

А.Н.СИРОТКИН, канд. геол.-минерал. наук, нач. отряда, *pechenga-67@yandex.ru*

Полярная морская геолого-разведочная экспедиция

Д.В.НИКИТИН, канд. геол.-минерал. наук, доцент, *grmpi@spmi.ru*

Санкт-Петербургский государственный горный университет

A.N.SIROTKIN, PhD in geol. & min. sc., senior geologist, *pechenga-67@yandex.ru*

Polarmarine geological exploration expedition

D.V.NIKITIN, PhD in geol. & min. sc., associate professor, *grmpi@spmi.ru*

Saint Petersburg State Mining University

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДЕВОНСКОГО ГРАБЕНА ШПИЦБЕРГЕНА

На основе новых данных по геологии девонского грабена Шпицбергена и пород подстилающих комплексов рассмотрены вопросы эволюции геодинамических процессов в этом регионе в рифее – палеозое. Подтверждается, что комплексы кембрия – раннего силура формировались в платформенных обстановках в условиях устойчивого сводового воздымания территории, а субщелочные гранитоиды (S2-D1) могут классифицироваться как анорогенные. Девонский рифтогенез был следствием регенерации среднерифейского палеорифта в условиях общего растяжения. Выделены три стадии формирования грабена (предграбеновая, орогенная и посторогенная) и описаны комплексы, образованные на этих стадиях. С завершающими процессами этого типа связано формирование в зонах глубинных разломов рудопроявлений флюорит-барит-полиметаллической формации и комплекса даек щелочно-ультраосновного состава (D3). Сделан вывод, что блок коры, формирующий основание Баренцевоморской плиты в этом регионе, претерпел повторный внутриплитный рифтогенез в среднем палеозое.

Ключевые слова: девонский грабен, докембрийский фундамент, структурно-вещественный комплекс, палеозой, геодинамика, палеорифт, глубинный разлом, стадия формирования, рудопроявление, Шпицберген.

PECULIARITIES OF GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF THE DEVONIAN GRABEN AT SPITSBERGEN ARCHIPELAGO

The new data on geology of Devonian graben and subjacent complexes allow reviewing the evolution of geodynamic processes in this region during Riphean-Paleozoic. It was confirmed that Cambrian – Early Silurian series were formed in the platform environment under conditions of stable dome-like uplifting of the territory, and the subalkaline granitoids (S2-D1) may be classified as anorogenic intrusion. Devonian riftogenesis was a sequel of regeneration of the Riphean paleo-rift in conditions of general spreading. There are distinguished three stages in formation of the graben: pre-graben, orogenic and post-orogenic ones, with description of complexes formed at those stages. Concluding processes of this type are related to formation of fluorite-barite-polymetallic occurrences and alkaline-ultrabasic dykes (D3) in zones of deep faults. The conclusion is made that the crust block, representing basement of the Barenz-sea plate in the region, has gone through the recurrent intra-plate riftogenesis in the Middle Paleozoic.

Key words: Devonian graben, Precambrian basement, structural-substantial complex, Paleozoic, geodynamic, paleo-rift, deep fault, stage of formation, ore occurrence, Spitsbergen.

Тектоническое строение центральной части о. Западный Шпицберген характеризуется как зона сочленения комплексов докембрийского фундамента и девонского грабена. Наличие здесь глубинных долгоживущих разломов, являющихся границами

грабена, является ключевым фактором, определяющим как строение района, так и историю его развития [2, 14]. Площадь находится на сочленении четырех структур первого порядка, участвующих в строении архипелага: антиклинорного поднятия Северо-Западного Шпицбергена (СЗШ), антиклинория Западного Нью Фрисланда (НФ), девонского грабена Шпицбергена и Западно-Шпицбергенского прогиба. Здесь на дневную поверхность выведены метаморфические комплексы складчатого фундамента и терригенные комплексы девонского грабена; в южной части площади они перекрываются структурами последевонского платформенного чехла. Разновозрастные структуры в сегодняшнем эрозионном срезе локализованы в нескольких тектонических блоках, разделенных субмеридиональными нарушениями (рис. 1).

