АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

№ 5

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

high-pressure experiments and natural rocks // Ibid.— 1986.— V. 29, N 1/4.— P. 293—303.
32. **Tectonic controls on magma chemistry (Special Issue.— Ed. Weaver S. D., Johnson R. W.) // Ibid.— 1987.— V. 32, N 1/3.— 285 p.**
33. **Van Kooten G. K.** Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA // J. Petrol.— 1980.— V. 21, N 4.— P. 651—684.
34. **Venturelli G., Caperdi S., Di Battistini G. et al.** The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // Lithos.— 1984.— V. 17, N 1.— P. 37—54.
35. **Whitford D. J., Nicholls J. A., Taylor S. R.** Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contr. Miner. Petrol.— 1979.— V. 70, N 3.— P. 341—356.
36. **Wood D. A., Joron J. L., Marsh N. G.** Major- and trace element variations in basalts froh the North Philippine sea drilling during Deep Sea Drilling Project Log 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and Mid Ocean Ridges // Intern. reports of Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 58.— P. 873—894.
37. **Wood D. A.** A variably veined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. Geology.— 1979.— V. 7, N 3.— P. 499—503.

ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск
ИГХ СО АН СССР, Иркутск
Институт вулканологии ДВО АН СССР, Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 9 июня 1989 г.

O. N. Volynets, V. S. Antipin, A. B. Perepelov, G. N. Anoshin

GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC SERIES OF ISLAND ARC SYSTEM IN TERMS OF GEODYNAMICS
(Kamchatka)

Late Cenozoic volcanic series of Kamchatka different in geochemical features are compared using the method of normalizing rare element contents in rocks relatively to those in the primordial mantle. The rare element distributions in the lavas of low-K (tholeiitic), middle-K (calc-alkaline), high-K (calc-alkaline and shoshonite-latite) series of this region as well as other island arcs and active continental margins are revealed to show some common regularities, Nb and Th minima, Sr and Ba maxima of distribution curves being the most characteristic ones. The formation of parent magmas of the above series is related with subduction and occurs under total compression in ocean — continent transition zones affected by the fluids enriched with many incoherent elements.

УДК 551.242(268.45 + 268.52)

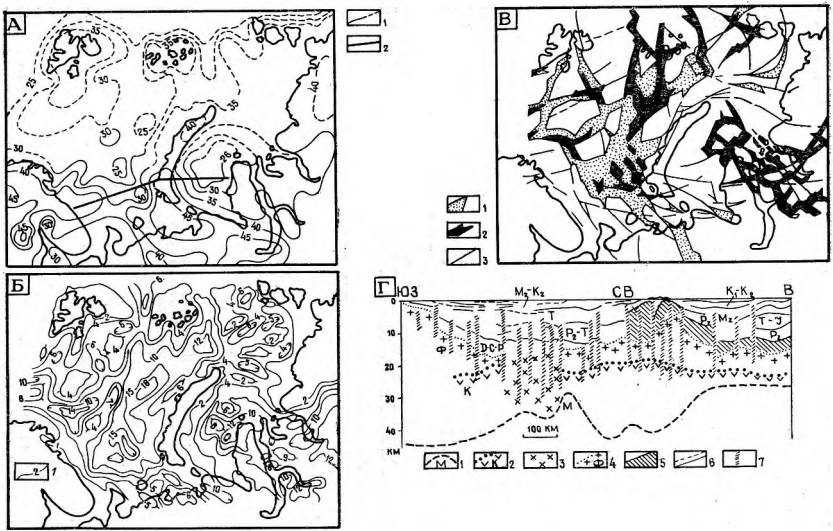
Э. В. ШИПИЛОВ, А. Ю. ЮНОВ, А. П. МОССУР

СТРОЕНИЕ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ В СВЯЗИ С ДЕСТРУКТИВНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

В строении и развитии Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану существенную роль играли деструктивные процессы. Устанавливается по меньшей мере три рифтогенных фазы — девонская, пермско-триасовая и меловая. Первые две сопровождались траповым магматизмом, перестройкой предшествующего тектонического плана, формированием крупнейших отрицательных структур в условиях растяжения и накопления мощных осадочных комплексов. Третья фаза непосредственно связана с формированием океанического Евразийского бассейна.

Результаты морских геофизических исследований на акваториях Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану свидетельствуют о гетерогенном строении консолидированной части земной коры, о значительной горизонтальной и вертикальной ее расчлененности, о существовании участков с аномальными геофизическими свойствами, крайне неравномерным распределением мощностей и стратиграфического диапазона осадочного комплекса, наличии в его составе разновозрастных

© 1990 Шипилов Э. В., Юнов А. Ю., Моссур А. П.



