. Процессы метаморфизма также приводили к перераспределению элементов в толще пород, что нередко создавало достаточно компактные минеральные залежи — т. е. метаморфические месторождения. Синтектоническая гранитизация и мигматизация (ультраметаморфизм) сопровождалась образованием ультраметаморфогенных месторождений, обусловленных переносом, перераспределением и накоплением конкретных элементов или минеральных ассоциаций в преобразуемой толще.

Этапы магматической и вулканоплутонической деятельности рифейско-фанерозойского возраста, связанные с переходом докембрийских подвижных областей в складчатые области или жесткие структуры, характеризующиеся чрезвычайным разнообразием комплексов различной геотектонической природы, знаменуются формированием магматических, метаморфогенных, скарновых, гидротермальных и других месторождений и проявлений Fe, Ti, Cu, редких металлов, Mo, Sn, W, Pb, Zn, флюорита и др.

Этап регрессивного метаморфизма в пределах зон сочленения крупных структур и в ослабленных зонах жестких структур проявился в формировании месторождений горного хрусталя, вермикулита и др.

Унаследованность в минерагии раннедокембрийских комплексов обусловлена прежде всего геохимической специализацией Востока СССР в раннем докембрии (повышенные концентрации Fe, Al, Au, Mo, Sn, W, редких металлов и др.), которая в эпохи реомобилизации обеспечивала повышенную миграцию этих компонентов и концентрацию их в благоприятных эндо- и экзогенных зонах минерагии. Геохимическая специализация супракрустальных толщ раннего докембрия существенным образом сказывается и на металлогении фанерозойского этапа. Эти комплексы, являющиеся фундаментом фанерозойских структур, являются не только важным составным элементом металлогенических зон (блоки фундамента), но и в определенной мере источником рудного вещества. Это и обусловило приуроченность Sn, Au, Cu, W, Mo, редких металлов к приподнятым блокам кристаллического фундамента.

Метаморфические комплексы пород раннего докембрия определенного возрастного и территориального положения имеют свои, только им свойственные, минерагенические характеристики, зависящие прежде всего от условий накопления исходного вещества, особенностей проявленного метаморфизма и магматизма, истории геологического развития. Каждый последующий этап геологической истории конкретной структуры усложняет ранее созданные месторождения во всех отношениях и, прежде всего, формы рудных залежей, парагенетические минеральные ассоциации, морфологические и генетические отношения конкретных минералов и минеральных ассоциаций различных стадий рудообразования. При этом проис-

ходит как дальнейшее улучшение промышленных характеристик минерального сырья (содержаний и качества ценных компонентов), так и, наоборот, его разубоживание, ухудшение характеристик вещественного состава, вплоть до ликвидации месторождения как такового. Примером первого является метаморфизм железных руд с формированием крупнокристаллического магнетита. Примером второго — преобразование кремнистых марганцевых руд в агрегаты марганцевых силикатов.

С развитием геологической истории раннедокембрийских комплексов создаются новые концентрации полезных ископаемых и ассоциаций концентрированных элементов, расширяется набор и количество месторождений разнообразных генетических и вещественных характеристик. По видам минерального сырья (Fe, графит, флогопит, Au и др.) или по генетическим типам месторождений (метаморфизованные, метаморфогенные, магматогенные, гидротермальные и др.) в раннем докембрии выделяются ряды минерагенических эпох. Докембрийская минерагеническая эпоха наряду с кембрийской и мезозойско-кайнозойской — важнейшая в формировании минерально-сырьевого потенциала Востока СССР.

ABSTRACT

Precambrian complexes of different geotectonic positions, genesis, metamorphism grades, material composition, characterized by different age multistage mineralization of different genetic types, chemical and mineral composition. Concentrations of useful components are connected to all periods of Precambrian complexes development and formation. Formation of original sedimental, volcanogenic-sedimental and volcanogenic terraines, taking place in different geotectonic setting with differentiated substance accumulation processes led to commercial concentrations of certain elements or their associations: ferruginous quartzites and ores; manganiferous rocks and ores; corundites, cotundum-, sillimanite-, disthen-, bearing rocks, sillimanites, disthenites; graphitic rocks and graphitites; metalliferous (copper, lead, zinc, etc.) carbonaceous «black-shale» terraines; carbonaceous rocks (marbles); boron-bearing rocks; apatitebearing formations; rocks with higher concentrations of rare metal minerals (orthite, zircon, etc.); magnesites and cement raw materials; metamorphosed placer concentrations of rutile, zircon and other minerals, premetamorphic concentrations of barium, molybdenum, titanium, tungsten, pyrites etc. Archean and Proterozoic terranes were subjected to regional metamorphism (greenschist-granulite facies) and suffered plicated dislocations. Riphean formations of some regions are metamorphosed in greenschist facies conditions in other places they had only diagenesis and catagenesis stages. Regional metamorphism processes of primary concentrations of commercial components led either to ore quantity improvement or to their worsening. Metamorphic differentiation caused a local redislocation of substance, recrystallization of minerals with enlargement of concrete sites of deposits and structures and with their enrichment. Syntectonic garnitization and migmatization processes stipulated rather intensive substance migration within transfor-

ming terranes, which led to formation of ultrametamorphogenic types of deposits and manifestations of iron ores, phlogopite, chromespinels, borates, tungsten, rare metals, etc. Precambrian deepmetamorphosed complexes were partially subjected to diaphthoresis with active reconstruction of structures, constitution and mineral composition with metall-bearing quartz, quartz-albite, quartz-carbonaceous veins by layers and cross veins and veinlets, and zones of ore-bearing diaphthorites being formed. When these rocks are destructed, placers form. A wide range of various mineralization is connected to the Precambrian magmatism, manifested during geosynclinal zones development period, their orogenic stage and transformation into rigid structures. Manifestations and deposits of iron, titanium, copper, chrome, etc. are connected to formations of basic and ultrabasic intrusions. A great mineral raw material resources potential is an anorthosite complex of Stanovoi Area (iron, phosphorus, titanium, boron, copper, etc.). Anorthosites themselves are perspective raw materials for aluminium, cement and soda production in future. Muscovite, rare-metal pegmatites and metalliferous skarns are connected to granitoids. In periods when Precambrian terranes already formed rigid structures (shields, median massifs, folded areas, etc.) or crystalline basements of Phanerozoic folded zones volcanogenic belts, activation of these structures, magmatism of that time, substance assimilation in the Earth's depths involve in magmatism and ore formation the substance of the Precambrian complexes, which often determined a mineragenetic specialization of concrete stage of these regions geological development (tin, tungsten, copper, molybdenum, rare metals, lead, zinc, etc.) and the Precambrian terranes themselves were favourable ore-localizing environment.

Ю. А. Ходак

О СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ТИПИЗАЦИИ ГЛАВНЕЙШИХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩ

Докембрийские железорудные толщи широко распространены в различных структурно-фацальных зонах и на разных стратиграфических уровнях раннего остова почти всех щитов Земли, а также в ряде нижне- и верхнепротерозойских эв- и миогеосинклинальных, краевых и внутренних прогибов и платформенных впадинах.

Одной из наиболее древних формаций, включающих железистые кварциты в парагенезисе с чарнокитизированными пироксеновыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, является раннеархейская серия Кануну остова Гвианского щита [Берзин, 1976]. Сходный парагенезис пород, также с железистыми кварцитами, встречен среди гиперстеновых гнейсов и чарнокитовых пород бугской серии основания Украинского щита [Гинтов, 1978].

Раннеархейские толщи остова отмеченных щитов по размерам накопления в них железорудных концентраций являются зародышевыми.

Основная масса железных руд в этих регионах прослеживается в более высоких горизонтах докембрия. Крупные железорудные скопления могут быть развиты в иенгрской серии Алданского щита с достаточно дифференцированными типами терригенных и карбонатных образований раннего архея [Кулиш, 1977].

На Гвианском щите выше по разрезу развита верхнеархейская серия Иматака с крупными месторождениями железистых кварцитов Венесуэлы [Kalliokoski, 1965]. Серия выполняет геосинклинальные трюги. Она сложена сравнительно слабо метаморфизованными сланцево-филлитовыми породами с пластами доломитов, кварцитов, включающих гематит-магнетитовые руды, а местами родонит-спессартиновые гондитовые породы; серия почти лишена эффузивных образований.

Иной — эвгеосинклинальный тип джеспилитовых толщ развит в верхней части архейского основания Дальнего Востока Азии. Подстилающие мигматизированные породы почти лишены здесь железорудных пачек. Примером их является амурский комплекс и его стратиграфические аналоги на Сино-Корейском щите и его северных отторженцах — Хинган-Буреинском и других срединных массивах. Эти толщи сложены кристаллическими сланцами с пластами амфиболитов, гнейсов, мраморов, местами с джеспилитовыми пачками [Ходак, 1978]. Основная масса железных руд региона связана с толщами, завершающими развитие архейской геосинклинали. Характерной эвгеосинклинальной толщей с основными эффузивами, их туфами является раннеархейская серия Киватин на Канадском щите, залегающая среди огромных полей древних гранитоидов. Она отражает начальный тип развития геосинклинальных прогибов в самом основании щита [Марков, 1962].

На Русской платформе — в Карелии, на Украине, Урале развиты три железорудные толщи докембрия, приуроченные к весьма различным структурным элементам. Одна из них наблюдается в основании Западно-Карельского трога Балтийского щита [Чернов, 1964] и образовалась в начальный период прогибания свекофеннской геосинклинали [Бибикова и др., 1977], протягивающейся от Северной Норвегии и Швеции к Приладожью.

Железорудная толща зеленокаменного трога прослеживается на многие сотни километров от Костомукшского месторождения до района г. Петрозаводска.

С запада и востока трог обрамлен геоантиклинальными поднятиями свекофенид. Замыканием зеленокаменных прогибов завершается в целом консолидация восточной части Балтийского щита, тогда как в его западной — собственно свекофеннской части геосинклинальное развитие продолжалось до балтийской складчатости.

Самый начальный этап становления Балтийского щита, как представляется, связан с образованием сильно метаморфизованных толщ раннеархейского чарнокитово-гранулитового комплекса Лапландии, характеризующихся весьма малыми количествами железорудных концентраций [Бондаренко и др., 1977], аналогично серии Кануну Гвианского щита и бугской серии Украинского щита; абсолютный возраст ромбических пироксенов из пород комплекса в районе Нотозера, составляющий более

Р и с. 1. Схема главнейших структурных элементов Балтийского щита

Цифры на схеме: 1 — древний чарнокитово-гранулитовый пояс Лапландии, 2 — Кольский массив, 3 — Беломорский верхнеархейский блок, 4 — Карельский массив, 5 — Свекко-феннская (беломорско-балтийская) докембрийская геосинклиналь, 6 — Русская плита, 7 — каледонская складчатая область; точками отмечены железорудные месторождения лопия и свиония



3 млрд. лет [Лобач-Жученко и др., 1972], также подтверждает данное представление (рис. 1).

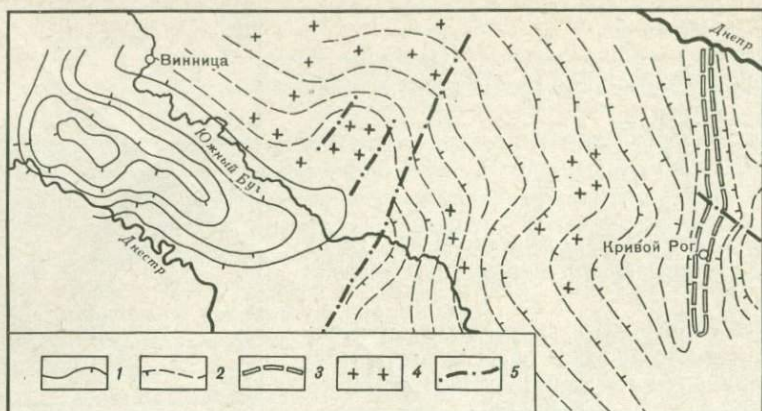
Последующий этап становления увеличивающегося ядра щита в архее ассоциируется с формированием кольско-беломорской серии гнейсов и амфиболитов с прорывающими и мигматизирующими их гранитоидами, также с незначительными массами железорудных скоплений. В этот этап произошла консолидация Карельского и Кольского массивов, приращение их к древнему темени щита.

Железородная толща лопия и свиония связана с завершающим этапом становления восточной части Балтийского щита — развитием свекко-феннской геосинклинали и ее зеленокаменных трогов на массивах. Она может считаться типичным примером вулканогенно-осадочной лептитовой формации, накопление железных руд в которой связано с проявлением кислого туфового вулканизма начальной троговой стадии прогибания геосинклинали в некотором удалении от очагов вулканизма [Чернов, 1964].

Железородная толща на Костомукшском месторождении сложена биотитовыми гнейсами, различными сланцами, амфиболитами, кислыми туфовыми породами, содержащими гематит-магнетитовые кварциты.

В Криворожье в отличие от лопийских отложений Карелии толща раннего протерозоя залегает в секущем Украинский щит прогибе. Сходные прогибы, выполненные стратиграфическими аналогами толщи, наблюдаются на щите и восточнее вплоть до Орехово-Павлоградской зоны разломов. Криворожский тип прогибов выступает как послещитовое образование с крупными железорудными концентрациями, он прослеживается через весь щит в субмеридиональном направлении на сотни километров от района Кривого Рога до Кременчуга на Днепре среди приподнятых блоков Ингулецкого вала (западнее) и Саксаганских куполов (восточнее), сложенных верхнеархейскими сильно мигматизированными и гранитизированными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами; местами в них развиты пачки железистых кварцитов.

Начальный этап становления Украинского щита, как полагают О. И. Слензак [1960], О. Б. Гинтов [1978] и ряд других исследователей, связан с образованием раннеархейских чарнокитовых толщ бугской серии, представляющих собой гранитизированные граувакково-мергелистые породы. Как и древнейшие гранулиты Балтийского щита, они содержат малые количества железорудных концентраций.



Р и с. 2. Стратиграфо-структурная схема западной части Украинского щита
Площади развития: 1 — бугской чарнокитовой серии раннего архея, 2 — ингуло-ингулецкой серии, 3 — криворожской серии, 4 — гранитоидов, 5 — главнейшие глубинные разломы

Самые нижние горизонты чарнокитизированных гиперстеновых гнейсов — костюжанская свита О. И. Слензака [1960] — на Украинском щите выступают в левобережном Приднестровье в бассейне р. Мурафы у с. Лозовой (рис. 2); севернее и восточнее они преобразованы в виннициты (пироксен-гранат-биотитовые породы) и собиты (амфиболитовые породы гранодиорито-габбрового состава).

Последующий этап становления Украинского щита связан с развитием верхнеархейских ингуло-ингулецких, днепровских гнейсов, содержащих пачки железистых кварцитов; породы интенсивно гранитизированы (с образованием днепровских, токовских, житомирских, бердичевских и прочих гранитоидов) и мигматизированы.

Железистые кварциты бугской чарнокитовой и ингуло-ингулецкой, днепровской амфиболито-гнейсовой толщ на Украинском щите являются зародышевыми.

Основание Криворожских прогибов выполнено эффузивной — амфиболитовой толщей, структурно составляющей единое целое с вышележащей основной железорудной толщей региона. Столь мощное развитие подпрудных эффузивов весьма специфично для рассматриваемых площадей и в других регионах почти не наблюдается. Здесь накопление огромных масс железных руд непосредственно не связано с одновременным проявлением вулканической деятельности. Это обстоятельство может привести к представлению о седиментационном генезисе руд в субплатформенного типа морском бассейне и заставляет искать источник Fe в выносе его из архейских кор выветривания, образовавшихся по широко распространенным на Украинском щите подпрудным вулканогенным породам среднего и основного состава, а также по чарнокитово-гиперстеновым толщам и лишь в крайнем случае — за счет выноса экзгальационного рудного и сопутствующего кремнистого материала из потухших вулканических очагов.

Своеобразный, существенно отличный от вышеописанных тип железорудных толщ с пластами нижнерифейских магнезит-сидеритовых-сидероплезитовых руд наблюдается на Русской платформе в краевом прогибе древнего Уралтау. Здесь у г. Бакала отмечается чередование песчано-сланцевых и сидерит-доломитовых пачек, отложившихся в эвапоритовом заливе морского бассейна. Если в толщах криворожского типа железорудное карбонатное накопление является зачаточным, то для происходившего в раннерифейском субплатформенном бассейне Урала аналогов в докембрии нет.

Зарождение железорудных концентраций в рассмотренных толщах начинается с самого раннего докембрия и проходит по всему стратиграфическому разрезу на фоне становления щитов и массивов. Основные этапы железорудонакопления приходятся на завершающие периоды формирования региональных структур.

Изложенное подтверждает представление А. В. Сидоренко [1977] о поступательном развитии земной коры, ее литогенеза с отмеченными главнейшими типами железорудных толщ, столь характерных для раннего этапа формирования седиментационного покрова нашей планеты [Ходак, 1972].

ABSTRACT

It is outlined a structural-formation typization of a principal Precambrian iron ore thicknesses beginning from the ancientest charnokite formations of the Guinea-, the Ukrainian- and other shields. It is distinguished characteristic eugeosyncline type of jaspilite thicknesses with basic effusive rocks, produced in early archean series Kivatin of Canadian shield. It is understood various and different of age iron ore thicknesses of the Russian platform from their ancientest sediments — the Bug charnokite serie and granulites of Lapland to leptitic formation of greenstone troughes of Karelian massif, schistous-siliceous series of Krivoy Rog graben already formed of the Ukrainian shield and sideritic thicknesses in a border caving in of the Uraltau. It is examined stages of ore formation passed through all stratigraphic sequence on a ground of a forming of shields and massifs; principal stages of iron ore accumulation have to on concluding periods of a regional structures' forming.

Л и т е р а т у р а

- Берзин Н. А. Докембрий Южной Америки. — В кн.: Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск: Наука, 1976, с. 152—229.
- Бибикина Е. В., Берман И. А., Грачева Т. В., Макарова В. А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 25—32.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б., Берковский А. Н. Железорудные образования раннего докембрия фундамента Русской плиты. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 117—129.

- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972, с. 193.
- Гинтов О. Б. Структуры континентальной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наукова думка, 1978. 153 с.
- Кулиш Е. А. Нижняя терригенная формация алданского комплекса (нижний архей). — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия: Тез. докл. Всесоюз. семинара. Апатиты: Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 64—65.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). — В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 70—76.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 9—25.
- Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 212 с.
- Ходак Ю. А. География и геология планет — планетология: Курс лекций. М.: Моск. пед. ин-т им. В. И. Ленина, 1972, с. 133.
- Ходак Ю. А. Типы карбонатных железомарганцевых и магнезито-доломитовых докембрийских толщ. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Тез. докл. Всесоюз. семинара. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1978, с. 158—159.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л.: Наука, 1964. 104 с.
- Kallioski J. Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, N 9, p. 1027—1049.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА: ДОКЕМБРИЙ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Ч. Б. Борукаев

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

В современном варианте учения о геосинклиналях предполагается, что континентальная кора возникает из океанической в ходе геосинклинального цикла. Показателем становления континентальной коры считаются проявления субсеквентного вулканизма. Данная схема, разработанная при изучении фанерозойских складчатых поясов, обычно без существенных корректив переносится и на докембрий. Между тем не все геосинклинальные циклы фанерозоя завершаются стадией субсеквентного вулканизма. Часто эта стадия отделена от эпохи завершающей складчатости значительным интервалом времени. Развитие докембрийских подвижных поясов и областей далеко не всегда укладывается в схему простого геосинклинального цикла.

В 1944 г. Г. Штилле [1964] выделил в геологической истории Земли два «больших периода» (мегахрона) — протогей и неогей, — высказав предположение о возможности выделения третьего — дейтерогея. Главной идеей, положенной в основу схемы, является несопоставимость разделяющих мегахроны «революций» с эпохами завершающих складчатостей. Объединяющиеся в понятие «революции» процессы консолидации, деструкции и регенерации коренным образом меняют структуру земной коры, обновляют ее. Классические циклы складчатости выделялись Г. Штилле только в фанерозое.

В результате многолетних работ по тектонике докембрия континентов [Карта. . . , 1972; Борукаев и др., 1977; и др.] разработана схема периодизации тектонической истории Земли, развивающая идеи Г. Штилле с учетом новейших данных и позволяющая по-новому интерпретировать процесс формирования континентальной коры.

В последнее десятилетие выяснено, что древнейшими образованиями Земли являются толщи, повсеместно метаморфизованные в условиях преимущественно гранулитовой (двупироксеновой) фации и отвечающие по среднему составу гранодиоритам и тоналитам. Это беломорская серия Балтийского щита, алданский комплекс Восточной Сибири, система Себакви I Южной Африки, гнейсы Миннесоты, гнейсы Амисок Гренландии, додхарварские гнейсы Индостана, эндебиты Восточной Антарктиды и т. п. Их возраст превышает 3000—3500 млн. лет. В составе толщ преобладают метаморфизованные супракраустальные породы. Толщи интенсивно дислоцированы, гранитизированы, мигматизированы и прорваны гранитоидами натровой и калиевой групп.

Очевидно, что на рубеже около 3300 ± 300 млн. лет назад завершился первый «большой период» геологического развития Земли и сформировалась древнейшая сиалическая кора континентального типа. Поскольку указанный рубеж отделен от времени предполагаемого возникновения планеты (4600—5000 млн. лет назад) интервалом, длительностью в 1500 млн. лет, образование коры в результате дифференциации мантии на этом рубеже маловероятно. Более убедителен вывод Л. И. Салопа [1973] о ранней *пермобильной* стадии развития Земли.

Ранний, наименее нам известный мегахрон длительностью около 1500 млн. лет назовем *протогеом*. Тектонический режим мегахрона в терминах учения о геосинклиналях точнее всего можно определить как панэвгеосинклинальный. Эпоха тектоно-термальных проявлений, завершающая протогей, названа Л. И. Салопом *саамской*.

Вслед за охарактеризованной эпохой началось развитие «зеленокаменных поясов». Слагающие их комплексы представлены в нижних частях ультраосновными и основными вулканитами, по составу отвечающими абиссальным толеитовым сериям современных океанов. Выше появляются хемогенные породы и кислые вулканиты, а затем, иногда с размывом в основании, следуют граувакки и турбидиты с пакетами вулканитов известково-щелочного ряда, перекрывающиеся толщами кластических пород с прослоями конгломератов (молассами). Этот моноциклический ряд прорван позднекинематическими гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами.

В современной структуре зеленокаменные пояса образуют «мегаксенолиты» в полях гранито-гнейсов, занимая около 10—15% площади щитов. Судя по закономерностям строения поясов, лишь некоторые из этих форм могут трактоваться как вторичные малые океанические бассейны. В большинстве своем они тяготеют к шовным зонам, разделяющим сиалические блоки. Представляется, что заложение зеленокаменных поясов сопровождалось дроблением сиалической коры саамской консолидации и раздвиганием блоков.

Зеленокаменные пояса развивались асинхронно даже в пределах одной области, но более отчетливо это выявляется при сравнении двух групп древних платформ.

На платформах Лаврогондии (Лаврентии и Гондваны) пояса претерпели завершающие складчатости в интервале 2900—2400 млн. лет назад. Именно в этом широком спектре датируются связанные со складчатостью позднекинематические гранитоиды. Широко проявившаяся здесь кенорская (лимпопо-либерийская и т. п.) эпоха, как показывают последние исследования [Kgöber, 1977], выразилась не в форме завершающих складчатостей, обычно ей предшествовавших, а в тектоно-термальной переработке древнего сиалического основания. Ей отвечают серии посткинематических гранитоидов интервала 2600—2400 млн. лет.

Впоследствии на платформах Лаврогондии возникли крупные бассейны субконтинентального типа (Трансвааль, Гурон и др.), где в спокойной обстановке шло накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ. Синхронно с бассейнами (или с некоторым запозданием) развивались удлиненные наложенные прогибы (Лабрадорский, Пайн-Крик и др.).

Толщи, слагающие как бассейны, так и прогибы, имеют миогеосинклинальный облик и различаются лишь степенью дислоцированности.

На платформах Евразии (за исключением Индостанской гондванского типа) завершающие складчатости приурочены к интервалу 2400—1900 млн. лет. На уровне, соответствующем именно этому интервалу, располагаются терригенные молассы, которые заканчивают формационные ряды, гомологичные рядам зеленокаменных поясов платформ Лаврогондии. Это фрунзенская серия Приднепровья, учуйский комплекс Алданского щита, сариолий Балтийского щита и т. п. Кенорская эпоха здесь также выражена пиком радиометрических датировок, но связаны они преимущественно с синкинематическими гранитоидами. Вероятно, эта эпоха отвечает частной инверсии, предшествующей завершающим складчатостям. Таким образом, кенорская эпоха не имеет однозначного выражения в глобальном масштабе.

Более значительной представляется *карельская* (алгомская, гудзонская и т. п.) эпоха на рубеже 1750 ± 150 млн. лет. В большинстве схем периодизации именно она разделяет крупнейшие мегахроны. М. А. Семихатов [1974] связывает с этим рубежом завершение развития раннепротерозойских ортогеосинклиналей, главные складчатости в которых датируются в 2100—1900 млн. лет.

Вывод этот можно расширить. Карельская эпоха ярко выразилась не только в ортогеосинклиналях; но и в наложенных геосинклиналях. В подвижных поясах всех континентов широко распространена кварцито-порфировая ассоциация. Это акитканская и улканская серии Восточной Сибири, риолиты Висконсина, Миннесоты и Южной Дакоты, группы Кучиверо и Ивокрама Гвианского щита, группы Аргилла, Эдит-Ривер, Уайтуотер и их аналоги в Северной Австралии, субиотний Балтийского щита, серия Ватерберг Южной Африки, майтюбинская серия Центрального Казахстана и т. п. Повсеместно ассоциация слагает вулканические пояса, более или менее несогласно наложенные на складчатую структуру. Процессы кислого вулканизма охватывают и участки стабильных блоков, во внутренних частях которых нередко формируется серия кислых посткинематических интрузий калиевой группы (граниты Булалу Западной Австралии, некоторые массивы рапакиви и т. п.).

Столь широкие проявления кислого вулканизма в ранней истории Земли не фиксируются. Близкая к названным толщам серия Доминион-Риф Южной Африки имеет локальное распространение. Существенно также, что тектоно-термальные процессы карельской эпохи накладывались на тектонические зоны, находившиеся на разных стадиях развития. Все это приводит к выводу, что карельская эпоха должна рассматриваться как рубеж мегахронов, как историко-геологическая граница, по своему значению сопоставимая с саамской. Мегахрон, ограниченный этими двумя эпохами, назовем *дейтерогеем*. Его длительность составляет около 1500 млн. лет.

Вслед за карельской эпохой наступил период высокого стояния континентов, которые в то время, возможно, составляли единый суперконтинент — Пангею. Лишь в среднем рифее начали формироваться типичные платформенные чехлы. Рифей начинается собой новый мегахрон — *неогей*.

Сложен вопрос о характере тектонических движений на рубеже 1000 ± 100 млн. лет. Часто они квалифицируются как гренвилльская эпоха завершающей складчатости. Однако как в провинции Гренвилл, так и в аналогичных ей участках других щитов (Свеконорвежская область, пояс Фрейзер-Стерлинг Западной Австралии и др.) складчатость этой эпохи проявилась в эпикратонных энсиалических прогибах и наложена на разновозрастные комплексы, обычно уже претерпевшие ранее более интенсивную складчатость и относительную консолидацию. Одновременно заложились окраинные миогеосинклинальные прогибы (Гиперборейский, Прибайкальский, Присаянский), ряд авлакогенов (Амадиес и др.), завершил развитие ряд интракратонных впадин (Бангемолл, Кивино и др.). Области накопления чехлов на разных платформах расширились (Русская, Австралийская) или сократились (Сибирская, Северо-Американская).

Таким образом, в гренвилльскую эпоху наблюдалась тектоническая дифференциация ранее консолидированных областей, а новообразования континентальной коры не происходило. По своему значению эпоха сопоставима с кенорской, но явно уступает саамской и карельской.

Эпоха интенсивных движений близ временной границы докембрия и фанерозоя (600—700 млн. лет) часто именуется байкальской складчатостью. Анализ показывает, что в осевых частях главных геосинклинальных поясов (Грампианский, Урало-Монгольский, Средиземноморский) в это время или несколько ранее возникли раздвиги и начала формироваться офиолитовая ассоциация, начинающая собой этап развития палеозойских эвгеосинклиналей. Несопоставимость байкальских движений с завершающей складчатостью убедительно показана даже в типовой складчатой области. Рубежом мегахронов эта эпоха тем более не является.

Не рассматривая подробно вопроса о верхней границе неогей, заметим только, что, на наш взгляд, ею является герцинская (в Тихоокеанском сегменте — мезозойская) эпоха. Она завершает ряд палеозойских складчатостей, сопровождается орогенезом, широким внедрением гранитов калиевой группы, радиоактивным омоложением ранее консолидированных областей и образованием новой Пангеи. Герцинская эпоха очень сходна с карельской по широте и закономерностям размещения вулканических поясов. Если принять предложенный вариант, длительность неогей составит около 1500 млн. лет. Последний — незавершенный — мегахрон назовем *эпинеогеем*.

Эпохи, разграничивающие мегахроны, как мы видели, гораздо значительнее эпох главной складчатости. Они синхронно проявились практически на всей площади континентов, в областях, находящихся на разных стадиях развития. Видимо, эти эпохи обусловлены процессом, к которому в наибольшей мере применим предложенный А. А. Богдановым [1976] термин *кратонизация*.

Главная складчатость служит предварительным, подготовительным этапом в процессе формирования континентальной коры, завершение которого отвечает эпохе кратонизации. Континентальная кора, возникающая в результате проявления главной складчатости, может быть названа *незрелой*, тогда как *зрелая* формируется в эпоху кратонизации. Кратони-

зация приводит к гомогенизации сиалической коры, ее «отвердению» и, возможно, некоторому утолщению. Консервируются структурные рисунки предшествующих складчатостей и прекращается унаследованное развитие складчатых форм. Только после кратонизаций (карельской, герцинской) на широких площадях формируются типичные чехлы платформ (соответственно, древних и молодых). Судя по широкому распространению вулкано-плутонической ассоциации калиевой специализации, наиболее вероятной причиной процесса является коренная перестройка конвективной системы в мантии.

Основная масса сиалической коры сформировалась в докембрии — в карельскую, или даже саамскую эпоху кратонизации. Два полных мегахрона, известных нам в достаточной степени, — дейтерогей и неогей — разделяются примерно пополам кенорской и гренвиллской эпохами на интервалы, отвечающие хелогенным циклам Дж. Саттона [Sutton, 1963]. В чередовании мегахронов можно усмотреть известную симметрию. Если дейтерогей характеризуется преимущественно конструктивными тенденциями, то неогейу присущи главным образом деструктивные.

Крупнейший биостратиграфический рубеж, разделяющий докембрий и фанерозой, в тектоническом аспекте особого значения не имеет, что подтверждает вывод А. В. Сидоренко [1965] о некорректности принципиального противопоставления этих двух эонов. Полученные результаты не согласуются также с широко распространенным мнением об ускорении темпа развития Земли во времени, а свидетельствуют в пользу сложной эволюции структуры земной коры в ходе равномерного поступательного развития, периодически прерываемого эпохами наложенной глобальной кратонизации.

ABSTRACT

Four megachrones are recognized in the tectonic history of the Earth — Protogäicum, Deuterogäicum, Neogäicum and non-complete Epineogäicum. The megachrones are divided by the epochs of cratonning on the boundaries of approximately 3300, 1750 and 250 Ma ago. The cratonning is the global-scale process, which leads to the formation of the mature continental crust in the regions, which already underwent the complete folding. The formed before sialic crust acquires the homogeneity, the hardness and probably its thickness grows slightly greater. The epoch's typical sign is the widespread quartzite-porphyry association, which forms the volcano-plutonic belts. The main volume of the continental crust is formed in the Precambrian — in the Saamian and the Karelian epochs of cratonning. The cratonnings superpose periodically (with the intervals of about 1500 Ma) on the progressive uniform process of the planet's tectonic evolution.

Л и т е р а т у р а

- *Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 340 с.
Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.

- Карта тектоники докембрия континентов, масштаб 1 : 15 000 000/ Под ред. Ю. А. Косыгина. М.: ГУГК, 1972.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Сидоренко А. В. Изучение докембрия — важнейшая задача современной геологии. — Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 10—15.
- Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. — В кн.: Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 344—394.
- Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. — Precamb. Res., 1977, vol. 4, N 2, p. 163—213.
- Sutton J. Long-term cycles in the evolution of the continents Nature, 1963, vol. 198, N 4882, p. 732—735.

В. М. Моралев, М. З. Глуховский

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛДАНСКОГО ШИТА

Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы распространены в основном в северной части Становой области и в южной части Алданского щита. Здесь в разрезе курультино-гонамского комплекса можно выделить три толщи метаморфических пород. Нижняя представлена основными кристаллическими сланцами (пироксеновыми, двупироксен-плагноклазовыми, гиперстен-плагноклазовыми, гранат-пироксен-плагноклазовыми) с линзами и «пластами» массивных пироксенитов, изредка с включениями лерцолитов и сапфиринсодержащих пород. Выше залегает толща разнообразных глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, в основании которой отмечаются прослои гранат-и силлиманитсодержащих гнейсов, кварцитов, изредка корундсодержащих пород. Венчает разрез курультино-гонамского комплекса толща преимущественно основных кристаллических сланцев, переслаивающихся с более кислыми разновидностями пород, кварцитами, глиноземистыми гнейсами, кальцифирами.

Приведенный разрез отличается поразительным сходством с разрезами других гранулитовых метаморфических комплексов региона. Аналогами нижней толщи являются несмуринская толща и горбыляхская свита западной и центральной частей Алданского щита, аячинская и чадорская свиты Могочинского и Моклинского выступов, нижние толщи докембрия Сивакано-Токинского, Чогарского и Ларбинского блоков. Две верхние толщи курультино-гонамского комплекса сопоставимы с чарской и иенгской гнейсовыми сериями архея Алданского щита, шуругинской, амазарской и пуртовской свитами Могочинского выступа и верхними частями разрезов гранулитовых комплексов Сивакано-Токинского, Чогарского и Ларбинского блоков Становой области. Наиболее древняя базит-гипербазитовая часть курультино-гонамского комплекса характеризуется радиологическими определениями возраста, полученными К-Аг методом — 4520—4580 млн. лет [Глебовицкий и др., 1965]. Для

более молодых серий глиноземистых гнейсов и кварцитов, рассматриваемых как метаморфизованные переотложенные продукты древнейших кор выветривания [Сидоренко, 1975], развивавшихся по породам базальтового ложа [Фролова, 1951], известны определения Rb методом от 3200 до 3900 млн. лет.