Главная структура – девонский грабен – протягивается в субмеридиональном направлении через всю центральную часть о. Западный Шпицберген; с запада и востока он ограничен системами глубинных разломов. С нашей точки зрения, грабен сформировался на рубеже силура и девона как рифтогенная структура на месте так называемого среднерифейского авлакогена [13], захороненного к среднему палеозою между антиклинорием Западного НФ и антиклинорным поднятием СЗШ. Рифтогенез в данном случае – это следствие регенерации внутриконтинентальной тектономагматической активизации, когда древняя платформа начала проседать по системам глубинных разломов, заложившихся или омоложенных во время среднепалеозойских складчато-глыбовых процессов.

Историю геодинамического развития коры архипелага следует рассматривать с рифейского времени, когда были заложены основные структуры, определяющие сегодня геологическое лицо Шпицбергена. Раннерифейский структурно-вещественный комплекс (СВК), разрез которого отличается полной амагматичностью, формировался в условиях общей тектонической стабильности как чехол эпикарельской протоплатформы, а обстановки его накопления могут быть реконструированы как шельфовые в пределах пас-

сивной континентальной окраины [13]. Анализ геологической ситуации по районам архипелага позволяет оценивать возраст формирования этих толщ в 1400-1200 млн лет. Среднерифейский этап – время проявления в этом регионе континентального рифтогенеза и развития связанных с ним процессов регионального метаморфизма, магматизма и осадочно-вулканогенного седиментогенеза. Формирование зоны среднерифейского рифтинга было вызвано напряжениями растяжения в коре, что привело к заложению глубинных разломов, подъему и плавлению мантии с последующим магматизмом и вулканизмом и к активной стадии рифтогенеза, т.е. к формированию грабенообразных депрессий и быстрому погружению сформированных бассейнов [10]. В нашем случае мы можем выделить три последовательные стадии, во времени частично перекрывающие друг друга: предрифтовую; формирования зон глубинных разломов; собственно рифтовую [13-14].

Предрифтовая стадия проходила на фоне доминирующих растяжений, когда фундамент древней протоплатформы находился в «возбужденном» состоянии [10]. Режим растяжения и термальная активизация привели к процессам регионального метаморфизма, который сформировал в породах раннерифейского СВК метаморфическую зональность. Возраст этого метаморфизма моложе, чем 1200-1150 млн лет. С предрифтовой стадией по времени совпадает и становление ряда магматических комплексов (габбро-диорит-гранитового и других). Вторая стадия – формирование зон глубинных разломов. С моментом их образования связаны режим декомпрессии среднерифейского метаморфизма и процессы активного анатексиса в глубине коры. Тела анатектических гранитоидов в этих зонах имеют возраст 1100-950 млн лет; с этим же интервалом следует связывать возраст глубинных разломов Шпицбергена. Третья стадия – рифтовая – активно проявилась после образования глубинных сбросов. Заложение грабенообразных структур шло в соответствии с доминирующими в то время напряжениями и субпараллельно формирующимся разломам.