А
Б
В
Г
ЮЗ
СВ
В
M_2-K_2
K_1-K_2
P_2-T
P_2
M_2
T-J
DC-P
Ф
K
M
100 КМ
КМ

магматических образований. Все это дает основание говорить о сложном и противоречивом процессе попеременного и временного преобладания деструктивных и конструктивных фаз формирования земной коры региона и полициклической истории ее развития.

В строении гетерогенного фундамента региона принимают участие карельские, байкальские, каледонские, герцинские кристаллические и складчатые комплексы. Сложное сочетание гетерогенных комплексов основания на ряде участков обусловливает развитие тройных или более сложных узлов сочленения разновозрастных, возможно, полициклично развивавшихся авлакогенных структур, над которыми сформировались унаследованно наложенные крупнейшие прогибы и впадины — Южно-Баренцевская, Северо-Баренцевская, Северо-Новоземельская, Южно-Карская с мощным позднепалеозойско — мезозойским осадконакоплением [5].

Мощности земной коры в пределах региона значительно изменяются от 40 и более километров на юге и прибрежном субшпротном поясе до 30—25 км с признаками апомального строения под осевыми зонами крупнейших впадин (см. рисунок). Промежуточными значениями мощностей коры характеризуются сводово-блоковые поднятия архипелагов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, а также Северо-Карская плита. Видимо большие мощности характерны для Новоземельского орогена.

Районы повышенных и пониженных значений мощности земной коры контролируются крупнейшими коровыми или мантийными блоками.

По рельефу поверхности Мохоровичича (см. рисунок, *А*) в пределах Южно-Баренцевской впадины намечается поднятие, оконтуренное изогипсой 30 км и значениями $V_п$ порядка 8,0 км/с, которые возрастают по периферии поднятия до 8,1—8,3 км/с. Перепады глубин поверхности М составляют от 8—10 до 15 км и более. В верхней мантии зарегистрирован ряд субгоризонтальных границ с $V_{эф}$ порядка 6,0—6,4 км/с на глубинах от 34 до 52 км, что свидетельствует о горизонтальной расчлененности в области корово-мантийного раздела.

Поверхность Конрада характеризуется значительными вариациями $V_п$ — от 6,6 до 7,0 и даже 7,5 км/с. Минимальные глубины по данным КМПВ составляют около 18 км в пределах Южно-Баренцевской впадины, в сторону Балтийского щита и Печорской плиты поверхность Конрада погружается до глубин 22—26 км. Мощность так называемого «базальтового» слоя по периферии впадины составляет около 20 км, сокращаясь под осевой зоной последней более, чем вдвое.

Кровля гетерогенного фундамента, за исключением наиболее глубоко погруженных областей, распознается по данным КМПВ и МОВ ОГТ достаточно определенно. В пределах крупных впадин и прогибов материалы геофизических исследований неоднозначны. На ряде участков обнаруживаются отражающие либо преломляющие горизонты, которые можно привязать к поверхности «нормального» кристаллического или складчатого фундамента, в других случаях может создаться впечатление, что осадочный комплекс залегает на так называемом «базальтовом» слое. Не исключено, что причиной этому могут быть как «аномальность» мантии и земной коры в целом, о чем как-будто может свидетельствовать в отдельных случаях определенная сходимость результатов анали-

---

Глубинное строение Баренцево-Карской зоны перехода (сост. Шиплов Э. В. по материалам треста Севморнефтегеофизика и МАГЭ ПО Севморгео).

А — схема рельефа поверхности Мохоровичича: *1* — изогипсы поверхности М (по сейсмическим и комплексным данным), *2* — положение сводного геолого-геофизического разреза земной коры по профилям КМПВ; *Б* — схема рельефа поверхности гетерогенного разновозрастного фундамента с упрощениями: *1* — изогипсы поверхности; *В* — схема разновозрастных грабен-рифтовых систем и некоторых разломных зон: *1* — грабен-рифтовые системы и *2* — их осевые зоны, *3* — разломы. *Г* — сводный геолого-геофизический разрез по морским профилям КМПВ: *1* — граница Мохоровичича, *2* — граница «базальтового» слоя, *3* — область развития «аномальной» коры, *4* — граница гетерогенного фундамента, *5* — складчатые (негеосинклинальные) комплексы верхнего протерозоя-палеозоя (?), *6* — границы в осадочном чехле, *7* — разломы.

зов гравитационного и магнитного полей [1] и данных КМПВ и МОВ ОГТ, так и физические свойства глубоко погруженных пород нижней части осадочного комплекса.

