

Температурный интервал кристаллизации пород ладогалит-тенсбергитовой серии по пироксен-амфиболовому, пироксен-биотитовому, амфибол-биотитовому и двуполевошпатовому минералогическим термометрам [5] определяется в 950, 850-525°C. Давление, по-видимому, может оцениваться примерно в 10^8 - 10^9 Па, т.к. вычисленная при указанном давлении температура кристаллизации полевого шпата в 900°C и менее соответствует установленному при кристаллизации порядку выделения минеральных фаз по мере остывания магмы ладогалитов-тенсбергитов: клинопироксены (≥ 950 , 850-620°C → амфиболы (950, 850-525°C) → полевошпат (900, 800-750°C) → флогопит-магнезиальный биотит (770-525°C).

Учитывая важность в недалеком будущем геофизических исследований мантии и ее гетерогенного строения, в Лаборатории минералогии Института геологии Карельского НЦ РАН были проведены определения удельного веса, магнитной восприимчивости и радиоактивности образцов мегакристов, нодулей, диатремовых и интрузивных ладогалитов (табл.).

В связи с полученной средней плотностью по (20 определениям) равной 3,14 г/см³ интересно отметить, что в районе грабена Осло на основе мощной положительной гравитационной аномалии на глубинах от 20 до 32 км под всей рифтовой зоной прогнозируется присутствие пород плотностью 3,12 г/см³, слагающих интрузивное тело основных и ультраосновных пород с огромной массой – около $3,75 \times 10^{20}$ г [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы. Т.3. М.: Наука, 1985. 488 с.
2. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогалитах и мегакристаллах клинопироксенов // Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95
3. Хазов Р.А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы. ДАН СССР, т. 268, №5, 1983. С. 1199-1203
4. Хазов Р.А., Попов М. Г., Бискэ Н.С. Трубки взрыва в Карелии. Дан СССР, т. 285, №4, С. 975-977
5. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1993. 218 с.
6. Хазов Р.А., Попов М.Г., Павлов Г.М. Реликтовые минералы, псевдоморфозы, алмазы и их микроакцессорные спутники в нодулях и мегакристах диатремовых ладогалитов // Проблемы золотоносности и алмазонасности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 87-92.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Хаин В.Е., Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, г. Москва, filatova@ilran.ru

Арктическая область Земли состоит из блоков докембрийской континентальной коры, спаянных поясами более молодой, позднепротерозойско-мезозойской коры и разделённых впадинами с новообразованной, позднеюрско-кайнозойской океанической корой. Периферическое положение занимают наиболее крупные докембрийские кратоны – Североамериканский с Гренландией (в ретроспективе это Лаврентия), Восточно-Европейский (Балтика) и Сибирский. В Арктике размещены фрагменты ещё одного континентального массива, выступающие в Шпицбергене (Свальбард), Земле Франц-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Новосибирском и Де Лонга архипелагах, Земле Пири в Канадском Арктическом архипелаге и в хребтах Ломоносова, Менделеева, Чукотском. Этот континент был назван Арктидой Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [1], но ранее Н.С. Шатский назвал восточно-арктический фрагмент его Гиперборейской платформой. Возраст фундамента Гипербореи-Арктиды, судя по данным, полученным на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и о. Северном Новой Земли, и датировкам обломочных цирконов из более восточных районов, скорее всего, гренвилльский, с возможным включением более древних элементов. Таким образом можно предполагать, что Гиперборея-Арктида вместе с Лаврентией, Балтикой и Сибирью к началу позднего протерозоя, т.е. 1.0 млрд. лет назад, входила в состав суперконтинента Родиния, а все эти кратоны представляют его обломки. Подчеркнем, что Родиния была сформирована и существовала вне современной Арктики, и это касается не только Родинии, но и более молодых байкальских и каледонских складчатых поясов. И только в самом конце палеозоя эта мозаика при северном дрейфе достигла арктических широт [1, 8], благодаря чему красноцветы, гипсы и эвапориты в их пределах сменились на сероцветные терригенные отложения.