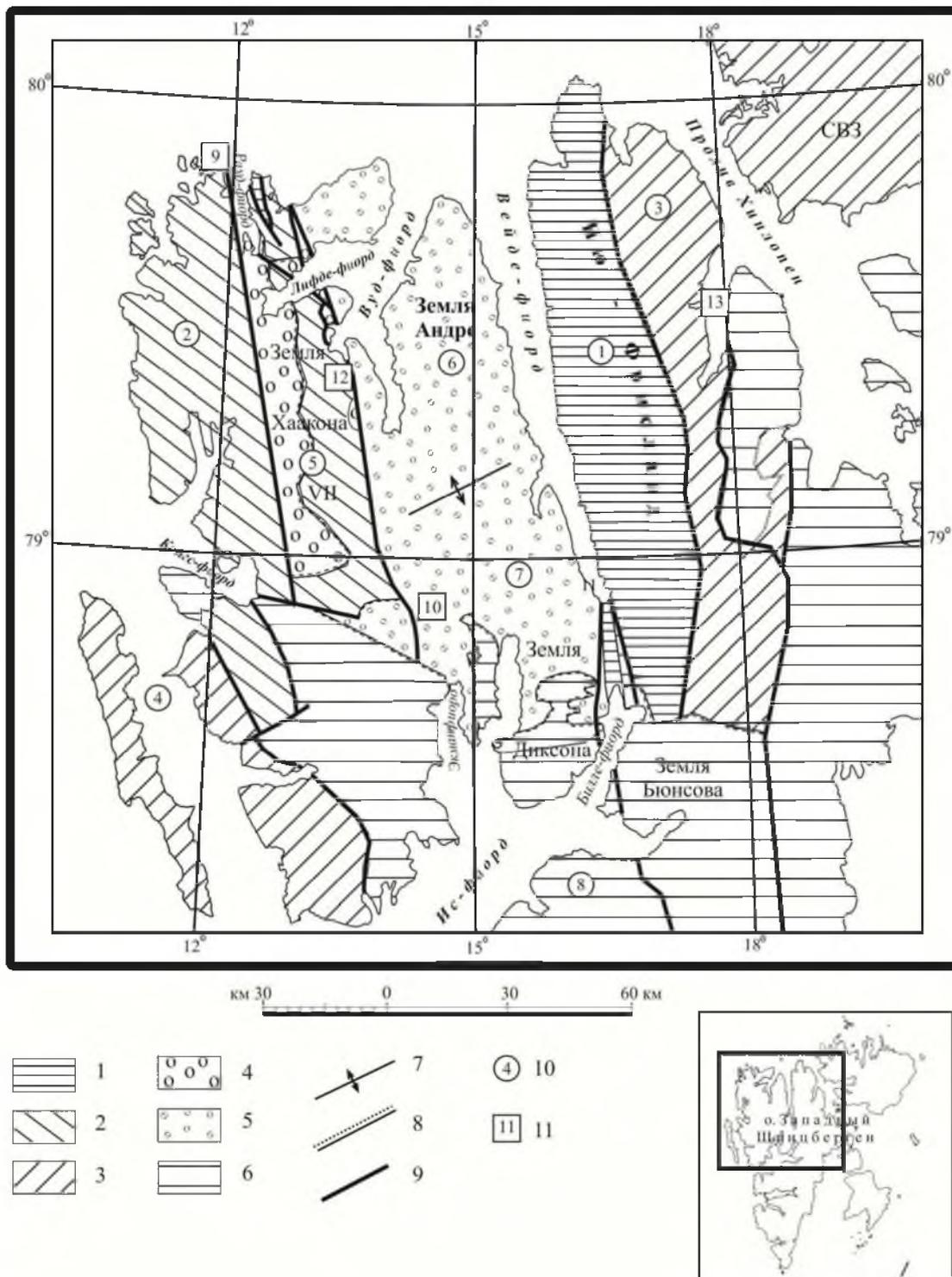


Рис. 1. Тектоническая схема северной части о. Западный Шпицберген

1-6 – структурно-вещественные комплексы: раннепротерозойский (1); раннерифейский (2); позднерифейский-раннепалеозойский (3); позднесилурийский-раннедевонский орогенный (4) и девонский посторогенный (5) девонского грабена; 6 – платформенного чехла (карбон-неоген); 7 – ось валлообразного поднятия Земли Андре; 8 – несогласные геологические границы; 9 – тектонические нарушения; 10 – структуры I порядка: антиклинорий Западного Нью Фрисланда (1); антиклинорий СЗШ (2); Хинлопенский синклиний (3); горст-антиклинорий Западного Шпицбергена (4); 5-7 – девонский грабен: западная тектоническая ступень (5); моноκлиаль Земли Андре (6) и моноκлиаль Земли Диксона (7) девонского грабена; Западно-Шпицбергский прогиб (8); 11 – крупные нарушения: разлом Монакобреен (9); Брейбогенский разлом (10); Биллефьордская зона разломов (11); система надвигов Бокк-фьорда (12); разлом Лум-фьорд – Агард-бухта (13)

