

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. Н. Анфилогов¹, Ю. В. Хачай²

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru*

² – *Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
Khachay@yandex.ru*

Эволюция ядра и силикатных оболочек Земли в процессе ее гетерогенной аккумуляции

Состав ядра и силикатных оболочек Земли и их последующая эволюция решающим образом определяются РТ-условиями, в которых происходила аккумуляция вещества Земли. Имеющиеся оценки времени остывания протопланетного облака (10^4 – 10^5) лет [Дорофеева, Макалкин, 2004] показывают, что строго разграничить стадии конденсации протопланетного вещества из газовой фаз, агломерацию твердых частиц и образование зародышей планеты по времени и на различных расстояниях от Солнца проблематично. Совмещение по времени процессов конденсации вещества из газовой фазы и агломерации конденсата позволяет предполагать, что состав центральных частей зародышей планет на первой стадии их формирования был представлен ранними дометаллическими конденсатами и был близким к составу СА1 – белых включений в метеорите Альенде [Додд, 1986], которые являются наиболее высокотемпературными и ранними конденсатами в Солнечной системе [Brearley, Jones, 1998]. По мере роста зародышей и охлаждения протопланетного облака состав конденсата изменяется (рис.), и вслед за наиболее высокотемпературными фракциями на поверхности зародышей будет осаждаться железо, а затем железосиликатная смесь, соответствующая составу палласитов и оливин-пироксеновых метеоритов. Доказательством реальности такой последовательности отложения является наличие в природе железных и железокремнистых метеоритов.

В результате столкновений и частичного объединения планетозималей в протопланетном облаке сформируются зародыши планет размером в первые сотни километров. В процессе роста зародышей происходил их разогрев, обусловленный распадом коротко живущих радиоактивных изотопов, главным из которых является ^{26}Al с периодом полураспада $\tau = 7.38 \cdot 10^5$ лет. Отношение $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ в протопланетном веществе оценивается величиной $5 \cdot 10^{-5}$ [Nichols, 2000].

При таком содержании ^{26}Al по мере роста массы зародышей температура их центральных областей увеличивается и в центре зародыша радиусом 200 км может достигать 1830–2200 К [Анфилогов и др., 2005; Merk et al., 2002]. Этого вполне достаточно для частичного плавления смеси конденсатов в центральной части зародыша и полного плавления преимущественно железоникелевой смеси в его средней оболочке. В то же время внешняя оболочка зародыша, сложенная оливин-пироксеновым материалом, останется твердой.

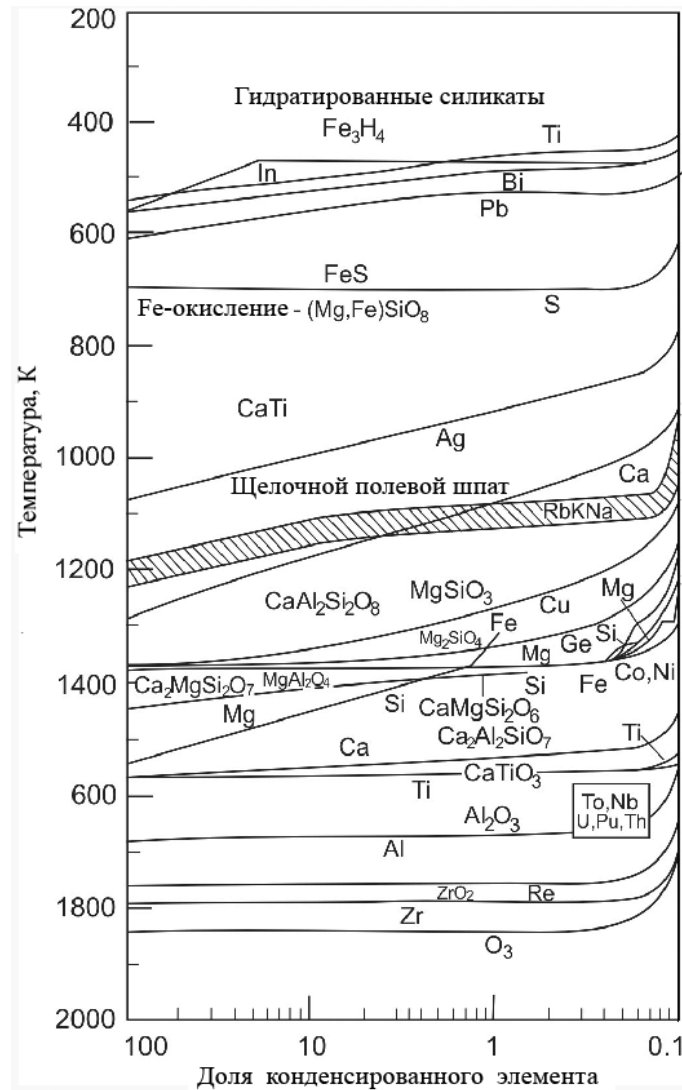


Рис. Последовательность конденсации соединений из газовой фазы.