Докембрийская кора в пределах Арктического сектора континентальной плиты включает структуры байкальской орогенции. Последние, весьма плохо обнажённые, можно предполагать в пределах о. Врангеля, Чукотки, шельфа Чукотского моря южнее свода Барроу, а также хр. Брукс и п-ова Сьюард [2, 6-8]. В этой зо-

не вскрываются ортоамфиболиты (699 млн. лет), сланцы с возрастом 592, 564-547 млн. лет и ортогнейсы, протолиты которых датированы 750-627 (хр. Брукс и п-ов Сьюард), 677-609 млн. лет (о. Врангель) и 592-547 млн. лет (Чукотская зона). Структуры каледонской (скандской и элсмирской) консолидации развиты на о. Врангеля, где возраст деформаций составляет 450-420 млн. лет [7]. Возможно, аналогичный – ордовикско-силурийский – возраст имеют структуры о-вов Генриетты и Жаннетты [2]. Кроме того, структуры элсмирской орогении выделены на шельфе Чукотского моря южнее свода Барроу и в фундаменте бассейна Колвилл, откуда они протягиваются в Канадский Арктический архипелаг по восточному обрамлению Канадской котловины [6, 8]. Среднемеловая (позднекеммерийская) Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-покровная система протягивается вдоль северо-восточного фланга Южно-Аньюско-Кобукской сутуры и представляет дислоцированный в ходе юрско-среднемеловой орогении чехол южного (Чукотско-Аляскинского) края эпикаледонской плиты, превращённый в вергентные в северном направлении тектонические пластины и чешуйчатонадвиговые (в сочетании со складчатыми) структуры. Характерными элементами этой орогенной системы являются связанные с коллизией меловые гранито-гнейсовые купола, а также фрагменты аллохтонных пластин, сложенные офиолитовыми и островодужными комплексами и перемещённые на север в ходе коллизии при закрытии океана Южно-Аньюско-Ангаючам [5,2,8,9]. В пределах складчато-покровной системы выделяются внутренняя, глубоко эродированная Чукотская (продолжающаяся на п-ов Сьюард Аляски) зона и внешняя фронтальная надвиговая Новосибирско-Врангеля-Геральда-Лисберна-Бруксовская зона.

Синтез данных выявил четыре главных этапа тектогенеза, имевшие кардинальное значение для становления и преобразования континентальной коры в пределах Арктики: мезопротерозойский гренвильский, позднедевонский-раннекембрийский байкальский, позднедевонский элсмирский и среднемеловой (позднекеммерийский или брукский). В мезопротерозое эта территория входила в состав суперконтинента Родиния [3,4 и др.]. Последний оформился в результате мезопротерозойского гренвильского орогенеза, спаявшего воедино фрагменты предшествовавшего ранне-среднепротерозойского суперконтинента Пангея II. Распад эпигренвильского суперконтинента Родиния, начавшийся в неопротерозое около 850-830 млн. лет назад [3,4 и др.], вызвал обособление континентов Лаврентия, Балтики, Сибири и Гипербореи, в пределах которых происходило шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. О разделявших эти континенты океанических бассейнах свидетельствуют, в частности, орогенические пояса тиманид и их продолжение на Полярном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Южном острове Новой Земли, а также байкаlid центрального Таймыра и Восточной Арктики. В конце неопротерозоя – начале кембрия (около 660-550 млн. лет назад) в результате нового орогенеза Гиперборея с протерозойско-гренвильским фундаментом нарастила байкальским орогенным поясом. Весьма вероятно, что на этом этапе она воссоединилась с Сибирским континентом. В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне продолжалось терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства этого времени, судя по размещению глубоководных фаций, занимали запад Канадского Арктического архипелага (включая о. Элсмир с аллохтонном ордовикских офиолитов Пирия [6, 8]), а также Западную Аляску и современное южное обрамление котловин Канадской и Подводников (включая о-ва Генриетты и Жаннетты) и соединялись, по-видимому, с океаном Япетус, раскрытие которого произошло около 570-530 млн. лет назад [1, 3]. На Аляске и в Восточной Арктике океанические, окраинноморские и островодужные породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс [6, 8]. К нему относятся вскрытые скважинами южнее свода Барроу ордовикские и силурийские турбидиты, гемипелагические глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы [6, 8]. Реконструкция позиции раннепалеозойского океана в Восточной Арктике затруднена в связи с тем, что соответствующие ему образования испытали в дальнейшем тектоническую фрагментацию и перемещение. В течение силура-девона происходило поэтапное закрытие океана Япетус с его Иннуитским (Канада, Аляска, Чукотка) продолжением на запад. Каждый этап каледонской коллизии – предсреднедевонский (скандский) и позднедевонский (элсмирский) сопровождался дислокациями, метаморфизмом, оформлением поверхности структурного несогласия и завершался накоплением субконтинентальных грубообломочных фаций нередко в ассоциации с бимодальным вулканизмом. В скандскую фазу оформилась Иннуитская покровно-складчатая система Северо-Канадского региона [6]. Однако в Восточной Арктике решающим был позднедевонский элсмирский орогенез, завершивший с определённым запаздыванием каледонский этап. В ходе его океанические и островодужные образования франклинского комплекса претерпели интенсивные деформации. Синколлизийные позднедевонские гранитоиды (превращённые затем в ортогнейсы) известны на восточной Чукотке в Кооленском куполе, где возраст протолитов составляет 374,8 и 369,6 млн. лет, а также в хр. Брукс (датировки 395-375 млн. лет). В итоге на рубеже девона-карбона оформилась эпикаледонская континентальная плита Евразии (Лавруссия) [4, 8]. В конце девона и начале карбона в Арктике (включая современные шельфы морей) и Сибири широко проявился континентальный рифтогенез. Этому этапу отвечает раскрытие океанических бассейнов Оймяконский и Южно-Аньюский-Ангаючам; последний с юга окаймляет пассивную окраину Гипербореи. С конца карбона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и мозаика структур будущей Арктики. В Арк-

тическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление. Начиная с позднего триаса здесь появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Амеразийского океанического бассейна (в составе котловин Канадской и Макарова-Подводников), который возник как бы «навстречу» будущей Северной Атлантике. Режим растяжения и деструкции континентальной коры завершился в среднем мелу (конце неокома-раннем альбе) спредингом в Канадском бассейне, обособившим от эпикаледонской плиты Чукотско-Аляскинскую микроплиту [1, 8]. Основанная на анализе размещения и возраста линейных магнитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского бассейна [1, 5] предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты против часовой стрелки (с полюсом в устье р. Маккензи). В результате произошло столкновение пассивного края этой микроплиты с Сибирским континентом (и с обрамляющими его структурами) и закрытие Южно-Анжуйско-Анжуйско-Океана с оформлением коллизионной сuture [1, 9 и др.]. Это обусловило синхронное развитие в пределах Чукотско-Аляскинской микроплиты структур режимов растяжения и сжатия: первые из них (ограниченные листрическими сбросами грабены) тяготеют к обрамлению Амеразийского бассейна, тогда как оформившаяся в условиях компрессии Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система возникла на южной окраине микроплиты вдоль коллизионной сuture. Первые импульсы коллизии датируются поздней юрой, но главный этап становления среднемиловый орогенной системы приходится на поздний готерив-ранний альб (132-115 млн. лет), когда произошла деформация примыкавшего к коллизионной сuture края континентальной микроплиты с оформлением в его чехле вергентных в северном направлении складчато-покровных структур, на которые из закрывавшегося океана были шарьированы пластины офиолитовых и островодужных пород [1, 2, 9]. Среднемиловый орогенез характеризовался интенсивным сжатием и утолщением (до 46-50 км) коры, что сопровождалось формированием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсовым купольным тектогенезом, составивших специфику внутренней Чукотской зоны орогена. Пик высокотемпературного (6-8 кбар) метаморфизма (индикатор наивысшей компрессии) в интервале 125-115 млн. лет был синхронен этапу максимальной деформации пород и наибольших амплитуд обдукции аллохтонов из закрывавшегося океана. Полоса скопления гранито-гнейсовых куполов, протягивающаяся по Чукотско-Аляскинской континентальной окраине в непосредственной близости от коллизионной сuture, была эксгумирована в ходе последующего позднемилового подъема орогена и его тектонической релаксации. Перед фронтом среднемилового орогена, начиная с апта, формировалась цепочка синнактивных бассейнов, которые по мере пропагации на север фронтальных надвигов орогена, продвигались в этом же направлении, «накатываясь» на образования эпикаледонской плиты.

Позднемилозойский Амеразийский и кайнозойский Евразийский океанические бассейны Арктики, составляющие единую океаническую систему с Атлантикой, возникли как результат дальнейшего распада суперконтинента Пангея.

ВЫВОДЫ

В пределах Арктического региона выявлены фрагменты разновозрастных орогенических поясов (возникших при замыкании соответствующих океанов): мезопротерозойского, неопротерозойского, ранне-среднепалеозойского, среднепалеозойско-среднеюрского, позднеюрского-среднемилового. От этапа к этапу менялась позиция и конфигурация объединявшихся кратонов, фрагменты которых ныне обнаруживаются в Арктике. Примечательно, что только Амеразийский и Евразийский бассейны Северного Ледовитого океана возникли в арктических широтах. Более ранние – докембрийские и палеозойские океаны, формировались в южных и приэкваториальных широтах Земли. И лишь в ходе последующих плейт-тектонических перемещений фрагменты этих структур были трансформированы в полярные широты, войдя в состав суперконтинента Пангея.