Описанные тектонические процессы сопровождались активной магматической деятельностью, в результате чего были сформированы осадочно-вулканогенные разрезы среднерифейского СВК и комагматичные им интрузивные комплексы. Среди магматических образований преобладают субщелочные разности; породы отнесены к двум магматическим сериям: толеитовой и субщелочной (щелочно-базальтовой), что характерно для образований рифтогенных структур. Калиевый и натриевый тип щелочности магматитов указывает, что эти образования были производными двух и более магматических очагов с разной глубиной зарождения. Преобладание в разрезах щелочных и субщелочных пород и невысокое количество пород толеитовой серии являются косвенным признаком того, что интенсивность растяжения и степень проницаемости коры не достигли своего возможного максимума [10] и среднерифейский рифтогенный процесс на архипелаге ограничился образованием грабенообразных структур. Полной деструкции коры не произошло, и от тектономагматической активизации режим постепенно перешел к медленному эпирифтогенному прогибанию. В результате среднерифейского этапа фундамент и чехол эпикарельской протоплатформы были переработаны и омоложены и уже эпигренвильский блок коры перешел к платформенному режиму.

Анализ данных по стратиграфии R_3 - PZ_1 -отложений архипелага [5, 7] позволил получить представление о процессах осадконакопления в предкаледонское время и условиях, в которых они протекали. На рис.2 виден резкий контраст скоростей осадконакопления в D и R_3 - S_1 . Можно утверждать, что в R_3 - V -время территория Шпицбергена представляла собой участок консолидированной земной коры со стабильным тектоническим режимом, а комплексы осадков, сформированных в это время, характеризуются как «платформеноидные» [1].

Доминирующие версии истории PZ_2 Шпицбергена обосновывают возможность каледонского коллизионного орогенеза, сопровождаемого интенсивным метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий.

Этот процесс завершается орогенным этапом с формированием девонской красноцветной молассы во внутренних и наложенных впадинах [6]. Е.Е.Милановский [10] отнес девонский грабен Шпицбергена к эпиорогенной рифтовой зоне, где рифтогенез явился непосредственным продолжением орогенного этапа развития. В работах других авторов [1, 8] были обоснованы существование платформенного режима на Шпицбергене в раннем палеозое и, следовательно, иная природа девонских тектонических процессов. В последнее время высказано предположение, что девонский комплекс Шпицбергена сформирован в обстановке среднепалеозойского внутриплатформенного рифтогенеза [7, 13].

В кембрийских разрезах архипелага проявлены предраннепалеозойский перерыв и несогласие, которые предполагались ранее [1, 8] и доказаны теперь [6]. Для отложений PZ_1 в платформенных обстановках [1, 5] характерна низкая скорость осадконакопления (рис.2). Девонский орогенез на Шпицбергене стал результатом заложения на древней платформе рифтогенной структуры (см. рис.1) вследствие регенерации более древнего, среднерифейского палеорифта в ходе тектономагматической активизации глубоких уровней коры и мантии. Унаследованность новой девонской структуры во многом доказывается ее пространственным совмещением с древней структурой и их общей ориентировкой. Непосредственно процессу грабенообразования предшествовали продолжительный период устойчивого сводового воздымания территории архипелага в O - S , что фиксируется регрессивными разрезами, перерывами в осадконакоплении и появлением конгломератов [4, 12], и формирование плутонов гранитоидов A -типа субщелочного ряда [7, 14].

Заложение структур грабена началось с активизации древних глубинных разломов. Глыбовые движения холодной коры привели к созданию горной страны, где чередовались выступы фундамента и узкие асимметричные впадины, ориентированные вдоль разломов. Именно здесь начали формироваться самые древние из известных отложения девонского