В Южно-Карской впадине мощность земной коры в целом сокращена до 26 км (см. рисунок, *А*, *Г*), раздел М характеризуется граничными скоростями порядка 7,8—8,0 км/с. Раздел Конрада с $V_п$ 7,3—7,5 км/с залегает на глубинах порядка 22—24 км и, вероятно, несколько выше под Новоземельским орогеном, образуя здесь раздув так называемого «базальтового» слоя до 20 км, с некоторым смещением оси последнего на запад и юго-запад в сторону прилегающих участков Печорской плиты и Адмиралтейской зоны поднятий. Наличие закартированных значительных по амплитуде сдвиговых дислокаций к юго-западу от Пай-Хой-Новоземельского участка может служить доводом в пользу допущения послойного смещения в земной коре в направлении с юго-востока на северо-запад и, как следствие, увеличения в результате мощности земной коры. В свою очередь это может свидетельствовать об аллохтонной природе ряда сегментов Новоземельского орогена, как это установлено для Урала [2].

По данным МОВ ОГТ подошва осадочного комплекса в Южно-Карской впадине достигает на наиболее прогнутых участках 12—14 км, сокращаясь примерно вдвое в центральной части над горстовидными блоками основания, разделенными узкими грабеновидными зонами, где мощность осадков составляет 10—12 км (см. рисунок, *Б*, *В*).

Предполагается, что триасовые грабен-рифты, выделенные на Западно-Сибирской плите и трассируемые через Ямал, испытывают замыкание в Южно-Карской впадине. На юге впадины в поперечном Кармакульском прогибе, протягивающемся и в пределы южного острова Новой Земли, в составе мощного пермско-триасового комплекса осадков предполагается наличие магматических тел, приуроченных, судя по гравиметрическим данным, к низам триасовой части разреза. Это по всей вероятности свидетельствует о пермско-триасовой фазе активизации, с которой связан не только тафрогенез Западно-Сибирской плиты, траппового магматизм Тунгусской синеклизы, рифтогенный этап Южно- и Северо-Баренцевской впадин, но, возможно, и положение Пай-Хой-Новоземельского орогена, как зоны фронтального взаимодействия Баренцевоморской и Южно-Карской раздвиговых областей литосферы [5].

В северной части Южно-Карской впадины, возможно, фундамент добайкальского возраста, а осадочный комплекс включает в себя и среднеранненалеозойские образования.

Изученность осадочного комплекса Евразийско-Арктической зоны перехода геофизическими методами, и особенно бурением, весьма неравномерна. В целом осадочный комплекс при прослеживании в направлении с запада на восток характеризуется возрастанием роли позднемеловых и кайнозойских частей стратиграфического разреза, что можно объяснить активным влиянием тихоокеанского стиля тектонической эволюции, отчетливо проявившегося уже в Лаптевском регионе. В самом общем плане в восточном направлении омолаживается и возраст базальных горизонтов осадочного комплекса.

На Баренцевском шельфе наиболее древние, фиксируемые сейсморазведкой МОВ ОГТ, осадочные образования связываются в Печорском море с ордовиком — нижним силуром, выше фиксируются отложения нижнего — среднего девона. На них с резким угловым несогласием залегают позднедевонские отложения, перекрывающие сложную систему листрических сбросов, формирующих юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины.

Позднедевон-карбон-раннепермские существенно карбонатные образования, отлагавшиеся в относительно стабильных субплатформенных условиях, по-видимому, присутствуют повсеместно в Баренцево-Карском регионе, залегая на значительных глубинах в Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской впадинах и во впадине Св. Анны, глубоких прогибах

Северо-Карской плиты. Вероятно они присутствуют и в домезозойском комплексе Южно-Карской впадины.

Пермско-триасовые отложения во впадинах Баренцевоморского сегмента характеризуются огромными мощностями. Они накапливались в условиях лавинной седиментации с преобладанием континентальных фаций. Постепенное увеличение морских фаций наблюдается с юго-запада на северо-восток, в направлении впадины Св. Анны и восточной части архипелага Земли Франца-Иосифа. Мелководно-морские фации триаса характерны и для южной части Южно-Карской впадины, где отложения пермско-триасового осадочного комплекса отличаются большими мощностями.

Огромные мощности пермско-триасовых образований с наличием в раннетриасовых слоях специфических отражающих горизонтов, связываемых с пластовыми интрузиями магматических пород, обусловлены реактивизацией процессов тектогенеза, формированием орогенной Пай-Хой-Новоземельской области.

Собственно плитный комплекс начал формироваться в условиях затухания тектонических движений и спокойного прогибания на обширных площадях, образующихся над тафрогенными прогибами.

Специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных формаций установились в конце позднеюрского времени на обширных пространствах Западной Сибири, юга Карского моря, восточной части Баренцева моря, в Норвежском, Северном морях и на ряде континентальных окраин Атлантического океана.

Неокомская активизация тектонических движений, на фоне продолжающегося плитного этапа для основной части Баренцево-Карской зоны перехода, привела к проявлению активного магматизма на севере региона (архипелаг Земля Франца-Иосифа).

Позднемеловых отложений, широко развитых на акватории Карского и на западе Баренцевоморского сегментов, в пределах восточной части Баренцевского шельфа не отмечено. Это может свидетельствовать об относительном воздымании указанной части переходной зоны, которая служила областью транзита терригенного материала, в основном в западном направлении в послемеловое время и о глубоком размыве маломощного верхнего мела.

В пределах Баренцево-Карской зоны перехода в осадочном разрезе на определенных стратиграфических уровнях отмечается интенсивное развитие главным образом основного магматизма в виде пластовых интрузий в траппповой фации, либо в виде туфогенных песчаников и гравелитов.

Развитие магматической деятельности в процессе осадконакопления отражает главные фазы тектонической активизации и характерно для рифея, среднего — позднего девона, пермо-триаса, юры — раннего мела, кайнозоя.

Проявления траппового либо близкого к нему магматизма, в среднепозднедевонское время характерно для Тимано-Канинской зоны, Новоземельского орогена, где они выходят на поверхность, а также предполагаются по сейсмическим данным в разрезе осадочного комплекса на Печорской плите и в Предноволземельской области, где они тяготеют к зонам развития разрывных нарушений.

Пермско-триасовый магматизм проявился на западном побережье Новой Земли в пределах зоны Адмиралтейских поднятий, где он представлен туфогенными прослоями, встреченными при бурении. По сейсмическим данным пластовые интрузии траппов широко развиты в низах триасового разреза Южно-Баренцевской и в более высоких горизонтах Северо-Баренцевской впадины, отчетливо фиксирующихся по «аномальной» сейсмической записи. По сейсмическим и гравиметрическим данным широким развитием пермско-триасового магматизма отличается южная часть Южно-Карской впадины.

В юрском терригенном комплексе аномальные отражающие горизонты, связываемые с пластовыми интрузиями, наблюдаются лишь в его нижней части, начиная с Лудловской седловины, разделяющей Южно- и Северо-Баренцевскую впадины, и далее на север, в сторону Земли Франца-Иосифа. В отличие от триасовых, имеющих широкое распространение по площади Южно-Баренцевской впадины, юрские траппы прослеживаются в виде узких линейных зон, тяготеющих к разрывным нарушениям, либо в виде гнездообразного залегания с размерами 6—12 км в узлах пересечения различно ориентированных разломов. Пластовые интрузии триаса и юры пока не вскрыты бурением, но по своему поведению в разрезе вмещающих осадков аналогичны поведению траппов Тунгусской синеклизы [4], а по характеру сейсмической записи аналогичны магматическим телам, зафиксированным норвежскими исследователями на континентальной окраине Западной Норвегии на разных стратиграфических уровнях и встреченных на соответствующих глубинах при бурении глубоких разведочных скважин [6—8].

Пластовые интрузии в раннемеловых породах широко развиты в пределах архипелага Земли Франца-Иосифа и в разрезе одновозрастных осадков прилегающей акватории. Наблюдаемая миграция в пространстве — с юга на север и в разрезе снизу вверх — траппового магматизма свидетельствует об омоложении тектонических деструктивных процессов по мере приближения к современной континентальной окраине глубоководной Евразийской котловины Северного Ледовитого океана, основная фаза раскрытия которой, как полагают, приурочена на рубеж мела — палеоцена. На этом основании возраст траппов Земли Франца-Иосифа может быть и моложе — позднемеловым-палеогеновым [3], соответственно по возрасту лав Шпицбергена и Брито-Арктической провинции.

Анализ геологического строения и основных этапов эволюции Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану, основанных на материалах геофизических работ на акваториях и результатах бурения, показывает существенную роль деструктивных процессов в преобразовании сформированной на более ранних стадиях структуры земной коры как в пределах собственно переходной зоны, так и в Арктическом бассейне в целом.

Интенсивное проявление рифтогенных, в том числе тафрогенных процессов, на завершающих этапах каледонской и герцинской фаз тектогенеза привело к существенной переработке земной коры, дроблению, утонению в условиях растяжения, магматизму, формированию все более расширявшихся по площади прогибов и впадин с интенсивным терригенным осадконакоплением (см. рисунок, *В*).