Изучение петрогенезиса базит-гипербазитовых пород нижних горизонтов курультино-гонамского комплекса показало возможность их объединения в протофиолитовую ассоциацию [Глуховский и др., 1977]. Двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы характеризуются сравнительным постоянством содержания основных петрогенных компонентов в соотношениях, указывающих на их первично-магматическую природу и принадлежность к метабазальтам, типичным для толентовых серий срединно-океанических хребтов (таблица). Пироксеновые сланцы и пироксениты отличаются типичным для коматиитов относительно высоким содержанием MgO (обычно $> 9\%$), $Ca/Al \geq 1$ и низким содержанием K ($< 0,9\%$). Катархейские лерцолиты близки по составу к лерцолитам срединно-океанических хребтов и пиролиту (см. таблицу).

С породами протоофиолитового комплекса в зонах гранулитовой фации метаморфизма ассоциируют разнообразные по форме и размерам тела габбро-анортозитового комплекса (габбро, габбро-анортозиты, анортозиты, чарнокиты). Установлено, что средневзвешенный состав крупного (Каларского) габбро-анортозитового массива сходен со средним составом магматических пород известково-щелочных (андезитовых) серий.

Для древнейшего базит-гипербазитового комплекса рассматриваемого региона характерны овальные чашеобразные синклинали размером от 130×80 до 400×150 км. Такие структуры обычно имеют сложное строение. Относительно полого наклоненные крылья ($25-45^\circ$) осложнены системами лежащих складок, а в центральных частях чаш отмечаются синклинальные складки более высоких порядков. Древность чашеобразных структур доказывается тем, что более поздние деформации, в том числе и реоморфические складки течения, связанные с позднеархейской и более поздней гранитизацией, имеют явно наложенный характер. Это позволяет говорить о принадлежности чашеобразных синклиналей к структурным формам, возникающим в условиях нелинейной тектоники на самых ранних этапах развития земной коры.

Петрогенезис базальтоидов и структурные особенности протоофиолитовой ассоциации Алданского щита и Становой области свидетельствуют о своеобразии эндогенных процессов магмаобразования в раннем архее. Генерация базальтовых (толентовых и коматиитовых) магм в то время, очевидно, происходила на различных глубинах, нередко была многостадийной, а кроме того, выплавление шло из мантийного вещества, отличающегося от фанерозойского большим количеством литофильных элементов [Глуховский и др., 1977].

Рассматривая древнейшие докембрийские базит-гипербазитовые комплексы в качестве реликтовых элементов, можно говорить о преимущественно базитовой (океанической) природе этих компонентов протокры и об их формировании в условиях отсутствия крупных полей

Средние составы пород раннедокембрийских базит-гипербазитовых комплексов, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	48,90	1,25	14,95	2,80	9,90	0,30	7,70	10,30	2,00	0,50
2	44,69	0,78	10,23	2,91	9,34	0,28	17,57	10,27	0,80	0,49
3	42,45	0,28	4,35	3,80	6,80	0,15	35,00	2,20	0,40	0,20
4	56,4	0,3	22,4	1,5	3,1	0,1	1,9	7,9	5,3	1,1

П р и м е ч а н и е. Породы протоофиолитовой ассоциации: 1 — двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы — метабазальты (14 проб); 2 — пироксениты и пироксеновые кристаллические сланцы — метакоматииты (7 проб); 3 — лерцолиты (6 проб); 4 — средневзвешенный состав Каларского массива габбро-анортозитов.

горизонтальных напряжений [Павловский, 1970]. Общая тектоническая обстановка ранней (лунной) стадии формирования земной коры, видимо, отвечала модели многоячейной конвекции в мантии, соответствующей представлениям о нелинейной тектонике.

Вместе с тем, кроме пород протоофиолитовой ассоциации, в пределах Алданского щита и Становой области достаточно широко распространены породы габбро-анортозитового комплекса. Можно предполагать, что формирование пород этого комплекса связано со следующим периодом эволюции земной коры (нуклеарной стадией), для которой характерно широкое развитие процессов гранитизации и формирование древнейших гранито-гнейсовых куполов.

В связи с этим для анализа тектонических условий формирования габбро-анортозитовых комплексов особое значение приобретает выявление в районе крупных концентрически-кольцевых структур, установленных в результате дешифрирования космических снимков [Глуховский, 1978]. В пределах рассматриваемого региона известно 10 подобных структур диаметром от 50 до 400 км (рисунок). Замечено, что в большинстве случаев простираения кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород и зон гранитизации оказываются конформными с дуговыми элементами. Отмечаются также дугообразные системы разломов, зоны расланцевания и диафтореза амфиболитовой фации, которые совпадают с отдешифрированными дуговыми элементами. В наиболее эродированных областях кольцевые структуры подчеркиваются кольцевыми аномалиями магнитного поля. Чашеподобные структуры, характерные для протоофиолитового комплекса рассматриваемого региона, вероятно, представляют собой реликты древнейших вулcano-тектонических депрессий, а дешифрируемые на космических снимках кольцевые структуры являются отражением дуговых и оvoidных концентрических разломов, заложившихся на самой ранней стадии развития земной коры. Движения по этим разломам в последующие эпохи, по-видимому, определили морфологию и размеры складчатых овалов архея, размещение зон и центров гранитизации, отдельных мигмо-плутонов, а также полей неоднородного метаморфизма.

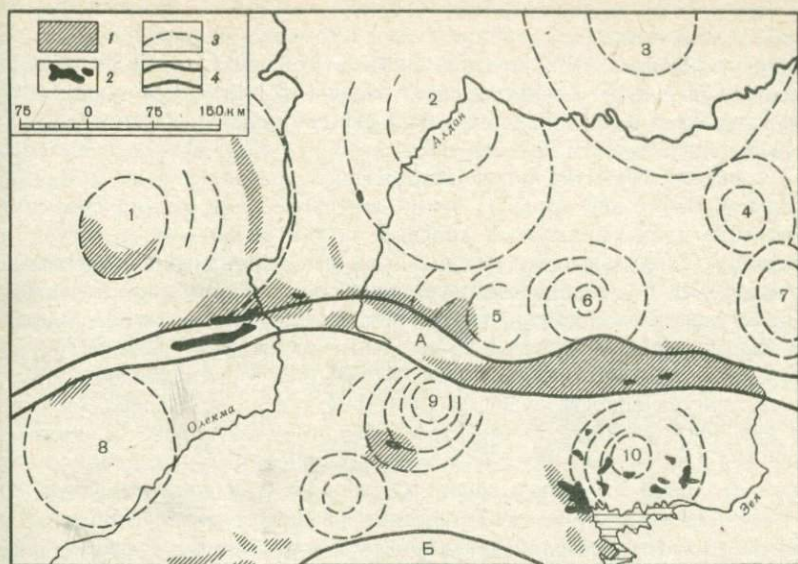


Схема распространения раннедокембрийских базит-гипербазитовых и габбро-анортозитовых комплексов и кольцевых структур Алданского щита и Становой области

1 — области развития базит-гипербазитовых комплексов первичной коры; 2 — анортозиты и габбро-анортозиты; 3 — элементы кольцевых структур, отшифрованные на космических снимках; 4 — зоны главных разломов: А — Станового, Б — Тукурингского; цифры на схеме — кольцевые структуры: 1 — Чарская, 2 — Алданская, 3 — Алдано-Учурская, 4 — Учурская, 5 — Тимптонская, 6 — Гонимская, 7 — Алгоминская, 8 — Каларская, 9 — Нюкжинская, 10 — Зейская

Наиболее объективную картину распространения полей неоднородного метаморфизма, зон и ареалов гранитизации, а также пород базитовых комплексов не только на поверхности, но и в целом в верхних горизонтах земной коры (до глубины 15 км) можно получить путем совмещения карты отшифрованных кольцевых структур с картой остаточных аномалий поля силы тяжести (высота пересчета 15 км, плотность промежуточного слоя — $2,3 \text{ г/см}^3$). Это позволяет оценить площади распространения относительно менее плотных (сильнее гранитизированных) и более плотных (слабее гранитизированных) пород, причем последние в основном отвечают реликтам протоофиолитового и габбро-анортозитового комплексов. Для оценки положения этих площадей по отношению к элементам кольцевых структур для каждой из них находилась геометрический центр, а расстояние от него до крайней дуговой линии делилось на три части. После этого на расстоянии $2/3$ и $4/3$ радиуса от центра проводились условные линии, параллельные границам кольцевых элементов. Первая из этих линий оконтуривала центральную часть кольцевой структуры, вторая — являлась внешней границей периферической зоны влияния кольцевой структуры. Результаты подсчета в пределах указанных частей кольцевых структур, показали, что лишь 2,5% площадей распространения плотных пород располагается в центральных частях кольце-

вых структур. Более 66% попадает в пределы периферических зон, причем к этой величине можно прибавить еще 8%, которые попадают в зону Станового разлома, ибо последний проходит исключительно по периферии кольцевых структур. Таким образом, около 75% площадей оказываются приуроченными к внешним зонам кольцевых структур.

Центральные части крупных кольцевых структур являлись, по-видимому, очагами гранитизации и сопряженного разуплотнения материала первичной базитовой коры. С этими же процессами можно связывать уплотнение и базификацию в краевых частях кольцевых структур, где создавались локальные поля горизонтальных напряжений, происходило метаморфическое преобразование пород базитовой протокры в условиях гранулитовой фации высоких давлений и в результате частичного плавления формировались известково-щелочные расплавы, давшие начало габбро-анортозитовым комплексам. Последние обнаруживают вполне четкую приуроченность к периферическим частям кольцевых структур (см. рисунок). Очевидно также, что к этому этапу тектонической эволюции относится и заложение некоторых крупных линейных зон (например, Станового разлома) на стыках групп сближенных кольцевых структур.

Рассмотренные процессы плотностных и вещественных преобразований базитового материала раннедокембрийской коры определили возникновение наиболее древних распознаваемых горизонтальных напряжений в земной коре и общую консолидацию отдельных блоков коры. Следовательно, этот позднеархейский этап эволюции явился периодом формирования первичных относительно жестких литосферных микроплит и временем постепенного перехода от нелинейной тектоники к тектонике плит.

ABSTRACT

The oldest early Precambrian complexes of the granulite terrain of Aldan shield and Stanovoy ridge consist of pyroxene-plagioclase schists (tholeiitic metabasalts), pyroxene granulites (basaltic metakomatiites), ultramafic rocks (pyroxenites and lherzolites) and quartzites. Rock petrogenesis and structural features of those Precambrian mafic-ultramafic (protoophiolitic) complexes indicate the mafic (oceanic) composition of the primordial unconsolidated protocrust and the nonlinear tectonic style of the early Archaean period (Moon stage) of crustal evolution. The earliest indications of horizontal strains can be recognized for the next period (Nuclear stage) of crustal evolution when the prominent granitic-gneissic domes were formed. Such domes are identified in the region as ring structures from 50 up to 400 km in diameter by use of space imagery. The comparison of recognized ring structures with gravity data (for upper 15 km of crust) demonstrates the preliminary location of high density mafic-ultramafic rocks in external zones of ring structures and low density granitic-migmatitic complexes within internal zones. The granitization process was responsible for decompaction of basic protocrust within some centres and originated horizontal radial strains around them. Conse-

quently the early Archaean protoophiolitic complexes in external zones of ring structures underwent a stress metamorphism and partial melting. The originated calc-alkaline melts form a number of gabbro-anorthositic intrusions in external zones of ring structures. These late Archaean events were responsible for the consolidation of lithospheric microplates and the nonlinear tectonism was gradually replaced with plate tectonics.

Л и т е р а т у р а

- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л.: Наука, 1965, с. 103—135.
- Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103—117.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.
- Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5—15.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2, с. 38—68.

Н. П. Семененко

УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ — ШВЫ ОКРАИН РАЗРАСТАЮЩЕЙСЯ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Украинский кристаллический щит — одна из немногих докембрийских континентальных платформ, где сохранились негранитизированные осадочно-вулканогенные формации в древнейших структурных ярусах коры, возрастом до 3500 млн. лет.

В разрезе докембрийских эвгеосинклинальных образований закономерно сочетается комплекс четырех основных формаций: ультрабазитовых-ультраосновных, метабазитовых основных, порфирит-кератофировых и алюмосиликатных средних и кислых вулканогенных и терригенных и железисто-кремнистых хемогенных отложений; каждая характеризуется своей ритмичностью в накоплении.

Железисто-кремнистые формации — постоянный член комплекса вулканогенных толщ эвгеосинклиналей, фиксируют перерывы в вулканических процессах и периоды развития подводных эксгаляций. Их устойчивость и тип отмечаются в каждой из участвующих в комплексе вулканогенной формации: ультрабазитовой, метабазитовой, кератофино-алюмосиликатной.

Ультрабазитовые формации описаны во всех структурных ярусах: в докембрии I_1 Конкско-Белозерско-Славгородского пояса (3000—3500 млн. лет); в докембрии I_2 Днепровского пояса (2700—3000); в докембрии II_1 Базавлукского пояса (2300—2700); в докембрии II_2 Восточно-Саксаганьского пояса (2000—2300) и в докембрии III Криво-рожского пояса (1700—2000), а также в Побужской части щита в структурном ярусе докембрия II Ташлыкского и Володарского синклинориев (2300—2700 млн. лет).

Многие исследователи — А. В. Пейве, Н. А. Богданов, А. Л. Книппер, А. С. Перфильев [1977] и другие склонны рассматривать офиолитовые формации как фрагменты океанической коры в структуре складчатых областей.

Наблюдается сходство разрезов фанерозойских и докембрийских ультрабазитов в офиолитовых комплексах. В докембрийских офиолитовых комплексах Украины развиты полнодифференцированные комплексы с залегающими в основании метабазитовыми, а выше — ультрабазитовыми и венчающими кератофиرو-алюмосиликатными формациями.

Как уже было отмечено, в ультрабазитовых формациях отчетливо выделяются перерывы и ритмы в накоплении; в регрессивной стадии накопления формации, в перерывах, наблюдается образование туфово-железисто-кремнистых и сульфидно-колчеданных туфовых слоев. В верхних краевых частях ультрабазитовые залежи дифференцированы; прослеживается ритмическая смена дунит-гарцбургитов слоисто-дифференцированным комплексом перидотитов, пироксенитов-вебстеритов, габбро-перидотитов, завершающимся прослоями туфово-железисто-кремнистых эксгальационно-химических отложений и туфово-колчеданных отложений.

Порядок и последовательность чередования слагающих толщ в докембрии сходен с таковыми фанерозойского офиолитового комплекса Ньюфаундленда, где в основании залегают метабазиты, выше — лерцолиты, которые сменяются гарцбургитами.

Процессы последовательного разрастания коры континентов, границы проявлений которых фиксируются серпентинитовыми поясами, окаймляющими окраины континентов, прослеживаются отчетливо на Украинском щите. На Днепровской протоплатформе наиболее древним участком коры, стабилизировавшейся за время от 3500 до 3000 млн. лет назад, является Конкско-Белозерско-Славгородский пояс офиолитов, слагающий структурный ярус санизированной коры докембрия I_1 . К нему с запада приключается участок коры Днепровского пояса, стабилизированный в следующем отрезке времени, 3000—2700 млн. лет назад, в докембрии I_2 . В нем мы наблюдаем серпентиниты Игреньского, Волнянского, Томаковского районов, выявленные в виде остатков в составе гранитизированных отложений яруса.

В следующем мегацикле истории коры, в докембрии II , континентальная Днепровская протоплатформа расширилась за счет приключения Базавлукского пояса серпентинитов в сопряжении с офиолитовым комплексом, который стабилизировался в течение времени 2700—2300 млн. лет назад.

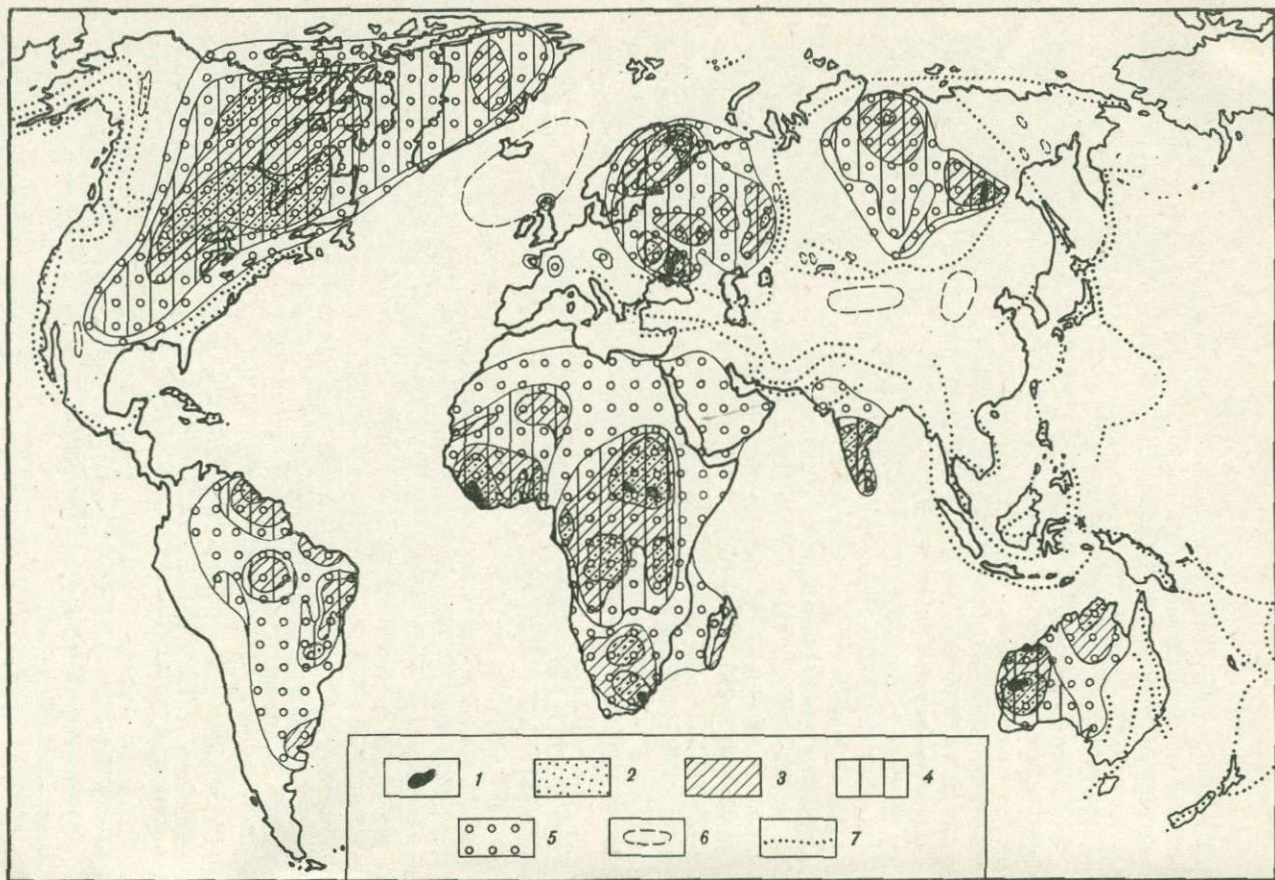
Позднее на западе приключается новый участок стабилизированной коры Восточно-Саксаганского пояса структурного яруса докембрия II₂ (2300—2000 млн. лет назад). В нем развиты ультрабазиты и метабазиты Южно-Кременчугского, Желтореченского, Девладово-Териовского и Южно-Ингулецкого (Высокопольского) районов. Завершающим стабилизацию континентальной коры основной части Украинского щита является структурный ярус докембрия III. Он представлен Криворожско-Кременчугским поясом, где в основании толщ на протяжении 200 км прослеживается талько-серпентинитовый пояс.

На Украинском щите были выделены два центра стабилизации континентальной коры — Днепровская платформа на востоке и Бугско-Днестровская на западе, стабилизировавшиеся 2000 млн. лет назад. Эти платформы сомкнулись во время стабилизации пояса яруса докембрия III 2000—1700 млн. лет назад, и к концу докембрия III (1700 млн. лет назад) консолидировалась основная часть коры, слагающей Украинский щит. Позднее, в докембрии IV, от 1700 до 1200 млн. лет назад, сформировался ярус, слагающий Овручско-Волинский пояс, насыщенный телами дифференцированных ультрабазитов, габбро и метабазитов, при этом здесь наблюдается впаиванный в мигматитах полный дифференцированный ряд ультраосновных, основных, средних и кислых (лептитов) продуктов. Этот пояс слияния с продуктами офиолитовых формаций океанических окраин размещается между Украинским и Воронежским щитами. Стабилизацией коры пояса докембрия IV завершается консолидация всей Восточно-Европейской платформы. Западный край Восточно-Европейской платформы, в свою очередь, оконтуривается Галицийским складчатым поясом докембрия V (1100—550 млн. лет), выступающим в фундаменте Карпат и Крыма. •

Процессы последовательного разрастания и стабилизации коры всех континентальных платформ от древнейших образований, возрастом 3500 млн. лет, до фанерозойских были показаны нами на базе геохронологической истории [Semenenko, 1970] (рисунк).

В докембрии I появляется несколько центров возникновения протоплатформ континентов. Древнейшие протоплатформы стабилизации в докембрии I (3500—2700 млн. лет) установлены в составе ряда платформ континентов: на Восточно-Европейской платформе — Кольская протоплатформа, сложенная катархеем и саамидами, на Украинском щите — Днепровская протоплатформа с ультрабазитами в офиолитах Конкско-Белозерско-Славгородского пояса и ультрабазитовыми залежами в Днепровской области. На Австралийской платформе в докембрии I стабилизируются блоки Пильбара и Калгурли с ультрабазитовыми поясами в них. На Африканской платформе установлены четыре центра стабилизации в докембрии I: в Центральной Африке — Верхний Нил, в Сахарной Африке — Агадир, в Западной Африке — Сьерра-Леоне, в Южной Африке — Свазиленд с ультрабазитовыми поясами в комплексе с туфосланцами и железисто-кремнистыми отложениями, в которых установлены микрофоссилии.

В составе древнейших стабилизированных гранитизированных участков коры возрастом 3500—2700 млн. лет установлены сохранившиеся



геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации типа офиолитов с ультрабазами, характерными для окраинных океанических островных дуг. Они представляют собой самые древние первичные образования сиалической гранитизированной коры. Эти центры роста континентальных сиалических плит расширяются в результате дополнительной стабилизации и приращения в течение докембрия II структурного яруса сиалической коры, сформировавшегося в отрезке времени от 2700 до 2000 млн. лет назад.

К концу докембрия II стабилизировались такие новые платформы — центры стабилизации. В целом 2000 млн. лет назад гранитизированные складчатые сооружения с офиолитами докембрия I и II были развиты уже на обширных территориях: на Канадском щите это провинции Иеллоунайф и Верхняя; в Южной Америке — Гвианский щит; в Африке разрастались платформы, возникшие в докембрии I; в Индийском субконтиненте возникла стабилизированная провинция Дхарвар; на Восточно-Европейской платформе — протоплатформы Воронежская, Приволжская; на Украинском щите — Бугско-Днестровская и Днепровская; на Балтийском щите — Восточно-Карельско-Кольская платформа и на Западно-Сибирской платформе — Алданская и Анабарская.

Складчатые пояса сиалической коры, сформированные в докембрии II, сложены как осадочно-вулканогенными формациями с серпентинитами и железисто-кремнистыми образованиями в составе дифференцированных вулканических комплексов, так и терригенными углисто-глинистыми и карбонатными отложениями. Эти платформы, стабилизированные в докембрии I и II, разрастаются к концу докембрия III в результате приращения стабилизированных новых складчатых гранитизированных поясов с окраинными офиолитовыми формациями в них. Происходит слияние и замыкание промежутков между стабилизированными плитами, образованными в докембрии I и II, поясами ярусов, образованных в докембрии III, спаявших эти плиты в единые крупные щиты.

Платформы, состоящие из складчатых гранитизированных сооружений докембрия I, II и III (1700—3500 млн. лет) — это крупные стабилизированные щиты. На Северо-Американской платформе сложился Канадский щит с обширными осадочно-вулканогенными формациями докембрия III — пояса Лабрадор, Верхнее Озеро, провинции Черчилль. На Восточно-Европейской платформе стабилизировались Балтийский, Воронежский, Приуральский и Украинский щиты с протяженными осадочно-вулканогенными поясами докембрия III с офиолитовыми комплексами Карельским, Свекофенским, Криворожским, Курско-Михайловским. На Африканской платформе стабилизировались щиты: Калахари, Конго и Западно-Африканский. На Австралийской платформе стабилизировались щиты Пильбара, Калгурли и Катерин-Дарвин. На Южно-Американской платформе образуется ряд щитов: Гвиана, Сан-Луи, Сан-Франциско, Уругвай-Аргентина, Таканто-Топайос и Рондония.

Геохронологическая карта становления разрастающихся докембрийских континентальных платформ

Платформы, стабилизированные к концу: 1 — докембрия I (2700 млн. лет), 2 — докембрия II (2000 млн. лет), 3 — докембрия III (1700 млн. лет), 4 — докембрия IV (1200 млн. лет), 5 — докембрия V (550 млн. лет), 6 — границы нерасчлененного докембрия, 7 — фанерозойские серпентинитовые пояса

В Индийском субконтиненте возник Южно-Индийский щит за счет приращения к Дхарварской платформе складчатого пояса докембрия III — Восточные Гхаты.

К концу докембрия IV, 1200 млн. лет назад, происходит дальнейшее разрастание Северо-Американской платформы и ее сочленение с Гренландским щитом. Стабилизируется вся Восточно-Европейская платформа в результате сочленения щитов консолидировавшимися между ними Овручско-Волынской и Готской складчатостями. Последние характеризуются широким развитием габбро-гипербазитовых дифференцированных массивов и амфиболитов, представляющих также краевые офиолитовые комплексы, которые замыкают и спаивают консолидированные щиты. Стабилизируется Восточно-Сибирская платформа с Алданским и Анабарским щитами. Расширяются площади ранее образовавшихся щитов на Австралийской, Африканской и Южно-Американской платформах за счет приращения стабилизировавшихся вновь образованных складчатых поясов в докембрии IV.

К концу докембрия V (550 млн. лет) — к началу фанерозоя стабилизируются складчатые пояса докембрия V (1100—550 млн. лет) между ранее образовавшимися щитами, сложенными ярусами коры докембрия I, II, III и IV (1200—3500 млн. лет) происходят их слияние-спайка, замыкание поясов континентальной коры и завершается полная стабилизация Африканской, Австралийской и Южно-Американской континентальных платформ. Замыкающие пояса докембрия V, впаиваемые между щитами внутри континентальных платформ, остаются неподвижными в фанерозое. На Северо-Американской платформе приращаются пояса Гренвилля и Белта, на Восточно-Европейской — Дальсландский и Тиманский, на Восточно-Сибирской — Байкало-Саянский и Енисейский. Серпентинитовые пояса окаймляют границы разрастания коры в фанерозое, наращивая континентальную кору.

Фанерозойские серпентинитовые пояса окаймляют докембрийские континентальные платформы, наращивая континентальную кору.

Наращение гранитной континентальной коры на базальтовой происходит вследствие дифференциации глубинного вещества под воздействием выделяющихся первичных флюидов Земли.

Межпланетарные сравнения показывают, что 4000 млн. лет назад на Луне образовалась базальтовая оплавленная кора, так же как, очевидно, и на Земле. На Земле, в отличие от Луны, вследствие ее больших размеров гидридное водородистое протовещество сохранилось в ядре под плотно упакованной кислородной оболочкой, поэтому 4000 млн. лет идут тепловая энергетическая нагрузка, дегазация, дифференциация и образование сиалической гранитной коры на базальтовой.

Дифференциация на симатическую и сиалическую составляющие глубинного вещества пиролита на участках восходящего высокотемпературного потока вторичных флюидов, приводит в этих зонах к развитию вулканических процессов. При этом в начале поступают симатические продукты ультрабазитового и metabазитового состава, позже — среднего и кислого сиалического состава, а затем происходит вынос гранитизирующих флюидов, создавших сиалическую кору, покрывшую первичную базальтовую океаническую кору.

ABSTRACT

Ultrabasic formations are developed in the earth crust as narrow zones within folded stages of all ages. They represent ophiolitic formations of the margins of the growing in sequence continent crust that form Precambrian platforms.

Phanerozoic ophiolitic zones also surround Precambrian platforms. The sialitic granit crust is generated upon the oceanic crust as a result of evacuation easily fusible sialic components upwards and segregation of mafic components as making up subcrustal peridotites.

Л и т е р а т у р а

- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
Semenenko N. P. [Семененко Н. П.]. Geochronological aspects of stabilisation of continental Precambrian platforms. — *Eclogae geol. Helv.*, 1970, vol. 63, N 1, p. 301—310.

А. А. Абдулин, А. В. Авдеев

О МЕХАНИЗМАХ ТЕКТониКИ ПЛИТ В ДОКЕМБРИИ

Основные механизмы новой глобальной тектоники (спрединг и обдукция-субдукция) существенно преобразовали лик нашей планеты на протяжении мезозоя и кайнозоя. Богатство органическими остатками и сохранность изотопных отношений в породах палеозоя в принципе позволяют решать вопрос о роли этих механизмов в более отдаленные времена. В докембрии реконструкции древнейших событий имеют вероятностный характер.

Анализ стратиграфических схем докембрия Башкирского, Урало-тауского, Улутауского, Атасу-Моинтинского и других мегантиклинорий Урало-Монгольского пояса убеждает что исследователи нередко повторяют в вертикальных колонках сходные диады или триады свит или формаций, связывая их образование с повторяющимися во времени и пространстве циклами или ритмами осадконакопления. При этом часто приходится постулировать весьма простое тектоническое строение ареалов докембрия, чему обычно противоречит конкретный фактический материал по их структурной геологии. Во многих случаях представляются не менее вероятными интерпретации повторения однотипных толщ в разрезах как сдвигания, страивания, т. е. тектонического скучивания несколько различающихся по литологии и возрасту латерально связанных простых свитных колонн. Можно привести много конкретных примеров трактовки известных разрезов, допускающей развитие в докембрии опрокинутых покровно-складчатых комплексов и чешуйчатых моноклина-

лей, которые, как недавно показала переинтерпретация «горизонтальной расслоенности» осадков в желобах, чрезвычайно характерны для аккреционных призм современных островодужных систем [Сили и др., 1978].

Последние исследования вендско-кембрийских и силурийских офиолитовых ассоциаций Казахстана [Абдулин и др., 1977] показали, что они представляют собой фрагменты квазиокеанических кор, сформировавшихся путем спрединга в рифтовых зонах, при заложении которых была использована структурная анизотропия докембрийской континентализованной коры. Первый слой квазиокеанических кор обычно сложен радиоларитовыми осадками (около 300 м), второй — подушечными лавами толентов базальтов (до 3 км), иногда в ассоциации с параллельными дайками, третий слой обычно образован плутоническими диапирами. Габброиды верхних зон диапиров прорывают базальты, посылая в них дайкообразные апофизы и подвергаясь закалке. Глубже краевых групп следуют расслоенные зоны, в наиболее представительных фрагментах имеющие мощность не менее 2—3 км. В богатых пироксенами телах сверху вниз устанавливаются габбро-норитовые, титаносные толентовые, хромитосные клинопироксенит-дунитовые и дунит-гарцбургитовые зоны. В телах с большей ролью оливина сверху вниз следуют зоны: анортзит-троктолитовая, хромитосных плагиоклазовых перидотитов, порфировидных гарцбургитов, дунит-энстатит-гарцбургитовая, гарцбургит-хромитит-дунитовая. Такие расслоенные тела геологи школы А. В. Пейве [Офиолиты. . ., 1977] обычно трактуют как остатки неплавленного океанского ложа («меланократовый фундамент»). По нашим данным, согласующимся с результатами других работ [Петрология. . ., 1977], эти тела представляют собой остатки расслоенных плутонических диапиров, питавших зоны спрединга и претерпевших длительное частичное плавление и аккумуляцию кристаллов на разных глубинах. Их аналоги типичны для современных срединно-океанических хребтов.

Вместе с тем изучение сжатых палеозойских систем отчетливо показывает, что второй и третий слой квазиокеанической коры в дальнейшем претерпевают субдукцию, т. е. затягивание в палеозоны Беньофа, в то время как часть офиолитов, главным образом легкие осадки первого слоя комкаются и обдуцируют на шельфовые зоны микроконтинентов, формируя складчатый фундамент островодужных систем. Реальность субдукции, которая ставится под сомнение Н. Л. Добрецовым, доказана надежными фактами. Габброиды верхней части силурийского Кемпирсайского массива, затянутые в девоне под Уралтауский микроконтинент, преобразованы в амфиболиты и эклогитоподобные породы (рис. 1), состоящие в основном из роговых обманок, клинопироксенов, цоизита, гранатов и имеющие плотность до 3,5 г/см³. В 1977 г. А. В. Авдеевым в них были найдены, кроме известного ранее сапфирина, корунд и дистен, замещаемый агрегатами кристалликов фибrolита, пирофиллита и клиноцоизита (см. рис. 1, 2, шлифы 1, 2, 3).