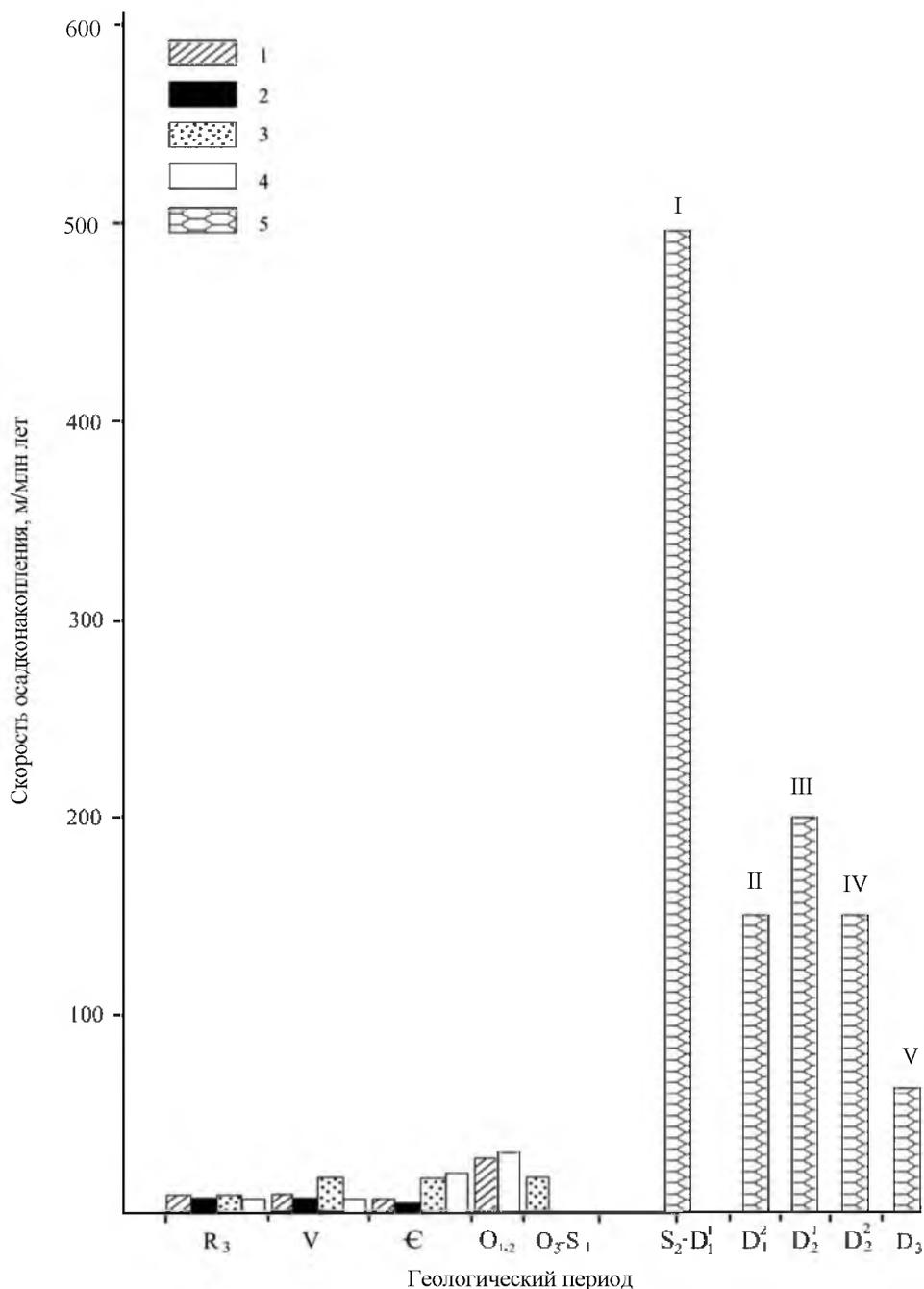


Рис.2. Скорости осадконакопления в позднерифейское – раннепалеозойское и девонское время для различных районов Шпицбергена

Районы архипелага: 1 – Нью Фрисланд; 2 – Северо-Восточная Земля; 3 – Западный Шпицберген; 4 – юго-запад Шпицбергена; 5 – центральная часть Шпицбергена

I – серии Сиктефьеллет и Ред Бей ($S_2-D_1^1$); II – свиты Вуд Бей (D_1^2); III – Грей Хук (D_2^1),

IV – Вейде Бей (D_2^2), V – Мимердален (D_3)

комплекса – серия Сиктефьеллет [12]: вдоль склонов откладывались конгломераты, а на удалении они сменялись песчаниками. Формирование пород шло за счет разрушения в основном метаморфического комплек-

са СЗШ. Линия смены осадочных фаций в этом бассейне была ориентирована в восточно-юго-восточном направлении.

Активизация древних ослабленных зон не являлась одноактным процессом. С конца

S₂ и в течение лохковского времени (D₁) мощные движения по ним повторялись, как минимум, трижды, результатом чего становилась перестройка локальных осадочных бассейнов и смена источников сноса. Эти процессы зафиксированы как несогласиями между отдельными толщами [12] и их большой фациальной изменчивостью, так и формированием надвига Бокк-фьорда (см. рис.1), который стал отражением локальных процессов сжатия в этой в целом расширяющейся зоне.