Дальнейшее развитие процесса формирования планет идет по следующей схеме. В соответствии с моделью аккумуляции В. С. Сафронова [Сафронов, 1969], число зародышей, образованных на начальном этапе процесса агломерации продуктов конденсации, велико, и они будут часто сталкиваться друг с другом. Столкновение двух зародышей, имеющих близкие размеры, частично расплавленное алюмосиликатное ядро, расплавленную среднюю оболочку, сложенную железом, и твердую силикатную внешнюю оболочку приведет к их разрушению. Средние расплавленные оболочки при столкновении сольются, образуя новый зародыш, состоящий, преимущественно, из железоникелевого сплава. Вещество внутренних алюмосиликатных ядер будет выдавлено из центра первичных зародышей и частично выброшено за пределы

нового зародыша, образованного в результате столкновения. Внешние твердые оболочки, которые должны состоять из вещества, близкого к составу энстатитовых и обыкновенных хондритов, будут разрушены, и часть обломков также будет выброшена за пределы растущей планеты. Объединение железных оболочек при столкновениях первичных тел приводит к образованию второй генерации зародышей, большая часть массы которых представлена расплавом железоникелевого состава. При этом решаются две наиболее сложных проблемы, с которыми сталкиваются все модели образования Земли: проблема образования железного ядра на раннем этапе ее формирования и возможность запуска в ядре МГД динамо и образования геомагнитного поля, которое индуцируется в расплавленном железном ядре растущей Земли внешним магнитным полем [Анфилогов и др., 2005; Хачай, Анфилогов, 2007].

Двустадийная модель гетерогенной аккреции Земли позволяет проследить изменение состава вещества растущей планеты от ядра до ее внешней части, которая завершает процесс аккреции. Ядро Земли начинает формироваться при столкновении первичных зародышей путем перехода расплавленного железа в центральную часть зародышей второй генерации, образующихся после столкновения. На этом этапе состав ядра будет близок к составу железных метеоритов, которые содержат от 4.0 до 12.0 % никеля и 0.07 % серы [Дорофеева, Макалкин, 2004]. Доля ядра в массе Земли составляет 31.5 % [Войткевич, 1978]. Для того, чтобы накопить такое количество железа в процессе гетерогенной аккреции, мы должны предположить, что основная его часть сконденсировалась и перешла в состав Земли на начальном этапе ее формирования, и основной прирост массы Земли на этом этапе происходил за счет железоникелевой смеси. Силикатная оболочка начала формироваться позже и в начальный момент времени была достаточно тонкой.

МГД динамо может быть запущено внешним магнитным полем при соблюдении трех условий: 1 – формирующаяся Земля должна находиться в сильном внешнем магнитном поле; 2 – металлическое ядро должно быть в расплавленном состоянии; 3 – в ядре должен существовать сверхадиабатический вертикальный градиент температуры, достаточный для возникновения свободной конвекции. Для выполнения третьего условия в центральной части ядра должен появиться постоянно действующий источник тепла. Таким источником может быть только теплота кристаллизации железа, и поэтому для запуска МГД динамо в основании ядра на определенном этапе его формирования должна начаться кристаллизация железа, и образование внутреннего кристаллического ядра. Это накладывает определенные условия на температурный режим растущего ядра.

В результате столкновений первичных зародышей Земли и слияния их железных оболочек температура ядра будет расти. Минимальную температуру, которая должна быть достигнута в ядре в процессе роста Земли, можно оценить следующим образом. В современной Земле граница между твердой и жидкой частями ядра находится на глубине 5200 км. Экстраполяция определенной экспериментально температуры плавления железоникелевого сплава с добавкой первых процентов серы на эту глубину дает значение около 4000 К. Мы вправе предположить, что именно эта температура была достигнута в ядре в процессе его роста.

Согласно последовательности конденсации минералов из газовой фазы, приведенной на рисунке, в определенный момент времени конденсация железа будет происходить одновременно с оливином. Это подтверждается существованием железокаменных метеоритов. Наличие в палласитах крупных округлых кристаллов оливина свидетельствует о том, что палласиты прошли стадию полного плавления, и разделе-

ние вещества на железную и силикатную составляющие произошло в расплавленном состоянии вследствие ограниченной взаимной смесимости и расплавов железа, и оливина. Это позволяет утверждать, что температура железо-оливиновой расплавленной смеси была выше 2170 К – температуры плавления оливина.

Это значение можно принять за минимальную температуру на границе ядра и силикатной оболочки, которая установилась на начальном этапе формирования силикатной оболочки Земли.