Судя по геологическим данным, субдукция сопровождалась вязкостно-инверсионным подъемом вторичных диапиров гидратизированных

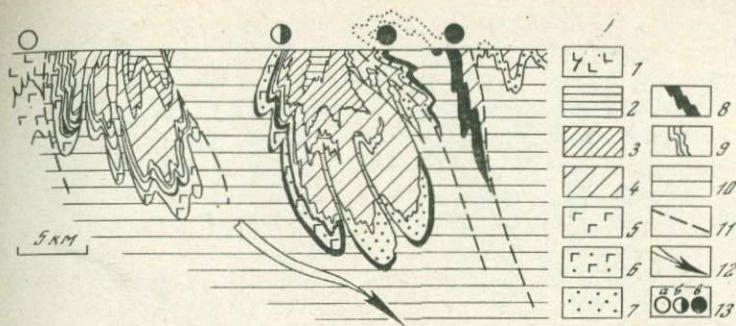
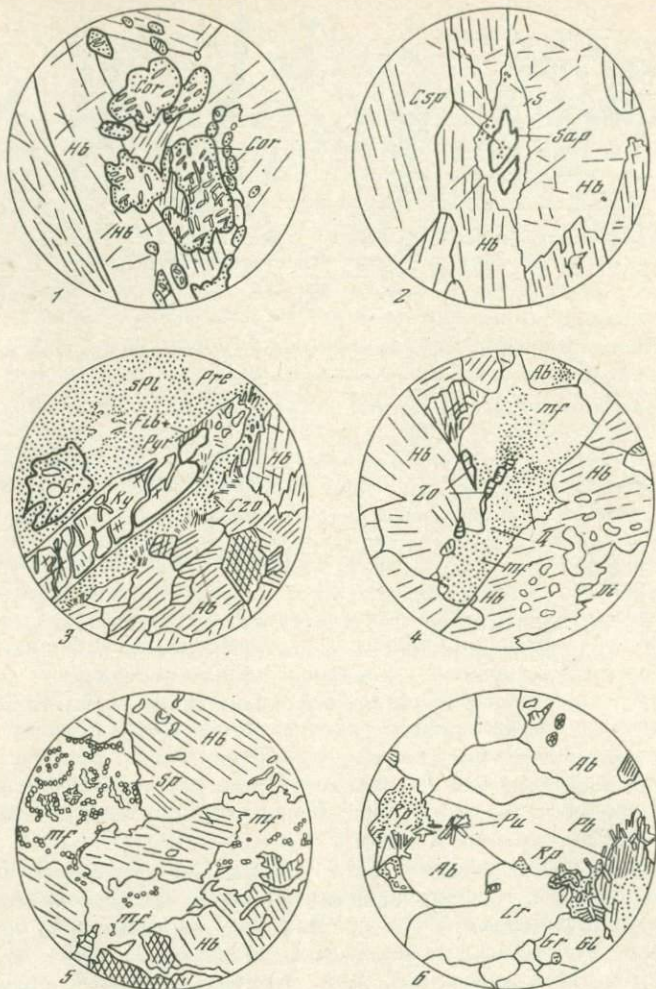


Рис. 1. Схема сечения кемпирсайского массива на широте пос. Чкалов

1 — слабо деформированные базальты; 2 — деформированные палеозойские тектонические покровы; 3 — ведаские песчаниковые толщи; 4 — рифейские сланцево-кварцито-порфиroidные и дорифейские гнейсо-амфиболитовые толщи; 5 — слабо деформированные габбро; 6 — друзиты; 7 — амфиболиты; 8 — эклогитоподобные породы; 9 — регрессо-амфиболиты; 10 — серпентиниты и серпентинизированные ультрамафиты; 11 — разломы; 12 — направление субдукции океанической коры Сакмарской зоны под докембрий Урала; 13 — места находок: а — неметаморфизованных базитов, б — высокоглиноземистых минералов, в — стекол в метаморфитах

ультрамафитов, увлекших с собой на высокие уровни и метаморфиты, и ранние хромитовые кумулаты массива. В таких диапирх глубинные метаморфиты подвергаются регрессивному метаморфизму, например, в Прибалхашье отмечаются процессы ослюденения пород, развития в них кварца, альбита, замещения гранатов хлоритами, первичных (светлых, зеленых, бурых) роговых обманок вторичными (сине-зелеными), а также зональными глаукофан-кроссит-рибекитами, которые, в свою очередь, замещаются пумпеллитом (рис. 2, шлиф 6).

В целом формация поддвигово-диапировых метаморфитов характеризуется переменностью состава минералов, пестротой и неравновесностью минеральных ассоциаций, в связи с чем точность оценки P — T условий метаморфизма крайне невелики. Л. А. Прияткина определяет T образования кемпирсайских эклогитоподобных пород по распределению Mg — Fe в гранитах и амфиболах в $650^\circ C$, а P по гранит-пироксеновому барометру в 8,5 кбар. Результаты экспериментов по изучению системы Al_2O_3 — CaO — SiO_2 — H_2O позволяют нам предполагать, что образование высокоглиноземистых минералов происходило при $P = 14$ —19 кбар, в 19 кбар оценивается также P формирования жидит-альбит-кварцевых пород, развитых по офиолитам венда Прибалхашья. По данным уральских петрологов [Ленных, 1973] можно реконструировать условия глаукофансланцевого ($T = 500^\circ C$, $P = 11$ кбар), а также зеленосланцевого ($T = 300$ — $400^\circ C$, $P = 3$ —5 кбар) диафторезов эклогитов Урала, аналогичных кемпирсайским. Подъем вторичных диапиров из зон Беньофа, с глубин 30—60 км, как и предполагают некоторые геологи [Десмон, 1977], был достаточно быстрым. В кемпирсайских метаморфитах А. В. Авдеевым найдены (запрещенные классической петрографией) включения раскристаллизованных в микрофельзит стекол и аморфизованных серпентинитов с бисером мельчайших кристалликов бесцветной шпинели (см. рис. 1, 2, шлифы 4, 5). Наличие стекол можно считать луч-



Р и с. 2. Зарисовки шлифов метаморфитов по офиолитам Кемпирсайского массива и прибалхашского меланжа

Кемпирсайский массив: 1 — шл. 42/7—73, 2 — шл. 39/1—73, 3 — шл. 38/4—73, 4 — шл. 36/17—73, 5 — шл. 12/5—73; прибалхашский меланж: 6 — шл. 41/7—77; диаметр поля зрения для шлифов 1, 2, 4, 5 — 0,98 мм, для шлифа 3 — 2,2 мм, для шлифа 6 — 5,5 мм; условные знаки минералов: *Ab* — альбит, *Cor* — корунд, *Cr* — кроссит, *Csp* — хромшпинель, *Czo* — клиноцоизит, *Di* — диопсид, *Fib* — фибролит, *Gl* — глаукофан, *Gr* — гранат, *Hb* — роговая обманка, *Ky* — кyanит, *Pre* — пренит, *Pu* — пумпелланит, *Pyr* — пирофиллит, *Rb* — рибекит, *Rp* — рипидолит, *S* — серпентин, *Sap* — сапфирин, *Sp* — шпинель, *sPl* — измененный плагиоклаз, *Zo* — цонзит, *mf* — микрофелзит (4) и аморфизованный серпентин (5)

шим природным подтверждением реальности механизма выплавки дацитовых и андезитовых магм островных дуг из погружающихся базитовых плит [Грин, Рингвуд, 1968].

В геологическом, петрографо-минералогическом и петрологическом отношениях позднекембрийские и палеозойские плутонические офиолиты

и их метаморфические аналоги Казахстана оказываются очень сходными с хорошо изученными архейскими расслоенными комплексами Гренландии и Индии [Subramaniam, 1956; Windley, 1977], что еще более подчеркивается последними находками А. С. Джанардханяном кианита в архейском комплексе Ситтампунди Южной Индии. Условия метаморфизма комплекса Фискенесет: для амфиболитовых фаций, по сапфириновым парагенезисам $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар — до 9 кбар, по реакциям между оливином и плагиоклазом в друзитах; для гранулитовых фаций $T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 7\text{--}17$ кбар; для комплекса Ситтампунди: по составам сосуществующих гранатов и пироксенов, $T = 850^\circ\text{C}$, $P = 7\text{--}8$ кбар, а в соответствии с экспериментами по синтезу сапфирина, — $T = 800^\circ\text{C}$, $P = 7,5\text{--}10,5$ кбар [Windley, 1977]. Б. Уиндли сопоставляет архейскую ассоциацию анортозиты—тоналиты с ассоциацией мезозойских калифорнийских батолитов, считая в обоих случаях, что расслоенные тела габбро-ультрамафитов являются тугоплавкими остатками кристаллизации магмы, давшей тоналиты батолитов. Эта сопоставимость и позволяет исследователю допускать существование режима тектоники плит в архее. Мы разделяем эту главную мысль, но нам представляется, что тоналитовая магма выплавлялась из блоков субдицирующих расслоенных комплексов, ранее образованных кумулятивным путем в зонах спрединга.

Поскольку для комплексов Фискенесет и Ситтампунди доказан архейский возраст (2,5—3 млрд. лет), можно думать, что образование континентов проходило всегда путем скупивания легких дифференциатов осадочного, магматического и метаморфического происхождения и спаивания их сиалическими выплавками, как коровыми, так и мантийными, из погружавшихся базит-ультрамафитовых плит, т. е. спрединговый и поддвигово-надвиговый механизмы, открытые новой глобальной тектоникой, несколько эволюционируя во времени и пространстве, исправно работают не менее 3 млрд. лет, что доказывает тезис А. В. Сидоренко: «...характер геологических процессов в истории Земли как в фанерозое, так и в докембрии, был принципиально единым» [Сидоренко, 1975].

Базируясь на характере глобальной циркуляции плотной атмосферы Венеры, для ранней Земли можно допустить полюсобежную конвекцию с образованием двух протоконтинентов. Потоки типа потоков Беньофа, погружаясь под Протолавазию и Протогондвану, рождали многочисленные ячеи купольной конвекции, давая возвратные струи, стимулировавшие рифтогенез и растаскивание протоконтинентов (парадокс «созидания-разрушения» [Авдеев, 1974]). Интенсивность рифтогенеза во времени нарастала вплоть до возникновения глобальной системы срединно-океанических валов, континентальных рифтов и ответных им зон Беньофа — зон поглощения на современном лике Земли.

ABSTRACT

The reinterpretation of the known sections indicates the possibility for a wide development of the nappe-folded complexes and imbricate homoclines which are typical of the accretion prisms of the modern island-arc

systems, during the Precambrian and Paleozoic in Kazakhstan. According to the latest data, the Silurian and Vendian—Cambrian ophiolitic associations of Kazakhstan represent the fragments of the quasi-oceanic crusts. Their third layer consists of the layered plutonic diapirs of gabbro-ultramafites which fed the ancient spreading zones and had then undergone the subduction accompanied by the conversion of basites into the eclogite-like rocks. The Late Precambrian and Paleozoic plutonic ophiolites and their metamorphic analogues in Kazakhstan are very similar to the Precambrian complexes of Greenland (Fiskeneset) and India (Sittampundi) in geologic, mineralogic-petrographical, and petrological respects. It is concluded that the spreading and obduction-subduction mechanisms have been active for, at least, 3 billion years on the Earth.

Л и т е р а т у р а

- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугуджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 239 с.
- Авдеев А. В. К проблеме генезиса и развития континентальных кор планет земной группы. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 71—83.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
- Десмон Ж. Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 69—82.
- Ленных В. И. Эклогит-глаукофаносланцевая формация Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1973. 31 с.
- Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия: Тез. докл., М.: Наука, 1975, с. 5—8.
- Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж. Модель внутреннего строения глубоководного желоба. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 276—290.
- Subramaniam A. P. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras state, India. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, p. 317—390.
- Windley B. F. Layered igneous complexes in archaean highgrade regions. — In: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 347—361.

РАЗВИТИЕ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ЕГО РАМЫ

Мнение о возникновении коры континентального типа в пределах Тихоокеанского пояса еще в докембрии — спорно. За последние годы, однако, выяснилось, что докембрийские образования распространены и во внешних, и во внутренних зонах пояса и иногда считаются составляющими древней континентальной коры.

До рассмотрения вопроса по существу сделаем несколько замечаний. Пространственно и исторически Тихоокеанский пояс и его платформенная рама тесно связаны, и их следует изучать совместно. Существуют и связи континентальных и океанских структур, местами даже по границам островная дуга — океан. Наконец, видимо, целесообразно придерживаться традиционного расчленения докембрия на архей и протерозой с их подразделениями [Докембрий. . . , 1973]. При этом из-за недостатка радиометрических датировок широко применяется сравнительный метод с использованием эталонных комплексов [Маракушев, Смирнов, 1963].

В докембрийском развитии земной коры Тихоокеанского сегмента Земли намечается пять тектоно-магматических этапов, которые отвечают катархею (древнейшему архею, древнее 4,5—4 млрд. лет), раннему архею (от 4,5—4 до 3,2—3 млрд. лет), позднему архею (от 3,2—3 до 2,6 млрд. лет), раннему и позднему протерозою (2,6—1,6 и 1,6—0,6 млрд. лет соответственно).

Катархейские породы известны в Становой области (кабактинская серия), возможно, в Охотском массиве, на Гвианском щите и Восточно-Антарктической платформе (низы серий Иль-де-Кайенн и Раггат). Преобладающие в разрезах гиперстенсодержащие основные кристаллические сланцы, эклогитоподобные породы, основные эндробиты, амфиболиты и стратиформные анортозиты соответствуют по составу базитам и ультрабазитам и принимались В. А. Кудрявцевым за реликты первичной (?) однослойной коры [Докембрий. . . , 1973; Смирнов, 1976]. Распространялась она не повсеместно: ложе Тихого океана, возможно, было сложено породами перидотитового слоя.

В конце катархея на базальтовом субстрате возникли тела плаггиогнейсов и гнейсов (они перекрывают кабактинскую серию), которые не образовали ядер роста, а остались изолированными линзами в «базальтовом» слое, существенно не изменив ни его среднего состава, ни геофизических свойств [Смирнов, 1977].

Нижеархейские гнейсы и плаггиогнейсы, основные и кислые кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы и кварциты, измененные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, распространены на всех платформах тихоокеанской рамы и известны во внешних и внутренних зонах Тихоокеанского пояса: в Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской областях, в зоне Хида Японии, на Новой Зеландии (?), в Андах и Кордильерах [Докембрий. . . , 1973; Шульдинер, 1973; Моралев и др., 1975; Смирнов, 1976; Suzuki, 1973; Adams, 1975; Dalmayras et al., 1977;

King, 1976]. Их изотопный возраст, однако, не всегда отвечает раннему архею.

Эти породы — смятые в складки, прорванные гранитоидами и гранитизированные, образовали огромные глыбы континентальной коры, опоясавшие в конце раннего архея ложе Тихого океана. Их «гранитный» слой, как и катархейские кислые линзы, видимо, возник за счет «базальтового» в результате магматической и осадочной дифференциации, воздействия гидротерм и флюидов [Фролова, 1951; Смирнов, 1977; Goodwin, 1977; Collerson, Fryer, 1978]. Эти процессы протекали в депрессиях, заключенных между зонами глубинных разломов и мощного вулканизма [Смирнов, 1976].

В строении первичной континентальной коры уже проявлена структурно-формационная дифференциация. Внутренние части глыб сложены более кислыми породами «алданского» типа, а окружающие зоны — древние вулканические пояса (?) — более основными породами «зверевского» типа. В структурном рисунке сочетаются крупные купола и брахисинклинали, окаймленные узкими зонами «квазилинейной» складчатости [Смирнов, 1976].

Глыбы, вероятно, превышали по площади раннеархейские щиты: нижнеархейские толщи встречаются в складчатых системах, разделяющих и окаймляющих их, вплоть до Японской дуги. Что происходило в ложе Тихого океана — не известно; возможно, что здесь формировалась базальтовая кора.

Верхнеархейские комплексы развиты на всех материках тихоокеанского обрамления. Их структурная дифференциация хорошо выражена: супракрустальные толщи приурочены к краевым эвгеосинклиналям и внутренним прогибам — зеленокаменным поясам. Зеленокаменные пояса (Утай, Калгурли, Риу-дас-Вельяс, Йеллоу-Найф) наиболее распространены. Их основные, ультраосновные и кислые вулканы, терригенные и карбонатные отложения метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций. Они прорваны базитами и гранитоидами, смяты в линейные и брахиформные складки и образуют или вытянутые зоны среди пород нижнего архея, иногда гранича с ними по разломам, или бассейны, группирующиеся в цепочки [Докембрий. . . , 1973; Шульдинер, 1973; King, 1976]. Эти особенности указывают на развитие поясов в зонах раздробления и растяжения сиалического основания, возможно, с обнажением «базальтового» слоя [Anhaeusser et al., 1969; Groves et al., 1978]. Внедрения гранитов, мигматизация и гранитизация привели к окислению осадочно-вулканогенной призмы, вошедшей в состав «гранитного» слоя. Распавшиеся сиалические глыбы вновь спаялись, и площадь, а вероятно, и мощность континентальной коры увеличились.

Толщи краевых эвгеосинклиналей менее известны: становой комплекс, гнейсы и амфиболиты Катэйзии, Контумского выступа, Западной Антарктиды, Северных Кордильер и, возможно, серии Иматака Гвианского щита [Лопатин, 1972; Докембрий. . . , 1973; King, 1976]. Эти вулканогенно-осадочные толщи метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации, прорваны габброидами и плагиогранитами и обрамляют глыбы

нижнего архея алданского типа. Линейные складки сменяются вблизи глыб куполовидными, отражая структурную зональность.

Блоки нижнеархейских толщ зверевского типа выступают среди верхнеархейских образований, видимо, слагая фундамент эогeosинклиналей, развивавшихся на раздробленных древних вулканических поясах. Складчатость, интрузии гранитов и метаморфизм вновь преобразовали кору эогeosинклиналей в континентальную [Смирнов, 1976, 1977].

Несмотря на интенсивную активизацию, континентальная кора Тихоокеанского пояса и его рамы в результате консолидации подвижных зон увеличилась по площади и по мощности. Развитие ложа Тихого океана не известно; не исключено, что здесь могли возникнуть отдельные сиалические глыбы.

В раннем протерозое существовали геосинклинали, платформы и зоны активизации. К последним относятся вулканические пояса и внутренние мио- и рудиментарные геосинклинали, развитые на всех платформах [Докембрий. . ., 1973]. Вулканы, терригенные и карбонатные породы или не изменены, или метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, смяты в складки разных типов, а частью почти не дислоцированы. Эвгеосинклинальные гнейсово-амфиболитовые комплексы Тихоокеанского пояса — в Верхояно-Чукотской области, Восточной Австралии, Андах и Кордильерах не столь хорошо выражены; ранний протерозой отличался в целом ослабленной тектонической активностью [Смирнов, 1976]. Это выразилось с середины этапа в широком развитии платформ. Тем не менее рост континентальной коры, особенно по мощности, продолжался в стабилизовавшихся подвижных зонах и на щитах (более всего на Канадском и Австралийском) за счет гранитных интрузий.

В позднем протерозое широкое распространение чехла, зон активизации, например на Китайской платформе, и повсеместное развитие эв- и многогеосинклинальных комплексов в Тихоокеанском кольце свидетельствуют, что континентальная кора мало отличалась от фанерозойской [Докембрий. . ., 1973].

В эволюции континентальной коры тихоокеанского обрамления было четыре важнейших события: зарождение сиалических линз в базальтовой коре в конце катархея; формирование кольца континентальной коры вокруг ложа океана в конце раннего архея; появление геосинклиналей («фабрик сиала») и зон активизации в позднем архее и их стабилизация; приобретение свойств фанерозойской коры — к позднему протерозою. Параллельно росла роль К, что обусловлено переходом его в раствор при гидрхимическом выветривании базитов и последующей сорбции илами (Na оставался в растворе), а также в результате магматической дифференциации [Фролова, 1951; Смирнов, 1976] и метасоматоза.

ABSTRACT

At the end of Katarchean (4.5—4.0 b. y.) granite—gneiss bodies emerged within mafic crust, its overall composition and geophysical properties practically unchanged. «Granitic» layer was formed by the end of Early Archean

(3.2—3.0 b. y.) due to magmatic and sedimentary differentiation of mafic substratum, hydrothermal and fluids' activity. Enrichment in K was due, besides, to its sorption from marine solutions by clay minerals. The process was confined to depressions between the zones of abyssal fractures of most intense volcanism. Continental blocks surrounded at the time the simatic floor of Proto-Pacific. In Late Archean there arose marginal geosynclines and intracratonic volcanic greenstone belts their granitisation enlarging continental crust. Its expansion in Aphebian was caused mostly by granite intrusions. Riphean crust differed but slightly from that of Phanerozoic.

Л и т е р а т у р а

- Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1973. 180 с.
- Лопатин Б. Г. Новые данные по геологии Западной Антарктиды. — Тр. Сов. антарктич. эксп., 1972, т. 55, с. 317—325.
- Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрографические комплексы докембрия Северо-Восточного выступа Китайской платформы. — В кн.: Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 246—268.
- Моралев В. М., Ткачев Г. Я., Ткачева Р. Э. Проблемы геологии докембрия Анд. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 12, с. 8—16.
- Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Смирнов А. М. Этапы формирования «гранитного» слоя в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 64—72.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол. 1951, т. 5, вып. 2, с. 38—68.
- Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 172 с.
- Adams C. J. D. Discovery of Precambrian rocks in New Zealand: age relations of the Greenland Group and Constant Gneiss, West coast, South Island. — Earth and Planet. Sci. Let., 1975, vol. 28, N 1, p. 98—104.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Collerson K. D., Fryer B. J. The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. — Contr. Miner. Petrol., 1978, vol. 67, N 2, p. 352—355.
- Dalmayras B., Lancelot J. R., Leyrelop A. Two-billion-year granulites in the Late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. — Science, 1977, vol. 198, p. 49—51.
- Goodwin A. M. Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. — Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 12, p. 2737—2759.
- Groves D. L., Archibald N. J., Bettenay L. F., Binns R. A. Green-stone belts as ancient marginal basins or ensialic rift zones. — Nature, 1978, vol. 273, p. 1215—1217.
- King Ph. B. Precambrian geology of the United States; an explanatory text to accompany the Geologic map of the United States. Washington: Geol. Surv. Prof. Pap. 902. 1976. 85 p.
- Suzuki M. An occurrence of «eclogitic rock» in the Hida Metamorphic Belt. — J. Japan. Assoc. Miner., Petrol., and Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 12, p. 1372—382.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ И ПРОБЛЕМА СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

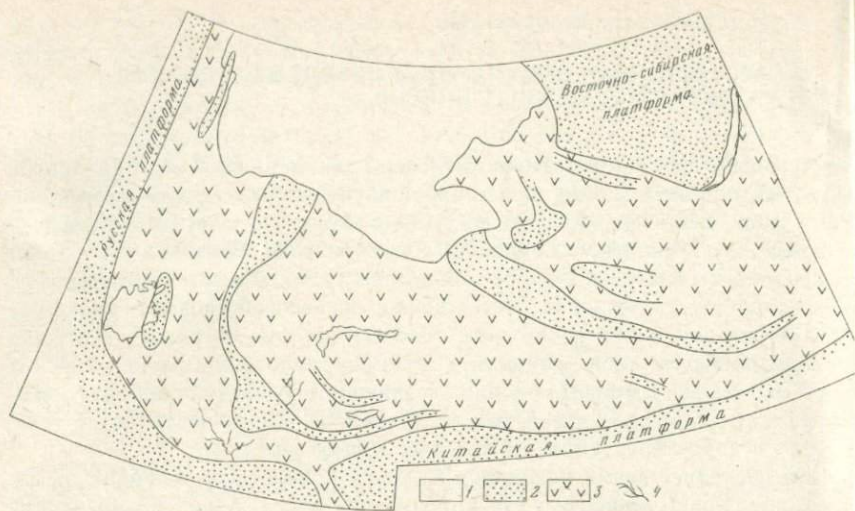
В настоящее время недостаточно выяснены докембрийские этапы развития подвижных поясов Земли, из-за слабой изученности геологии докембрийских толщ, особенно нижнего докембрия. Многие геологи и сейчас еще считают, что в складчатых областях докембрийские образования будто бы переработаны настолько, что остались лишь реликты верхнего протерозоя. Эти априорные суждения, естественно, не способствовали прогрессу в изучении докембрия подвижных поясов, и история их развития обычно рассматривается лишь начиная с времени заложения фанерозойских геосинклиналей, с момента распада среднепротерозойской панплатформы, тогда как раннепротерозойский и архейский этапы остаются в тени, а если и характеризуются, то в самых общих чертах.

За последнее время накопился большой конкретный материал по докембрию Урало-Монгольского подвижного пояса Азии, позволяющий осветить его развитие на протяжении всей геологической истории, начиная с архея. Учитывая глобальность проявления главных этапов развития докембрия — этапов осадконакопления, эпох регионального метаморфизма и складчатости, история древнейших этапов развития Урало-Монгольского пояса приобретает широкий интерес.

Палеотектонические реконструкции докембрия на основе формационного анализа первичных докембрийских образований привели нас к выводу о том, что в пределах Урало-Монгольского пояса архейские толщи накапливались лишь в локальных депрессиях, на остальной же его территории господствовали процессы денудации базальтового слоя Земли и выноса продуктов разрушения в бассейны седиментации, в том числе и за пределы подвижного пояса, который в целом служил областью сноса на протяжении всей архейской эры (см. рисунок).

В локальных депрессиях в пределах пояса в архее накапливались толщи терригенного, терригенно-карбонатного, меньше — карбонатного и кремнистого состава, в конце этапа местами с эвапоритами. Для всех этих толщ характерно ритмичнослоистое строение с мощностью элементарных ритмов от долей миллиметра до нескольких дециметров. Ритмы большей мощности встречаются реже. Осадконакопление происходило в обстановке мелкоморья и малых скоростей дифференциальных движений при широком разносе материала и выдержанности горизонтальной слоистости, местами в сочетании с косой слоистостью. Среди первичных формаций архея, имеющих всюду характер осадков открытых бассейнов, изредка встречаются прибрежно-дельтовые.

В конце архея осадконакопление было прервано поднятием и складчатостью одновременно с региональным метаморфизмом высокой ступени, сочетавшимся с региональным ультраметаморфизмом. В результате преобразования архейских осадочных толщ в эту древнейшую эпоху регионального метаморфизма сформировался комплекс (формация) кристаллических пород и ассоциирующих с ними ультраметаморфических



Палеотектоническая схема западной части Урало-Монгольского подвижного пояса. Архейская эра

1 — эпипалеозойский чехол Западной Сибири; области: 2 — архейского осадконакопления, 3 — сноса; 4 — древние реки

образований (мigmatитов, анатектитов, реоморфических гранитоидов).

Поднятие и денудация архейских кристаллических толщ послужили началом раннепротерозойского этапа осадконакопления. Седиментационными бассейнами стали бывшие области архейского сноса. Границами областей поднятия и погружения чаще являлись глубинные разломы. Медленность поднятия суши обусловила ее плоский рельеф, глубокое выветривание архейских пород с формированием кор выветривания и снос в депрессии преимущественно глинистого и терригенно-карбонатного материала. В составе карбонатных осадков существенное значение имели доломитовые. Отлагались, кроме того, и кремнистые осадки. Немалое значение имели также глиноземистые и высокоглиноземистые осадки и, что характерно для всех почти осадков раннего протерозоя, — часто весьма значительная примесь органического вещества. Формационный облик нижнепротерозойских отложений свидетельствует о значительной стабилизации тектонического режима по сравнению с архейским.

Раннепротерозойский седиментогенез был прерван второй эпохой регионального метаморфизма и складчатости, сопровождавшимися основным и ультраосновным интрузивным магматизмом. За счет нижнепротерозойских осадков возник комплекс кристаллических углеродистых пород средней ступени, без ультраметаморфических образований. Этими процессами завершилось формирование коры кристаллических пород. Глубокая площадная денудация возникших сооружений превратила подвижный пояс в пенеплен, который был частично занят эпиконтинентальными морскими бассейнами среднего протерозоя. Последний представлен локально распространенной маломощной, типичной платформенной,

очень тонкослоистой формацией, карбонатной, существенно доломитовой, с подчиненными слоями глинистых осадков. Она подстилается формацией площадной коры выветривания. Залегая резко несогласно на архее и нижнем протерозое, среднепротерозойская формация знаменует собой этап максимальной стабилизации тектонического режима не только в докембрии, но и во всей истории Земли, этап, длившийся 300—400 млн. лет. Этот этап проявлен на всех континентах.

Так в результате рассмотренных процессов образовалась гетерогенность земной коры, определившая дальнейшую эволюцию ее структуры. Области, сложенные архейскими толщами, дали начало древним платформам и срединным массивам. Области же развития отложений нижнего протерозоя, лежащих на оставшейся после денудации нижней части базальтового слоя, унаследовали качество подвижных поясов.

В рифее начался тафrogenез — новый тип тектонического режима, заложивший новые структурный план и стиль развития земной коры на Азиатском и на других материках. Территория Урало-Монгольского пояса резко дифференцировалась. Рифейские отложения выполняли широкие грабены, формировавшиеся в результате развития планетарной системы глубинных разломов, унаследованных с раннего протерозоя.

Характерно при этом, что система грабенов развивалась преимущественно на территории, занятой нижнепротерозойскими толщами, т. е. на тех же бывших областях сноса архейской эры. Области развития архейских толщ внутри пояса оставались более или менее стабильными, наподобие срединных массивов. Эта позиция принадлежала им и в дальнейшей истории, включая фанерозой. Области же развития архея за пределами пояса сохранили устойчивость и резкие очертания Русской, Сибирской и Китайской древних платформ. В большинстве грабенов рифейские формации представлены терригенными флишиоидными отложениями, характерной чертой которых является углистость. На фоне осадочных формаций изредка встречаются грабены, выполненные вулканогенными формациями типа кварц-кератофировой. В конце среднего рифея третья эпоха регионального метаморфизма и складчатости превратила рифейские и среднепротерозойские отложения в филито-зеленосланцевый комплекс. С этой эпохой связано появление гранитных плутонов. Выше в разрезе подвижного пояса резко несогласно залегают регионально слабо метаморфизованные отложения верхнего рифея и венда. Формации этого комплекса наиболее разнообразны, они отражают дальнейшую дифференцированность возникшей в рифее тектонической зональности пояса.

Фанерозойские геосинклинали расположены в пределах Урало-Монгольского пояса, современные очертания которого существуют с архейских времен. Они закладывались на относительно тонкой коре, активизация которой приводила к прорыву неглубоко лежащего мантийного вещества, проявлениям основного начального вулканизма, интрузивного магматизма и формированию гипербазитовых «поясов». Значительная часть таких «поясов» возникла еще в конце раннего протерозоя, с породами которого они активно контактируют. Более поздние тела в более молодых толщах часто являются протрузиями.

Изложенные данные палеотектонического анализа позволяют сделать следующие выводы:

Урало-Монгольский подвижный пояс существует с начала архейской эры и развивается унаследованно; на протяжении всей геологической истории, от этапа к этапу его структура усложняется. В пределах этого пояса нет и не было сплошного слоя архейских отложений. Он является той территорией Азиатского материка, которая поставляла терригенный материал в бассейны архейского осадконакопления при разрушении базальтового слоя. Это область сноса архейской эры, развивавшаяся в архее по схеме «геоантиклинали с интрагеосинклиналями». Однако, формационное однообразие, выдержанное по латерали во всех «интрагеосинклиналях» на громадных расстояниях, отсутствие резких перепадов мощностей, расчлененного рельефа, разломообразования, глубоководных фаций, исключительно осадочный состав архейских отложений и растянутость во времени всего геотектонического процесса по сравнению с геосинклиналями фанерозоя, приближают его развитие, скорее, к платформенному типу. Это особый, протоплатформенный тип развития.

В раннем протерозое стабилизация процесса развития подвижного пояса усиливается, и в среднем протерозое она завершается становлением панплатформы.

Рифейский тафрогенез определил новый стиль развития земной коры, завершившегося в позднем протерозое заложением фанерозойских геосинклиналей на территории подвижного пояса докембрия.

Срединные массивы архейских пород в пределах подвижного пояса нельзя рассматривать как части сплошного покрова, так как они образовались в локальных депрессиях внутри архейской области сноса.

Палеотектонический анализ первичных геологических формаций докембрия Урало-Монгольского пояса показывает, что фанерозойские геосинклинали закладывались на субстрате, который представлял собой древнейшую часть материковой коры, состоящую из низов базальтового слоя, прикрытую остатками протерозойских отложений. Сравнительно неглубоким залеганием мантии в подвижном поясе объясняется и приуроченность к ним протрузий мантийского вещества, увлекавших с собой обломки низов базальтового слоя. Некоторыми исследователями эти явления рассматриваются и принимаются как признаки океанической коры фанерозойского возраста, которая будто бы подстилает и каледонские, и герцинские, и более молодые геосинклинали, формируясь в начальные этапы их развития.

В этих построениях много предположительного и мало фактических оснований и, кроме того, не учитывается архейская, ранне- и среднепротерозойская история развития Земли и Урало-Монгольского подвижного пояса — в частности.

Современные данные показывают, что главные этапы развития подвижных поясов других континентов имеют много общих черт с развитием Урало-Монгольского пояса Азии.

ABSTRACT

The Precambrian paleotectonic reconstructions received by us as a result of the formation analysis of the Precambrian strata and analysis of literature material allowed to draw a conclusion about the existence of broad mobile Ural-Mongolia belt in the Archean which was an area of removal. In its limits the Archean strata were accumulated only in the local depressions. Over the rest part of the territory «basaltic layer» was deeply denudated and at the end of the Archean during the epoch of regional metamorphism and consolidation of the Archean deposits in the areas of the Archean sedimentation the former areas of removal became the arena of the accumulation of the Lower Proterozoic sedimentary strata. At the end of the Early Proterozoic the epoch of regional metamorphism and folding completed the creation of crust of crystalline rocks above which in the Middle Proterozoic there appeared platform formation of small thickness.

This was the way of formation of heterogeneity of the Earth's crust which determined the further evolution of its structure. The areas formed by the Archean deposits gave the beginning to the old platforms and median masses. The areas of evolution of the Lower Proterozoic lying over the lower part of the basaltic layer remained after the denudation inherited the qualities of mobile belts. This differentiation of the Earth's crust was displayed in the Late Proterozoic in the form of taphrogenesis of the Riphean and subsequent location of the Phanerozoic geosynclines in the limits of the Ural-Mongolia belt on the one hand and in stability and sharp outlines of the Russian, Siberia and China platforms on the other hand.

The Phanerozoic geosynclines were located at the relatively thin crust the activation of which induced in certain places the break of mantle substance lying at small depth and the formation of ultrabasite and basic «belts». The great part of such «belts» appeared at the end of the Early Proterozoic with the rocks of which they are in contact. The later bodies in younger strata are often alpinotype ultrabasites.

Thus, the paleotectonic analysis of the primary Archean and Proterozoic formations allows to see in the given mobile belt from the Urals to Mongolia the oldest part of the continental crust consisting of the lower parts of the basaltic layer and covered by the Proterozoic deposits as a substratum of the Phanerozoic geosynclines and to explain the appearance of intrusions and alpinotype ultrabasites of the mantle substance by shallow occurrence of the mantle in the limits of the mobile belt.

In mobile belts there is no and there was no continuous layer of the Archean rocks. In the limits of the mobile belts the median masses of the Archean rocks should not be considered as outliers of continuous cover. They are primary local accumulations of the Archean deposits in local depressions inside the Archean areas of removal.

РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Большая часть земной коры континентов представлена докембрийскими метаморфическими комплексами. Особенности строения метаморфических комплексов докембрия, характер слагающих их пород, облик разреза, который мы сейчас наблюдаем, и специфика геологической структуры обусловлены совместным действием различных эндогенных процессов.

Особенности структуры древних метаморфических комплексов в значительной мере связаны с тем, что интенсивность их деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ, а направление деформации неоднократно изменялось на протяжении времени развития одного комплекса [Эз, 1978]. Более того, деформации и метаморфизм проявлялись неравномерно: в одно и то же время они имели в разных местах разную направленность. Специфика структуры метаморфических комплексов обусловлена также тем, что их деформации протекали в основном в условиях метаморфизма. Вновь формирующиеся зерна минералов располагались в пространстве в соответствии с направлением деформаций, что приводило к образованию новых упорядоченных текстур и к уничтожению старых. При этом на разных этапах деформации возникали текстуры разной ориентировки, и более поздние деформации затушевывали не только первичные, но и более поздние метаморфические текстуры.

В силу огромной величины деформаций в метаморфических комплексах на той или иной стадии возникали складки настолько сильно сжатые, что их крылья приведены в почти параллельное положение, замки потеряли вид плавных изгибов, а ядерные части выглядят, как пластообразные тела. Поэтому очень легко ошибиться и принять такую складчатую структуру за моноклиналь.

