

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРХЕЯ И ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Черкасов Р.Ф.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия
e-mail: itig@itig.as.khb.ru*

ULTRABASIC-BASIC VOLCANISM OF THE ARCHEAN AND PROBLEMS OF MAGMATIC EVOLUTION OF THE EARTH

Cherkasov R.F.

*Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia
e-mail: itig@itig.as.khb.ru*

The volcanogenic Lower Archean (Eoarchean) with an average dacite-andesite composition and an initial thickness of 45 km is melted from the upper part of the mantle 100-150 km thick. The prototype was moderately magnesian protobasite. The femic macrozones of granulite-gneiss areas show basic diopside and ultrabasic spinel-diopside schists – pyroxene metakomatiites (according to Arndt's classification, 1982). They are concentrated in the lower elements of Bertrand cycles. The lower strata of greenstone belts of the Upper Archean (Paleoarchean, Mesoarchean) located in the grey gneiss areas of the Eoarchean show peridotite komatiites. They are melted from highly magnesian protobasite (or Eoarchean ultrabasite), which occurred in the lower part of the asthenosphere (150-200 km). The geotherm of refractory rocks sank there for the quantity of radioactive energy decreased by 1.5 times as compared with the Eoarchean. The loss of energy resulted in the strongest compression and diamond formation (later diamonds were carried by kimberlites to the surface). For the same reason volcanogenic crust formation was changed by principally terrigenous crust formation at the beginning of the Neoarchean.

В качестве эталона обнаженной части нижнего архея (алданского архея, алдания) обычно принимается высокоизученная центральная часть Алданского щита. Этот стратон соответствует эоархею Международной хроношкалы. Его основные черты повторяются на других щитах. Поэтому полученные на Алдане материалы имеют общее значение.

В алдании выявлены 2 мегаритма мощностью 7-8 км, соответствующие циклам Бертрана [5]. Нижний элемент мегаритма – толща базитового состава (1-1,5 км), не повторяющаяся в нем. На этой основе построена полная модель нижнеархейской коры из 6 мегаритмов (4 нижние не обнажены). Получена геологическая модель главнейших сейсмограниц (Г, К, К₁, К₂, М). Это срединные поверхности складчатых базитовых толщ, соответствующих высокоскоростным сейсмогоризонтам. Шестая граница сейсмологией не фиксируется, ибо ввиду эрозии остатки базитовой толщи находятся на поверхности и вблизи нее. На указанной основе предложена сейсмостратиграфическая модель нижнеархейской коры (4,6-3,6 млрд. лет). Ее средний химизм андезит-дацитовый [5].

В алдании проявлены 2 типа макрозон (ширина 140±35 км): а) линейные относительно фемические, железисто-магнезиальные, наиболее дифференцированные (от ультраосновных сланцев до кварцитов), с богатой минерагенной в них и покрывающих толщах (Fe, Au, U, Cu, Pt, флогопит, апатит и др.); б) изометричные салические, глиноземисто-известковые, умеренно дифференцированные (от основных сланцев до гранатовых лейкогнейсов), с небогатой минерагенией (мусковит, литий, керамическое сырье и т.д.) [7]. Упомянутая модель коры относится в основном к фемическим макрозонам (в салических сейсмограницы проявлено слабо). Существенную роль играют и мегазоны (500-600 км): относительно фемические гранулитогнейсовые области, окруженные салическими серогнейсовыми зонами.

Наиболее изучены базитовые толщи верхнеалданского мегаритма. Это в первую очередь высокопродуктивная федоровская свита (флогопит, магнетит, людвигит, апатит и др.). Месторождения связаны с существенно диопсидовыми породами. Их происхождение долгое время дискутировалось. Большинство считало, что это метасоматиты одной – двух генераций; по нашим