Тектоническая перестройка района в лохковское время привела к формированию узкого субмеридионального бассейна, при этом основная область его питания располагалась на востоке, в районе нынешней Земли Андре (ЗА). В результате на первых этапах существования бассейна формировались конгломератовые толщи за счет разрушения пород комплекса R₃-PZ₁, на что указывают как состав галек конгломератов, так и обнаруженные в этих гальках микрофауна и фауна. Скорости аккумуляции были очень высокие (см. рис.2), а дальность переноса материала невелика. После этого район претерпел новую тектоническую перестройку и только что сформированный осадочный комплекс был приподнят и частично подвергнут процессам денудации. Итогом стало формирование сети речных долин широтного и юго-западного направления (в современных координатах). В осевых зонах долин конгломераты были размыты почти до основания; затем (или одновременно) начал формироваться комплекс аллювиальных толщ за счет размыва в основном нижних конгломератов. С этой стадией развития бассейна связаны проявления кислого вулканизма [11]. В целом, своеобразие и основные характеристики лохковского бассейна определены его особым положением в структуре западной тектонической ступени и ее тектоническим режимом. Сходные процессы могли происходить и в пределах Билле-фьордской зоны.

Следующим этапом в истории развития района стало формирование посторогенных комплексов девонского грабена. Эта структура продолжала развиваться в раннем де-

воне в результате процессов в нижней коре и мантии, ускорявших растяжение. Формирующийся грабен имел субмеридиональное простирание и располагался между поднятиями СЗШ и НФ. На юг он развивался в направлении южного Шпицбергена и, возможно, включал в себя область Медвежинско-Надеждинского поднятия. Первоначальная структура, видимо, представляла собой систему сопряженных полуграбенов, которые закладывались по системе древних разломов, являвшихся каналами тектонического прогибания древней страны.

Полуграбен, в пределах которого находится ЗА, имел ширину более 50-60 км, а его восточной границей была, возможно, Билле-фьордская зона разломов. Его западная граница не имела в то время контрастно-рельефного характера, косвенным подтверждением чего служит характер фациальной изменчивости осадков пражского яруса, которые формировались в условиях структурно-геоморфологического контроля. Размерность зерна в отложениях уменьшается с юго-востока на северо-запад. Следовательно, основное питание бассейна осадконакопления шло с востока, где крутизна бортов грабена определяла грубообломочный характер новообразованных пород в основании тектонического уступа, тогда как на западе в результате этого накапливались более тонкие фации. Новообразованный бассейн имел первоначально более крупные размеры, чем те, что сохранились на сегодняшний день. Обнаружение тех же отложений к западу от Брейбогенского разлома свидетельствует, что бассейн простирался на запад, перекрывая западную тектоническую ступень и восточную часть антиклинорного поднятия СЗШ. Последние геофизические материалы указывают наличие этих пород и на НФ.

В то же время валлообразное поднятие ЗА [2], являлось, видимо, трансформной зоной между двумя полуграбенами, которая контролировала положение тектонических плечей этих структур (см. рис.1), с одной стороны, и формировала консидементационные структуры осадочного комплекса, с другой. Опускание территории полуграбенов шло неравномерно: участки, примы-

кающие к Билле-фьордской зоне разломов и в то же время удаленные от валлообразного поднятия, опускались быстрее, итогом чего стали консидерационные моноклинали, погружающиеся к северо- и юго-востоку.

Тектонический режим развития рифтогенных депрессий диктует прежде всего направленную смену обстановок осадконакопления: от субаэральных к морским. Начальные фазы формирования рифтогенной структуры характеризовались флювиальными и озерными обстановками осадконакопления. В результате в условиях, вероятно, аридного климата формировалась красноцветная толща, а на рубеже D_1 и D_2 в прибрежно-морских условиях – сероцветная. Отсутствие же в разрезе грабена значительных проявлений вулкаников подтверждает тезис о холодной литосфере под ним и об отсутствии магматических очагов в этой части коры.