Древние метаморфические комплексы испытывали иногда не одну, а несколько складчатостей, причем каждый раз формировались складки разного пространственного положения, в результате чего складки раннего этапа сминались в новые и новые складки. Складки далеко не всех этапов удастся выделить, и уже из-за одного этого бывает невозможно восстановить первичную, доскладчатую последовательность пород во всех деталях.

Складчатая структура каждого этапа нарушена своей системой разрывов. При этом ранние разрывы на следующих этапах деформации, во-первых, сминаются в более поздние складки, во-вторых, вследствие сильной деформации, они часто приведены в практически параллельное положение как по отношению друг к другу, так и к пересекаемым ими геологическим границам и к текстурам пород. Из-за этого их разрывную природу не так-то легко обнаружить, а часто она вообще не видна. В то же время разрывы, которые формируются на каждом этапе деформаций, всегда прямолинейнее, чем более ранние, подвергающиеся деформациям геологические границы. Поэтому именно разрывные границы обычно легко выделяются и прослеживаются, хотя при этом часто не видно, что они

разрывные. В результате многие (если не большинство) четкие, протяженные границы на картах метаморфических комплексов — это тектонические контакты.

Вследствие очень большой величины деформаций исходно-пластообразные тела бывают разбиты на линзы, смещенные одна относительно другой. В результате породы, которые раньше соприкасались, часто оказываются разобщенными, а породы, которые раньше никогда рядом не залегали, прилегают одна к другой.

По той же причине тела самой различной формы и происхождения нередко становятся настолько сплюснутыми, что приобретают форму сильно вытянутых линз, которые мы часто практически не можем отличать от пластов. Такая участь может постигнуть, в частности, различные интрузивные тела, а чаще — тектонические обломки этих тел. Метаморфизм маскирует их первичный состав, структуру и текстуру, а деформации делают их почти пластообразными. Секущие соотношения этих пластообразных тел с вмещающими породами практически исчезают. Внутри них появляются новые плоскостные текстуры, параллельные контактам. В результате даже если бывших интрузивных образований много, толща приобретает облик слоистой, и только присутствие реликтов исходных пород может помочь выявить их первичное происхождение. Наиболее широко известным типом слоистости является осадочная слоистость. Именно в связи с этим принято считать, что практически все метаморфические комплексы являются вулканогенно-осадочными.

Детальные исследования дают все больше и больше оснований полагать [Гептнер и др., 1974; Эз, 1976], что в строении мощных докембрийских толщ, особенно раннедокембрийских, первично-осадочные, да и вулканогенные породы играют заметно меньшую роль, чем обычно считают. Их формирование в значительно большей степени, чем это можно предполагать по их современному составу, шло за счет основных и ультраосновных магматических пород, из которых в процессе гранитизации образовались более кислые метаморфические породы. Существенная роль принадлежит бывшим интрузиям, превращенным в линзообразные и пластообразные тела кристаллических сланцев. Это подтверждает ведущую роль выделения основного и ультраосновного материала из мантии в процессе формирования земной коры континентов.

Образование огромной массы метаморфических пород среднего и кислого состава и, в конечном счете, тел гранитоидов обусловлено в основном процессами гранитизации, происходившими в результате привноса в кору глубинными флюидами кремнезема и щелочей. Таким образом, материал мантии становился составляющей коры континентов как в виде выплавок и, возможно, твердых внедрений, так и в виде растворов, которые проникали сквозь ранее сформировавшиеся породы и существенно изменяли их состав. В широко распространенном представлении о том, что в более древние эпохи кора континентов имела океанический характер, отразился тот факт, что формирование и дальнейшее наращивание континентальной коры шло путем выделения из мантии существенно основного материала и последующей переработки его процессами гранитизации.

Неоднородность процессов деформационно-метаморфических преобразований, связанная с различием механических и физико-химических свойств горных пород, легкость метаморфических преобразований в первую очередь в объемах, охваченных интенсивной деформацией [Эз, 1978], податливость пород деформациям преимущественно там, где в это время идут метаморфические процессы — все это приводило к большой неравномерности состава и строения толщ, подвергавшихся этим процессам. Нередко наблюдаемая пестрота разреза метаморфических толщ определяется не столько разнообразием исходных пород, сколько многоэтапностью и различиями в условиях процессов их преобразования.

Наложённые процессы (например, диафторез) часто локализовались в узких зонах особенно интенсивных деформаций. Это приводило к формированию фактически пластообразных тел совсем новых пород среди отложений, оставшихся неизмененными. При большом количестве параллельных зон изменения возникала новая расслоенность, с чередованием пород разных температурных уровней. Часто именно она прежде всего бросается в глаза, а различия пород внутри неизмененных диафторезом зон, как и границы этих пород, положение которых характеризует более раннюю геологическую структуру — на этом фоне плохо заметны.

В метаморфических комплексах, как мы видим, обычно и ранее существовавшие породы, и слагаемые ими тела полностью преобразованы. Наблюдаемые сейчас тела и слагающие их породы формировались на разных этапах развития, их границы большей частью новообразованные и не наследуют границ первичных тел. Именно эти новые границы определяют форму и взаимное расположение тел тех пород, которые мы сейчас наблюдаем, изучая метаморфические комплексы докембрия.

Ранее [Белоусов, 1960; Рамберг, 1970] было высказано предположение о ведущей роли гравитационной неустойчивости внутри земной коры в формировании многих типов геологических структур. Действительно, основные особенности строения древних метаморфических комплексов — обилие в них продуктов гранитизации первично более основных магматических пород, формирование структуры в результате неоднократного наложения очень больших разнонаправленных деформаций, выход на поверхность на огромных площадях глубинных образований при отсутствии соответствующего количества накоплений продуктов размыва вышележащих толщ — наиболее легко согласуются с гипотезой о формировании структуры этих комплексов в связи со всплыванием более легкого гранитизируемого материала из глубинных частей коры [Эз, 1976].

ABSTRACT

Peculiarities of constitution of early Precambrian metamorphic complexes that compose the main part of the continental crust are the result of interaction of various endogenous processes. Reiteration of magmatic events gave the main part of material (mostly basic and ultrabasic) for the construction of these complexes. Metamorphism and granitization together with tectonic deformations changed to a great extent composition and fabric

of primary rocks, changed size, shape and spatial relations of geological bodies. These processes created new geological bodies of rocks that had not been in existence before, and then they transformed the shape and the composition of these newly formed bodies. Predominant lying inside the continental crust is not sedimentary but is formed by later processes.

Л и т е р а т у р а

- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—12.
- Гептнер Т. М., Ескин А. С., Эз В. В. О роли магматизма в формировании докембрийских метаморфических толщ. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 43—47.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
- Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 167 с.
- Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, ДРЕВНЕЙШИЕ РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАТИРОВКИ И ГРАНИЦА КЕМБРИЙ—ДОКЕМБРИЙ

К. О. Кратц

К СОВРЕМЕННОЙ ПРАКТИКЕ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРАТИГРАФИИ

Многие важнейшие проблемы геологии решаются на основании геологической карты. Совершенство же геологической карты зависит от совершенства ее стратиграфических основ. В этом заключается первое, главное практическое значение стратиграфии. Наиболее совершенной представляется стратиграфическая шкала, разработанная на единых принципах для всего геологического отрезка истории Земли. Однако очевидно, что практика геологического картирования ныне не может быть поставлена в зависимость от разработки такой единой стратиграфической шкалы, которая, по состоянию наших знаний, нереальна в зримом будущем.

Действительно, признано, что современные биостратиграфические основы фанерозоя неприменимы к расчленению докембрия. Данное обстоятельство определяется как уровнем наших знаний, так и особенностями общего поступательного характера геологического развития Земли. Поэтому в познании геологии планеты признается определенная самостоятельность, автономность принципов и методов стратиграфического расчленения докембрия.

По тем же причинам для наибольшего и рационального удовлетворения потребностей геологической практики ныне необходимо признать аналогичное положение для стратиграфии верхнего докембрия (верхний протерозой) относительно нижнего докембрия (архей + нижний протерозой).

В связи с этим возникает проблема принципов и критериев расчленения верхнего докембрия и корреляции нижнего докембрия. Для раскрытия только что отмеченного положения эту проблему рационально рассмотреть с позиций одной существенной черты развития слоистых, супракрустальных комплексов докембрия, определяемой условиями накопления этих комплексов и их последующего преобразования.

Как известно, верхнедокембрийские супракрустальные серии распространены преимущественно на древних (докембрийских) платформах, где они залегают на обширных площадях, слагая практически недислоцированные и неметаморфизованные осадочные и осадочно-вулканические покровы и, частью, миогеосинклинального типа комплексы, выделение которых фактически составляет вещественно-геологическую основу стратиграфии верхнего докембрия.

В противоположность этому, в нижнем докембрии, где эпиконтинентальные отложения распространены весьма ограниченно, объектом стратиграфического расчленения и корреляции являются супракрустальные

образования, почти исключительно представленные геологическими формациями древних мобильных поясов, в различной степени и во многих случаях неоднократно дислоцированными и метаморфизованными.

Поиски единых принципов и критериев расчленения и корреляции слоистых комплексов этих двух типов до сих пор сталкиваются с практически непреодолимыми трудностями, в связи с чем появляются различающиеся между собой стратиграфические схемы докембрия, предложенные разными исследователями. Очевидно, что пока не может быть предложена единая провинциальная основа для расчленения всего докембрия, которая отвечала бы требованиям современной геологической картографии.

Исторически в развитии стратиграфической классификации докембрия Советского Союза сложились два в целом самостоятельных пути (подхода), соответственно отражающие особенности различных по типу разрезов верхнего и нижнего докембрия [Келлер, Кратц, 1979]. При этом, если один подход сегодня обеспечивает относительно удовлетворительное расчленение разреза верхнего докембрия в качестве основы для геологического картирования, то он неприменим к нижнему докембрию. В то же время, возможный ныне подход к расчленению и корреляции супракрустальных пород нижнего докембрия как по своей принципиальной основе, так и по разрешающей способности существенно уступает первому.

Успехи расчленения и корреляции верхнего докембрия СССР основываются на применении комплекса методов — литологических, биостратиграфических и радиометрических [Келлер и др., 1979]. Сравнение гомотаксиальных разрезов относительно выдержанных в пространстве верхнедокембрийских отложений чехлов древних платформ составляет благоприятную основу для их стратиграфических сопоставлений [Семихатов, 1974]. Значение регионального маркера для верхней части разреза придается горизонту ледниковых отложений [Чумаков, 1978]. Важную роль в изучении стратиграфии верхнего докембрия СССР в 1960—1970-х годах сыграли строматолиты, стратиграфическое значение которых было показано советскими исследователями. Ныне стратиграфическое расчленение верхнедокембрийских отложений Советского Союза охарактеризовано также сообществами микрофитофоссилий [Тимофеев, 1979]. Обнаруженное буквально в последние годы в верхах докембрия (в венде) богатое разнообразие бесскелетных животных организмов [Соколов, 1979], сопоставимых с эдиакарской фауной Австралии, позволяет впервые подойти, хотя пока в ограниченном масштабе из-за редких мест их нахождения, к фаунистической характеристике верхнего стратиграфического подразделения докембрия. Наряду с этим совокупность радиометрических данных дает основание наметить возрастные границы основных стратиграфических подразделений верхнего докембрия, хотя в этом отношении потребуются еще более тщательные определения и привязка радиометрических дат.

Опорными являются стратотипические разрезы верхнего докембрия, установленные в европейской и азиатской частях СССР.

Как видно, принципы и критерии расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений СССР напоминают таковые для фанерозоя, но разрешающая способность их значительно менее совершенна.

Иначе обстоит дело с нижним докембрием. Прежде всего, выделение стратотипов как основы стратиграфического подразделения нижнедокембрийских супракрустальных комплексов в силу их в целом значительной изменчивости становится невозможным. Данное обстоятельство усугубляется тем, что местами слоистые комплексы нижнего докембрия были неоднократно дислоцированы и метаморфизованы. Выделяемые типовые комплексы, как правило, имеют лишь локальное значение и не могут служить целям межрегиональной корреляции. Нет здесь также тех биостратиграфических основ, которые ныне применяются для верхнего докембрия. Поэтому, по общему признанию, единственной ныне приемлемой основой общего расчленения и межрегиональной корреляции нижнего докембрия является выделение периодов (эпох) интенсивных тектонических движений и сопряженных с ними процессов метаморфизма и кислого плутонизма, датируемых радиометрическими методами. Возрастные рубежи, определяемые такими эпохами диастрофизма, позволяют отнести ограниченные ими супракрустальные комплексы к тому или иному из временных подразделений шкалы.

Правда, в этом случае возникают свои специфические проблемы, обуславливающие нередко трудно преодолимые сложности в решении стратиграфических вопросов. Так, например, при неоднократном проявлении процессов диастрофизма последний (или один из последних) часто бывает настолько интенсивным, что определяет окончательный, преобразованный облик супракрустального комплекса. При этом тектоно-плутонические события одного и того же периода могут охватить разновозрастные комплексы, что, однако, далеко не всегда возможно установить прямыми геологическими наблюдениями. Решение таких вопросов лежит в междисциплинарной области установления типов и этапов тектонических и плутоно-метаморфических процессов и их тщательного датирования радиометрическими методами. Установленные таким образом структурно-метаморфические шкалы ныне широко применяются при изучении нижнего докембрия СССР. Существенно отстает радиометрическая датировка тектоно-метаморфических процессов, особенно в полициклически преобразованных комплексах. Не исключено и то, что в некоторых случаях эта задача невыполнима и решаемые вопросы остаются открытыми. Тем не менее, несмотря на сложности в решении стратиграфических проблем нижнего докембрия, описанный подход в настоящее время является единственно возможным.

Таким образом, по уровню объективных возможностей с целью максимального удовлетворения потребностей практической геологии и, прежде всего, геологического картирования следует признать два принципиально различных подхода к разработке стратиграфических шкал, соответственно верхнего и нижнего докембрия.

Исходя из современного представления о геологическом строении докембрийских регионов других континентов, представляется, что рассмотренные основные положения могут найти и межконтинентальное применения и обеспечить лучшее международное взаимопонимание общих геологических закономерностей докембрия в межматериковом масштабе.

ABSTRACT

Practical geology and first of all geological mapping imposes definite demands to stratigraphic classification. In this respect it has been realized that the principles of Phanerozoic biostratigraphy at the present state of knowledge cannot be applied to the Precambrian and that Precambrian stratigraphy must be worked out to-day along its own independent lines.

As geological experience in the Soviet Union and elsewhere has shown in the same respect the Upper Precambrian (Upper Proterozoic) differs from the Lower Precambrian in a similar manner. The reason is that Upper Precambrian supracrustals occur on different continents mostly as areally vast practically undisturbed and unmetamorphosed epicontinental cover sequences, whereas in the Lower Precambrian we have to do almost entirely with mobile belt rock sequences of geosynclinal type usually and often repeatedly deformed and metamorphosed. As studies in the Soviet Union have shown lithologies, stromatolite biostratigraphy and microphytofossils together with radiometric data can be used with success for the subdivision and correlation of the prevalent epicontinental, partly miogeosynclinal Upper Precambrian sequences. To a certain extent such an approach reminds that of the Phanerozoic, having a much lesser resolving ability but in the main not applicable to the Lower Precambrian.

It has been generally realized to-day that periods of orogeny (diastrophism, tectono-plutonic processes) timing geologically and radiometrically the upper and lower chronological limits of deformed, metamorphosed mobile belt supracrustal sequences are the only main possible approach to Lower Precambrian stratigraphy. Naturally even in this case there still remain problems concerning accuracy and reliability that must be tackled in new ways and by new interdisciplinary methods. But this approach has gained much for progress in Precambrian geology and particularly stratigraphy. These two ways of approach to Precambrian stratigraphy can equally well be applied to other Precambrian terrains and give grounds for mutual understanding and collaborative efforts in studies of the Precambrian.

Л и т е р а т у р а

- Келлер Б. М., Кратц К. О. Единая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 12—19.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Тургаринов А. И. Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 25—37.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Соколов Б. С. Палеонтология докембрия. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 5—14.
- Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия и кембрия Северной Евразии (История открытия и основные результаты изучения). В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 112—118.
- Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЯ
УКРАИНСКОГО ШИТА

Последнее десятилетие принесло значительное уточнение в стратиграфию докембрия Украинского щита. Это во многом обязано широкому развитию на территории щита геологосъемочных и геологоразведочных работ, а также более углубленное познание петрологии и геохимии процессов, происходивших в докембрии. В частности, выяснены геологические соотношения между отдельными стратиграфическими подразделениями, получен большой фактический материал по надежному датированию конкретных геологических процессов изотопными методами, на основании особенностей распределения химических элементов и вариаций изотопного состава стабильных изотопов определена природа некоторых сложных геологических образований.

В результате проведенных комплексных исследований в настоящее время можно утверждать, что Украинский щит прошел длительную геологическую историю, в которой выявлены четкие временные рубежи между археем и протерозоем, а также внутри протерозоя, надежно датированные изотопными методами.

Большинство украинских исследователей традиционно выделяют среди метаморфических пород серии и свиты, а среди гранитоидов — комплексы. В ранг серий чаще всего объединены ассоциации докембрийских кристал-

Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита

Группа	Геохронологический рубеж, млн. лет	Серия метаморфических пород	Комплекс гранитов
Протерозой	1650 ± 50	Овручская	Каменногильский
	1900 ± 100	Пугачевская	Коростенский
	2600 ± 100	Тетеревская, бугская, ингуло-ингулецкая, криворожская, центральноприазовская	Кировоградско-житомирский, подольский, приазовский
Архей		Днестровско-бугская, росинско-тикичская, конкско-верховцевская, западноприазовская	Звенигородский, днепровский

Примечание. Серии и комплексы в пределах групп являются стратиграфическими эквивалентами, их перечень дается в географической последовательности — с запада на восток.

лических пород, начальные этапы образования которых отвечают процессам седиментации и палеовулканизма, а конечные знаменуются метаморфизмом и гранитизацией. Комплексы состоят из фациальных разновидностей гранитоидов, близких по геологическим условиям их образования и возрасту. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита с учетом этих принципов приведена в таблице.

Архей

Среди архейских образований Украинского щита наиболее полно в настоящее время изучены метаморфические породы конкско-верховцевской серии и гранитоиды днепровского комплекса. Большинство исследователей Украинского щита [Доброхотов, 1967; Гудзенко, 1970; и др.] в разрезе конкско-верховцевской серии выделяют несколько свит, именуемых в одних случаях по составу слагающих пород, в других — по географическому принципу. В стратиграфической схеме, утвержденной Украинской межведомственной стратиграфической комиссией в 1978 г., конкско-верховцевская серия расчленена на четыре свиты, снизу вверх: аульскую, конкскую, белозерскую и тепловскую. Белозерская свита отличается преобладающим развитием первично-осадочных пород — песчаников, туфогенных кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев, сравнительно мощных пачек железистых кварцитов. В составе конкской и тепловской свит существенную роль играют метавулканиды основного состава, представленные базальтами, диабазами, порфиритами и реже кератофирами. Общая мощность кристаллических пород конкско-верховцевской серии составляет 10—12 км. Намечается общая тенденция количественного увеличения метавулканидов основного и среднего состава в нижних частях разреза конкско-верховцевской серии.

Геологическое строение и вещественный состав днестровско-бугской, росинско-тикичской и западноприазовской серий изучен менее полно. Характерным является то, что в составе днестровско-бугской и росинско-тикичской серий появляются мощные толщи метаморфизованных карбонатных пород.

Своеобразие пород конкско-верховцевской серии в Среднем Приднестровье выражается во многих случаях в их низком метаморфизме. В приосевых частях крупных синклинальных структур — Белозерской, Сурской и других он соответствует зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Лишь в периферических зонах этих структур, сложенных обычно породами конкской свиты, метаморфизм более сильный, отвечающий амфиболитовой фации. В отдельных участках метаморфизм соответствует гранулитовой фации, судя по появлению в разрезе аульской свиты двупироксеновых кристаллосланцев. В условиях гранулитовой фации в преобладающем большинстве случаев происходил и метаморфизм пород днестровско-бугской и западноприазовской серий.

Наиболее значительные результаты изотопно-геохимических исследований по изучению архейских образований сводятся к установлению надежного изотопного возраста палеовулканидов и выяснения их генетической природы. Апоандезиты и апокератофиры в незначительном коли-

честве несут аксессуарный циркон, сингенетический характер которого не вызывает сомнения. Изотопный возраст циркона из метавулканитов конкской и белозерской свит составляет 3000—3100 млн. лет. Эта дата может быть интерпретирована как время проявления вулканической деятельности. Для данных метавулканитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702$, что указывает на их глубинное, т. е. не коровое происхождение.

Верхняя возрастная граница формирования серии метаморфических пород, отнесенных к архею, знаменуется образованием гранитоидов днепровского и звенигородского комплексов. В составе днепровского комплекса выделяется широкая гамма пород от диоритов до микроклиновых гранитов. Однако в Среднем Приднпровье господствующую роль играют биотит-плагиоклазовые и амфибол-биотит-плагиоклазовые граниты и мигматиты.

Активное воздействие гранитов днепровского комплекса на метаморфические породы конкско-верховцевской, западноприазовской и росинско-тикичской серий доказано многими исследователями. Изотопный возраст гранитоидов днепровского комплекса составляет 2800 ± 100 млн. лет. В этих возрастных пределах находятся даты, полученные по дайкам диабазов, а также галениту и буланжериту, вкрапленным в кварцево-карбонатных прожилках и залегающих среди кварц-серицитовых сланцев белозерской свиты.

Мы не останавливаемся на анализе многочисленных изотопных дат моложе 2,5 млрд. лет, полученных главным образом К-Аг методом по метаморфическим толщам и гранитоидам архея. Отметим лишь, что они в большинстве случаев отражают время проявления наложенных процессов, а в некоторых случаях не имеют геологического смысла. Но для раннего докембрия, как справедливо отмечает А. В. Сидоренко [1967], исключительно важны именно данные по установлению абсолютного возраста конкретных геологических процессов.

Протерозой

В протерозое геологически и радиологически отчетливо проявлены два рубежа. Стратиграфический разрез этой группы представлен сериями метаморфических пород, преимущественно осадочных, и разнообразными гранитоидами, образующими территориально разобщенные комплексы.

Метаморфизованные эффузивно-осадочные образования проявляют большую изменчивость по мере перехода от одного района Украинского щита к другому. Наиболее полно в настоящее время изучен разрез криворожской серии, принимаемый многими исследователями за стратотипический. Описание разреза криворожской серии приводится во многих публикациях, и здесь нет надобности останавливаться на его характеристике. Отметим лишь, что четырехчленное деление криворожской серии (K_0 , K_1 , K_2 , K_3 ; или новокриворожская, скелеватская, саксаганская и гданцевская свиты) аргументировано достаточно убедительно. Представляется целесообразным кратко рассмотреть лишь нижнюю и верхнюю стратиграфические возрастные границы криворожской серии. Прежде

всего следует отметить, что криворожская серия трансгрессивно залегает на размытой поверхности гранитоидов днепровского комплекса и метаморфических породах конкско-верховцевской серии архея. В метапесчаниках и метаконгломератах, залегающих в основании криворожской серии, установлен кластогенный циркон, поступавший в осадочные породы из гранитов днепровского комплекса [Шербак и др., 1969]. Что же касается времени заложения криворожской серии, т. е. нижней возрастной границы, то по этому вопросу существуют два мнения. А. И. Тугаринов с соавторами [1962] на основании Pb-изохронного метода устанавливают эту дату около 2600 млн. лет. Н. П. Семененко и другие [1974] полагают, что этот рубеж должен быть не древнее 2300 млн. лет. Проблема может быть решена положительно только с получением данных о времени проявления палеовулканизма, давшего в последующем ортоамфиболиты новокриворожской свиты криворожской серии.

Верхняя возрастная граница криворожской серии определяется проявлением секущих жил гранитов кировоградско-житомирского комплекса и образованием тел натровых метасоматитов, надежно датированных изотопными методами. Этот рубеж составляет 1850 ± 100 млн. лет.

Парастратотипами криворожской серии в других районах Украинского щита являются ингуло-ингулецкая, тетеревская, бугская и центрально-приазовская серии. От криворожской серии они отличаются более высокой степенью регионального метоморфизма, отличающимся амфиболитовой и гранулитовой фациями.

Проведение надежной стратиграфической корреляции между рассматриваемыми сериями пока не представляется возможным, так как еще не установлены их нижние возрастные границы. Верхние возрастные рубежи тетеревской, ингуло-ингулецкой и центральноприазовской серий соответствуют времени образования гранитов кировоградско-житомирского и приазовского комплексов — около 1900 млн. лет назад. Формирование бугской серии завершилось метаморфизмом и гранитизацией несколько раньше, 2200 ± 100 млн. лет назад. Это подтверждается секущими жилами гранитов житомирского типа, установленными среди гранитов подольского комплекса [Шербак, 1975].

Граниты кировоградско-житомирского и подольского комплексов пространственно и генетически тесно связаны с метаморфическими породами соответственно тетеревской и бугской серий. Важным индикатором направленности процессов гранитообразования от ранних к поздним фаціальным разновидностям гранитов указанных комплексов являются особенности в распределении редкоземельных элементов. С увеличением щелочности на завершающих стадиях формирования гранитов подольского комплекса связана концентрация цериевых TR в пегматитах. Иная направленность в изменении состава TR от ранних к поздним разновидностям характерна для гранитов кировоградско-житомирского комплекса. В TR пегматитов, по сравнению с более ранними гранитами житомирского типа, увеличивается содержание элементов иттриевой группы при уменьшении их весового состава. Такая тенденция обусловлена понижением щелочности остаточных расплавов, образовавшихся в результате палингенных процессов [Соболев, 1970].

Характерна незначительная величина первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гнейсов бугской и тетереvской серий, составляющая 0,7088. [Щербак и др., 1978].

Геологические соотношения осадочных пород пугачевской серии с породами коростенского комплекса отчетливо выражены в виде залегания гранитизированных песчаников этой серии среди рапакививидных гранитов. Установление жильных тел гранитов коростенского комплекса среди белокоровичской толщи и залегание пород овручской серии на размытой поверхности гранитов рапакиви убедительно свидетельствуют о разновозрастности эффузивно-осадочных пород овручской серии и белокоровичской толщи [Дранник, Богацкая, 1967].

В заключение следует подчеркнуть, что полученные в последнее десятилетие данные по геологии и геохимии в значительной степени уточняют стратиграфическую схему докембрия Украинского щита. Однако в целях разработки унифицированной стратиграфической схемы необходимы дополнительные исследования для установления верхних и особенно нижних границ всех крупных стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита.

ABSTRACT

Geologically and radiologically the Precambrian of the Ukrainian Shield has the definite age boundaries of 2600 ± 100 and 1900 ± 100 m. y.

Series are the largest stratigraphic subdivisions of metamorphic rocks. Complexes are the largest ones of granitoids. The lower age boundaries the metamorphic rocks are established on our dating of the processes of paleovolcanism and on clastogene accessory minerals. The upper age boundaries are found on our dating of the processes of granitization and metasomatism.

On the basis of geological and isotope-geochemical data the Konkavertsevo, Dniester-Bug, Western-near-Azov series of metamorphic rocks and the Dnieper and Zvenigorod complexes of granitoids are referred to the Archean.

The Krivoy Rog, Teterev, Bug, Ingulo-Inguletz and Central-near-Azov series of metamorphic rocks and the Kirovograd-Zhitomir, Podol, near-Azov complexes of granites are considered to be Lower Proterozoic ones.

The Pugachov series of effusive-sedimentary rocks and the Korosten complex of granites are referred to the Middle Proterozoic.

The Ovruch series of effusive-sedimentary rocks and the Kamenna Mogila complex of granites are lower proterozoic ones.

The data on the isotope composition of strontium and the peculiarities of distribution of rare earths made it possible to refer the archean metavolcanites to subcrustal formations, and the proterozoic granites to typically crustal ones.

- Гудзенко Г. Ф. Стратиграфия докембрия Белозерского железорудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 1970. 19 с.
- Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской Овручской эффузивно-осадочной серии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 169—177.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, с. 14—26.
- Семененко Н. П., Щербак Н. П., Соботович Э. В. и др. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы Криворожской серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1974, с. 18—29.
- Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, с. 14—15.
- Соболев В. С., Хлестов В. В. Плавление и метаморфизм. — В кн.: Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, с. 169—174.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. О возрасте пород Криворожской серии. — В кн.: Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 78—84.
- Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975. 269 с.
- Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н. и др. Временная последовательность геологических процессов в докембрии западной части Украинского щита. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 161—169.
- Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов из нижней свиты Криворожской серии. — Геол. журн., 1969, т. 29, № 3, с. 23—32.

Е. В. Бибикова

ПРОБЛЕМЫ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ЯДЕР ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ СССР

Современные геохронологические данные говорят о том, что континентальная кора, состоящая из разнообразных изверженных, осадочных и метаморфических пород гранит-зеленокаменной ассоциации существовала 3,6—3,8 млрд. лет назад. По мнению ряда исследователей [Aphaeusset et al., 1969], рост континентов происходил дискретно в относительно короткие интервалы времени (200—150 млн. лет) и сопровождался синхронными магматизмом, метаморфизмом и геохимической дифференциацией.

Выделяются следующие основные эпохи наращивания континентальной коры в докембрии — 3,8—3,5; 2,9—2,6; 2—1,8 млрд. лет назад. Временем наиболее интенсивного породообразования, с которым связано около 50% современных докембрийских щитов, был период 2,9—

2,6 млрд. лет назад, им завершилось создание кратонов — стабильных ядер в пределах докембрийских щитов.

Для простейших образований наиболее характерны следующие формации:

1) с преобладанием гнейсов высоких степеней метаморфизма и мигматитов, типичная для Северо-Атлантического (Гренландия, Лабрадор, Миннесота) и Северо-Азиатского (Алданский щит, Северо-Восток СССР) кратонов;

2) с преобладанием пород гранит-зеленокаменной ассоциации, типичная для кратонов Южного полушария (Южная Африка, Западная Австралия, Индия).

Представляется вероятным, что эти два типа древнейших образований являются лишь различными уровнями вскрытия докембрийских кратонов, поскольку и среди полей развития древнейших гнейсов (Амитсок — Гренландия; Уивак, Хеброн — Лабрадор; Монтевидео и Мортон — Миннесота) встречены реликтовые включения — ксенолиты переработанных пород зеленокаменной ассоциации, превращенные в настоящее время в амфиболиты, кристаллические сланцы, метаморфизованные железные руды.

Породы гранит-зеленокаменной ассоциации, представляющие собой в основном продукты непосредственного поступления вещества из мантии, характеризуются, независимо от их возраста, определенным химическим составом, резко отличающим их от продуктов повторной переработки пород земной коры.

Древнейшие магматические породы представлены интрузиями тоналит-гранодиоритового состава. Они отличаются сравнительно низким содержанием литофильных элементов, низкими K/Na, Ba/Sr, легким составом TR, низким первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\leq 0,703$), часто (но не всегда) примитивным изотопным составом Pb. В пределах Северо-Атлантического кратона, где эти породы превращены в полосчатые плагиогнейсы, представляющие собой чередование прослоев тоналитового и гранитного состава, основные черты химизма тоналитовых интрузий сохраняются [O'Nions, Pankhurst, 1978; Arth, Hanson, 1975; Barton, 1973].

Зеленокаменные пояса гранит-зеленокаменной ассоциации представлены метавулканическими и метаосадочными породами, отличительной чертой которых является низкая степень метаморфизма. Наиболее типичные зеленокаменные пояса развиты в Южной Африке (Каапваальский и Родезийский кратоны), и в Западной Австралии. Базальты характеризуются низким содержанием SiO_2 ($< 52\%$), K ($< 0,3\text{—}0,5\%$), высоким Na/K (≈ 10), низким первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($< 0,703$). Для ультраосновной группы пород характерно развитие коматиитов — высокомагнезиальных, низкокальциевых пород [Jahn, Condie, 1976; Jahn, Shih, 1974].

Одним из наиболее сложных вопросов, широко дискутируемых в современной геологической литературе о раннем этапе развития нашей планеты является возрастное соотношение зеленокаменных поясов и гранитов. Образовались ли зеленокаменные пояса на уже существующей гранитной коре, либо плагиограниты-тоналиты есть результат гранитизации первичных базальтов?

Проблемы радиологического датирования древнейших образований Земли исключительно сложны. За редким исключением древнейшие ядра представлены полиметаморфическими образованиями, изотопные соотношения в которых многократно нарушались. Уникальной пока является формация Ишуа (Гренландия), возраст которой в 3,75—3,8 млрд. лет определен сходящимися результатами Pb-Pb, Rb-Sr изохронных методов для пород в целом, U-Pb методом по акцессорным цирконам и, наконец, основные вулканиты этой формации датированы в 3,77 млрд. лет Sm-Nd методом [Appel et al., 1978; Baadsgaard, 1976].

Какие же изотопные методы датирования наиболее пригодны для радиологического обоснования древнейших ядер? Полную непригодность для этих целей показал K-Ag метод датирования. Даже для пород формации Ишуа не получено значений, превышающих 2,5 млрд. лет. Там, где по K-Ag методу получены значения возраста, превышающие 3,5 млрд. лет, они либо относятся к минералам (пироксены, плагиоклазы), способным захватывать избыточный, либо приурочены к определенным зонам, регионально зараженным ^{40}Ag .

Наиболее часто датирование древнейших образований проводится Rb-Sr и Pb-Pb изохронными методами по породам в целом. Правомочность построения изохроны определяется отсутствием разделения U-Pb и Sr-Rb во всей истории жизни породы, что по-видимому не всегда соблюдается для древнейших пород. Серьезным препятствием для определения первичных возрастов явился проявившийся почти повсеместно в пределах кратонов наложенный метаморфизм гранулитовой фации, приведший к удалению из пород таких элементов, как U, K, Rb, и тем самым нарушивший U-Pb и R-Sr изотопные системы. Наиболее ранняя эпоха проявления метаморфизма гранулитовой фации оценивается на различных щитах интервалом времени 3—2,8 млрд. лет.

Изотопная память о предыстории в районах проявления наложенного метаморфизма гранулитовой фации почти полностью стерта. Более того, уход из пород U при сохранении древнего радиогенного Pb приводит к получению завышенных значений возраста при построении Pb-Pb и U-Pb изохрон. Это же относится и к метаморфизованным в условиях гранулитовой фации породам вулканического происхождения; превращенным в основные кристаллические сланцы.

Реальность получения завышенных возрастов Pb-Pb изохронным методом была продемонстрирована для мигматитов Лофонтенских островов [Jacobsen, Wasserburg, 1978]. Мигматизированные плагиогнейсы гранулитовой фации метаморфизма, рассматриваемые по геолого-геохимическим данным среди древнейших образований Земли, были датированы в 3,46 млрд. лет Pb-Pb изохронным методом по 41 пробе пород [Taylor, 1975]. Измерение возраста этих же пород Sm-Nd методом, для которых доказано отсутствие фракционирования при наложении гранулитовой фации метаморфизма, датировало исходный возраст плагиогнейсов в 2,64 млрд. лет, а время гранулитового метаморфизма в 1,8 млрд. лет назад. Уход из пород U при гранулитовом метаморфизме привел к получению завышенных возрастов. Для участков этих же мигматитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации получено

одно и то же значение возраста в 2,65 млрд. лет, по данным Sm-Nd, Pb-Pb и Rb-Sr изохронных методов. На этом примере особенно наглядно проявились возможности изохронных методов датирования — универсальность Sm-Nd метода и применимость Pb-Pb и Rb-Sr методов к породам, не претерпевшим разделения изотопных пар в своей геологической истории.