Первая деструктивная фаза ознаменовалась рифтогенезом на рубеже среднего и позднего девона. Фаза была синхронна с центрально- и северо-европейской фазой активизации, вызвавшей быстрое погружение молассовых бассейнов Шпицбергена, Западной Норвегии и Восточной Гренландии, и образование Центрально-Европейской рифтовой системы [9] и Днепровско-Донецкой рифтогенной впадины. В Баренцево-Карском регионе синхронно с проявлениями магматизма начали формироваться глубокие прогибы на месте будущих Южно-Северо-Баренцевских впадин, более мелких рифтогенных впадин типа Нордкапского грабена.

Вторая деструктивная фаза на рубеже перми и триаса, приуроченная к завершению позднегерцинского этапа, знаменовала собой крупнейшую перестройку лика Земли с последующим формированием современных океанов — Атлантического и Индийского. На севере Европы и в Евразийско-Арктической зоне перехода, после карбон-раннепермского этапа относительной стабилизации, деструктивные процессы проявились вспышкой рифтогенеза с сопутствующими магматизмом и интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями, приведшими в значительной степени к унаследованным, крупномасштабным прогибаниям

Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской впадин с лавинной седиментацией в триасе.

Система тафрогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря, предопределив формирование Западно-Сибирской плиты. Эта фаза была синхронна проявившимся в Западной и Северной Европе реактивизации позднепалеозойских рифтов, развитию сложной системы рифтогенных прогибов в Бискайском заливе, в Северном море и Арктическо-Североатлантической области [8, 9].

Собственно плитный этап в Баренцево-Карской зоне перехода начался, как и на эпипалеозойских платформах Евразии, с юрского времени.

Продолжающееся развитие рифтогенных систем в Северном и Норвежском морях, связанное с формированием океанических глубоководных впадин Северной Атлантики, Норвежского и Гренландского морей, также проявилось в рассматриваемой зоне перехода на ее северных окраинах вдоль формирующейся глубоководной впадины, в виде интенсивного вулканизма, с образованием пластовых интрузий в юрско-меловых отложениях и, возможно, образованием молодых рифтогенных прогибов Св. Анны и Франц-Виктория. Аналоги последних можно видеть в северных, раскрывающихся в океанические котловины Норвежского моря, окончаниях грабенов Викинг и Мори-Ферт.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики/Под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребицкого.— Л., Недра, 1984 — 280 с.
2. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. и др. Геология и перспектива нефтегазоносности Урала.— М.: Наука, 1988.— 240 с.
3. Макаренко Г. Ф. Трапы в структуре материков.— М.: Наука, 1983.— 208 с.
4. Аоменко А. В. Влияние траппових силлов на структуру осадочного чехла Тунгусской синеклизы // Тектоника платформенных областей.— Новосибирск: Наука, 1988.— С. 66—71.
5. Шипилов Э. В., Юнов А. Ю. Структура земной коры и рифтогенез Баренцево-Карского региона // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. Тез. докл. I Всесоюзной конференции. Ч. 2.— М.: МИНГ, 1988.— С. 263—264.
6. Ben F., Eggen S., Vollset J. Structures and basins of the margin from 62° to 69 °N and their development // Petroleum Geology of the North European margin.— Norwegian Petroleum Society, 1984.— P. 253—270.
7. Hamar G. P., Hjelle. Tectonic framework of the More Basin and the northern North Sea // Ibid.— P. 349—358
8. Hollander N. B. Geohistory and hydrocarbon evaluation of the Haltenbank area // Ibid.— P. 383—388.
9. Ziegler P. A. Evolution on Sedimentary Basin in North-West Europe // Petroleum geology of the continental Shelf of North-West Europe. Instit. of Petrol.— London, 1981.— P. 1—39.

НИИМоргеофизики ПО Союзморгео
Мурманск

Поступила в редакцию
16 марта 1989 г.

E. V. Shipilov, A. Yu. Yunov, A. P. Mossur

STRUCTURE OF THE BARENTS-Kara CONTINENT — OCEAN TRANSITION IN CONNECTION WITH DESTRUCTIVE PROCESSES

Destructive processes played a significant role in the structure and development of the Barents-Kara — ocean transition.

There have been established at least three phases of rifting: Devonian, Permo-Triassic and Cretaceous. The first two were accompanied by trappean magmatism, rebuilding of the former tectonic scheme, formation of major negative structures under conditions of extension and accumulation of thick sediment complexes. The third phase is directly connected with the formation of the Euro-Asian ocean basin.