Крупная тектоническая перестройка рифтогенной системы произошла в эйфельское время, когда в результате активизации других систем глубинных разломов (разломы Монакобреен и Брейбогенский) полуграбены были преобразованы в грабены. Эту стадию развития Шпицбергенского грабена можно охарактеризовать как провальную. Итогом стало достаточно быстрое погружение бассейна и формирование комплекса сероцветных глинистых осадков большой мощности. Валлообразное поднятие перестало быть фактором, контролирующим процесс осадконакопления, и по обе стороны от него, на всей площади ЗА глубоководные глинистые осадки имеют идентичный характер [12].

Следующие тектонические события произошли на рубеже D_2 - D_3 , когда в пределах всей рифтогенной структуры возобновились складчато-глыбовые движения, сформировавшие системы сопряженных пликативных структур субмеридионального простирания и субмеридиональных разломов малой и средней амплитуды, нарушающих эти складки. С этими событиями связано формирование главных рудопроявлений внутри девонского комплекса. Локализованные в пределах зон глубинных

разломов и связанные непосредственно с оперяющими их нарушениями и зонами брекчирования, эти проявления (полиметаллы, барит, флюорит) формируют рудные районы, субпараллельные структуре грабена. С завершением этого этапа связано внедрение даек щелочно-ультраосновного состава, маркирующих мощные зоны растяжения [4], и накопление континентальных осадков франского яруса со значительными концентрациями индикаторных минералов кимберлитов.

Позднепалеозойский этап на этой территории связан, прежде всего, с восточной границей грабена, где вдоль Билле-фьордской зоны продолжалось активное прогибание. Здесь была сформирована палеодолина, в бассейне которой шло формирование угленосных толщ (C_1), а затем, уже в лагунных условиях, эвапоритов (C_2). Позже в породах-коллекторах C_1 накапливаются значительные ресурсы углеводородов. В мезозое произошла общая стабилизация тектонического режима и возникло теплое мелководное шельфовое море, где были сформированы в том числе мощные фосфоритоносные горизонты.

Процессы повторной магматической активизации относятся к юрско-меловому и неогеновому времени, когда были внедрены долериты (MZ) и излились покровы плато-базальтов (N). Подводящими каналами для магмы в обоих случаях служили ослабленные зоны региональных разломов, а сам базитовый магматизм связан с последовательным раскрытием Северо-Атлантического и Евразийского бассейнов. В пределах архипелага формируется новая унаследованная структура – Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб (см. рис.1). В четвертичное время вдоль зоны Брейбогенского глубинного разлома сформировалась группа вулканов центрального типа. Состав базальтов, обилие мантийных включений указывают на верхнюю мантию в качестве источника магматического материала [3]. Это свидетельствует, что изученный район представляет собой активную долгоживущую тектоническую зону, формирование которой продолжается и сегодня.

Девонский грабен Шпицбергена является результатом внутриплитного рифтогенеза. Его природа обосновывается целым рядом доказательств, к которым надо отнести платформенный генезис подстилающих комплексов (R_3 - PZ_1); состав кислых (S_2 - D_1) и ультраосновных (D_3) магматитов; характер разреза и структуры самого девонского грабена; формирование вдоль зон глубинных разломов рудопоявлений флюорит-барит-полиметаллической формации, в том числе проявлений жильного флюорита, что является индикатором геодинамических обстановок континентального рифтогенеза [13].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестник ЛГУ. 1970. № 6. Вып.1. С.157-159.
2. Буров Ю.П. Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген) / Ю.П.Буров, Д.В.Семевский // Геология Свальбарда. Л., 1976. С.103-117.
3. Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб, 2000. 123 с.
4. Евдокимов А.Н. Первая находка акцессорных минералов кимберлитов в мафит-ультрамафитовых дайках Шпицбергена / А.Н.Евдокимов, А.Н.Сироткин, М.Ю.Бурнаева, Е.С.Радина // Докл. РАН. 2006. Т.407. № 2. С.275-279.
5. Костева Н.Н. Стратиграфия ордовикско-силурийских отложений района Сент-Джонс-фьорда (архипелаг Шпицберген) / Н.Н.Костева, А.М.Тебеньков // Геология полярных областей Земли: Тез. докл. М., 2009. Т.1. С.297-301.
6. Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. Л., 1973. 120 с.
7. Кузнецов Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюл. Моск. общества испытателей природы. Отд. геол. 2009. Т.84. Вып.3. С.23-51.
8. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., 1976. 192 с.
9. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д.Щеглова. СПб, 1998. 479 с.
10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. 279 с.
11. Мурашов Л.Г. Новые данные о проявлениях вулканизма в нижнедевонских и верхнетриасовых образованиях о.Западный Шпицберген / Л.Г.Мурашов, Т.М.Пчелина, Д.В.Семевский // Геология Шпицбергена. Л., 1983. С.96-101.
12. Мурашов Л.Г. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген / Л.Г.Мурашов, Ю.И.Мокин // Геология Свальбарда. Л., 1976. С.78-92.