Полную пригодность для датирования древнейших пород показали акцессорные цирконы. Даже в случае многократно проявленного метаморфизма, приводящего к нарушению изотопной U-Pb системы, часть радиогенного Pb в цирконах сохраняется, давая возможность устанавливать, во всяком случае, минимальный возраст этих образований. Так, по акцессорным цирконам надежно датированы породы Ишуа и Амитсок (Гренландия), Мортон и Монтевидео (Миннесота).

Перспективным оказался U-Pb метод по акцессорным цирконам и для датирования собственно вулканических пород зеленокаменных поясов. Так, Р. Пиджену [Pidgeon, 1978] удалось выделить акцессорный циркон из дацитов зеленокаменного пояса Пилбора (Австралия) и определить по нему возраст в 3,45 млрд. лет.

Из приведенного обзора следует, что наиболее пригодными для датирования древнейших образований Земли оказываются Sm-Nd и U-Pb методы по акцессорным цирконам. Изохронные варианты Pb-Pb и Rb-Sr методом для пород в целом применимы лишь в случае ненарушенности первичных соотношений U и Pb, Rb и Sr в породе. Существует серьезная опасность получения завышенных возрастов по Pb-Pb изохронному методу для пород гранулитовой фации метаморфизма из-за ухода из породы U при метаморфизме.

Несмотря на широкое площадное развитие докембрийских образований на территории Советского Союза, надежных радиологических датировок, доказывающих существование древнейших ядер с возрастом, превышающим 3,2—3 млрд. лет, немного. Большая часть датировок, превышающих 3 млрд. лет, получена либо K-Ar методом по пироксенам, либо Pb-Pb изохронным методом по породам гранулитовой фации метаморфизма.

Большое внимание рассмотрению и радиологическому обоснованию древнейших пород докембрийских щитов было уделено в работах А. И. Тугаринова [Тугаринов, Войткевич, 1970; Тугаринов, 1964].

Рассмотрим реальность выявления древнейших ядер в пределах докембрийских щитов на территории СССР.

Балтийский щит. Восточная часть Балтийского щита наиболее детально изучена в геохронологическом отношении. Геологическими и геохимическими исследованиями здесь устанавливаются образования, характерные для ранней коры Земли — зеленокаменные пояса (Гимолы, Парандово) и фундамент этих поясов, сложенный в основном серыми олигоклазовыми гранитами, сопоставимыми с гранитоидами тоналитового состава, обнаруженными в полях развития метавулканитов Канадского, Родезийского и Каапваальского кратонов [Лобач-Жученко, 1977]. Однако изучение акцессорных цирконов из гранитоидов, секущих зеленокаменные пояса и из олигоклазовых гранитов фундамента, показывает,

что в пределах ошибки измерения в ± 100 млн. лет и те, и другие определяют единую изохрону с возрастом в 2,74 млрд. лет, значений, превышающих 3 млрд. лет для всей территории Балтийского щита получено не было (так же, как и для территории Канадского щита). Высокие возрастные значения в 3,8 млрд. лет, полученные для основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр Rb-Rb изохронным методом [Тугаринов, Бибикова, 1975], не были подтверждены данными Rb-Sr изохронного метода [Birck, Allegre, 1973] и не могут рассматриваться в качестве достоверных.

Таким образом, есть все основания полагать, что в пределах Балтийского щита проявился второй цикл наращивания земной коры, охвативший интервал времени 3—2,6 млрд. лет назад.

Украинский щит. Древнейшие породы Украинского щита развиты в пределах Среднего Приднепровья и представлены конкско-верховцевской серией метаморфических осадочно-эффузивных образований и днепровским комплексом ультраметаморфических гранитоидов [Каталог..., 1978]. Конкско-верховцевская серия слагает ряд крупных синклинальных структур, а также встречается в виде останцев среди плагигранитов днепровского комплекса. Степень метаморфизма пород — от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

Отдельные измерения абсолютного возраста акцессорных цирконов из плагигранитов днепровского комплекса достигали 3 млрд. лет [Тугаринов и др., 1965]. Выполненные нами U-Pb измерения возраста акцессорных цирконов из апокератофиров белозерской свиты (верхи конкско-верховцевской серии) оказались равными 3,04 млрд. лет. По данным П. Нана и П. Серстена [Nunes, Thurston, 1978], длительность процессов вулканизма в пределах одного пояса достигает 220 млн. лет (данные датирования акцессорных цирконов). Остается вероятность выявления и радиологического обоснования в пределах Украинского щита образований первого этапа формирования земной коры.

Алданский щит. Наиболее дискуссионной остается проблема выявления древнейших образований в пределах Алданского щита. Большинство исследователей рассматривает в качестве древнейшего алданский комплекс пород, представленный высокометаморфизованными иенгской, тимптонской и желтулинской сериями пород [Nunes, Thurston, 1978]. Подобное представление подкрепляется радиологическими датировками ($> 3,5$ млрд. лет), полученными для пород иенгской серии K-Ar и Rb-Rb изохронными методами для кристаллических сланцев гранулитовой фации метаморфизма.

С другой стороны, уже в первых геохронологических работах А. И. Тугаринова [Тугаринов, Войткевич, 1970; Геохронология..., 1973] породы алданского комплекса сопоставляются по литологии и возрастным значениям с классическим нижним протерозоем. Результаты многочисленных измерений акцессорных цирконов из гранитоидов, прорывающих породы комплекса, не дают значений, превышающих 2100 млн. лет. Rb-Rb изохрона датирует мраморы желтулы в $2330 \pm \pm 50$ млн. лет. Все это говорит об отсутствии объективных данных для выделения в районе Центрального Алдана древнейшего ядра щита [Тугаринов и др., 1967; Nunes, Thurston, 1978].

Значительно более высокие возрастные значения, достигающие 3 млрд. лет, получены по акцессорным минералам из пегматитов Чарской глыбы, дающие верхний предел возраста олекминской серии, развитой в юго-западной части Алданского щита [Тугаринов, Войткевич, 1970]. По данным Е. П. МIRONЮКА [МIRONЮК и др., 1971], наиболее древней в этой части Алданского щита является вулканогенно-осадочная курультинская серия, ранее выделявшаяся под названием чарской, которая вверх по разрезу переходит в образования олекминской серии. Курультинская серия опоясывает Алданский щит с юга и, возможно, что именно породы этой серии обнажаются в нижних частях разреза срединных и остаточных массивов Северо-Востока СССР, крупнейшими из которых являются Охотский и Омолонский.

В пределах Омолонского массива были изучены U-Pb методом акцессорные цирконы из плагиогнейсов комплекса докембрийского основания. Для ранней генерации циркона минимальный возраст составил 3,4 млрд. лет, несмотря на следы, минимум, двухкратного нарушения в U-Pb изотопной системе — 2800 млн. лет — при наложении высокотемпературного метаморфизма и в мезозойское время, при активизации территории [Бибикина и др., 1978]. Так была показана возрастная сопоставимость плагиогнейсов Омолонского массива с древнейшими гнейсами Земли — Амйтсок (Гренландия), Уивак и Хеброн (Лабрадор), Мортон и Монтевидео (Миннесота).

Исходя из сопоставимости низов докембрийского разреза Омолонского массива с породами курультинской серии Алданского щита, есть основание ожидать обнаружение древнейшего ядра Алданского щита, знаменующего собой первый цикл наращивания земной коры, именно в области развития пород этой серии.

Из других докембрийских щитов Советского Союза представляется возможным обнаружение древнейшего ядра в пределах Среднего Приднепровья Украинского щита. Очевидно, нет объективных предпосылок для обнаружения ядер с возрастом, превышающим 3,5 млрд. лет в пределах Балтийского щита. Как отмечалось в начале статьи, породы, характеризующиеся одними и теми же геохимическими чертами, присущими ранней коре Земли, могут относиться как к первому (3,8—3,5 млрд. лет назад), так и ко второму (2,9—2,6 млрд. лет назад) циклам наращивания земной коры. Выделение того или иного цикла базируется пока исключительно на данных геохронологии. Отнюдь не на всех докембрийских щитах удалось радиологически доказать наличие древнейших ядер с возрастом, превышающим 3,5 млрд. лет. Так, не подтверждено еще, несмотря на детальные геохронологические исследования, существование ядер в пределах Канадского и Бразильского щитов.

ABSTRACT

The Precambrian cratons contain the most ancient nuclei representing the early Earth crust with the age revealing 3,5 b. y. Two types of rock associations are distinguished among these nuclei — those consisting mainly of

high grade metamorphic gneisses and migmatites and those composed of granite-greenstone association. There are special chemical peculiarities distinguishing these ancient formations from later products of repeated reworking of the Earth crust.

The ancient nuclei are successfully dated using Sm—Nd technique for the whole rocks and U—Pb method for accessory zircons. The interpretation of data obtained by Pb—Pb and Rb—Sr isochron methods for the whole rocks is not so obvious; there exist possibility of obtaining excess age values for the metamorphic rocks of granulitic grade.

In spite of the wide occurrence of Precambrian formations on the territory of the USSR the reliable radiological data, proving the existence of nuclei with the age more than 3,4 b. y. are only for plagiogneisses of Omolon massif (U—Pb data on accessory zircons). Some very high age values obtained by Pb—Pb isochron method for crystalline schists of granulitic metamorphic grade of the Aldan shield and the Ochotsk massif could not be considered as proved.

Based on the geological, geochemical and geochronological data it seems possible to prove radiologically the existence of ancient nuclei in the Central Dnepro region of the Ukrainian shield and in the South-West part of the Aldan shield. Most favourable for radiometric dating proved to be the ancient plagiogranites- plagiogneisses and acid volcanites of greenstone belts.

Л и т е р а т у р а

- Бибилова Е. В., Макаров В. А., Сеславинский К. Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. — ДАН СССР, 1978, № 2, с. 434—436.
- Геохронология СССР/ Под ред. Н. И. Полевой. Л.: Недра, 1978, т. 1. 250 с.
- Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1978. 224 с.
- Лобач-Жученко С. Б. Основные проблемы геологии гранито-зеленокаменных областей раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 46—58.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология Западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология древнейших формаций Кольского полуострова. — Геохимия, 1975, № 9, с. 1275—1281.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Мельникова Г. Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса. — Геохимия, 1967, № 3, с. 284—288.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В. Возраст древнейших формаций Европейского докембрия. — Геофиз. бюл., 1964, № 15, с. 38—43.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Карпенко С. Ф. Об абсолютном возрасте саксаганских плагитогранитов в Криворожье. — Геохимия, 1965, № 2, с. 245—247.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, p. 2175—2200.
- Appel P. W. U., Moorbath S., Taylor P. N. Least radiogenic terrestrial lead from Isua, West Greenland. — Nature, 1978, vol. 272, N 5653, p. 524.
- Arth J. G., Hanson G. N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, N 2, p. 325—361.

- Baadsgaard H.* Further U-Pb dates on zircons from the early Precambrian rocks of the Godtha absfjord area, West Greenland. — *Earth. Sci. Lett.*, 1976, vol. 33, N 2, p. 261—267.
- Barton L. M. Jr.* Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6 b. y. Mebron gneiss, Labrador. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, N 2, p. 266—273.
- Birck J. L., Allegre C. Y.* ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr systematics of Muntche Tundra mafic pluton (Kola Peninsula USSR). — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, N 2, p. 266—273.
- Jacobsen S. B., Wasserburg G. J.* Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from Archean migmatites in Lofoten — Vesteralen, Norway. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 41, N 3, p. 245.
- Jahn B. M., Condie K. C.* On the Age of Rhodesian Greenstone Belts. — *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, vol. 57, N 3, p. 215—230.
- Jahn B. M., Shin C. Y.* On the age of Onverweelt Group, Swaziland Sequence South Africa. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1974, vol. 38, N 4, p. 873—885.
- Nunes P. D., Thurston P. C.* Evolution of a single greenstone belt over 220 mln years — a zircon study of the Uci Lake area, north western Ontario. — *Geol. Surv. Open File Report*, 1978, vol. 701, p. 313—315.
- O'Nions R. K., Pankhurst R. J.* Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 211.
- Pidgeon R. T.* 3450 m. y. old volcanics in the archaean layered greenstone successions of the Pilbara block, Western Australia. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 37, N 3, p. 421—428.
- Taylor P. N.* An early Precambrian age for migmatitic gneisses from vikan IBD Vesteralen, North Norway. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, N 1, p. 35—42.

Л. И. Салон

ПЕРЕЛОМНЫЙ ЭТАП В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ НА РУБЕЖЕ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ (1900—1600 млн. лет. назад)

В геологической истории Земли выделяется несколько этапов, во время которых происходили крупные изменения в тектоническом развитии планеты. Главнейший из них имел место в самом раннем докембрии — в конце катархей, во время саамского диастрофизма (3750—3500 млн. лет назад), после которого пермобильная стадия развития Земли, характеризовавшаяся всеобщей подвижностью земной коры, сменилась платформенно-геосинклинальной, продолжающейся и до настоящего времени. Однако и после катархей неоднократно происходили события, также имевшие исключительно важное значение для тектонического режима планеты, например, кенорский диастрофизм в раннем докембрии (2800—2600 млн. лет назад) — в конце палеопротозоя (по другой терминологии, — архей), в результате которого вместо мелких кратонных блоков, обрамленных «зеленокаменными трогами», возникли гораздо более крупные, но все же еще небольшие и лабильные кратоны — протолат-

формы с локально развитым на них чехлом, окруженные типичными поясовыми зональными геосинклиналями. В конце мезопротозоя (раннего протерозоя), после карельского диастрофизма (2000—1900 млн. лет назад), произошло объединение многих древних протоплатформ в большие стабильные элементы земной коры, носящие уже черты «настоящих» платформ.

Это сообщение посвящено следующему крупному обновлению тектонического режима планеты, которое произошло вскоре после завершения карельской складчатости, в интервале времени 1900—1600 млн. лет назад, или иначе говоря, — в раннем неопротозое. Начало нового этапа ознаменовалось грандиозным и повсеместным раздроблением земной коры, приведшим к образованию сложных систем разломов и приуроченных к ним рифтов, грабенов, авлакогенов, тафрогеосинклиналей и тому подобных структур. Некоторые из них прослеживаются в настоящее время на сотни километров (до 1500 км) и при этом они пересекают все более древние структурные элементы.

В приразломных прогибах в раннем неопротозое были сформированы континентальные осадочно-вулканогенные толщи, иногда фациально замещаемые континентальными же или прибрежно-морскими осадочными отложениями с подчиненным количеством вулканитов. Менее типичны морские платформенные и геосинклинальные формации. Осадочно-вулканогенные толщи на всех континентах очень похожи друг на друга и в совокупности составляют весьма своеобразный стратиграфический уровень [Салоп, 1973, 1977]. Для них характерно чередование вулканитов, главным образом кислых и субщелочных (риолитов и трахириолитов), туфолов (игнимбритов), туфов и обломочных, преимущественно псефитовых и псаммитовых пород. Вулканиты и осадочные породы часто обладают первичной красной окраской. В континентальные отложения иногда вклиниваются прибрежно-морские. Вулканиты чаще всего преобладают в средней части разреза. Основные и средние вулканиты (базальты и андезит-базальты) обычно имеют подчиненное значение и в большом количестве встречаются преимущественно около глубинных разломов, а также среди прибрежно-морских отложений. С вулканитами ассоциируют комагматичные гипабиссальные и субвулканические интрузии гранитного, граносиенитового, реже гранодиоритового и основного состава.

Для осадочных толщ типично чередование пород с различной степенью сортированности обломочного материала. Наряду с грубыми аркозами, литокластическими песчаниками, конгломератами и агломератами, в некоторых частях разреза присутствуют толщи хорошо сортированных кварцитов или кварцито-песчаников, иногда с прослоями и пачками высокоглиноземистых сланцев, возникших в результате переотложения продуктов кор выветривания. В осадочных породах часто наблюдаются текстурные признаки, указывающие на континентальную и мелководную обстановку осадконакопления; широко развиты также текстуры сингенетического оползания. Мощность осадочно-вулканогенных серий колеблется в больших пределах, но обычно она большая и достигает во многих случаях нескольких тысяч метров.

Стратотипом осадочно-вулканогенных толщ нижнего неопротозоя является аkitканская серия Западного Прибайкалья, мощностью до 10 тыс. м, развитая в гигантском приразломном прогибе длиной более 1000 км [Салоп, 1964—1967]; в качестве парастратотипа может быть принят субиотний (серия Дала) Швеции. Полные или очень близкие их стратиграфические и формационные аналоги развиты весьма широко. В качестве примеров можно назвать: в Европе — порфиры Энгердаль Норвегии, хогландскую серию о-ва Хогланд Финского залива, пугачевскую и овручскую серии Украины, машакскую серию Урала; в Азии — калбазыкскую серию Присаянья, анайскую, тепторгинскую и падринскую серии Байкальской горной области, элгетейскую свиту Алданского щита, майтубинскую серию Казахстана, серию Семри Индии; в Северной Америке — серии Мартин-Лейк, Нижний Дабаунт, Летития-Лейк Канады, серию Китесарко Южной Гренландии, порфиры Хоган и серию Ред-Рок США; в Южной Америке — серию Рорайма Гайаны и серию Гранди-ду-Сул Бразилии; в Африке — серии Ватерберг ЮАР, Нагатис Намибии, Карагве-Анколе Уганды, Шамазио Замбии, серии Киаора-Маунтин (низы надсерии Кибара) Катанги, Майомбе Заира, Франсвилль Габона, Тарква Ганы, Аюн-Малек Мавритании; в Австралии — серии Уайтуотер, Спиуа, Кимберли и Бастион (вместе взятые) на северо-западе континента, серии Хатчес-Крик и Толлу в его центральной части, серию Мунейби на юге и серию Эдит-Ривер на северо-востоке.

Стратиграфическое положение подавляющего большинства рассматриваемых отложений определяется вполне четко: все они залегают в структурном отношении несогласно на метаморфических толщах мезопротозоя (или на более древних образованиях), а также на глубоко эродированной поверхности гранитоидов карельского цикла диастрофизма. Перекрываются они с угловым несогласием или же с перерывом (изредка согласно) осадочными толщами среднего неопротозоя. Для большинства вулканогенных толщ имеются датировки различными изотопными методами (по кислым лавам) в интервале 1900—1650 млн. лет; меньшие значения (до 1500 млн. лет), полученные главным образом К-Аг методом, являются омоложенными.

Отложения нижнего неопротозоя принадлежат особому тафрогенному типу формаций, которые сформировались в тектонических погружениях на платформах и на стабилизированных карельской складчатостью участках древних геосинклиналей. Некоторые исследователи склонны считать эти образования молассой карельского цикла, но это мнение нельзя считать верным, во-первых, потому что тектонические элементы нижнего неопротозоя совершенно независимы от структурного плана карелид, а во-вторых, рассматриваемые образования слагают самостоятельный крупный структурный ярус, формирование которого продолжалось примерно 300—400 млн. лет. Гораздо более тесно нижний неопротозой связан с вышележащими отложениями среднего неопротозоя.

Образование осадочно-вулканогенных толщ было завершено выборгским диастрофизмом второго порядка. Для него были характерны интенсивные дизъюнктивные дислокации и слабая или же умеренная складчатость приразломного типа. Крупные разрывные нарушения, ограни-

чивающие грабены или рифты, часто унаследованы от более ранних разломов, контролировавших излияния лав. Во многих случаях они сопровождаются широкими зонами милонитов или бластомилонитов и большими интрузивными телами гранитоидов трещинного типа. Проявления интрузивного магматизма пространственно и нередко генетически связаны с тафрогенными вулканитами: многие интрузивные породы выборгского цикла почти не отличаются от тех, что сопровождали излияния лав. Широко распространены разнообразные гранитоиды: калиевые граниты, граносиениты, гранодиориты и монзониты; часто отмечаются гранофировые или микропегматитовые их разновидности. Исключительно типичны граниты рапакиви, с которыми иногда ассоциируют более ранние стратиформные тела габбро-норитов и анортозитов, а иногда и более поздние тела щелочных и нефелиновых сиенитов. Почти во всех случаях формирование массивов рапакиви заканчивается внедрением даек диабазов. В некоторых сложных массивах установлено существование и более древних даек диабазов, разделяющих две фазы внедрения гранитной магмы. Интрузии рапакиви иногда внедрялись в два или даже три этапа, разделенные более длительными периодами субаэральных излияний лав и отложений обломочных толщ. Везде, где радиометрическими методами надежно установлен возраст рапакиви, он составляет от 1800 до 1570, но чаще всего — 1700—1600 млн. лет, что отвечает времени выборгского диастрофизма. Вообще граниты рапакиви представляют собой исключительно яркий пример «неповторимых» в каменной летописи Земли интрузивных образований относительно узкого временного диапазона, что позволяет использовать их в качестве своеобразного стратиграфического репера.

Метаморфические процессы в течение выборгского цикла не были значительными. Осадочно-вулканогенные толщи, как правило, изменены слабо — обычно в условиях низших и средних ступеней зеленосланцевой фации; иногда можно говорить только о диагенетических изменениях. Однако в зонах интенсивного катаклаза и рассланцевания вблизи некоторых глубинных разломов, метаморфизм возрастает вплоть до эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фации.

Вероятно, многие особенности тектоники и магматизма рассматриваемого этапа могут быть объяснены общим подъемом теплового фронта из недр планеты, который сопровождался общим же расширением Земли. Такой вывод мы неизбежно должны сделать, учитывая повсеместное образование в раннем неопротозое грандиозной системы разломов и связанных с ними рифтогенных структур, а также сопряженное развитие мощных вулканических излияний и интрузий больших масс комагматических гранитоидов. Магмообразование, скорее всего, было следствием снижения P в зонах растяжения (глубинных разломов). Чередование излияний основных и кислых лав, а также внедрений основных и кислых магм при формировании сложных плутонических тел, которые происходили на фоне общего гомодромного направления в развитии магматизма, с одной стороны, свидетельствуют о том, что магматические процессы протекали преимущественно вблизи границы сиалической коры и базаль-

тового слоя, а с другой стороны, указывают на постепенное продвижение теплового фронта из недр к поверхности.

Особенно четко такое развитие магматизма видно на примере становления сложных многофазных интрузий формации габбро-рапакиви. Известны факты, относящиеся к геологическим, петрографическим и петрохимическим особенностям этой формации, а также геофизические данные относительно приуроченности большинства массивов рапакиви к границе Конрада, дают основание считать, что при формировании указанной формации сначала плавился материал базальтового слоя, создавая интрузии основной магмы, затем, когда тепловой поток распространялся на гранитный слой, плавлению подвергались слагающие его горные породы, и возникали интрузии и экструзии кислой магмы. В тех случаях, когда тепловой фронт пульсировал около границы Конрада, интрузии основной и кислой магмы перемежались во времени и там могли возникать магматические очаги смешанного состава — диоритового, сиенитового или монцонитового.

Предполагаемый механизм формирования магматических пород раннего неопротозоя объясняет некоторые их специфические черты. В частности, повышенное первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отмеченное в некоторых кислых лавах и гранитах, указывает на литогенный характер магмы. Наличие во многих гранитах гомеогенных включений основного состава, а также включений неполностью расплавленного субстрата и неравновесных минералов, как, например, «бронированного» оливина в рапакиви, очевидно, свидетельствует о явлениях магматического синтексиса и селективного плавления. Присутствие в рапакиви оплавленных овоидов калишпата с обломочными плагиоклаза лучше всего может быть объяснено пульсациями теплового (и эманационного) фронта, которые сопровождались изменениями состава остаточных расплавов.

Раннеопротозойский этап имел огромное значение для всей последующей тектонической истории Земли. Одним из самых существенных следствий, которые фиксируются на всех континентах, был переход земной коры к новому состоянию, поскольку сразу же после этого этапа начался процесс окончательного формирования всех известных крупных древних платформ в границах, близких современным; тогда же возникли новые большие геосинклинальные системы, в том числе такие как Тетис, Уральская, Центрально-Азиатская, Монголо-Охотская, Кордильерская, Тасманская и другие, которые, в том или ином виде, продолжали существовать почти до настоящего времени [Салоп, 1973, 1977]. Однако значение рассматриваемого этапа этим не исчерпывается. Геологические и изотопные исследования свидетельствуют о том, что в это же самое время была заложена обширная впадина Тихого океана. Это исключительно важное событие прежде всего подтверждается наличием обрамления современного Тихого океана геосинклинальными поясами, которые возникли в среднем (частью раннем) неопротозее на раздробленном древнем основании, сложенном породами от катархейского до мезопротозойского (включительно) возраста. Наиболее отчетливо время возникновения подвижных поясов Тихоокеанского кольца фиксируется в Северной Америке, где геосинклинальный комплекс Кордильер начинается мощными

отложениями среднего-верхнего неопротозоя (серии Белт, Перселл, Парамп, Апаچه и др.), в основании которых иногда присутствуют тафрогенные осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя (Ред-Рок и др.) и связанные с ними граниты, в том числе рапакиви (Голд-Бьют и др.). В неопротозое был заложен также подвижный пояс Кордильер Центральной Америки, в основании геосинклинального комплекса которого залегают осадочные толщи, метаморфизованные в конце неопротозоя. Миогеосинклинальные отложения неопротозоя и эпипротозоя, широко развитые на западной окраине Гвиано-Бразильского кратона и в Субандийской зоне, по-видимому, начинают собой и складчатый комплекс Южно-Американских Кордильер (Анд).

В азиатском складчатом обрамлении Тихого океана нижние докембрийские геосинклинальные серии представлены фрагментарно: они часто перекрыты более молодыми отложениями или акваториями окраинных морей. На Камчатке из-под фанерозойских отложений местами выходят осадочно-вулканогенные толщи докембрия (стеновская серия Ганальского выступа и ее аналоги в Хавывенском выступе), очень похожие на тафрогенные толщи нижнего неопротозоя; залегают они резко несогласно на гнейсах архея и зеленокаменных породах палеопротозоя. Неопротозойские и частично эпипротозойские толщи миогеосинклинального типа присутствуют в основании складчатых комплексов Южной Кореи и Вьетнама, в Сихотэ-Алине (Ханкайский массив) и, возможно, в Японии (зона Хида). Наконец, на юго-западе Тихоокеанского кольца они широко развиты в Тасманийской складчатой области на востоке Австралии и, может быть, присутствуют в Новой Зеландии.

Таким образом, складчатые пояса вокруг Тихого океана были заложены вскоре после тафрогенного этапа раннего неопротозоя и частично во время его. Естественно допустить, что в это же время возникла и впадина самого океана. Такой вывод подтверждают и изотопные исследования базальтов Тихого океана. Как показали К. Брукс с соавторами [Brooks et al., 1976], $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr для молодых толеитовых базальтов островов и срединно-океанических хребтов Тихого океана показывают четкую положительную корреляцию на $\text{Rb}-\text{Sr}$ изохронной диаграмме. Полученная изохрона отвечает возрасту 1600 ± 200 млн. лет и определяется авторами как «мантийная изохрона», характеризующая время глубинной дифференциации, которая привела к установлению химической гомогенизации мантии (отделению химически изолированной астеносферы) 1,5—2 млрд. лет назад. Реальность этого геологического события подтверждают изотопные исследования океанических базальтов $\text{Pb}-\text{Pb}$ методом, сделанные М. Татсумотой [Tatsumoto, 1978], которые показали значения порядка 1,5—1,8 млрд. лет.

Как видно, значения мантийных Rb/Sr и $\text{Pb}-\text{Pb}$ изохрон очень близки между собой и совпадают со временем проявления глобальных тектоно-магматических событий раннего неопротозоя. Эти события фиксируют один из наиболее важных этапов геологической истории, в течение которого происходило раздробление земной коры и раздвигание ее блоков. Следующий близкий по значению и содержанию этап, во время которого образовалась впадина Атлантического океана, наступил позд-

нее — в эппротозое и также сопровождался на континентах тафрогенезом и мощными субаэральными излияниями кислых и основных лав. Океаны, в границах, близких современным, как известно, возникли в мезозое—кайнозое. Лейтмотивом тектонического развития, вероятно, было общее расширение Земли.

ABSTRACT

The geologic formation of this stage regarded as the Early Neoprotozoic are widespread through all of the continents; these are the thick subaerial piles of volcanics of acid (locally subalkaline) composition and of intermediate and basic composition to a less extent; the clastic, commonly red-coloured, rocks are also reported. The volcanics associate with comagmatic intrusions of granitoids, the rapakivi-granites among the latter are mostly typical; gabbroids and anorthosites are also common. Melting of the crust matter and of the upper mantle matter partially resulted in the formation of the magmatic rocks.

The sedimentary—volcanogenic strata accumulated in the nearfracture depressions on the consolidated portions of the Karelides fold area or on the older basement. In some places they form volcanic belts of great extension (up to 1500 km long). These rocks are regarded as a single structural stage unconnected with the earlier stages, the Mesoprotozoic (Karelian) one including.

The sedimentary-volcanogenic strata of the Lower Neoprotozoic originated under conditions of the Earth's crust extending at the global scale. Taphrogenesis indicates the beginning of intensive continental cratonization that continued during the entire Late Precambrian and resulted in the formation of all large old platforms.

The geochemical (isotopic) data evidence that the upper mantle matter was formed (or regenerated) in the major portion of the Pacific Ocean area during this stage and led to the origin of magmas of the insular young basaltoids. The geologic data indicate that during this same stage many of the geosynclinal systems in the areas surrounding the Pacific Ocean also started to form.

Л и т е р а т у р а

- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с. 1967. Т. 2. 700 с.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с. (дополненное издание на англ. яз. *Salop L. J. Precambrian of the Northern Hemisphere*. Amsterdam, N. Y.: Elsevier, 1977. 378 p.)
- Салоп Л. И. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977. 304 с.
- Brooks C., Hart S. R., Hofmann A., James D. E. Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, N 1, p. 51—61.
- Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 63—87.

МЕТОДЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ

Среди существующих методов стратиграфических построений можно выделить две группы: методы, пригодные, главным образом, для расчленения и региональных корреляций конкретных разрезов, и методы, позволяющие проводить межрегиональные и более далекие сопоставления (телекорреляцию). К первой группе относится большинство историко-геологических методов. Они основаны на изучении тех особенностей строения разрезов, которые обусловлены геологическими процессами главным образом регионального и циклического характера. Качественные изменения большинства геологических процессов весьма медленны, трудно различимы, так как маскируются более быстрыми циклическими изменениями и протекают в настолько крупных интервалах геологического времени, что практически не могут быть использованы в стратиграфии. Тем не менее, историко-геологические методы являются основой всех стратиграфических построений. С их помощью создаются региональные стратиграфические схемы — начальный элемент любых стратиграфических исследований и шкал. Особенно большое значение в стратиграфии докембрия имеет метод расчленения разрезов по тектоно-магматическим эпохам. Эти эпохи приводили к необратимым структурным изменениям значительных участков земной коры. В то же время тектоно-магматические эпохи проявлялись далеко не повсеместно. Коррелировать их друг с другом можно только с помощью биостратиграфических и радиометрических методов — главными методами при телекорреляциях. В основе данных методов лежит динамичная и необратимая эволюция организмов и химических элементов, имеющая глобальный характер.

Радиометрические данные в стратиграфии верхнего докембрия¹ имеют чрезвычайно большое значение. Практика геологических исследований показала, что наиболее надежные результаты дает U-Pb метод. Особенно надежные данные получаются при исследовании цирконов, извлечение которых в нужном количестве, однако, связано с большими трудностями. Больше всего этого минерала оказывается в кислых интрузивных и эффузивных породах, которые могут быть датированы с большой точностью².

На первом этапе изучения верхнего докембрия широко использовался K-Ar метод. Большую популярность получило датирование K-Ar методом глауконита, наличие которого, как представлялось, позволяло непосредственно определять возраст вмещающих осадочных пород. Достоинства и недостатки этого минерала для радиометрических определений широко освещались в печати. Его оценки колебались от безудерж-

¹ Под верхним докембрием понимается верхний протерозой (рифей и венд вместе взятые).

² В отдельных случаях цирконы содержат унаследованный радиогенный Pb, который увеличивает радиометрические значения возраста.

ного оптимизма до крайнего пессимизма. Опыт показывает, что в платформенных районах по глаукониту получаются датировки, в общем согласующиеся с геологическими и другими радиометрическими данными. Однако несомненно, и исследования минералогии глауконита, проведенные в последние годы, позволяют определенно это установить, что на значения его радиометрического возраста влияет примесь материнского материала, глубина диагенетических и эпигенетических изменений. В результате этих процессов возрастные даты по глаукониту могут быть в ряде случаев не только омоложены, но и удревнены. Работы по минералогическо-геохимической оценке пригодности глауконита для датирования должны быть продолжены. В применении к основным и кислым эффузивам (валовые пробы) K-Ar метод дает обычно заниженные результаты.

Rb-Sr метод, по сравнению с K-Ar определениями позволяет получить более надежные значения возраста. Однако и Rb-Sr данные в ряде случаев зависят от последующих преобразований минералов в породе; эти изменения приводят к искажению не только единичных определений возраста, но и влияют на даты, полученные в результате построения изохроны по многим определениям. В настоящее время одной из наиболее перспективных для верхнего докембрия разновидностью Rb-Sr метода является датирование слабо измененных глинистых пород по диагенетически преобразованным глинистым минералам [Clauer, 1976]. Метод этот может приобрести большое значение при определении возраста платформенных отложений рифея и особенно венда.

В противоположность историко-геологическим методам, радиометрические методы, базирующиеся на равномерных процессах распада элементов, весьма подходят для корреляций, но мало пригодны для выделения естественных стратиграфических подразделений.

Большие перспективы имеют магнитостратиграфические методы, которые основываются как на циклической (инверсии), так и направленной (дрейф) эволюции магнитного поля Земли. Имеются примеры удачного применения этого метода для расчленения [Irving, Runcorn, 1957] и корреляций [Храмов, Шолло, 1967] разрезов верхнего докембрия. Однако его практические возможности еще далеко не раскрыты.