Есть основание предполагать, что на начальном этапе ее состав был близок составу обыкновенных хондритов Н-типа, которые содержат до 17 % металлического железа [Мэйсон, 1965]. Поэтому значительное количество железа накопилось на границе железного ядра и формирующейся в процессе роста Земли силикатной оболочки. Температура на границе ядра и силикатной оболочки на начальном этапе была выше температуры плавления железа, и железо из материала Н-хондритов плавилось и опускалось в ядро.

Для того, чтобы плотность современного ядра Земли соответствовала геофизическим данным, оно должно содержать заметное количество легких компонентов. Предполагается, что такими компонентами являются FeS и FeO [Рингвуд, 1982]. На начальном этапе формирования ядра, когда его состав соответствует составу железных метеоритов, содержание этих компонентов пренебрежимо мало. Троилит в заметных количествах начинает растворяться в расплавленном железе, когда оно конденсируется вместе с оливином. Его среднее содержание в палласитах равно 2.3 % [Мэйсон, 1965]. Свободный оксид железа появляется в расплаве вместе с оливином. Он образуется в результате инконгруэнтного плавления фаялитового компонента оливина [Анфилов и др., 2005].

Рассмотрим далее последовательность формирования силикатной оболочки Земли. Можно ожидать, что по мере роста Земли состав ее силикатной оболочки будет меняться от Н-хондритов к LL-хондритам. В последнюю очередь будет отлагаться вещество близкое по составу к углистым хондритам, которое имеет наиболее низкую температуру конденсации (см. рис. 1). Из этого материала будет сформирована внешняя оболочка Земли. Ее мощность можно оценить из следующих соображений. Масса воды в гидросфере Земли составляет 0.024 % массы Земли. Если предположить, что среднее содержание H₂O в углистых хондритах составляло 7 %, и вся вода первоначально входила в состав внешней оболочки, то ее мощность будет равна 20 км. Возможно, что материал углистых хондритов в течение какого-то времени отлагался одновременно с материалом обыкновенных хондритов. В этом случае мощность верхней, содержащей воду, оболочки может увеличиться до 40–50 км.

Литература

Анфилов В. Н., Быков В. Н., Осипов А. А. Силикатные расплавы. М.: Наука, 2005. 357 с.

Анфилов В. Н., Хачай Ю. В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН, 2005. Т. 405. № 6. С. 803–806.

Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1978. 136 с.

Додд Р. Т. Метеориты. М.: Мир, 1986. 384 с.

Дорофеева В. А., Макалкин А. Б. Эволюция ранней Солнечной системы. Космохимические и физические аспекты. М.: УРСС, 2004. 264 с.

Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965. 306 с.

- Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- Хачай Ю. В., Анфилогов В. Н.* Об условиях и процессе формирования Земли на раннем этапе ее аккумуляции // *Фундаментальные проблемы геотектоники*. Т. II. М., 2007. С. 330–333.
- Brearley A. J., Jones R. H.* Chondrite meteorites // *Rev. Min.*, 1998. Vol. 36. P. 383–391.
- Merk R., Breuer D., Spohn T.* Numerical modeling of ^{26}Al – Induced radioactive melting of asteroids concerning accretion // *Icarus*, 2002. Vol. 159. P. 183–191.
- Nichols R. H. Jr.* Short lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular time scales to the production of solids // *Space Sci. Rev.*, 2000. № 1–2b. P. 113–122.

В. А. Симонов¹, В. В. Масленников²

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*
simonov@uiggm.nsc.ru

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

Условия формирования интрузивных комплексов в районах активного действия гидротермальных рудообразующих систем Центральной Атлантики

В последние годы получен значительный объем новой информации о современных гидротермальных рудообразующих системах в Центральной Атлантике. Развитие гидротермальных процессов обусловлено магматической активностью в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. Значительная часть расплавов задерживается на глубине, формируя интрузивные габбро-гипербазитовые комплексы. При этом в магматических камерах идет фракционирование расплавов и летучих компонентов, что имеет большое значение для перераспределения и накопления рудных компонентов. В связи с этим, представляет значительный интерес выяснение условий интрузивных магматических систем, действовавших в непосредственной близости с современными гидротермальными полями. Одним из эталонных объектов в Центральной Атлантике, где найдены «черные курильщики» и проведено детальное опробование магматических комплексов, является район трансформного разлома 15°20' [Строение зоны ..., 1989; Богданов, 1997; Симонов и др., 1999 и др.].

Исследования образцов, собранных при непосредственном участии одного из авторов во время 9-го рейса НИС «Антарес» (1990–1991 гг.) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1992 г.) [Симонов и др., 1999], позволили выяснить условия формирования интрузивных комплексов в районе разлома 15°20'.

Физико-химические параметры процессов образования интрузивных пород были определены с помощью анализа расплавных и флюидных включений в минералах. Включения исследовались по методике, описанной ранее [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Симонов и др., 2008]. Составы расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе «Самебах-миго» (Институт геологии и минералогии СО РАН). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в