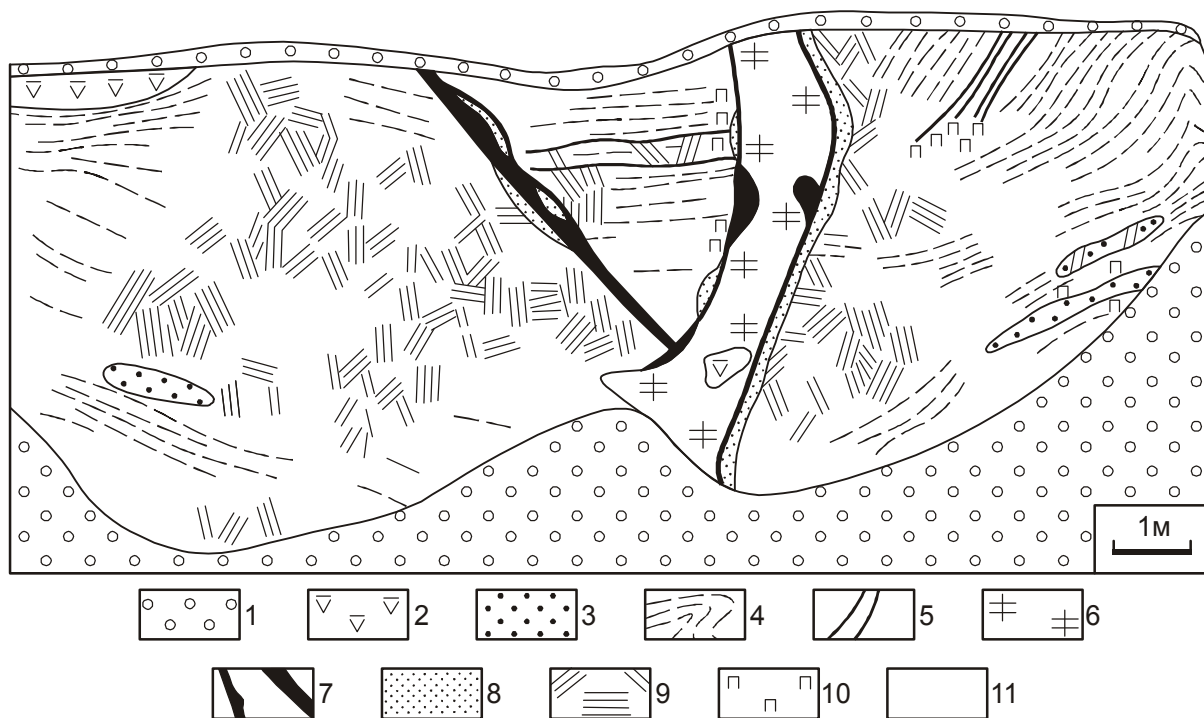


Рис. 1. Архейские диопсидовые породы разных генераций; Каталахское флогопитовое месторождение Алданского щита [3], интерпретация уточнена.

1 – осыпи, элювий. Раннеархейские породы: 2 – диопсид-плагиоклазовые и диопсид-скаполитовые сланцы, 3 – реликты метаморфических шпинель-диопсидовых пород (сланцев). Породы II генерации, возникшие в конце раннего архея (в период гранитизации) по шпинель-диопсидовым сланцам и унаследовавшие полосчатость: 4 – флогопит-диопсидовые породы, 5 – паргасит-диопсидовые породы. Позднеархейские породы III генерации (зональные метасоматиты), образовавшиеся в связи с внедрением жил гранитоидов: 6 – диопсид-кальципатовые породы, 7 – скаполит-диопсидовые породы, 8 – шпинель-диопсидовые породы. Образования IV генерации, возникшие в конце позднего архея в связи с собирательной перекристаллизацией: 9 – флогопит крупно- и гигантопластинчатый, 10 – паргасит крупнозернистый, 11 – мономинеральные среднезернистые диопсидовые породы.