Наиболее универсальными являются биостратиграфические методы, которые в большинстве случаев пригодны и для корреляции и для расчленения отложений. В биостратиграфии верхнего докембрия наиболее ощутимые результаты достигнуты при изучении строматолитов и микрофитолитов, которые представляют собой органогенно-осадочные постройки и структуры, образование которых связано с жизнедеятельностью низших растений, преимущественно синезеленых водорослей. К ним применяются формальные морфологические классификации и бинарная латинская номенклатура. Изучение и описание строматолитов и микрофитолитов в разрезах верхнего докембрия СССР позволило обнаружить смену видового и родового (группового) состава этих остатков по вертикали и выделить естественные этапы их развития и комплексы, заключающие по 10—15 форм (формальных видов). Среди них имеются и местные (эндемичные) и широко распространенные по латерали («космополитные») формы. Ряд форм приурочен к относительно узким стратиграфиче-

ским интервалам, а другие могут иметь широкое распространение. Было установлено также, что в удаленных друг от друга разрезах Урала, Сибири и Средней Азии комплексы содержат много общих форм, залегают в одинаковой последовательности и имеют сходный радиометрический возраст. Краткая характеристика строматолитовых комплексов приведена в таблице.

Вертикальное распространение комплексов микрофитолитов в большинстве случаев совпадает с распространением строматолитовых ассоциаций, иногда с небольшими расхождениями в пограничных толщах [Журавлева, 1964]. Эти эмпирические данные продемонстрировали пригодность строматолитовых и микрофитолитовых комплексов для стратиграфических построений в верхнем докембрии и позволили предложить трехчленное [Келлер и др., 1960; Комар и др., 1964], а затем — четырехчленное деление верхнего протерозоя (рифей) СССР [Келлер, Семихатов, 1968]. Данные подразделения, сохранившие связь с региональной уральской схемой, были названы фитемами и обычно именовались в литературе нижним (R_1), средним (R_2), верхним (R_3) и терминальным (R_4) рифеем. Последнее подразделение именовалось также вендом ($s. 1$), или вендомием. В результате широких обсуждений на региональных и все-союзных стратиграфических совещаниях четырехчленное деление рифея было распространено на всю территорию СССР. Основными изменениями, которые были внесены в эту шкалу за последнее время явились присвоение фитемам географических названий и разделение верхней фитемы на две части — кудаш и венд. Последний был исключен из рифея (см. таблицу). В целом комплекс органических остатков венда отличается большим своеобразием, однако сейчас его нижняя граница увеличивается главным образом по историко-геологическим соображениям: по началу формирования плит на ряде платформ и лапландскому оледенению [Соколов, 1971]. В таком виде шкала верхнего докембрия была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР и стала официальной основой для геологического картирования и публикуемых карт.

Аналоги строматолитовых комплексов рифея и его фитем устанавливаются сейчас также в других районах Евразии (Шлишберген, КНДР, Монголия, Китай и Индия) и на других континентах, в частности в Африке и Австралии.

Среди других групп растительных остатков верхнего докембрия, которые могут оказаться перспективными для расчленения и корреляции, следует в первую очередь назвать микрофоссилии (акритархи). Под этим названием объединяются остатки неясной систематической принадлежности, большая часть которых относится к цистам водорослей, хистрикосферидам и др. На вертикальном распространении различных форм акритарх основано детальное стратиграфическое расчленение нижнекембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. В более древних вендских отложениях этого района акритархи имеют крайне простые черты строения, что затрудняло их использование для диагностики стратиграфических горизонтов разреза. Однако в последние годы на территории Сибири и на Урале были сделаны новые богатые находки акритарх в рифейских отложениях, которые позволяют надеяться, что

Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия СССР (1978 г.)				Типичные окаменелости в СССР (по И.Н. Крылову)				
Эон	Стратиграфическое подразделение, границы, млн. лет		Стратотип					
Фанерозой	Нижний кембрий				Тритобиты, археоциаты и другие скелетные остатки			
Протерозой (PR)	Верхний (PR ₂)	Рифей	570 ± 20	Западная часть Московской синеклизы: вильчанская, волынская и валдайская серии	Pteridinium nenoха Keller, Cyclomedusa plana Glaesner et Wade, Dickinsonia costata Sprigg, D. lissa Wade, Vendia sokolovi Keller, Tribrachidium heraldicum Glaessner, Vendotaenidae Gnilovskaja, Onega stepanovi Fedonkin, Albumares brunsaе Fedonkin, Charnia masoni Ford., Nemiana simplex Palij, Tirasiana disciformis Palij.			
			Венд (V)					
		Башкирский антиклинорий Южного Урала	Укская свита, криво-лукская серия	650-680	Кудаш (R ₄)	Linella ukka Kryl., Vesicularites bothrydioformis (Krasn.) Linella simica Kryl., Boxonia grumulosa Kom., B. allachjunica Schdp., Paniscoenia emergens Kom.		
				Каратавий		Каратауская серия	Conophyton miloradoviči Raab., Minjaria uralica Kryl., Gymnosolen ramsayi Steinm., Inzeria tjomusi Kryl., Jurusania cylindrica Kryl.	
							Юрматиний (R ₂)	Юрматинская серия
				1050 ± 50		Бурзянская серия		
				1400 ± 50				
				Нижний (PR ₁)			1650 ± 50	

после их детального изучения и описания можно будет выделить ассоциации этих остатков, имеющие стратиграфическое значение. Особенно богаты и разнообразны комплексы акритарх верхнего рифея, включающие ряд форм и среди них представителей рода *Chuarina* (в несколько миллиметров длиною), имеющего широкое распространение на разных материках. Указанные выше остатки были экстрагированы из глинистых и мергельных пород во всех четырех фитемах рифея. Первые сведения о шести микробиотах верхнего докембрия СССР уже опубликованы [Schopf et al., 1977; и др.]. На очереди стоит их более глубокое изучение.

Для самых верхних горизонтов докембрия все большее стратиграфическое значение приобретают остатки и отпечатки многоклеточных растений (*Metaphyta*) и животных (*Metazoa*), а также следы жизнедеятельности последних. Многоклеточные растения, вероятно, представляющие собой древнейшие бурые водоросли — вендотениды — появляются со среднего рифея, но наиболее широкое распространение получают в венде. Выдающимся открытием последних лет следует считать находки новых сообществ многоклеточных животных в вендских отложениях различных частей Восточно-Европейской платформы и особенно на Летнем и Зимнем Берегах Белого моря (так называемая Беломорская биота), некоторые из найденных видов (девять форм) идентичны бесскелетным животным из эдиакарской биоты Австралии. Бесскелетные многоклеточные животные, известные с различных континентов, из самих верхов докембрия — из венда — определяют палеонтологическую характеристику этого подразделения. Нет сомнений, что в ближайшее время можно будет поставить вопрос об обособлении венда в качестве самостоятельной системы с полноценным палеозоологическим обоснованием. Важнейшей проблемой на пути к этому шагу является уточнение палеонтологических данных для обоснования его нижней границы.

Даже весьма краткий обзор различных стратиграфических методов показывает, что в настоящее время основные достижения и наилучшие перспективы в развитии стратиграфии верхнего докембрия связаны с применением биостратиграфии, которое опирается на большие успехи в палеонтологии докембрия. Это дает возможность утверждать, что принципы и методы изучения рифейских отложений имеют значительно большее сходство с применяемыми в фанерозое, чем в отложениях нижнего докембрия (архей и нижний протерозой).

ABSTRACT

Methods of the Upper Precambrian stratigraphy can be subdivided into two groups: a) methods for subdivisions and regional correlations of deposits in concrete sequences; b) methods of interregional and more distant correlations (telecorrelation). The first group includes the major part of historical-geological methods applied for the distinguishing of subdivisions of the local stratigraphic scales (distinguishing of suites, series, sedimentary formations, cycles, etc.) The second group comprises biostratigraphic, radiometric

General stratigraphic scale of the upper Precambrian of the USSR (1978)			Typical fossils in USSR (compiled by I.N. Krylov)					
Eon	Stratigraphic units, boundaries - MY	Stratotypes						
Phanerozoic	L. Cambrian		Trilobites, Archaeocyathes, Hyolithes and another skeletal remains					
Proterozoic (PR)	Upper (PR ₂)	570 ± 20	Western part of Moscow syncline: Vilchan, Volyn and Valdai groups	Pteridinium nenoxa Keller, Cyclomedusa plana Glaessner et Wade, Dickinsonia costata Sprigg, D. lissa Wade, Vendia sokolovi Keller, Tribrachidium heraldicum Glaessner, Vendotaenidae Guilovskaja, Onega stepanovi Fedonkin, Albumares brunsa Fedonkin, Charnia masoni Ford., Nemiana simplex Palij, Tirasiana disciformis Palij.				
					Vendian (V)			
		Riphean	650 - 680	Baschkirian anticlinorium of the South Ural	Uk formation, Krivaya Luka group	Linella ukka Kryl., Vesicularites bothrydioformis (Krasn.), Linella simica Kryl., Boxonia grumulosa Kom., B. allachjunica Schdp., Paniscollenia emergens Kom.		
			Kudashian (R ₄)					
			Karatavian (R ₃)				Karatau group	Conophyton miloradiviči Raab., Minjaria uralica Kryl., Gymnosolen ramsayi Steinm., Inzeria tjomusi Kryl., Jurusania cylindrica Kryl.
			1050 ± 50				Yurmatinian (R ₂)	Yurmatin group
	Lower (PR ₁)	1400 ± 50		Bourzian group	Conophyton garganicus Kor., Gaia irkuskatica Kryl., Kussiella kussiensis Kryl., Kussiella vittata Kom.			
		Bourzianian (R ₁)						
	1650 ± 50			Sundia ramosa But., S. muris But., Nordia laplandica Kryl. et Pertt., Calevia olenica (Rjab.)				

and magnito-stratigraphic methods. They are based on geobal dynamic and irreversible evolution of organisms, chemical elements and the Earth's magnetic field, radioactive decay of the elements is an even process, while the evolution of organisms and the Earth's magnetic field has both the progressive and rhythmical character. Therefore, the two methods can be used for subdivision and correlation of sequences.

Rapid development of the Precambrian palaeontology and especially study of stromatolites, microphytolites, primitive Metazoa and Metaphyta favoures a successful application of biostratigraphical methods to the Upper Precambrian deposits. Using these methods under the radiometric control, the Soviet researchers worked out the Upper Precambrian scale (table), common for the entire USSR territory. This scale was approved by the National Stratigraphic Committee of the USSR and is at present the official basis for geological mapping.

Л и т е р а т у р а

- Журавлева З. А. Онколиты и катографии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 75 с.
- Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н. и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 12, с. 26—41.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков. М.: ВИНТИ, 1968. 108 с.
- Жомар Вл. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В. и др. О трехчленном делении рифея по строматолитам. — В кн.: Геология докембрия. М.: Госгеолтехиздат, 1964, с. 45—60.
- Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — Геол. и геофиз., 1971, № 6, с. 1—12.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
- Clauer N. Geochimie isotopique du strontium des milieux sedimentaires. — Univ. Louis Paster, 1976, Mem. N 46, p. 256.
- Irving E., Runcorn S. K. Analysis of the palaeomagnetism of the Torridonian sandstone series of North-West Scotland. — Philos. trans. Roy. Soc. Ser. A, 1957, vol. 250, N 974, p. 83—99.
- Schopf J. W., Dolnik T. A., Krylov L. N. et al. [Шопф Ю. В., Дольник Т. А., Крылов И. Н. и др.]. Six new stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union. — Precamb. Res., 1976, vol. 4, p. 269—284.

М. Е. Раабен

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В РАЗГРАНИЧЕНИИ РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Применение палеонтологических методов в разграничении отложений нижнего протерозоя — карелия или афебия, от пород верхнего протерозоя — рифея является и актуальной и уже вполне реальной проблемой.

Широкое распространение следов жизни в отложениях докембрия вряд ли нуждается сейчас в доказательствах. Органические остатки

растительного происхождения — строматолиты, онколиты, микрофоссилии — изобилиуют в рифее. Толщи с такими остатками в дорифейских отложениях более редки, однако в ряде регионов серии нижнего протерозоя с радиометрическим возрастом до 2,4 млрд. лет заключают богатые ассоциации строматолитов, онколитов, иногда массовые, а также редкие, но замечательные по сохранности биоты микрофоссилий. Даже в древнейших сериях протерозоя (2700—2400 млн. лет) и в архее известны отдельные постройки строматолитов и микрофоссилий, правда, проблематичные (таблица). Что касается фаунистических остатков, то первые скольконибудь достоверные из них появляются лишь в среднем рифее: довольно многочисленные указания на находки таких остатков в нижнем протерозое не выдерживают проверки.

В разработке вопросов разграничения нижнего и верхнего протерозоя палеонтологи могут и должны опираться именно на исследование названных растительных структур, происхождением связанных, главным образом, с низшими, как обычно считают, синезелеными водорослями.

В литературе многократно обсуждался, именно применительно к докембрию, вопрос об общих предпосылках использования низших водорослей и, соответственно, фитолитов в стратиграфии. «Органоседиментационный» характер фитолитовых структур и консервативность организации низших водорослей кажутся многим исследователям факторами, исключающими или резко ограничивающими возможность стратиграфического использования указанных групп. Между тем, фитоциты-строматолиты и микрофитоциты уже около 20 лет с успехом используются в практике геологических работ нашей страны. Тот эмпирически доказанный факт, что фитоциты «работают» в стратиграфии рифея, иногда объясняют тем, что при консервативной морфологии клеточных структур, низшие водоросли эволюционировали в биохимическом и физиологическом планах, и это нашло косвенное отражение в изменяющейся во времени морфологии фитоцитовых построек [Раабен, 1976]. Сейчас это лишь гипотеза, хотя и вероятная.

Возможность палеонтологического разграничения нижнего и верхнего протерозоя может пока быть показана лишь эмпирически, на примере строматолитов, которые изучены полнее, чем другие группы остатков. Их рифейские ассоциации прекрасно освещены уже не только в СССР, но и в других странах [Крылов, 1975; Stromatolites. . ., 1976]; нижнепротерозойским строматолитам в последние годы уделялось исключительное внимание [Бутин, 1966; Дольник, 1978; Крылов, Перттунен, 1978; Макарихин, 1978; Семихатов, 1978; Hofmann, 1969, 1977; Walter, 1972; Preiss, 1974; Donaldson, 1976; Cloud, Semikhatov, 1969; и др.]. Поэтому мы уже сейчас располагаем данными, вполне достаточными для сравнения нижне- и верхнепротерозойских строматолитовых комплексов, для определения наиболее характерных особенностей каждого и для оценки степени их сходства и отличия. Надо сказать, что оценки были до сих пор различными и даже противоречивыми. Ряд ученых настаивали главным образом на сходстве комплексов, усматривая в их составе ряд общих или очень сходных морфологических родов [Hofmann, 1977; Preiss, 1974; и др.]. Другие, напротив, подчеркивали специфику нижнепротерозойского комп-

Сравнение некоторых общих характеристик строматолитов нижнего протерозоя и рифея

Архей	Нижний протерозой	Рифей
Только простые желваковые и пластовые формы	Микростроматиты: миниколумеллы (<i>Minicolumella</i> , <i>Katernia</i> , <i>Asperia</i> и др.), министромиды (<i>Calevia</i> и др.)	_____
	Макропостройки: столбчатые ветвящиеся	_____
	с гибберовыми столбиками (<i>Kanpuria</i> и др.)	_____
	с обычными столбиками	_____
	только с неустойчивым типом ветвления: прокуссияелловые (<i>Sundia</i> и др.), полиморфиды (<i>Confunda</i> и др.)	главным образом с устойчивым типом ветвления: надгруппы куссияеллид, тунгусид, гимносоленид (всего более 50 формальных родов)
	конофитоны и якутофитоны	_____
	редкие, преимущественно мелкие формы	массовые крупные формы в нижнем и среднем рифее
	столбисто-пластовые нестолбчатые формы	_____
	сложные синтетические постройки	_____
	простые желваковые и пластовые формы	_____

лекса, видя ее в низком содержании родовых и почти полном отсутствии видовых таксонов, общих с рифеем [Семихатов, 1978; Walter, 1972; и др.].

Сумма имеющихся данных, в том числе новых и критически пересмотренных, заставляет считать, что различие между строматолитовыми комплексами раннего протерозоя и рифея не только весьма значительно, но и носит во многом принципиальный, качественный характер, выходя за рамки отличий состава низших таксонов. Оно проявляется, прежде всего, в широком развитии целых категорий, свойственных исключительно или почти исключительно тому или иному из этих комплексов. В нижнем протерозое к ним принадлежат, во-первых, микростроматиты, т. е. строматолиты, со строматоидами (столбиками или желвачками), размерностью на один-два порядка меньшей, чем обычно; они известны в составе всех сколько-нибудь полно изученных нижнепротерозойских ассоциаций. Наиболее замечательными их представителями являются миниколумеллы — мелкие столбчатые формы из серии Аравалли Раджастана, *Katernia*, описанные из Доломитовой серии Южной Африки и распространенные также в серии Нэш штата Вайоминг [Cloud, Semikhatov, 1969], *Asperia* и "*Alenia*", известные в нескольких сериях афебия Канады

[Donaldson, 1976; Семихатов, 1978], ятулийские *Calevia*, описанные Р. Б. Бутиным [1966] и др. Другой особенностью нижнепротерозойского комплекса является обилие синтетических построек, которые чаще всего не укладываются в рамки тех типов, которые выделялись в рифее [Королюк, 1960; Крылов, 1975]. Такие постройки представляют различные, не встречающиеся в рифее сочетания столбиков, желваков и протяженных слоев; по внешнему габитусу они могут приближаться то к желваковым, то к столбчатым формам. Среди них, по-видимому, имеется ряд самостоятельных категорий; примером одной из них могут служить «бульбоидные» строматолиты, со своеобразными желвачками — онкоидами (*Alcheringa* Walt и др.).

Среди нижнепротерозойских строматолитов с отчетливого колонковыми ветвящимися постройками обычной размерности резко выделяется категория форм с особым, «гибберовым» типом строения столбиков; последние представляют собой чередование толстых линз — желваков («гибберов») и слоев, выдержанных по мощности, образующих по периферии сплошную стенку. Столбики подобного типа совершенно не известны в рифее. В составе нижнепротерозойского комплекса есть и роды строматолитов со столбиками обычного строения, сложенных сериями однотипных слоев. Здесь выделяются две надродовые группировки: строматолиты первой из них отличаются крайне резко выраженным полиморфизмом столбиков и построек, а иногда и своеобразным рельефом поверхности, как у *Discornia* Semih. [Семихатов, 1978]. Строматолитам другой группировки, к которой относятся, например, *Sundia* Butin, с цилиндрическими грубо параллельными столбиками, хорошо подходит название «прокуссииелловые». Как те, так и другие резко отличаются от рифейских ветвящихся форм изменчивым, нестабильным типом ветвления. Строматолиты с каким-либо устойчивым типом ветвления в нижнем протерозое не представлены. Именно тот или иной устойчивый тип ветвления построек, а отнюдь не спорадическое присутствие единичных развилков, хотя бы и с характерным очертанием, как это полагает А. Дональдсон [Donaldson, 1977], определяет принадлежность строматолитов к надгруппам куссииеллид, тунгуссид или гимносоленид. Три названные надгрупповые категории появляются лишь в различных подразделениях рифея.

Канадскими и австралийскими исследователями неоднократно определялись в нижнепротерозойских отложениях строматолиты характерных для рифея групп. Однако даже простой анализ приведенных ими данных о предполагаемых представителях таких групп свидетельствует, за редкими исключениями, о несоответствии наблюдающихся признаков родовым диагнозам. Именно так обстоит дело с *Gymnosolen* из серии Мак-Лири Канады, *Minjaria*, *Tungussia*, *Tariousetia* — из нижнепротерозойских пород бассейна Набберу Австралии — в последнем случае диагноз рода даже оказался измененным, и т. д. Очевидность такого вольного подхода к трактовке родов не позволяет принять и те определения, которые опубликованы без описаний или изображений. Число родов, проходящих из нижнего протерозоя в верхний, даже меньше, чем это полагал М. А. Семихатов [1978]; из характерных собственно докембрийских родов к ним принадлежат *Conophyton* и *Jacutophyton*, представлен-

ные особыми видами или вариантами в афебии и в различных подразделениях рифея. В ятулии описаны первые, по-видимому, представители *Omachtenia* — группы, широко развитой в нижнем рифее.

Совершенно очевидно, что специфика строматолитовых комплексов нижнего протерозоя и рифея проявляется на всех таксономических уровнях и более чем достаточна для разграничения этих важнейших подразделений докембрия. Некоторые из древних ассоциаций разительно отличаются от рифейских даже при самом поверхностном наблюдении, другие требуют более внимательного подхода, тщательного выявления состава надгрупповых категорий, родов, а иногда и видов. Корректный подход к определению таксонов всех рангов и крайняя осторожность при использовании материалов случайных сборов или неполной сохранности являются необходимыми условиями успешного исследования.

Не вполне ясны пока перспективы использования строматолитов для внутреннего расчленения нижнего протерозоя: их ассоциации в различных регионах гораздо разнороднее рифейских, межрегиональные виды и роды немногочисленны, и в их распределении не устанавливается сколько-нибудь четкой закономерности. Есть основание полагать, что некоторые из надгрупповых категорий, распространенных значительно шире, будут более полезны в этом отношении. Исследование этой проблемы осложнено относительно слабой общей насыщенностью нижнего протерозоя строматолитсодержащими толщами.

Имеются предпосылки к привлечению также и других групп докембрийских растительных остатков к проблеме разграничения двух подразделений протерозоя. Это, во-первых, данные, указывающие на некоторую специфику микрофитолитов нижнего протерозоя. Их древнейшие ассоциации еще очень мало исследованы, в отличие от рифейских, которые в СССР изучены превосходно. Однако уже известно, что в некоторых дорифейских сериях наряду с такими родами широкого вертикального распространения, как *Osagia*, *Vesicularites*, *Radiousus*, *Asterosphaeroides* [Любцов, 1962; Hofmann, 1977], присутствуют и очень своеобразные микрофитолиты, в структурах которых важная роль принадлежит углестому веществу [Снежко, 1976; Кононова, 1976]; они отмечены в криворожской серии Украинского, и в ятулийской и печенгской надсериях Балтийского щитов. Микрофитолиты этого типа, если только подтвердятся их таксономическая самостоятельность и сравнительно узкая стратиграфическая приуроченность, представят большой интерес как для проблемы разграничения нижнего и верхнего протерозоя, так и для вопросов расчленения нижнего протерозоя.

Известны и данные, свидетельствующие об определенной специфике микрофоссилий раннего докембрия. В последнее время этот вопрос много обсуждался в применении к так называемым объемным формам. Известен большой ряд их ассоциаций, близких между собой по составу, растягивающийся почти на всю шкалу протерозоя — биоты Белчер (древнее 2 млрд. лет), Амелия, Балбирини (около 1,6 млрд. лет); Биттерспрингс (около 1 млрд. лет). Однако другие нижнепротерозойские ассоциации, такие как Ганфлинт (около 1 млрд. лет) и одновозрастная австралийская биота существенно отличаются от более молодых биот

по составу таксонов; сюда входят, в частности, *Kakkabeckia* и другие загадочные формы — «эксперимент природы», как их иногда называют. Своеобразие подобных биот, а также некоторые статистические установленные тенденции в изменении размерности водорослевых микрофоссилий служат основой положительных прогнозов, опубликованных в недавнее время [Shopf, 1977; Awramik, Barghorn, 1977].

Таким образом, различие в составе комплекса органических остатков нижнего протерозоя и рифея, уже явно выраженное по строматолитам, в какой-то мере начинает намечаться и по другим группам остатков. Это особенно важно потому, что они встречаются в толщах различного состава и фациального характера. Есть все основания надеяться, что дальнейшие исследования помогут расширить пределы применения палеонтологических методов как в решении рассматриваемой проблемы, так и в стратиграфии докембрия в целом.

ABSTRACT

Les séries sédimentaires à fossiles d'origine algale, phytolites, oncolites et microfossiles abondent au Riphéen. Elles sont plus rares au Protérozoïque inférieur; néanmoins, les couches prériphéennes postérieures à 2.4 mld. an. dans bien des régions ont fourni des assemblages de Stromatolites riches et variés, des oncolites et quelques microbiotes d'algues remarquablement bien préservées.

A l'heure qu'il est, ce sont surtout les études sur les Stromatolites qui mettent en évidence la valeur des méthodes paléontologiques pour le problème de la délimitation des deux principales unités du Protérozoïque. Une différence très sensible existe entre les assemblages stromatolitiques du Riphéen et ceux du Protérozoïque inférieur, quoiqu'en disent les sceptiques. Cette différence dépend non seulement du très petit pourcentage de genres et d'espèces en commun entre les deux unités, mais aussi et surtout de la présence de catégories plus importantes distinctives, dans chaque unité (table). Au Protérozoïque inférieur ce sont les microstromatolites — stromatolites à colonnes minuscules ou à tumules quasi-microscopiques; des formes columnaires ramifiées à colonnes d'un type spécial (type "gibber"); des structures synthétiques complexes d'un aspect général très particulier, à nodules bubbloïdes, colonnes et laminations continues enchevêtrées. Au Riphéen ce sont les Stromatolites columnaires à types de ramification stables: les supergroupes des Kussiellides, des Tungussides, des Gymnosolenides.

En ce qui concerne les taxa de rang inférieur, le nombre des genres en commun est très inférieur à ce qu'on pourrait croire à partir de certaines publications: quantité de formes aphébiennes, attribuées à Minjaria, Gymnosolen, Tungussia, Kussiella ne peuvent être considérées comme faisant partie de ces genres, leur caractères n'étant pas conformes aux diagnoses respectives. Les quelques genres que l'on trouve au Riphéen ainsi qu'au Protérozoïque inférieur y sont représentés par des espèces pas les mêmes pour la plupart.

Caractères des ensembles stromatolitiques du Protérozoïque intérieur et du Riphéen. Table comparative

Archéen	Protérozoïque intérieur	Riphéen
Formes simples noduleuses et laminaires seulement	Microstromatites: Minicolumelles (<i>Minicolumella</i> , <i>Katernia</i> , <i>Asperia</i> etc.) Ministromides (<i>Calevia</i> etc.)	—
	Macrostromatolites: Columnnaires ramifiés:	
	A colonnes de type special («gibber»)	—
	A colonnes de type ordinaire	
	A type de ramification instable seulement; prokussiellides (<i>Sundia</i> , etc.) polymorphes (<i>Confunda</i> etc.)	Prédominance de stromatolites à types de ramification stables: supergroupes des Kus-siellides Tungussides, Gyuno-solenides (Plus de 50 groupes au total)
	Conophytions et jacutophytions	
	Formes rares, surtout petites	Formes de grosses dimensions abondant au Riphéen inférieur et moyen
	Columnno-laminaires	
	Non-columnnaires:	
	Formes synthétiques complexes	—
	Formes noduleuses et laminaire simples	

La différence entre les assemblages fossiles des deux principales unités stratigraphiques du Protérozoïque est donc, évidente en ce qui concerne les Stromatolites; il ya aussi quelques données de bonne augure concernant les autres groupes — oncolites et microfossiles. Des recherches futures vont très probablement élargir la base paléontologique pour élucider le problème en question ainsi que d'autres problèmes de la stratigraphie du Précambrien.

Л и т е р а т у р а

- Бутин Р. В. Ископаемые водоросли Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 34—63.
- Дольник Т. А. Stromatолиты акитканской серии Северо-Западного Прибайкалья. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, т. VIII, с. 106—110.
- Кононова Г. М. Микрофитолиты верхнего водорослевого горизонта в Карелии. —

- В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: 1976, с. 84.
- Королюк И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 1, с. 112—161.
- Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. — Тр. ГИН, 1975, вып. 274, 1—243.
- Крылов И. Н. Перттунен В. Строматолиты афебия района Тервола, Северо-Западная Финляндия. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 87—105.
- Любцов В. В. Органические остатки древнейших осадочно-метаморфических толщ Кольского полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, с. 59—66.
- Макарихин В. В. Некоторые строматолиты ятулия Карелии. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 72—86.
- Раабен М. Е. Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия и седиментология, геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 198—207.
- Семихатов М. А. Афебийский комплекс строматолитов: общая характеристика и сравнение с рифейским. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 148—158.
- Снежко А. М. Микрофитолиты и водоросли в осадочно-метаморфических породах Украины. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1976, с. 51—53.
- Awramik S. M., Barghoorn E. S. The Gunflint microbiota. — *Precamb. Res.*, 1977, vol. 5, N 2, p. 121—142.
- Awramik S. M., Margulis L., Barghoorn E. S. Evolutionary processes in the formation of stromatolites. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1977, p. 149—162.
- Gloud P. E., Semikhatov M. A. [Семихатов М. А.]. Proterozoic stromatolite zonation. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 5, N 3, p. 1017—1061.
- Donaldson J. A. Aphebian stromatolites in Canada: implication for stromatolite zonation. — In: *Stromatolites*. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1976, p. 371—380.
- Hofmann H. J. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups, Ontario. — *Geol. Surv. Can. Pap.*, 1969, N 68—69, p. 1—77.
- Hofmann N. J. On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy. — *Precamb. Res.*, 1977, vol. 5, N 2, p. 175—206.
- Preis W. V. Proterozoic stromatolites of the Nabbery basin. — *S. Australia*, 1974, p. 1—51.
- Schops J. W. Biostratigraphic usefulness of stromatolite Precambrian microbiotas: a preliminary analysis. — *Precamb. Res.*, 1977, vol. 5, N 2, p. 143—174.
- Stromatolites*. Developments in sedimentology ZO. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1976. 790 p.
- Walter M. R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. — *Palaeontol. Assoc. London*. 1972. Sp. paper II, p. 1—190, pl. 1—33.

ГРАНИЦА ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ: СОВРЕМЕННЫЙ УРОВЕНЬ ЗНАНИЙ

Стабилизирующую роль при рассмотрении концепций определения границы докембрия и кембрия сыграло общее признание палеонтологического принципа как единственного, который может быть использован при выборе типовой нижней границы кембрийской системы, а тем самым — и границы докембрия и кембрия. Этот принцип не был общепринятым на первом международном обсуждении проблемы переходных докембрийско-кембрийских толщ в Париже (1958 г.), но он уже никем не ставился под сомнение после известного полевого симпозиума-экскурсии в Сибири (1973 г.) и последующей встречи в Париже (1974 г.) экспертов Международной рабочей группы по проекту МПГК № 29: «Граница докембрий—кембрий».

Однако, несмотря на необычайное внимание к этой границе геологов-стратиграфов и палеонтологов всех направлений и широкое распространение специально поставленных исследований на всех континентах, в последние годы мы почти перестали получать новые результаты, которые бы существенно меняли уже сформированные идеи и подходы.

По-видимому, с одной стороны, мы исчерпали возможности существующих методов исследований этой проблемы, а с другой стороны, — у нас уже сформировались достаточно устойчивые основные представления о стратиграфии переходных толщ и характере изменений биосферы, происходивших на рубеже докембрий—кембрий.

Новым является лишь нахождение древнейших вендско-эдиакарских бесскелетных и кембрийских скелетных фаун во все более многочисленных пунктах земного шара.

Еще несколько лет тому назад фауна томмотского яруса считалась рядом исследователей локализованной почти исключительно на Сибирской платформе. Для ряда давно известных других дотрилобитовых фаун нижнего кембрия их томмотский возраст оспаривался или требовал доказательств и, например, фауна балтийского яруса Восточно-Европейской платформы одними считалась частично дотоммотской [Соколов, 1971, 1974], другими [Хоментовский, 1976] — полностью дотоммотской.

Данные последних лет, полученные по разрезам Англии, Восточно-Европейской платформы, Казахстанского Каратау, Монголии, Китая дают возможность убедиться в устойчивости стратиграфических характеристик пограничных отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия на широкой площади и более глубоко понять некоторые основные особенности в развитии органического мира на этом важнейшем рубеже геологической истории.

Недавний обзор корреляции кембрия Британских островов [Cowie et al., 1972], показал, что понятие «бестрилобитовые слои», сравниваемые с томмотским ярусом, вполне устоялось. В последние годы в ряде публикаций [Matthewus, Missarzhevsky, 1975; Brasier et al., 1978; Rushton, 1974] появились прямые указания на томмотскую фауну. В графстве Варвик-

шир в средней части формации Хартшилл (слои Хом Фарм) в фосфатизированных конгломератах обнаружены многие сибирские формы: *Torellella lentiformis* Siss., *T. cf. kozlowskai* Miss., *T. cf. plana* Miss., *Camenella garbowskae* Miss., *Sunnaginia imbricata* Miss. и ряд европейских форм, а несколько выше, в так называемых известняках с "*Caleoloides*", к ним добавляются *Allathea degeeri* (Holm), *Torellella cf. biconvexa* Miss., хельцонеллоидные гастроподы и ханцеллории. В основании формации обильны следы жизнедеятельности (*Planolites*, *Didymaulichnus* и многие др.).

В другом случае А. Раштон указывает на находку *Platysolenites*, считая что ему удалось, возможно, обнаружить аналоги томмотского яруса в пределах типовой площади кембрия.

Эти сообщения очень важные, так как указанные выше находки сделаны в Англии, т. е. в типовом регионе кембрийской системы.

Для понимания стратиграфического положения древнейшего комплекса скелетных организмов на Восточно-Европейской платформе огромное значение имели находки сходных комплексов акритарх, вендотений, сабеллидитид, гастропод в разрезах севера Сибирской платформы [Огурцова, 1975; Лучинина и др., 1978], подтвердившие очень большую вероятность отнесения лонтовасского горизонта к томмотскому ярусу. Особенно интересны, сходные с сибирскими, гастроподы *Aldanella kunda* Örik. Эти данные важны также для оценки корреляционного значения *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и вообще рода *Platysolenites*, представители которого найдены теперь не только в Англии, Скандинавии, Польше, но и в Калифорнии [Фёби-Дэхэм, 1977]. *Platysolenites* и близкие к нему виды, как известно, чрезвычайно широко распространены в пределах балтийского яруса всей Восточно-Европейской платформы (ровенский и особенно лонтавасский горизонты или «синие глины» в широком смысле), хотя изредка встречаются и в горизонте люкати с *Volborthella tenuis* Schm. и *Schmidtellus mickwitzii* (Schm.) [Менс, Пиррус, 1977]. За границу докембрия и кембрия здесь обычно принимается граница венда и балтийской серии (яруса), т. е. подошва ровенского горизонта. Но последний, как уже многократно отмечалось, может оказаться и в составе венда. Однако в любом случае стратиграфический уровень распространения *Platysolenites* очень близок к уровню распространения фауны томмотского типа. Значение этого факта подчеркивается еще тем, что в СССР массовому распространению *Platysolenites* предшествует (и далее захватывает его биозону) массовое распространение сабеллидитид (в первую очередь, *Sabellidites cambriensis* Yan.), одинаково характерных как для ровенского, так и для немакит-далдынского горизонтов Сибирской платформы, непосредственно связанных с томмотским ярусом.

