

4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1990. 326 с.
5. История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд-во Ин-та океанологии. 1984. 183 с.
6. Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир. 1987. Т. 1. 397 с.
7. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 248 с.
8. Минибаев Р.А. Палеомагнетизм эвгеосинклинальной зоны Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкирск. фил. АН СССР. 1986. 141 с.
9. Нечеухин В.М. Геодинамические режимы рудообразования в развитии Урало-Тяньшаньской складчатой системы // Тектоника, геодинамика и металлогения системы: Информ. мат-лы. Свердловск. 1989. С. 94-97.
10. Пучков В.Н. Коллизионная модель формирования эколгит-глаукосланцевого метаморфического пояса Урала // Новые данные по геологии Урала. Свердловск. 1987. С.154-162.
11. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Изд-во «Даурия». 2000. 146 с.
12. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н.Диденко, С.А.Куренков, С.В.Руженцев и др. М.: Наука. 2001. 192 с. (Тр. ГИН РАН. Вып.531)
13. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 1998. 240 с.
14. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2004. 226 с.
15. Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др. М.: Наука. 1986. 245 с.
16. Юдин В.В. Проблема наклона Магнитогорской зоны на Урале // Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского севера СССР. Сыктывкар, 1989. С.47-53.
17. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука». 1994. 286 с.
18. Юдин В.В., Дедеев В.А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Сыктывкар. 1987. 12 с. (Серия «Научные доклады» / Коми фил. АН СССР; Вып. 171)
19. Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1970. Vol. 81. № 8. Pp. 2553-2576.

МАНТИЙНО-КОРОВАЯ СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ПОДЪЕМ ОФИОЛИТОВЫХ ДИАПИРОВ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, г.Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Изучены различные типы серпентинизации ультрабазитов: ранняя псевдоморфная и полистадийные гидротермально-метасоматические, наложенные. Прослежены стадии и условия серпентинизации и последующего гидротермально-метасоматического преобразования ультрабазитов в следующих структурно-тектонических позициях: 1) центральные части крупного (площадью 42 км²) дунит-гарцбургитового массива офиолитов; 2) протрузии в вулканический комплекс офиолитовой ассоциации; 3) крупные блоки массивных ультрабазитов офиолитовых меланжей; 4) полосы ультрабазитов в полосчатом комплексе; 5) на контакте с родингитами; 6) блоки массивных серпентинитов офиолитового меланжа, локализованного в пределах вулканогенно-осадочного флишoidalного комплекса; 7) зоны расщепления серпентинитов, разграничивающих блоки офиолитов в массивах и меланжах.

Начальные генерации серпентинитов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива, которые рассматриваются как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов. Установлено, что в процессе ранней петельчатой серпентинизации за счет оливина образовались антигорит-серпентин с параметром элементарной ячейки $a=35.5\text{\AA}$, природный сплав железо-никель состава тэнита в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите и метан (30 ммоль/кг). Весьма тонкозернистое строение антигоритовой зоны и непосредственное замещение оливина антигоритом, антигорита в полости петли крупнопластинчатым лизардитом, а последнего, в свою очередь, продольно-пластинчатым лизардитом второй генерации свидетельствуют о раннем образовании антигорита непосредственно по оливино. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км. (до 100 км.) подтверждено экспериментальными, термодинамическими ($T=450-600^\circ\text{C}$, $P=13-16$ кбар.) и балансовыми расчетами [7, 6, 12].

Парагенез раннего алюминий содержащего антигорита с природным сплавом железо-никель (тэнит), формирование которого возможно только в восстановительных условиях, а также высокое содержание восстановительных газов в структуре оливина и антигорита подтверждают участие восстановительных флюидов (CO , H_2) в процессах ранней (начальной) серпентинизации мантийных гарцбургитов. Эта минеральная ассо-

цияция указывает на достаточно высокие температуры, при которых происходили процессы. Известно, что Ni является катализатором многих реакций, в том числе $\text{CO} + 3\text{H}_2 \xleftarrow{\text{Ni}} \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$, которая хорошо изучена как теоретически, так и экспериментально в связи с неорганическим синтезом нефти [9]. В этих условиях механизм начальной серпентинизации с образованием метана может быть представлен в следующем виде: $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{CO} + 12\text{H}_2 \xrightarrow{\text{Ni}} \text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 4\text{CH}_4$, что подтверждено расчетами баланса вещества с учётом изоморфных замещений в структуре минералов.