наблюдениям только главных генераций не менее трех [3]. В итоге часть исследователей пришла к выводу, что диопсидовые и шпинель-диопсидовые породы являются метаморфическими, т.е. кристаллическими сланцами. На месторождениях они сохранились в виде реликтов, ибо по ним развивались последующие генерации пород (рис. 1). Мощность высокомагнезиальных сланцев достигает 30-50 м, протяженность до 2-2,5 км [3]. Их считали обычно результатом метаморфизма кремнистых доломитов (В.А. Галюк, Б.М. Роненсон и др.). Однако набор их микроэлементов характерен для магматогенных пород, а не доломитовых мраморов и кварцитов. Поэтому автор рассматривает эти сланцы как металавы [4]. Это согласуется и с общим представлением о вулканогенном происхождении алдания [3] и всего нижнего архея [5], противостоящим неонептунизму (терригенно-осадочная модель архея, распространенная до 1980-х годов) и современному неоплутонизму (нижний архей как магматический океан). Первичный состав алдания: 75% вулкаников, 20% хемогенных пород, 5% высокоглиноземистых пород-продуктов кор подводного выветривания. Компоненты хемогенных пород были вынесены из глубины при вулканизме, поэтому эти породы парагенетически связаны с вулканиками. Например, диопсидовые и шпинель-диопсидовые сланцы обычно сопровождаются доломитовыми мраморами и кальцифирами. Это привело к представлению об образовании пород I генерации путем магматического замещения мраморов (в действительности на контактах мраморов и силикатных пород развиваются маломощные зональные метасоматиты III генерации). Еще больше распространены в федоровской свите диопсид-плагиоклазовые и диопсид-скаполитовые сланцы (метамергели), фациально замещающие по простиранию мраморы и высокомагнезиальные сланцы, отчасти переслаивающиеся с ними.

Диопсидовые породы (и доломитовые мраморы) распространены лишь в фемических макрозолах гранулитовых областей в связи с их железисто-магнезиальным геохимическим профилем. На Алдане это Нимнырская зона (федоровская свита) и Мугусканская зона (мугусканская свита). В салической Джелтулинской зоне, имеющей глиноземисто-известковый профиль, в нижней базитовой толще верхнеалданского мегаритма (джелтулинская свита) диопсидовых пород практически нет; господствуют немагнезиальные кальцитовые мраморы и кальцифиры. В серогнейсовых мегазонах базитовая толща верхнего алдания почти не сохранилась. В Южно-Алданской фемической макрозоне это тунгурчинская свита, насыщенная доломитовыми мраморами, среди которых имеются маломощные прослои диопсидовых сланцев. В расположенной севернее Тасмиелинской салической макрозоне в остатках базитовой толщи имеются только кальцитовые мраморы.

На рис. 1 изображена ситуация нередкая для флогопитовых месторождений. Так как граниты позднего архея, судя по их взаимопересечениям, внедрялись не менее трех раз, то генераций диопсидовых пород значительно больше. Их образование завершилось сильнейшим преобразованием в самом конце позднего архея, сопровождавшимся собирательной перекристаллизацией с образованием крупно-и гигантопластинчатого флогопита, т.е. возникновением его месторождений. В раннем протерозое гранитный магматизм почти не проявлялся: единичные внедрения гранитных жил в гигантские пластины флогопита. Затем в диопсидовые породы внедрялись дайки диабазов, а после них микродиориты и микрогранодиориты, по которым почти везде образовывались милониты. Дорифейская эволюция месторождений завершилась образованием на них небольших полостей с друзами дымчатого кварца, а после них – полостей с друзами скаленоэдрического кальцита.

По своим характеристикам ультраосновные шпинель-диопсидовые и основные диопсидовые сланцы являются пироксенитовыми метакоматиитами по классификации Н.А.Ардта [6]. Магнезии в них 13-18%. Кроме того, в базитовых («мраморно-сланцевых») и «сланцево-гнейсовых» толщах встречаются в небольшом количестве ультраосновные гиперстен-диопсид-роговообманковые сланцы, иногда с примесью оливина. Они так же являются пироксенитовыми метакоматиитами. Достоверные гипермагнезиальные породы (перидотитовые метакоматииты) в алдании не обнаружены. Если они имеются, то в незначительном количестве: на некоторых флогопитовых месторождениях (Неакуинском и др.) среди диопсидовых пород залегают серпентиниты, химизм которых не изучен.

Настоящие перидотитовые коматииты характерны для верхнеархейских зеленокаменных поясов, локализованных в серогнейсовых мегазонах алдания. Там они насыщают в основном нижнюю часть верхнего архея (палеоархей) и в значительно меньшей мере его среднюю часть (мезоархей). На Алданском щите это тирехмастахская (3,5 млрд. лет) и олондинская (не менее 3,0 млрд. лет) свиты Олекминской серогнейсовой зоны [1].