Интересными оказались результаты работ по Каратау [Мамбетов, Миссаржевский, 1971; Келлер, 1974], где обнаружены не столь богатые, как на Сибирской платформе, комплексы древнейших окаменелостей, однако достаточно выразительные для определения их возраста. Вероятно, не вызовет больших трудностей установление здесь аналогов немакит-далдынского горизонта и томмотского яруса. К первому из них могут быть

отнесены низы чулактаусской свиты (так называемые «нижние доломиты») с *Protochertizina anabarica* Miss. и *P. unguliformis* Miss. Выше в продуктивной фосфатоносной толще появляются характерные томмотские ископаемые: *Tiksitheca lici* Miss., *Hyotheilus vladimirovae* Miss., *Torelrella bicouvexa* Miss., *Pseudorthotheca*, ханцеллории и др.

В Китае в разрезах платформы Янцзы, в верхах формации Дэнъян (полностью синайской, по старым представлениям) или в самостоятельной формации Теншушан (поднятие Янцзы), формации Миндипин (район Омейшан) и формации Мейшучан (провинция Юньнань) встречен несомненный томмотский комплекс ископаемых с характерными сибирскими *Spinulitheca billingsi* Syss., *L. korobkovi* Vost., *Bemella* (Отчет Международной рабочей группы по проекту МПГК), ниже которого обнаружены *Anabarites trisulcatus* и какие-то еще трубчатые формы плохой сохранности, определяемые обычно китайскими специалистами как «*Circotheca*».

В верхах формации Дэнъян (Tengying) во всех трех перечисленных выше районах, по заключению З. А. Журавлевой, присутствуют немакит-далдынские микрофитолиты. Средняя часть формации в разрезе выше дер. Шипай (поднятие Янцзы) содержит вендотении и трубчатые образования, условно определенные как «*Cloudina*». Низы же формации Дэнъян содержат уже типичный юдомский комплекс микрофитолитов.

Вероятно, со временем граница немакит-далдынского горизонта и томмотского яруса в китайских разрезах может быть определена с достаточно большой точностью.

В настоящее время представляется существенным, что немакит-далдынский горизонт, с его стратиграфическими аналогами, и томмотский ярус начинают распознаваться во многих регионах, создавая хорошие предпосылки для окончательного установления границы докембрия и кембрия или венда и кембрия. С другой стороны, все более и более ясно, что подразделение, называемое немакит-далдынским горизонтом, или зоной *A. trisulcatus* [Савицкий, 1975] может рассматриваться по крайней мере в таком же ранге, что и томмотский ярус. В. В. Хоментовский [1976] сделал первую попытку обосновать немакит-далдынский ярус как самое верхнее подразделение вендской системы.

Исследования последних двух десятилетий показали, что в верхах докембрия и низах кембрия широко распознается целый ряд довольно устойчивых планетарного характера корреляционных уровней; снизу вверх это: 1) позднейшие докембрийские тиллиты, 2) вендско-эдиакарская фауна бесскелетных Metazoa, 3) вендотениевая флора, 4) ассоциация древнейших преимущественно тубулярных организмов, 5) ассоциация томмотских скелетных ископаемых, откуда мы уже уверенно начинаем выделять зоны в том смысле, как это обычно делается в практике фанерозойской стратиграфии.

Детальность расчленения дотоммотских отложений, конечно, значительно ниже, чем томмотских и всех более молодых, но реальное существование перечисленных выше уровней создает прочную базу расчленения венда на более дробные подразделения, присущие системам. К тому же нет оснований сомневаться, что такое подразделение, как венд, более или менее адекватно системам фанерозоя.

Вероятность ярусного ранга немакит-далдынского горизонта базируется на ряде положений. Во-первых, немакит-далдынская (ровенская) биота биологически специфична и резко отлична от предыдущей и последующей, хотя и имеет с ними определенные связи. Во-вторых, уже сейчас в ряде районов можно различать отдельные части этого подразделения, которые в дальнейшем, вероятно, будут соответствовать зонам. В третьих, эквивалентные отложения, обоснованные специфическими органическими остатками (*Anabarites*, *Protochertztina*, *Sabelliditidae*, микрофитолиты, акритархи), могут быть прослежены (Сибирская платформа, Русская платформа, Каратау, Монголия, Китай, Марокко) в принципиально разных структурных и фациальных условиях.

Совокупность данных по разным территориям показывает, что при выделении в верхах венда особого яруса транзитным оказывается целый ряд групп тубулярных организмов: сабеллитиды, анабаритиды, протогерцины и, возможно, какие-то хиолительминты. Кроме того, несомненно, присутствуют как внизу, так и вверху водоросли *Renalcis*, *Girvanaella* и специфическая ассоциация микрофитолитов группы *Nubercularites*.

Однако для более или менее однозначной фиксации нижней границы, как правило, мы используем важный дополнительный критерий — появление целого комплекса новых скелетных форм. Транзитные же группы дают нам возможность быть уверенными в относительной непрерывности исследуемых разрезов и лишают оснований полагать, что процесс приобретения скелета у ряда томмотских групп был очень постепенным. Действительно, наличие упомянутых выше тубулярных форм не может объяснить появления затем гастропод, хиолитов, археоциат, томмотид и т. д. — представителей совершенно отличных групп.

Международная рабочая группа МПГК на своем симпозиуме в январе 1979 г. в Кембридже рассматривала разные возможные уровни проведения границы докембрия—кембрия [Cowie, 1978] и пришла к выводу, что наиболее удовлетворительным вариантом может быть подошва полного томмотского яруса.

Это решение в настоящее время представляется наиболее оправданным, так же как и представление о том, что лучший типовой разрез границы может быть выбран в пределах Сибирской платформы. Однако приведенные аргументы приобретают подлинную убедительность лишь при столь же детальном рассмотрении альтернативных предложений.

ABSTRACT

Despite an emphasis made on this boundary by geologistsstratigraphers and palaeontologists working in all trends and despite special extensive investigations carried out on all continents we stopped receiving results over last years, which could substantially change formed ideas and methods of approach.

That seems to show, that we have exhausted all the possibilities of existing research methods and that we formed sufficiently stable concep-

tions on the stratigraphy of transitional strata and the character of biosphere's changes which occurred at the Precambrian-Cambrian boundary.

At present it seems significant, that the Nemakit—Daldyn horizon and its stratigraphical analogues and the Tommotian stage are discovered in many regions, thus creating good prerequisites for final establishing the Precambrian-Cambrian boundary or the Vendian-Cambrian boundary. On the other hand it is becoming clear, that a subdivision called the Nemakit—Daldyn horizon or a zone «*A. trisulcatus*» (Savitsky, 1977) can be considered at least in the same rank as the Tommotian stage.

Investigations carried out over last twenty years showed, that in the Upper Precambrian and the Lower Cambrian one could distinguish a whole number of rather stable correlational levels of planetary character, such as (from below): 1. The latest Precambrian tillites 2. Vendian-Ediacara fauna of soft-bodied Metazoa 3. Vendotian flora 4. Association of the most ancient tubular organisms and 5. Association of Tommotian shelly fossils, where we start distinguishing zones so, as it is usually done for the Phanerozoic stratigraphy.

The probability of stage rank for the Nemakit—Daldyn horizon is based on some considerations. In the first, the Nemakit—Daldyn (Rovno) biota is biologically specific and distinctly differs from the previous and the next one, though it has certain relations with them. In the second, in some cases the Nemakit—Daldyn horizon is subdivided into a number of smaller subdivisions, which can correspond to zones. In the third, equivalent deposits grounded by specific organic remains (Anabarites, Protochertina, Sabelliditidae, microphytolites, achritarcha) can be traced (Siberian platform, Russian platform, Karatau, Mongolia, China, Morocco) in different structural and facial regions.

Data from various territories show, that when distinguishing a special stage in the Upper Vendian a whole number of tubular organisms prove transitional, such as: Sabellidites, Anabarites, Protochertina and possibly some Hyolithelminthes.

But as a rule, for more or less the same position of the Lower Boundary we use a very important additional criterion, i. e. the appearance of the whole complex of new shelly forms. Transitional groups enable us to be sure of the relative continuity of sections and they do not give grounds to think, that the process of skeletisation for some Tommotian groups was gradual. In fact the above mentioned tubular forms can not explain the appearance of gastropods, hyolithids, archaeocyathes, tommotids etc., representatives of absolutely different groups.

At the symposium on January, 1979 in Cambridge the International Working Group (IGCP) considered possible various levels of the Precambrian-Cambrian boundary [Cowie, 1979] and came to the conclusion, that the base of the Tommotian stage could be the most satisfactory version.

- Келлер Б. М. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. — Итоги науки и техн. Сер. стратигр., палеонтол., 1974, № 5. 127 с.
- Лучинина В. А., Кирьянов В. В., Гниловская М. Б. О корреляции пограничных отложений докембрия и кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — ДАН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1184—1187.
- Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. — В кн. Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 217—221.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977. 76 с.
- Огурцова Р. Н. Находки лонтоваских акритарх в отложениях томмотского яруса Оленекского поднятия. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 11, с. 84—89.
- Савицкий В. Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт. — В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 43—61.
- Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — Геол. и геофиз., 1971, № 6, с. 13—22.
- Соколов Б. С. Проблема границы докембрия и кембрия. — Геол. и геофиз., 1974, № 2, с. 3—29.
- Фёби-Дехэм Д. *Platysolenites* из нижнего кембрия Калифорнии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 146—149.
- Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 211 с.
- Brasier M. D., Hewitt R. A., Brasier C. J. On the Late Precambrian — Early Cambrian Hartshill Formation of Warwickshire. — *Geol. Mag.*, 1978, vol. 115, N 1, p. 21—37.
- Cowie J. W. IUGS/IGCP. Project 29. Precambrian-Cambrian Boundary Working group in Cambridge. — *Geol. Mag.*, 1978, vol. 115, N 2, p. 151—152.
- Cowie J. W., Rushton A. W. A., Stubblefield. A correlation of Cambrian rocks in the British Isles. *Geol. Soc. London spec. paper*, 1972, N 2. 48 p.
- Matthews S. C., Missarzhevsky V. V. [Миссаржевский В. В.] Small shelly fossils of late Precambrian and early cambrian age: a review of recent work. — *J. Geol. Soc.* 1975, vol. 131, p. 289—304.
- Rushton A. W. A. The Cambrian of Wales and England. — In: *Cambrian of the British Isles, Norden and Spitzbergen*/ Ed. C. H. Holland, London: Wiley, 1974, p. 43—121.

В. Е. Савицкий, И. Т. Журавлева, В. В. Кирьянов,
В. А. Лучинина, Н. П. Мешкова, Б. Б. Шишкин

НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ ФАЦИОСТРАТОТИП ГРАНИЦЫ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ СИБИРИ

При определении нижней границы кембрийской системы, границ ее отделов и ярусного расчленения важное значение имеют палеогеографические и палеобиогеографические аспекты исследований и концепция биофаций вообще [Савицкий, 1970, 1972; Palmer, 1972, 1977; Cowie, Glaessner, 1975]. Построение хроностратиграфической шкалы может быть осуществлено лишь путем разработки региональных фацิโอстратотипов [Sigal, 1964] — кандидатов в стратотипы международного стандарта.

Для кембрийских отложений Сибирской платформы необходима разработка двух faciостандартов: в Юдомо-Оленекском палеогеографическом регионе на востоке (терригенно-карбонатные фации открытого моря) и в окаймляющем его с запада Анабаро-Синском регионе (рифовые карбонатные фации краевой части шельфа).¹ Для каждого из регионов уже описаны свои (еланский и куонамский) faciостратотипы нижней границы среднего кембрия [Егорова и др., 1976].

Для выбора стратотипов границы докембрия и кембрия два района считаются наилучшими: район среднего течения р. Алдан, принадлежащий к Анабаро-Синскому региону, и Западное Прианабарье (реки Котуй, Котуйкан), входящие в состав Юдомо-Оленекского региона. Соответственно, первый из них мы предлагаем назвать «алданским faciостратотипом» нижней границы кембрия, а второй — «немакитдалдыньским faciостратотипом» этой же границы.

Алданский faciостратотип детально описан ранее [Томмотский..., 1969] и может рассматриваться как кандидат в стратотипы нижней границы кембрия лишь при условии помещения границы внутри пестроцветной свиты томмотского яруса, так как подошва последней совпадает с литологическим и стратиграфическим несогласием [Cowie, Rozanow, 1974, с. 249]. Однако, по мнению А. Ю. Розанова [1976, с. 53], «... проведение границы кембрия и докембрия внутри томмотского яруса не только неестественно биостратиграфически, но и представляется совершенно неприемлемым с практической точки зрения».

Немакит-далдыньский faciостратотип границы докембрия и кембрия описывается в соответствии с рекомендациями ISSC.

1. **Название.** Немакит-далдыньский — от названия горизонта [Савицкий, 1962, с. 53]. Типовая местность faciостратотипа — гипостратотип немакит-далдыньской свиты (горизонта). Он же — стратотип зоны *Anabarrites trisulcatus* [Савицкий, 1971, с. 14].

2. **История установления.** Гипостратотип немакит-далдыньской свиты в качестве типового разреза границы докембрия и кембрия предложен авторами [Шишкин, 1974, с. 114; Журавлева и др., 1976, с. 143; Savitsky, 1978, р. 127]. Ранее рассматриваемая граница в данном районе проводилась по подошве или кровле свиты [Савицкий, 1962; Розанов и др., 1969]. Поскольку немакит-далдыньский горизонт представляет собой переходные от докембрия к кембрию слои, предлагалось также проводить искомую границу по подошве или кровле свиты (т. е. в основании или кровле зоны *A. trisulcatus*, перекрытую, в свою очередь, зоной *Oelandiella korobkovi* — *Anabarella plana*) в соответствии с критерием договоренности [Савицкий, 1971; Cowie, Glaessner, 1975, р. 233—235]. После находок раковинной фауны в верхней части немакит-далдыньской свиты диапазон зоны *A. trisulcatus* несколько уменьшился за счет отнесения слоев с этой фауной к зоне *O. korobkovi* — *A. plana* (s. l.) и наметилась возможность определе-

¹ Палеогеографическая позиция Юдомо-Оленекского и Анабаро-Синского регионов, по-видимому, близка к таковой «внешнего детритового пояса» и «карбонатного пояса» А. Пальмера [Palmer, 1972].

ния нижней границы кембрия внутри немакит-далдынской свиты [Шишкин, 1974; Мешкова и др., 1976; Savitsky, 1978].

3. **Основное понятие.** Граница в разрезе проводится в кровле переходных от докембрия к кембрию слоев (зоны *A. trisulcatus*) — в основании зоны *O. korobkovi* — *A. plana*.

4. **Стратотип. Предназначение. Фациостратотип границы докембрия и кембрия. Географическое описание.** Обнажение представляет собой скальный обрыв высотой более 125 м, расположенный на правом берегу р. Котуйкан (правом притоке р. Котуй) в 2—4 км выше устья. Стратотип границы находится в 85—90 м от основания обнажения.

Геологическое описание. Немакит-далдынская свита расчленяется на две пачки: нижнюю (терригенно-карбонатную) мощностью 61 м и верхнюю (карбонатную) мощностью 24 м (рисунок). В пределах свиты выделяются следующие маркирующие слои, отчетливо прослеживающиеся на всей территории Западного и Северного Прианабарья (снизу вверх): 1) базальные кварцевые, кварц-глауконитовые песчаники мощностью до 0,4 м, с галькой доломита в основании; 2) песчанистые известняки (мощностью 0,2 м) с линзовидными прослоями полимиктовых песчаников и гравелитов (с обломками основных эффузивов) — в верхней части терригенно-карбонатной пачки; 3) коричневато-серые массивные известняки мощностью 9 м в основании карбонатной пачки; 4) водорослевые известняки (корилская пачка) мощностью 7—9 м в кровле свиты.

Граница проводится внутри верхней карбонатной пачки, на 11,7 м ниже кровли свиты, по появлению первых многочисленных представителей раковинной фауны. Ниже границы выделяется зона *A. trisulcatus* с анабаритами, сабеллитидитами, вендотенидами и акритархами, неизвестными в стратотипе томмотского яруса [Савицкий, 1971; Мешкова и др., 1976; Лучинина и др., 1978]. Выше границы выделяется зона *O. korobkovi* — *A. plana* подразделяющаяся биостратиграфически на две части: нижнюю (до кровли немакит-далдынской свиты) с хельсионеллидными гастроподами, конодонтоморфными органическими остатками, водорослями, акритархами и верхнюю — с богатым комплексом фауны томмота.

Окружающие формации. Немакит-далдынская свита подстилается доломитами южонской (старореченской) свиты с микрофитолитами собственно юдомского комплекса, согласно перекрывается пестроцветными известняками медвежинской (кугдинской) свиты [Савицкий, 1971; Шишкин, 1974, 1978]. Возраст верхней части старореченской свиты, по данным абсолютной геохронологии (по глаукониту), — 623 млн. лет [Злобин, Голованов, 1970].

5. **Распространение.** В пределах терригенно-карбонатных фаций открытого моря.

6. **Корреляция.** Зона *O. korobkovi* — *A. plana* сопоставляется с нижней половиной томмотского яруса стратотипического разреза и включает более древние отложения. Зона *A. trisulcatus* содержит сабеллитидиты, вендотениды и акритархи, близкие к таковым ровенского горизонта, а нижняя часть зоны *O. korobkovi* — *A. plana* — комплекс акритарх, распространенный в лонтовасском горизонте Восточно-Европейской платформы.

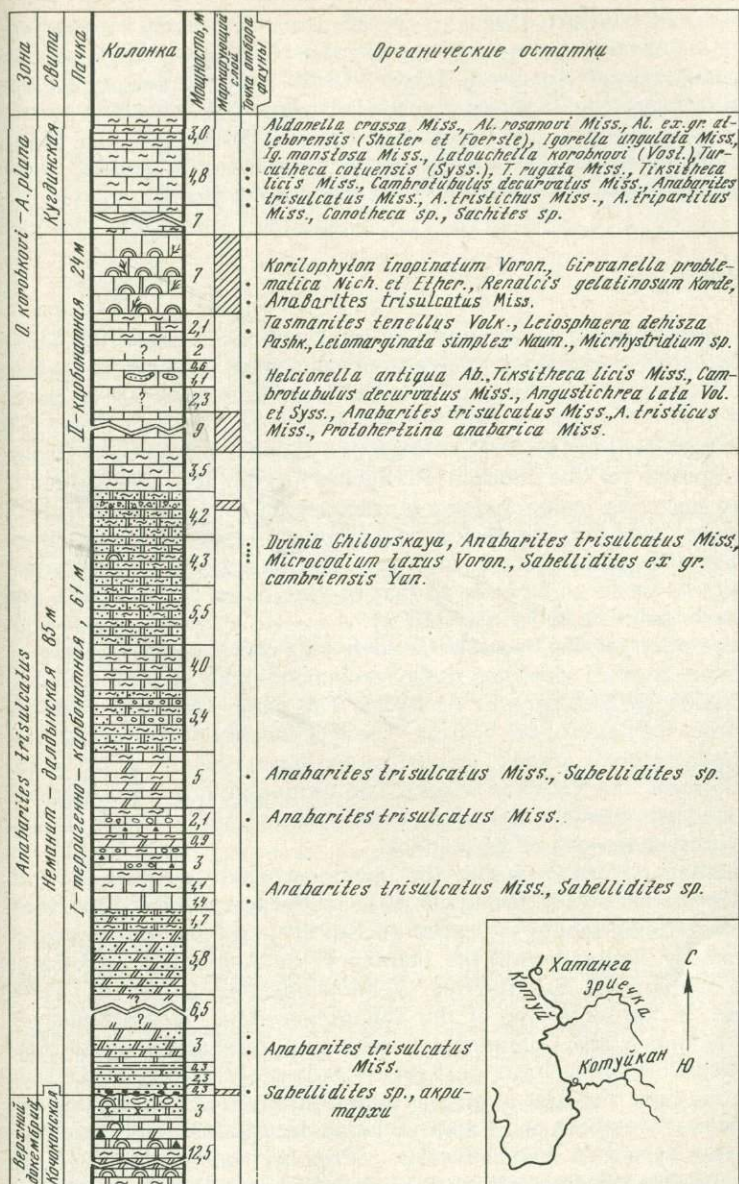


Рис. Стратиграфическая колонка докембрийских и нижнекембрийских отложений р. Котуйкан

1 — известняки; известняки; 2 — водорослевые, 3 — глинистые; 4 — доломитистые или доломитовые; 5 — доломиты; доломиты; 6 — строматолитовые, 7 — глинистые, 8 — алевроитистые; 9 — мергели; мергели; 10 — доломитовые, 11 — доломитовые алевроитистые; 12 — конгломераты известняковые или доломитовые; 13 — песчаники; 14 — базальные кварцевые песчаники с галькой доломита в основании; 15 — кремнистость; 16 — ископаемые водоросли

Наличие Sabelliditidae в низах верхней пачки формации Маунт-Террибл района Селлик-Хилл и богатого комплекса органических остатков выше по разрезу той же пачки [Daily, 1972], так же как и находки фауны томмотского типа в верхней половине формации Хартшилл в стратотипической местности кембрийской системы [Brasier et al., 1978], открывают перспективу позонального сопоставления пограничных слоев докембрия и кембрия Сибири, Англии и Южной Австралии.

ABSTRACT

When determining the lower boundary of the Cambrian System, the boundary of its series and stages, paleogeographic and paleobiogeographic aspects of studies and the conception of biofacies in general are of great importance.

The establishment of two Precambrian and Cambrian boundary stratotypes is proposed for the Siberian Platform: for the terrigenecarbonate facies of an open sea in the Judoma-Olenek region (the Nemakit-Daldyn faciostratotype) and for the reefogene carbonate facies in the Anabar-Sinsk region (the Aldan faciostratotype). The paleogeographic position of these regions seems to be close to that of «the outer detrital belt» and «the carbonate belt» of A. Palmer [1972].

The description of the Nemakit-Daldyn stratotype of the Cambrian lower boundary is given according to the recommendations of the International Commission on Stratigraphy of IUGS. The name «Nemakit-Daldyn» is derived from the name of the horizon. The type locality of the faciostratotype is a hypostratotype of the Nemakit-Daldyn formation (the north of the Siberian Platform, the Kotuikan River). The formation is divided into two members: the lower member (terrigenecarbonate) of 61 m thick and the upper one (carbonaceous) of 24 m thick.

The boundary is drawn within the upper carbonate member, 11.7 m below the formation top in the upper part of the transitional beds from Precambrian to Cambrian; by the appearance of the first numerous representatives of shelly fauna. Below the boundary the Anabarites trisulcatus zone with Anabaritids, Sabelliditids, Vendotenids and acritarchs which are unknown in the stratotype of the Tommotian stage, is distinguished. Above the boundary the Oelandiella korobkovi — Anabarella plana zone is distinguished which in the lower part (below the top of the Nemakit-Daldyn formation) contains the first numerous representatives of Helcionella (?) antiqua Abaim., Conotheca sp., Cambrotubulus decurvatus Miss., Anabarites trisulcatus Miss., A. tristichus Miss., Protohertzina anabarica Miss. and algae, and upwards the section — the abundant assemblage of chiolites, gastropods and other organic remains of Tommotian stage.

The O. korobkovi — A. plana zone is compared with the lower half of the Tommotian stage in the stratotype section but it also seems to include the older deposits. The A. trisulcatus zone contains sabelliditids, vendotenids and acritarchs similar to those of the Rovno horizon, and the lower portion of the O. korobkovi — A. plana zone contains the acritarch assemblage

which is widely distributed in the Lontovassian Horizon of the Eastern European platform. Both the presence of Sabelliditidae in the base of the upper member of Mount Terrible formations in Sellick Hill area and of the abundant assemblage of organic remains upwards the section in the same member [Daily, 1972] and the finds of the Tommotian type fauna in the upper half of the Hartshill formation in the stratotype locality of the Cambrian System [Brasier et al., 1978] provide the prospect of zone-by-zone comparison of the Precambrian and Cambrian boundary layers in Siberia, England and South Australia.

Л и т е р а т у р а

- Егорова Л. И. и др. Еланский и куонамский faciостратотипы нижней границы среднего кембрия Сибири. М.: Недра, 1976. 167 с.
- Журавлева И. Т. и др. Особенности органического мира на рубеже кембрия и докембрия (север Сибирской платформы и сопредельные территории). — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Всесоюз. симпозиума. Новосибирск: 1976. 143 с.
- Злобин М. Н., Голованов Н. П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан). — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: Наука, 1970, с. 6—20.
- Лучинина В. А. и др. О корреляции пограничных отложений докембрия и кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — ДАН СССР. Сер. геол., 1978, т. 240, № 5, с. 1184—1187.
- Мешкова Н. П. и др. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 296, с. 3—22.
- Розанов А. Ю. Граница докембрия и кембрия. — В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с. 31—53.
- Савицкий В. Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита. — В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1962, с. 53—54.
- Савицкий В. Е. О правилах определения нижней границы кембрия и границ других крупных хроностратиграфических подразделений фанерозоя. — Тр. СНИИГГИМС, 1970, вып. 110, с. 11—23.
- Савицкий В. Е. Стратиграфия и фации нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы: Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1971. 44 с.
- Савицкий В. Е. Палеогеографический и палеобиогеографический аспекты ярусного деления кембрия Сибири. — В кн.: Палеонтология: Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК. М.: Наука, 1972, с. 80—84.
- Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука. 380 с.
- Шишкин Б. Б. Раковинная фауна в немакит-далдынской свите (северо-запад Анабарского поднятия). — Геол. и геофиз., 1974, № 4, с. 111—115.
- Шишкин Б. Б. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрийских образований на территории Западного Прианбарья. — В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 66—75.
- Brasier M. D., Hewitt R. A., Brasier C. J. On the Late Precambrian — Early Cambrian Hartshill Formation of Warwickshire. — Geol. Mag., 1978, vol. 115, N 5, p. 490—497.

- Cowie J. W., Glaessner M. F. (With contribution by A. Boudda, G. Choubert, A. Faure-Muret, W. B. Harland, A. Yu. Rosanov, V. E. Savitsky). The Precambrian-Cambrian Boundary: A Symposium. — *Earth-Sci. Rev.*, 1975, vol. 11, p. 209—251.
- Cowie J. W., Rosanov A. Yu. [Розанов А. Ю.]. Precambrian-Cambrian Boundary Working Group in Siberia. — *Geol. Mag.*, 1974, vol. 111 (3), p. 237—252.
- Daily B. The base of the Cambrian and the first Cambrian faunas. — In: *Stratigraphic problems of the Later Precambrian and Early Cambrian*. University of Adelaide, 1972, Spec. paper 1, p. 13—42.
- Palmer A. R. Problems in Cambrian biogeography: Rept. XXIV Internat. Geol. Cong. Canada, 1972, sect. 7, p. 310—315.
- Palmer A. R. Biostratigraphy of the Cambrian System — a Progress Report. — *Ann. Rev. Earth Planet.*, 1977, Sci. 5, p. 13—33.
- Savitsky V. E. [Савицкий В. Е.]. The Precambrian-Cambrian boundary problem in Siberia and some general problems of stratigraphy (Preliminary Report). — *Geol. Mag.*, 1978, vol. 115, N 2, p. 127—130.
- Sigal J. Une therapeutique homeopathique en chronostratigraphie: les parastratotypes (ou pretendus tels). — *But. Rech. Geol. Minieres, Serv. Geol. Inform. Bull.*, 1965, Trimest, N 64 (A philosophical discussion of stratotypes), p. 1—8.

Б. В. Тимофеев, Т. Н. Герман, М. Б. Гниловская

ДОКЕМБРИЙСКАЯ БИОТА ЕВРАЗИИ

На основе изучения древнейших органических остатков с неминерализованной оболочкой (микрофоссилий) устанавливается, что в настоящее время микробиота докембрия может быть подразделена на одноклеточные, колониальные, нитчатые водоросли — прокариоты и на многоклеточные водоросли, грибы, эвгленоморфные организмы — эукариоты и группу проблематичных организмов (таблица).

Палеонтологическую характеристику имеют многие докембрийские разрезы на различных континентах [Barghoorn, Tyler, 1965; Schopf, Barghoorn, 1967; Schopf, 1968; Schopf, Blacic, 1971; Nagy, Nagy, 1969; Hofmann, 1976; Vidal, 1976; Tynni, 1978].

Советскими микропалеонтологами исследовались древнейшие отложения на территории Евразии, в результате изучения которых установлена зависимость сохранности органических остатков от литологофациальной обстановки. Самые обильные скопления микрофоссилий приурочены к темноцветным глинистым и глинистоалеуритовым породам и прослоям. Предлагаемые данные основаны на исследованиях главных образом таких пород и сообщаются ниже.

Наибольшего расцвета древний планктон достигал в бассейнах со смешанным терригенно-карбонатным осадконакоплением с нормальной соленостью. Докембрийские микрофоссилии часто поражают своей хорошей сохранностью, полным отсутствием минерализации, способностью претерпевать значительный метаморфизм.

Древнейший одноклеточный фитопланктон представлен шестью морфологическими группами и по форме клеток подразделяется на сферические — группа *Sphaeromorphida*; сферические с выростами — группа *Sphaerohystrichomorphida*, ладьевидные — группа *Scaphomorphida*, октаэдрические — группа *Edromorphida*, яйцевидные — группа *Ooidomorphida* и эллипсоидные — группа *Ellipsoidomorphida*. Все эти группы, в свою очередь, разбиты на ряд формальных морфологических подгрупп и родов. Они появляются в разное время и имеют различное вертикальное распространение.

Группа *Sphaeromorphida* — самая древняя, ее появление отмечается в архее, с рубежа 3,3 млрд. лет (конкско-верховцевская серия), исследовались также курская и криворожская серии на Украине, на Балтийском щите — карелий, ладожская и печенгская серии [Тимофеев, 1966, 1969, 1973]. Древнейшая биота этих отложений представлена мелкими примитивными клетками с гладкой или слабоскульптурированной оболочкой, диаметр их не превышает 30 мкм. Постепенное увеличение количественного состава и морфологического разнообразия наблюдается на протяжении нижнего протерозоя. Расцвет этой группы происходит в среднем и верхнем рифее. Резко увеличивается родовое и видовое разнообразие сфероморфид. Здесь выделяется кильдинелловый комплекс микрофоссилий, в котором преобладают оболочки формального рода *Kildinella* в ассоциации с клетками, имеющими четко выраженное центральное уплотнение (ядро) — род *Nucellosphaeridium*. Этот комплекс является руководящим для разрезов рифея и повсеместно в них распространен. По наличию этого комплекса коррелируются рифейские отложения формации Visingsö в Южной Швеции, Кольского полуострова, Тиманского кряжа, Западного склона Урала, Туруханского района и Юдомо-Майского региона Восточной Сибири. Кильдинелловый комплекс недавно открыт также в отложениях Северо-Западной Африки (группа Atar, d'Adrar de Mauritanie (сообщение Р. Тромрета). В рифее наблюдается массовое развитие одноклеточных колониальных водорослей, извлеченных скоплениями в больших количествах. С верхнего рифея отмечается появление многих новых морфологических групп. В мироедихинской свите Туруханского района в изобилии встречены *Scaphomorphida*. Широкое региональное распространение имеет группа *Edromorphida*. Октаэдрические оболочки найдены в отложениях Visingsö Южной Швеции и в синии Китая [Vidal, 1976], в венде Подолии [Тимофеев, 1973], мотской свите Иркутского амфитеатра [Рудавская, 1973], в лахандинской свите р. Маи [Тимофеев и др., 1976]. Найдены они и в мироедихинской свите Туруханского района. Значительно увеличиваются размеры одноклеточных организмов и усложняется морфология — группа *Sphaerohystrichomorphida*. Эти клетки достигают в диаметре 3—4 мм, имеют примитивные выросты-шипы, которые преобладают сложное строение у кембрийских и более поздних представителей.

В венде на смену ярко выраженному рифейскому кильдинелловому комплексу приходит комплекс, где преобладающими родами становятся *Podoliella*, *Trachysphaeridium*, *Stictosphaeridium*, *Octaedryxium*, *Bavli-*

nella. Отмечается появление специфической группы эвгленоморфных организмов (род *Podolina*).

Кембрийский рубеж знаменуется появлением новых морфологических более сложных групп *Ooidomorphida*, *Ellipsoidomorphida*, преобладают гистрихосферные оболочки [Тимофеев, 1979].

Нитчатые водоросли

Неотъемлемым компонентом докембрийских микробиот являются нитчатые водоросли, развитые уже в отложениях, возрастом 2 млрд. лет, формация Ганфлинт Канады [Barghoorn, Tyler, 1965; Cloud, 1965]. Наиболее богатая флора древних нитчатых водорослей открыта в верхнедокембрийских отложениях формации Биттер-Спрингс Австралии, возраст 900 млн. лет [Schopf, 1968; Schopf, Blacic, 1971]. На территории Евразии большое морфологическое разнообразие нитчатых водорослей обнаружено в мироедихинской свите (изотопный возраст 700—960 млн. лет) и в лахандинской свите (изотопный возраст 890—1000 млн. лет). Водоросли многочисленны и хорошей сохранности. Несмотря на литологическое различие, обращает на себя внимание сходство состава нитчатых водорослей мироедихинской свиты с обнаруженными в отложениях Биттер-Спрингс, из кремнистых сланцев которой Д. Шопфом описаны многочисленные трихомы водорослей. Водоросли, отнесенные им к родам *Eomycetopsis*, *Oscillatorioopsis*, *Palaeolyngbya*, *Feliconstrictosus*, *Cephalophytarion*, *Tenuofilum*, *Heliconema*, *Caudiculophycus*, *Archaeotrichion*, извлечены из глинистых сланцев мироедихинской свиты. Морфологические признаки древних нитчатых водорослей указывают на существование в верхнем докембрии представителей трех семейств обширнейшего отдела синезеленых водорослей: осцилляториевых, ривуляриевых, шизотриковых. Предположительно к отделу *Chlorophyta* отнесены нитчатые водоросли морфологически и по размерам отличающиеся от синезеленых. Для доказательства существования в докембрии эукариотных организмов большое значение приобретают находки древних представителей вошериевых водорослей, для которых, кроме бесполого размножения, характерен половой оогамный тип размножения. Именно этот тип размножения стал важнейшим и основным в последующем эволюционном развитии всей органической жизни на Земле.

Metaphyta

Многоклеточные растения возникли несомненно в довендское время. Самые первые их находки происходят из отложений возрастом 1300 млн. лет — группа Белт Северной Америки. Они представляют собой углистые ленты шириной 0,15—2 мм — роды *Proterotaenia*, *Lanceoforma* и *Grypania*, описанные по старым материалам Валькотта и отнесенные предположительно к *Phaeophyta* [Walter et al., 1976]. Вещество лент не исследовалось.

На Евразийском материке из отложений возрастом 850—1050 млн. лет — лахандинская свита верхнего рифея Сибирской платформы — опи-

саны *Majaphyton* и *Ulophyton*, представляющие собой прямые, раздвоенные и ветвящиеся ленты шириной около 0.5 мм. Поверхность лент зернистая, предполагается клеточное строение [Тимофеев и др., 1976, с. 44—53; Тимофеев, Герман, 1979].

И, наконец, из отложений возрастом 870 млн. лет (второкаменная свита Туруханского разреза верхнего рифея Сибирской платформы) известна находка макроскопической лентовидной водоросли ex gr. *Vendotaenides*.