Работа поддержана Программой ОНЗ РАН №14, РФФИ (грант 08-05-00748), НШ-641.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики / Актуальные проблемы геотектоники М.:Наука, 1987. С.31-57.
2. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Арктики // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3-21.
4. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики // Докл. РАН. 2007. Т. 415. С. 518-523.
5. Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and phisiography of the continental margin north of Alaska and implications for the Canada Belt / The ocean basin and margins. Nairn A.E.M. et al. eds. New York: Plenum Publishing Corporation, 1981. P.439-492.

6. Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W. Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 1-24.

7. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // Geol. Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101p.

8. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333-358.

9. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. South Anzhi suture, northeast Arctic Russia / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 209-223.

ГЕНЕЗИС ГИДРОУГЛЕКИСЛЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В СВЕТЕ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Хаустов В.В.

Курский государственный технический университет, г. Курск, okech@mail.ru

Подземные воды, распространенные в пределах Центрального ядра Большого Кавказа, относятся преимущественно к трещинному или трещинно-жильному типу. Они представляют единую водоносную систему, в пределах которой по условиям питания, характеру циркуляции и химическому составу четко выделяются две зоны. К верхней зоне относятся воды инфильтрационного генезиса, режим которых тесно связан с поверхностными процессами (ходом атмосферных осадков, температурой и пр.), они характеризуются низкой минерализацией (до 0,4 г/л) и преимущественно гидрокарбонатно-кальциевым составом. Нижнюю зону образуют напорные углекислые воды с повышенной минерализацией. Воды нижней гидрогеохимической зоны характеризуются высокой газонасыщенностью (как правило, выше 500 мл/л) и углекислым или углекисло-азотным составом газа (соотношение растворенных газов составляет (в об. %): $\text{CO}_2 - 55 \div 90$; $\text{N}_2 - 1 \div 39$; $\text{H}_2 - 13 \div 43$; $\text{CH}_4 - 0.1 \div 1.2$), гидрокарбонатно-хлоридным, реже хлоридно-гидрокарбонатным анионным составом, среди катионов доминирует натрий. Минерализация их варьирует в интервале $2 \div 12$ г/л. Общей отличительной особенностью большинства гидроуглекислых проявлений Центрального Кавказа является повышенное относительное и абсолютное содержание хлор-иона, несмотря на их приуроченность к различным структурно-формационным зонам – Главному, Передовому или Скалистому хребту. Даже в случае низкой минерализации воды ($1-2$ г/л) концентрация хлора в них составляет 300–800 мг/л. Традиционно считается, что в основе формирования углекислых минеральных вод лежит процесс смешения инфильтрационных и седиментационных вод, т. е. их химический состав является отражением палеогидрогеологических условий Центрального Кавказа и литологии водовмещающих пород. При этом состав интрузий, к которым главным образом приурочены непосредственные выходы рассматриваемых вод практически не учитывается. По нашему мнению, такой подход в отношении к углекислым водам Центрального Кавказа вряд ли приемлем, поскольку в районе чрезвычайно слабо развиты, а на большей части территории вообще отсутствуют дочетвертичные осадочные образования и воды седиментационного генезиса не могут играть сколь-нибудь заметной роли в рассматриваемом процессе. В чем же тогда причина высокой хлоридности гидроуглекислых проявлений Центрального Кавказа? Попытаемся ответить на вопрос, обратившись к глубинной геодинамике исследуемого района.

В настоящее время предпочтителен мобилистский подход при трактовке геодинамики Кавказа, так как ряд основных черт его тектоники необъясним без допущения значительных горизонтальных перемещений крупных литосферных блоков, скучивания корового материала в зонах смятия и поглощения его в зонах субдукции и др. Главнейшие особенности геологии Кавказа наиболее хорошо согласуются с геодинамической моделью, по которой этот регион рассматривается как океанический Тетис и его континентальное обрамление. Формирование геосинклинальных прогибов, их отмирание, складчатость, надвигообразование, магматизм и прочее – следствие взаимодействия разновозрастных литосферных плит, реликты которых установлены в структуре Кавказа практически для всех этапов его развития. Последовательность всех геологических событий, приведших к развитию современной структуры Большого Кавказа, в глобальном масштабе связана с закрытием океана Тетис и коллизией Аравийской и Евразийской плит (см. рисунок).

Между ними оказались зажаты Анатолийская, Черноморская, Южно-Каспийская микроплиты, Закавказский срединный массив, которые в полной мере испытали сжатие, раздробление и выжимание к западу и востоку от Аравийского «клина». Таким образом, рассматриваемый сегмент подвижного Средиземноморского пояса представляет собой своеобразную «брекчию», обусловившую блоковое строение всего Кавказского региона.