13. Сироткин А.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс среднего рифея как индикатор процессов рифтогенеза в северо-западной части фундамента Баренцево-морской плиты (архипелаг Шпицберген) // Вулканизм и геодинамика: Матер. 4-го Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т.2. С.515-519.

14. Сироткин А.Н. Эволюция регионального метаморфизма комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена // Геология полярных областей Земли: Тезисы докл. М., 2009. Т.2. С.179-183.

REFERENCES

1. Barkhatov B.P. The main stages in tectonic development of Spitsbergen archipelago // Leningrad State University Journal. 1970. N 6. Issue 1. P.157-159.
2. Burov Yu.P., Semevsky D.V. Principal features of tectonic structure of Devonian graben (Spitsbergen island) // Geology of Svalbard. Leningrad, 1976. P.103-117.
3. Evdokimov A.N. Volcanoes of Spitsbergen. Saint Petersburg, 2000. 123 p.
4. Evdokimov A.N., Sirotkin A.N., Burnaeva M.Yu., Radina E.S. The first finding of accessory minerals of kimberlites in mafite-ultramafic dykes of Spitsbergen // Rep. of the Russian Academy of Sciences. 2006. Vol.407. N 2. P.275-279.
5. Kosteva K.N., Teben'kov A.M. Stratigraphy of Ordovician-Silurian deposits of the Saint-Jeorge fiord district (Spitsbergen archipelago) // Geology of the polar areas of the Earth: Theas. of rep. Moscow, 2009. Vol.1. P.297-301.
6. Krasilshchikov A.A. Stratigraphy and paleotectonics of Precambrian – Early Paleozoic of Spitsbergen. Leningrad, 1973. 120 p.
7. Kuznetsov K.B. Basement of Svalbard: north-eastern continuation of Skandinavian Caledonids ore the north-western continuation of proto-Uralids-Timanods? // Bull. of the Moscow Society of the Nature Investigatores. Dep. geol. 2009. Vol.84. Issue 3. P.23-51.
8. Leonov Yu.G. Tectonic nature of Devonian orogenesis. Moscow, 1976. 192 p.
9. Lithodynamics and minerageny of sedimentary basins. Edit. by A.D.Shcheglov. Saint Petersburg, 1998. 479 p.
10. Milanovsky E.E. Rift zones of continents. Moscow, 1976. 279 p.
11. Murashev L.G., Pchelina T.M., Semevsky D.V. New data on appearance of volcanism in the Low Devonian and Upper Triassic formations of the West Spitsbergen Island // Geology of Spitsbergen. Leningrad, 1983. P.96-101.
12. Murashov L.G., Mokin Yu.I. Stratigraphic separation of Devonian sediments of Spitsbergen Island // Geology of Svalbard. Leningrad, 1976. P.78-92.
13. Sirotkin A.N. Sedimentary-volcanogenic complex of the Middle Riphean as an indicator of the riftogenesis process in the north-west part of the Barenz sea plate basement (Spitsbergen archipelago) // Volcanism and geodynamics: Materials of the 4th All-Russian symposium on volcanology and paleo-volcanology. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2009. Vol.2. P.515-519.
14. Sirotkin A.N. Evolution of regional metamorphism in complexes of the Spitsbergen crystalline basement // Geology of the Earth's polar areas: Theas. rep. Moscow, 2009. Vol.2. P.179-183.