Все перечисленные довендские находки редки и единичны. В венде, начиная с отложений с возрастом около 600 млн. лет, появляются многоклеточные макроскопические водоросли в массовом количестве на огромных территориях по всей Восточно-Европейской и по Сибирской платформам. Вендские *Metaphyta* объединены в формальную группу *Vendotaenides*. Они представляют собой или лентовидные, прямые, изредка раздвоенные растения длиной до 150 мм и шириной от 0,5 до 3,5 мм, или шнуровидные кустистые формы высотой до 10 мм. Элементарный состав оболочек слоевищ: С — 41,3%; Н — 5,1%; N — 0,5%; S + O — 53,4% (венд, Московская синеклиза). Среди лентовидных *Vendotaenides* выделены роды *Vendotaenia*, *Tyrasotaenia*, *Aataenia*, *Duinia* [Гниловская, 1971, 1975, 1976; Бессонова и др., 1979]. Они интерпретируются как многорядные, многослойные слоевища водорослей с предположительно изоморфным чередованием поколений в жизненном цикле. У рода *Vendotaenia* обнаружены спорангии двух типов, расположенные продольными рядами. Размеры спорангиев 54—94 мкм. Они интерпретируются как оогонии и антеридии или зооспорангии. Род *Eoholinia* со шнуровидным прикрепленным слоевищем интерпретируется как, вероятно, однорядные пучки нитей, ветвящиеся моноподиально на главных и дихотомически на боковых ветвях. Обнаружены многочисленные сидячие спорангии. *Vendotaenides* по морфологии слоевища, структуре тканей и органам размножения отнесены к *Phaeophyta*. В разрезе венда *Vendotaenides* распределены следующим образом: для нижней части венда, редкинской серии характерен род *Eoholinia*, начиная с котлинской серии в массовом количестве распространены род *Vendotaenia*, изредка *Aataenia* — (вендотениевая флора). В самых верхах котлинской серии (около 10 м ниже границы докембрий-кембрий) флора *Vendotaenia* сменяется флорой *Tyrasotaenia*, продолжающей развиваться в ровенском горизонте нижнего кембрия. Несколько выше, в верхах ровенского и лонтоваского горизонтов появляется *Duinia*.

Грибы

Глинистые фации, как отмечалось выше, наиболее насыщены органическими остатками. Особенно этим отличается лахандинская свита. По богатству найденных здесь микрофоссилий, их прекрасной сохранности, исключительно многообразию, эта свита пока не имеет равных себе аналогов среди изученных верхнедокембрийских разрезов во всем мире. Органические остатки этой свиты, помимо их биостратиграфической ценности, имеют первостепенную важность для доказательства существова-

ния высокого эукариотного уровня организации органического мира докембрия, что подтверждается находками здесь вошериевых водорослей и заведомых эукариот — грибов, представленных: а) колониями почкующихся клеток в виде разветвленных цепочек. Эти находки сравнены с современными дрожжевыми грибами; б) многочисленными сорусами репродуктивных структур, у которых зафиксированы (на сапропелевых пленках) различные стадии их прорастания, указывающие на смену поколений у древних грибов. Многочисленность этих структур отражает колоссальную продуктивность этих организмов; а хорошая сохранность свидетельствует об устойчивости их к разрушающим факторам среды; в) зигоспорами, сохраняющими остатки копулировавших гиф. Кроме того, найдены многочисленные репродуктивные органы — спорангии и зооспорангии. Открыты копулирующие клетки, амeboобразные образования [Герман, 1979].

Проблематичные органы

В венде Русской платформы найдены организмы неясной систематической принадлежности, для которых здесь предлагается название *Primoflagellata*. Они довольно различны морфологически, но в целом представляют собой трубчатые организмы с расширенной «головной» частью и длинной «хвостовой». Описаны роды *Primoflagella*, *Caudina*, *Sarmenta* [Бессонова и др., 1979]. Возможно, они относятся к грибам, но необходимо дальнейшее изучение.

В развитии докембрийской биоты отмечается семь основных этапов:

I. 3,3—2 млрд. лет — примитивные мелкие до 20—30 мкм сфероморфные клетки (прокариоты).

II. 2 млрд. лет — 1650 млн. лет — незначительное увеличение диаметра сфероморфных клеток (до 30—40 мкм); редкие находки нитчатых водорослей; предположительное появление первых эукариот.

III. 1650—1300 млн. лет — первое появление клеток формального рода *Kildinella*; нитчатые водоросли становятся многочисленнее.

IV. 1300—1050 млн. лет — широко развит кильдинелловый комплекс микрофоссилий; увеличивается морфологическое разнообразие и обилие нитчатых водорослей; в конце этапа появление полового размножения; обнаруживаются первые *Scaphomorphida*.

V. 1050—680 млн. лет — массовое и повсеместное развитие кильдинеллового комплекса; расцвет синезеленых нитчатых водорослей; установлены достоверные эукариоты — грибы, водоросли *Xanthophyta*, ? *Chlorophyta*, первое появление *Metaphyta*, *Edromorphida*, *Sphaerohystrichomorphida*. Установлено бесспорное существование полового размножения.

VI. 680—570 млн. лет — смена характерного для рифея кильдинеллового комплекса на типично вендский; широко развита группа *Edromorphida* и нитчатые водоросли. Расцвет многоклеточных водорослей *Phaeophyta* из группы *Vendotaenides* (вендотениевая флора, первое появление тирасотениевой флоры у границы докембрий—кембрий). Первые находки *Euglenophyta* и проблематичных организмов из группы *Primoflagellata*

VII. 570 млн. лет — кембрий — расцвет *Sphaerohystrichomorphida* (типично кембрийские роды), появление групп *Ooidomorphida*, *Ellipsoidomorphida*.

ABSTRACT

The organic remains with nonmineralized membranes of Precambrian layers of Eurasia have been studied. The most ancient biota is represented by unicellular, colonial, filamentous algaeprokaryotes and eukaryotic algae — Chlorophyta, Xanthophyta, multicellular Phaeophyta, Euglenophyta, by Fungi and problematic organisms.

Seven principal stages of the biota development are identified at the period from 3,3 b. y. up to 570 m. y. ago. The most important changes in biota structure are observed:

1650 m. y. — the beginning of the development of prokaryota and the first finds of presumed eukaryotes.

1050 m. y. — the development of blue-green algae; the existence of certain eukaryotes (Fungi and algae); the first finds of multicellular algae.

680 m. y. — the appearance and development of Vendotaenian flora; the finds of Euglenophyta; the most abrupt change of the microfossils' assemblage is observed: the Kildinella-assemblage, which is characteristic feature of the Riphean, passes into typical Vendian.

Л и т е р а т у р а

- Бессонова В. Я., Гниловская М. Б., Лисун Л. В. Органические остатки пограничных отложений докембрия и кембрия Белоруссии. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 166—173.
- Герман Т. Н. Находки грибов в рифее. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 129—136.
- Гниловская М. Б. Древнейшие водные растения венда Русской платформы (поздний докембрий). — Палеонтол. журн., 1971, № 3, с. 101—107.
- Гниловская М. Б. Новые данные о природе вендотенид. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4, с. 953—955.
- Гниловская М. Б. Древнейшие Metaphyta. — В кн.: Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976, с. 10—13.
- Рудауская В. А. Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия юга Восточной Сибири. — В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с. 17—21.
- Тимофеев Б. В. Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.; Л.: Наука, 1966. 115 с.
- Тимофеев Б. В. Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.
- Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Л.: Наука, 1973. 59 с.
- Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия и кембрия Северной Евразии. — В кн.: Палеонтология докембрия и нижнего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 112—118.
- Тимофеев Б. В., Герман Т. Н. Микробиота лахандинской свиты. — В кн.: Палеонтология докембрия и нижнего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 137—147.
- Тимофеев Б. В., Герман Т. Н., Михайлова Н. С. Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 104 с.

- Barghoorn E., Tyler S. A.* Microorganisms from the Gunflint Gher. — *Science*, 1965, N 147, p. 561—577.
- Cloud R. E.* Significance of the Gunflint (Precambrian) microflora. — *Science*, 1965, N 148, p. 27—35.
- Hofmann H. Y.* Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: Significance and Systematics. — *J. Paleontol.*, 1976, vol. 50, N 6, p. 1040—1073.
- Nagy B., Nagy L. A.* Early Precambrian Onverwacht microstructures. — *Nature*, 1969, vol. 223, p. 1226—1229.
- Schopf J. W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, central Australia. — *J. Paleontol.*, 1968, vol. 42, p. 651—688.
- Schopf J. W., Barghoorn E. S.* Alga-Like Fossils from the Early Precambrian of South Africa. — *Science*, 1967, vol. 156, N 3774, p. 508—512.
- Schopf J. W., Blacic J. M.* New Microorganisms from the Bitter Spings Formations (Late Precambrian) of the North-Central Amadeus Basin Australia. — *J. Paleontol.*, 1971, vol. 45, N 6, p. 925—961.
- Trompette R.* Le Precambrien Superieur et le Paleozoique inferieur de l'Adrar de Mauritanie. — *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jerome, Marcelle (B)*. 1973, N 7. 702 p.
- Tynni R.* Muhoksen muodostuman microfossilimuksen tuloksia. — *Tutkimusraportii*, 1978, N 30, p. 1—18.
- Vidal J.* Late Precambrian Microfossils from the Visingsö Beds in Southern Sweden. — *Fossils and Strata*, 1976, N 9, p. 1—57.
- Walter M. R., Oehler J., Oehler D. Z.* Megascopic Algae 1300 mln. years old from the Belt Supergroupe, Montana: A reinterpretation of Walcotts Helminthoidichnites. — *J. Paleontol.*, 1976, vol. 50, N 5, p. 872—881.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Происхождение и эволюция докембрийской континентальной коры, главные черты режимов осадконакопления, метаморфизма и магматизма в докембрии	5
А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, Св. А. Сидоренко. О биологической природе процесса соиздания и развития земной коры	5
В. З. Негруца. Литогенетические основы изучения докембрийских комплексов	11
О. А. Богатиков, С. В. Богданова, М. С. Марков. «Серые гнейсы» архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры	17
Г. А. Кейльман, С. Г. Паняк. Происхождение и эволюция древнего «гранитного» слоя	24
Э. Б. Наливкина. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия	28
С. Н. Иванов. О природе энсиалических геосинклиналей позднего докембрия на примере байкалит Урала	33
А. А. Маракушев. Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры	39
В. А. Глебовицкий. Термодинамический режим метаморфизма и проблема тектоники плит в раннем докембрии	45
Л. Л. Перчук. Термодинамический режим метаморфизма в докембрии	51
В. И. Шульдинер. Образование раннедокембрийской коры в условиях специфического теплового режима	56
Н. Н. Перцев, Т. И. Шекина. Специфика режима CO ₂ при образовании волластонита среди гранулитовых толщ докембрия	61
Рудное минералообразование в докембрии	67
Т. В. Билибина, В. К. Титов. Эволюция процессов рудообразования в фундаменте Русской платформы	67
Е. А. Кулиш. Докембрийская минерализация Дальнего Востока СССР	76
Ю. А. Ходак. О структурно-формационной типизации главнейших докембрийских железорудных толщ	81
Палеогеодинамика: докембрий и тектоника плит	87
Ч. Б. Борукаев. Этапы формирования континентальной коры в докембрии	87
В. М. Моралев, М. З. Глуховский. Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы Алданского щита	92
Н. П. Семененко. Ультрабазитовые формации — швы окраин разрастающейся коры континентов	97
А. А. Абдулин, А. В. Авдеев. О механизмах тектоники плит в докембрии . . .	103
А. М. Смирнов. Развитие докембрийской континентальной коры Тихоокеанского пояса и его рамы	109
В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова. Палеотектоника докембрия и проблема строения и развития подвижных поясов	113
В. В. Эз. Роль эндогенных процессов в формировании структуры докембрийской коры континентов	118
Стратиграфия и палеонтология докембрия, древнейшие радиологические датировки и граница кембрий—докембрий	122
К. О. Кратц. К современной практике докембрийской стратиграфии	122
Н. П. Щербак. Стратиграфия и геохимия докембрия Украинского щита	126
Е. В. Бибикова. Проблемы радиологического датирования древнейших ядер докембрийских щитов СССР	131

<i>Л. И. Салоп.</i> Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже среднего и верхнего докембрия (1900—1600 млн. лет назад)	138
<i>Б. М. Келлер, И. Н. Крылов, Н. М. Чумаков.</i> Методы стратиграфических построений в верхнем докембрии	145
<i>М. Е. Раабен.</i> Палеонтологические методы в разграничении рифея и нижнего протерозоя	151
<i>А. Ю. Розанов, Б. С. Соколов.</i> Граница докембрия и кембрия: современный уровень знаний	159
<i>В. Е. Савицкий, И. Т. Журавлева, В. В. Кирьянов, В. А. Лучина, Н. П. Мешкова, Б. Б. Шишкин.</i> Немакит-далдынский фациостратотип границы докембрия и кембрия Сибири	164
<i>Б. В. Тимофеев, Т. Н. Герман, М. Б. Гниловская.</i> Докембрийская биота Евразии	170

SONTENTS

Introduction	3
Genesis and evolution of the Precambrian continental crust. Particular features of the sedimentary, metamorphic and magmatic regimes of the Precambrian	5
A. V. Sidorenko, V. A. Tenyakov, Sv. A. Sidorenko. To biogeological nature of the Earth sialic crust	5
V. Z. Negrutsa. Lithogenetic fundamentals to study of Precambrian complexes	11
O. A. Bogatikov, S. V. Bogdanova, M. S. Markov. The Archaen «Grey Gneisses» and the magmatism of the early stages formation of the continental earth crust	17
G. A. Keilman, S. G. Panjak. Origin and evolution of ancient «Granitic» layer	24
E. B. Naliokina. Ophiolite associations of the early Precambrian	28
S. N. Ivanov. On the nature ensialic geosynclines of the Late Precambrian based on the baskalides on the Urals	33
A. A. Marakushev. Metamorphism and the development of the continental Earth's crust	39
V. A. Glebovitsky. Thermodynamic regime of metamorphism and problem of plate tectonics in Early Precambrian	45
L. L. Perchuk. The thermodynamic regime of the Precambrian metamorphism	51
V. I. Shuldiner. Formation of Early Precambrian crust of a specific thermal regime	56
N. N. Pertsev, T. I. Stchekina. The features of CO ₂ behaviour at wollastonite formation among Precambrian granulite complexes	61
Precambrian ore mineralizations	67
T. V. Bilibina, V. K. Titov. L'evolution des processus de la formation de mineraux dans le Precambrian de la plateforme Russe	67
E. A. Kulish. Precambrian mineralization of the Far East of the USSR	76
Yu. A. Khodak. About a structural-formational typization of a principal Precambrian iron ore sequences	81
Paleogeodynamics: the Precambrian and plate tectonics	87
Ch. B. Borukaiev. The stages of the continental crust formation in the Precambrian	87
V. M. Moralev, M. Z. Glukhovskiy. Early Precambrian mafic-ultramafic complexes of Aldan shield	92
N. P. Semenenko. Ultramafic formations — margin junctures of the growing continent crust	97
A. A. Abdulin, A. V. Avdeev. On mechanisms of plate tectonics in Precambrian	103
A. M. Smirnov. Evolution of the Precambrian continental crust: circum—pacific region and its frame	109
V. N. Ognev, L. N. Bel'kova. PreCambrian palaeotectonics and the problems of structure and evolution of the mobile belts	113
V. V. Ez. The role of endogenous processes in the formation of the structure of Precambrian continental crust	118
Stratigraphy and palaeontology of the Precambrian, the oldest radioigy dates and Precambrian-Cambrian boundary	122
K. O. Kratz. On modern approach to Precambrian stratigraphy summary	122
N. P. Shcherbak. Stratygraphy and geochemistry of the Precambrian of the Ukrainian shield	126

<i>E. V. Bibikova.</i> Some problems of radiometric dating of the most ancient nuclei within precambrian shields of the USSR	131
<i>L. J. Salop.</i> A change of the fundamental rank in the Earth's evolution at the Middle-Late Precambrian boundary (1900—1600 m. y.)	138
<i>B. M. Keller, I. N. Krylov, N. M. Chumakov.</i> Methods of the Upper Precambrian stratigraphy	145
<i>M. E. Raaben.</i> Methodes paleontologiques et la delimitation du Proterozoique inferieur et du Ripheen	151
<i>A. U. Rozanov, B. S. Sokolov.</i> Precambrian-Cambrian boundary: resent knowledge	159
<i>V. E. Savitsky, I. T. Zhuravleva, V. V. Kirjanov, V. A. Luchinina, N. P. Meshkova, B. B. Shishkin.</i> Nemakit—Daldyn faciostratotype of the Precambrian-Cambrian boundary in Siberia	164
<i>B. V. Timofeev, T. N. Hermann, M. B. Gnilovskaya.</i> Precambrian biota of Eurasia	170

УДК 551, 311.23 + 551.3.051 + 551.25

О биологической природе процесса созидания и развития сналя земной коры. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 5—11.

Показано, что в настоящее время нельзя более говорить о геологическом и биологическом процессах на Земле вне теснейшей взаимосвязи их друг с другом, а можно и следует мыслить только категорией единого биологического явления, которое и ответственно за созидание и развитие сналистического покрова нашей планеты.

Табл. 1. Библ. 17 назв.

УДК 552.5 + 552.16

Литогенетические основы изучения докембрийских комплексов. Негруца В. З. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 11—16.

Литогенетический метод составляет основу изучения геологии и металлогении докембрия. Сущность метода заключается в определении генетической принадлежности и пространственного положения на фациальном и палеогеографическом профиле каждой разновидности пород и их ассоциаций с прослеживанием изменений фациально-палеогеографических признаков по латерали и в вертикальном разрезе.

Библ. 9 назв.

УДК 551.71 + 551.14 + 523.33

«Серые гнейсы» архея и магматизм стадий становления континентальной земной коры. Богатилов О. А., Богданова С. В., Марков М. С. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 17—24.

Проблемы древнейших тоналитовых, кварц-диоритовых и грано-диоритовых гранито-гнейсов — «серых гнейсов», имеющих возраст 3,5—3,8 млрд. лет, тесно переплетаются с проблемами образования первичной континентальной земной коры. Среди ранних магматических пород Земли выделяются два комплекса, отвечающие двум этапам магматизма — от бимодальных толент-дацитовых и высокоглиноземистых серий (нижние толщи зелено-каменных разрезом и «серые гнейсы»), относящихся к раннему этапу, до дифференцированных известково-щелочных, сначала натровых, затем и калиевых (поздний этап).

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 15 назв.

УДК 551.14

Происхождение и эволюция древнего «гранитного» слоя. Кейльман Г. А., Паняк С. Г. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 24—28.

Возникновение «гранитного» слоя, наблюдаемого ныне в кристаллических щитах, древних платформах и отчасти в подвижных поясах, восходит к догеосинклинальному этапу эволюции земной коры. Процесс формирования первичного «гранитного» слоя протекал в уникальной геотектонической и геотермальной обстановке раннего докембрия, характеризующейся высокой температурой внешних зон Земли при ведущей роли теплопередачи, низким температурным градиентом по латерали, нелинейным характером тектонических структур и слабым влиянием их на распределение теплового потока, субэвральными условиями выветривания и осадконакопления.

Библ. 8 назв.

УДК 551.14

Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. Наливкина Э. Б. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 28—32.

Среди образований архея (3500—2600 млн. лет) и раннего протерозоя (2600—1900 млн. лет) выделены офиолитовые ассоциации.

Рассмотрены черты их сходства и различия.

Архейская офиолитовая ассоциация слагает древний «базальтовый» слой земной коры. Раннепротерозойская — наращивает его локально, или нарушает состав древнего «гранитного» слоя.

Табл. 1.

УДК 551.14

О природе энсиалических геосинклиналей позднего докембрия на примере байкалит Урала. И в а н о в С. Н. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 33—39.

Рассмотрены данные, позволяющие сделать заключение о негеосинклинальной природе энсиалических парагеосинклиналей. Среди последних выделены: а) докембрийские зоны диахизиса и фанерозойские зоны автономной активизации, б) орогенные области, обусловленные коллизией материковых плит.

Сделано предположение о том, что рифтогенез проявился сначала в области современного западного склона Южного Урала, затем расколел более северные районы и зону теперешнего Тимана. Предполагается, что несколько позже он возобновился на Приполярном Урале. Раздвиг плит на Урале в палеозое был полным и завершился их окончательным замыканием в карбоне.

Библ. 30 назв.

УДК 552.16

Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры. М а р а к у ш е в А. А. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 39—45.

Намечаются корреляционные зависимости между глубинным строением земной коры подвижных поясов и характером приуроченных к ним магматизма и метаморфизма. Подвижные пояса рифтовой природы на океаническом субстрате характеризуются развитием серий толентовых базальтов.

Созревание подобных поясов с переходом к геотектоническому режиму сжатия сопровождается сменой толент-базальтовых серий магматических пород щелочно-базальтовыми. Следствием является воздымание подвижных поясов с образованием цепей вулканических островов, эмбриональных островных дуг и офиолитовых причленений к островным дугам и окраинам континентов. Переход к орогенической стадии развития складчатых поясов сопровождается сменой толент-базальтового магматизма андезитовым, что коррелируется с увеличением мощности земной коры до 60—70 км (формированием так называемых корней гор). Это связано с развитием в плутонической фации гранитоидного магматизма и метаморфизма, сопровождаемых общей дебазификацией глубинных зон (главным образом в результате флюидного выноса оснований), разрастанием слоя основных пород за счет мантийного субстрата и развитием слоя кислых пород за счет основных.

Ил. 2. Библ. 6 назв.

УДК 552.16 + 551.24

Термодинамический режим метаморфизма и проблема тектоники плит в раннем докембрии. Г л е б о в и ц к и й В. А. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 45—50.

В раннем архее не было процессов глубинного петрогенезиса, протекавших в режимах высоких давлений при любых температурах. Не появлялись также и некоторые характерные магматические породы офиолитовых ассоциаций и известково-щелочных серий. Отсюда вытекает, что механизмы тектоники плит, а в частности субдукция, начали проявляться только с позднего архея, когда были сформированы обширные континентальные массивы.

Библ. 12 назв.

Термодинамический режим метаморфизма в докембрии. Перчук Л. Л. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 51—55.

Приведена реконструкция условий термодинамического режима и образования различных фаций глубинности метаморфических пород. Показано, что с эволюцией этих термодинамических параметров изменением температуры и фугитивностей летучих компонентов связаны главнейшие особенности развития метаморфизма в докембрийской континентальной коре.

Ил. 4. Библ. 11 назв.

Образование раннедокембрийской коры в условиях специфического теплового режима. Шульдинер В. И. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 56—61.

На основе оценок температур и давлений метаморфизма древнейших (> 3,6 млрд. лет) кристаллических комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций устанавливается наличие довольно четкой корреляции между этими параметрами. Это позволяет определить раннеархейский метаморфизм как «метаморфизм погружения» и наметить положение раннеархейской геотермы, которая имеет вид $T^{\circ}\text{C} = (300-350) + 20h$ (h — глубина, км).

Ил. 1. Библ. 8 назв.

Специфика режима CO_2 при образовании волластонита среди гранулитовых толщ докембрия. Перцев Н. Н., Шекина Т. И. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 61—66.

Детально изучены проявления волластонита в гранулитовых комплексах на р. Тимптон (Алданский щит). Анализ режима CO_2 показывает, что волластонитовая изографа не может существовать в условиях гранулитовой фации.

Ил. 1. Библ. 17 назв.

Эволюция процессов рудообразования в фундаменте Русской платформы. Билибина Т. В., Титов В. К. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 67—75.

Большинство месторождений полезных ископаемых локализуется в пределах крупных межблоковых и внутриблоковых шовных зон. Заложение этих зон в пределах блоков с преобладающей фемической корой определяет Cu-Ni-Fe или Fe металлогенический профиль; приуроченность к блокам сиалической коры — редкометальный или редкометально-полиметаллический, а промежуточного типа — Fe, Ni-Co — полиметаллический и собственно полиметаллический.

Ил. 2. Библ. 23 назв.

Докембрийская минерализация Дальнего Востока СССР. Кулиш Е. А. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 76—81.

Концентрации полезных компонентов связаны со всеми периодами развития и становления докембрийских комплексов. Формирование исходных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ, происходившее в различных геотектонических обстановках с дифференцированными процессами накопления вещества, привело к концентрации рудогенных элементов или их ассоциаций.

О структурно-формационной типизации главнейших докембрийских железорудных толщ. Х о д а к Ю. А. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 81—86.

Намечается структурно-формационная типизация главнейших докембрийских железорудных толщ, начиная с древнейших чарнокитовых формаций. Рассматриваются этапы рудообразования, проходящие по всему стратиграфическому разрезу на фоне становления щитов и массивов; делается вывод, что основные этапы железорудонакопления приходятся на завершающие периоды формирования региональных структур.

Ил. 2. Библ. 13 назв.

УДК 551.24 : 551.71/72

Этапы формирования континентальной коры в докембрии. Борукаев Ч. Б. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 87—92.

В тектонической истории Земли выделено четыре мегахрона — протогей, дейтерогей, неогей и незавершенный эпинеогей. Границами мегахрон являются эпохи кратонизации на рубежах около 3300, 1750 и 250 млн. лет назад.

Кратонизации периодически (через интервалы около 1500 млн. лет) накладываются на поступательный равномерный процесс тектонической эволюции планеты.

Библ. 9 назв.

УДК 551.14 : 551.24 : 551.71

Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы Алданского щита. Моралев В. М., Глуховский М. З. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 92—97.

Древнейшие раннедокембрийские гранулитовые комплексы Алданского щита и Станового хребта слагаются пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами (толентовыми метабазами), пироксеновыми гранулитами (базальтовыми метакоматитами), ультраосновными породами (пироксенитами и лерцолитами) и кварцитами. Петрогенетические и структурные особенности этих докембрийских базит-гипербазитовых (протоофиолитовых) комплексов свидетельствуют о базитовом (океаническом) составе первичной неконсолидированной протокры и о нелинейном характере тектонических движений этого раннеархейского периода эволюции земной коры (лунная стадия).

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.24 : 551.71

Ультрабазитовые формации — швы окраин разрастающейся коры континентов. Семенов Н. П. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 97—103.

Показано, что ультрабазитовые формации, развитые в земной коре в виде узких поясов в складчатых ярусах всех возрастов, представляют собой офиолитовые формации окраин последовательно разрастающейся континентальной коры, слагающие докембрийские платформы.

Ил. 1. Библ. 2 назв.

УДК 551.24.01 : 551.72

О механизмах тектоники плит в докембрии. Абдулин А. А., Авдеев А. В. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 103—108.

В геологическом, минералого-петрографическом и петрологическом отношениях позднедокембрийские и палеозойские плутонические офиолиты и их метаморфические аналоги Казахстана очень сходны с докембрийскими комплексами Фискенессет Гренландии и Ситтампунди Индии. Делается вывод, что спрединговый и надвигоподвиговый механизмы работы на Земле не менее 3 млрд. лет.

Ил. 2. Библ. 11 назв.

Развитие докембрийской континентальной коры Тихоокеанского пояса и его рамы. Смирнов А. М. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 109—112.

К концу раннего архея (3,2—3 млрд. лет) сформировался «гранитный» слой и глыбы континентальной коры опоясали симметрическое ложе древнего Тихого океана. В позднем архее появились краевые геосинклинали и внутрикратонные вулканические (зеленокаменные) пояса; их гранитизация привела к росту континентальной коры. В афебии наращивание ее шло в основном за счет гранитных интрузий. В рифее кора мало отличалась от фанерозойской.

Библ. 16 назв.

УДК 551.24 : 551.71/72

Палеотектоника докембрия и проблема строения и развития подвижных поясов. Огнев В. Н., Белькова Л. Н. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 113—117.

В подвижных поясах нет и не было сплошного слоя архейских пород. Срединные массивы архейских пород в пределах подвижных поясов нельзя рассматривать как останцы сплошного покрова, это первичные локальные накопления отложений в локальных депрессиях.

Ил. 1.

УДК 551.14 : 551.24

Роль эндогенных процессов в формировании структуры докембрийской коры континентов. Эз В. В. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 118—121.

Особенности строения метаморфических комплексов докембрия, составляющих главную часть континентальной земной коры, обусловлены совместным действием различных эндогенных процессов. Преобладающим типом расслоенности земной коры является новообразованная.

Библ. 5 назв.

УДК 551.71/72 + 550.4

К современной практике докембрийской стратиграфии. Кратц К. О. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 122—125.

Как показывают советские исследования, литология, строматолитовая биостратиграфия и микрофитофоссилии вместе с радиометрическими данными могут быть с успехом использованы для расчленения и корреляции преобладающих в верхнем докембрии эпиконтинентальных, частью миогеосинклинальных отложений.

В настоящее время по общему признанию единственно приемлемой основой общего стратиграфического расчленения нижнего докембрия является выделение периодов орогении (диастрофизма, тектоно-плутонических процессов), геологически и радиометрически определяющих верхний и нижний хронологический предел, деформированных, метаморфизованных супракрустальных комплексов мобильных поясов.

Представляется, что отмеченные два подхода к докембрийской стратиграфии могут с таким же успехом быть применимы к другим докембрийским регионам и составят основу для взаимопонимания и совместных усилий в изучении докембрия.

Библ. 6 назв.

УДК 551.71/72 + 550.4

Стратиграфия и геохимия докембрия Украинского щита. Шербак Н. П. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 126—131.

Геологически и радиологически в докембрии Украинского щита отчетливо проявлены рубежи 2600 ± 100 и 1900 ± 100 млн. лет. Самыми крупными стратиграфическими подразделениями среди метаморфических пород являются серии, а гранитоидов — комплексы. Нижние возрастные границы серий метаморфических пород установлены по датированию процессов палеовулканизма и кластогенных акцессорных минералов, а верхние — по определению возраста процессов гранитизации и метасоматоза.

Табл. 1. Библ. 10 назв.

УДК 551.24 + 550.4 : 551.72

Проблемы радиологического датирования древнейших ядер докембрийских щитов СССР. Биби́ков а Е. В. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 131—138.

Древнейшие ядра надежно датируются Sm—Nd методом по породе в целом и U—Pb методом по акцессорным цирконам. Не всегда однозначно интерпретируются результаты Rb—Sr и Pb—Pb изохронных методов для пород в целом; для пород гранулитовой фации метаморфизма возможно получение завышенных возрастов.

Несмотря на широкое площадное развитие докембрийских образований на территории СССР, надежные радиологические датировки, доказывающие существование ядер с возрастом, превышающим 3,4 млрд. лет, имеются лишь для плагиногнейсов Омолонского массива (данные U—Pb метода по акцессорным цирконам).

Библ. 23 назв.

УДК 551.71/72

Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже среднего и верхнего докембрия (1900—1600 млн. лет назад). Салоп Л. И. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 138—144.

Осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя возникли в условиях глобального растяжения земной коры. Тафрогенез знаменовал собой начало интенсивной континентальной кратонизации, которая имела место на протяжении всего верхнего докембрия и привела к образованию всех крупнейших древних платформ.

Библ. 5 назв.

УДК 551.72

Методы стратиграфических построений в верхнем докембрии. Келлер Б. М., Крылов И. Н., Чумаков Н. М. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 145—150.

Методы стратиграфических построений могут быть разделены на две группы: а) пригодные, главным образом, для расчленения и региональных корреляций конкретных разрезов и б) позволяющие проводить межрегиональные и более далекие сопоставления (телекорреляция).

Быстрое развитие палеонтологии докембрия и, в частности, изучение строматолитов, микрофитолитов, примитивных многоклеточных животных и растений, позволило успешно применить биостратиграфические методы к верхнедокембрийским отложениям.

Табл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 551.72

Палеонтологические методы в разграничении рифея и нижнего протерозоя. Раабен М. Е. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 151—158.

Осадочные толщи с органическими остатками водорослевого происхождения — фитолитами и микрофоссилиями изобилуют в рифее; в нижнем протерозое они более редки, но все же из дорифейских толщ с возрастом до 2,4 млрд. лет во многих районах известны богатые комплексы строматолитов, онколиты и несколько биот микрофоссилий замечательной сохранности.

Различие в составе комплексов органических остатков нижнего протерозоя и рифея, явно выраженное по строматолитам, начинает намечаться и по другим группам. Дальней-

шие исследования расширяют пределы применения палеонтологических методов, как при решении рассматриваемой проблемы, так и в стратиграфии докембрия в целом.

Табл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 551.72

Граница докембрия и кембрия: современный уровень знаний. Розанов А. Ю., Соколов Б. С. — В кн.: Докембрий: Доклады Советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 159—164.

В верхах докембрия и низах кембрия выделен ряд устойчивых корреляционных уровней планетарного характера; снизу вверх: 1) позднейшие тиллиты, 2) вендско-эдиакарская фауна бесскелетных Metazoa, 3) вендотениевая флора, 4) ассоциация древнейших преимущественно тубулярных организмов, 5) ассоциация томмотских скелетных ископаемых. Показано, что наиболее удовлетворительным вариантом проведения границы докембрия-кембрия может быть подошва полного томмотского яруса.

Библ. 15 назв.

УДК 551.7

Немакит-далдынский faciостратотип границы докембрия и кембрия Сибири. Савицкий В. Е., Журавлева И. Т., Кирьянов В. В., Лучинина В. А., Мешкова Н. П., Шишкин Б. Б. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 164—170.

Приводится описание немакит-далдынского стратотипа нижней границы кембрийской системы в соответствии с рекомендациями Международной стратиграфической комиссии МСГН. Название «немакит-далдынский» происходит от названия горизонта. Типовая местность faciостратотипа — гипостратотип немакит-далдынской свиты (север Сибирской платформы, р. Котуйкан).

Ил. 1. Библ. 21 назв.

УДК 551.72

Докембрийская биота Евразии. Тимофеев Б. В., Герман Т. Н., Гниловская М. Б. — В кн.: Докембрий: Доклады советских геологов на XXVI Международном геологическом конгрессе, секция 07. М.: Наука, 1980, с. 170—176.

Из докембрийских разрезов Евразии изучены органические остатки с неминерализованной оболочкой. Древнейшая биота представлена одноклеточными, колониальными, нитчатыми водорослями — прокариотами и эукариотными водорослями *Chlorophyta*, *Xanthophyta*, многоклеточными — *Phaeophyta*, *Engienophyta*, грибами и проблематичными организмами. В развитии биоты с рубежа от 3,3 млрд. лет до 570 млн. лет прослежено 7 основных этапов.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 23 назв.

ДОКЕМБРИЙ

**Доклады советских геологов
на XXVI Международном геологическом конгрессе**

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Редактор издательства В. Я. Енюкова

Технический редактор С. М. Бякереза

ИБ № 171120

Подписано к печати 17.03.80. Т-03974. Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,75. Уч.-изд. л. 14,7. Тираж 1000 экз.

Тип. зак. 912. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука», 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства «Наука» 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2 р. 30 к.

3190