Образование Земли происходило с постепенным понижением плотности и температуры плавления планетообразующих компонентов по мере роста ее массы и гравитации: от сверхплотных и сверхтугоплавких в период зарождения планетного эмбриона (Н.А.Шило и др.) до малоплотных и легкоплавких (по представлениям исследователей НАСА образование Земли завершилось кометной бомбардировкой). Поэтому верхняя толща протомантии была обеднена магнием. Луна, сильно уступающая Земле по гравитации, не смогла притянуть легкие компоненты. Поэтому верхи ее протомантии были более магнезиальны: лунные базальты содержат в среднем магнезии на 2% больше, чем земные (по материалам О.А.Богатикова и др.). Современная мантия Земли имеет преимущественно эклогит-перидотитовый состав [2]. Исходя из вышесказанного можно сделать вывод: верхняя толща протомантии мощностью 100-150 км, из которой выплавлен нижний архей, состояла из протолита (эклогита) пониженной магнезиальности. Поэтому в алдании и ксенолитах из доалдания отсутствуют перидотитовые метакоматииты. Они были выплавлены из высокомагнезиального протолита (или эоархейского ультрабазита), залежавшего в нижней части астеносферы (150-200 км). Туда опустилась геотерма плавления тугоплавких пород, ибо количество радиоактивной энергии, выделяющейся по экспоненциальному закону, судя по графику Е.А.Любимовой, уменьшилось в 1,5 раза по сравнению с эоархеем. Потеря энергии привела в конце мезоархей к сильнейшему сжатию и образованию алмазов (позднее выносились

к поверхности в кимберлитовых трубках взрыва). По этой же причине в начале неорхей вулканогенное корообразование сменилось преимущественно терригенным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Междунар. геол. экскурсии / Отв. ред. В.А. Рудник. Л., 1989. 260 с.
2. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
3. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с., карта.
4. *Черкасов Р.Ф.* О локализации метаморфогенных месторождений Алданского щита // V совещ. по проблеме «Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя». Тез. докл. Ужгород, 1986. Ч. 2. С. 181-182.
5. *Черкасов Р.Ф.* Новая модель кристаллической коры щитов: сейсморитмостратиграфический подход // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 40-52.
6. *Arndt N.T., Nisbet E.G.* Komatiites. London: G. Allen and Unwin, 1982. 526 p.
7. *Cherkasov R.F.* Two types of Lower Archean tectonic zones and their minerageny // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins: Proc. Interim IAGOD Conf. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 86-88.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Чехов А.Д.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
e-mail: chekhov@neisri.ru*

THE OPHIOLITE BELTS OF KORYAK UPLAND: ORIGIN AND TECTONIC SETTING THEIR FORMING

Chekhov A.D.

*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia
e-mail: chekhov@neisri.ru*

Ophiolites West- and East-Koryak belts has widely varying ages (from Early Paleozoic to Campanian), different petrological characteristics and distinctive multistage tectonic histories. All specific geological features suggest that these ophiolites probably formed in island arc environments in marginal-sea setting.

Ophiolites belts may have evolved through repeated stages of non-accretion, in which SSZ ophiolites and blueschists formed, and accretion, in which accretionary complexes mainly composed of clastic rocks (with olistostromes) developed. Their present-day structures therefore represented of the multiple nappe piles consists of many times repeated ophiolite-blueschist associations and accretionary complexes.

The lithosphere of the marginal-sea basins in which generated ophiolites belts was distinguish – with all more oceanical nature eastwards.

Актуальной проблеме происхождения офиолитовой ассоциации пород в текущем десятилетии посвящены фундаментальные исследования отечественных геологов (докторские диссертации Б.А. Базылева, А.И. Антонова, А.П. Перцева; монографии Ю.Н. Разницына [4], А.А. Щипанского [8] и др.), а также серия обобщающих публикаций зарубежных ученых. Среди последних заслуживают упоминания две крупные коллективные монографии: «Ophiolites and oceanic crust...» (2000) и «Ophiolite concept and the evolution of geological thought» (2003), вышедшие в