Данные по изотопии кислорода и водорода структурносвязанной серпентиновой воды подтверждают возможность глубинной серпентинизации при воздействии восстановительных флюидов. При этом ранние генерации серпентинов наследуют (2,7‰ $\delta^{18}\text{O}$, -161 ‰ δD) изотопный состав кислорода исходных оливина и ортопироксена и «заимствуют» изотопные характеристики молекулярного водорода и метана. Увеличение содержания изотопов $\delta^{18}\text{O}$ до 9,8‰ и δD до -116‰ в серпентинах поздних генераций, как и в продуктах изменения основных магматических пород, связано с переходом к гидротермальным растворам, как коровым источникам метаморфизирующих флюидов. Изотопные характеристики водорода серпентинитов, образованных при воздействии океанической воды (т.н. океанические серпентиниты) существенно (содержание дейтерия возрастает в 3-4 раза) отличаются от изотопии водорода ранних глубинных серпентинитов [8]. Начало серпентинизации обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества в связи со сменой ротационного режима Земли. А.Е.Рингвуд обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезильного силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ и плотность 2,96 г/см [6]. Силикат устойчив в условиях от $T=500^\circ\text{C}$ и $P=50$ кбар до $T=1300^\circ\text{C}$ и $P=130$ кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав по мнению А.Е.Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой магмы. Генерацию магматических расплавов, включая ультраосновные лерцолитовые магмы, стимулируют высокотемпературные восстановительные флюиды.

Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше и ниже лежащих слоях [2]. Подъём офиолитовых диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [1]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицко-го-Беньюфа, трассируемой очагами землетрясений [2]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [10, 11].

Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных ($T=900^\circ\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишюидных метасоматитов ($350-160^\circ\text{C}$) пограничных вулканогенно-осадочных серий [8]. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавленную ситуацию. Флюидное сверхдавление и сейсмичность обеспечили подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов: образование гомологов метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. Эти углеводороды взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур ($T>350^\circ\text{C}$) формировали все группо-

вые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах 200-500°C и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах доказаны в работах И.И.Кулаковой, А.П.Руденко и К.Г.Ионе с соавторами [3, 4].

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию. Нефтегазоносный бассейн приурочен к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к палеодиapiру. Формирование офиолитового диапира определило геодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции для присдвигового бассейна Северного Сахалина [8]. Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа также, как и офиолитовые диапиры приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги (Северный Сахалин). Залежи нефти и газа сосредоточены, в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых-неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания.

Как показал структурно-формационный анализ наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. К этому времени (1-3 млн. лет) приурочено формирование месторождений нефти Северного Сахалина. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев, подъему углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона О.В.Равдоникас в рассматриваемой зоне и в настоящее время продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных интрателлурических флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершённом подъеме офиолитового диапира в Охотском море [5]. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200 ± 10 млн. лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги В кн.: Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198-209.
2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Геокатализ как фактор влияния на интенсивность синтеза и превращения углеводородов в нефтяных и газовых скоплениях// Генезис нефти и газа: Тез.докл.М.: ГЕОС, 2003, с 128-129.
4. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов. В кн.: Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.
5. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. Записка к карте. Хабаровск. ДВО АН СССР. 1990. 38 с.
6. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
7. Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термографического анализа // Геохимия. 1984. №3. С. 314-322.
8. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира//Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
9. Cusumano J.A., Dalla Betta R.A., Levy Ricardo B. Catalysis in coal conversion. L.: Acad. Press, 1978. 193 p.
10. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.
11. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed//The Island Arc. 1997.V.6.P.91-120.
12. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Hesblitt R.W. Transport of incompatible elements associated with the dehydration of serpentinite in a downward-going slab // Pragr.Exp. Petrol. VI Progr. Rep. Res., N.E.R.C., 1984. Cambridge S.a. P. 92-100.