

Научная статья
УДК 551.242.2(268)
doi:10.37614/2949-1185.2023.2.2.012

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РАННЕМЕЛОВОГО ПЛАТОБАЗАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА ШПИЦБЕРГЕНА (ЗЕМЛЯ НОРДЕНШЕЛЬДА)

Эдуард Викторович Шипилов

Полярный геофизический институт, Мурманск, Россия, shipilov@pgi.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5998-8779>

Аннотация

По результатам исследований базальтоидных пород Западного Шпицбергена (Земля Норденшельда) рассмотрены особенности их геотектонической позиции и распределения по стратиграфическим комплексам осадочного чехла. Приведены некоторые характеристики геохимического состава пород. Дана оценка возрастного диапазона проявления магматизма на основе радиологических датировок и в сравнении с арх. Земля Франца-Иосифа. В контексте полученных данных высказаны соображения по поводу геодинамических условий формирования Баренцевоморской магматической провинции.

Ключевые слова:

Земля Норденшельда, Западный Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Баренцевоморская магматическая провинция, базальтоидные породы, радиологический возраст, геохимический состав

Благодарности:

исследование выполнено в рамках государственного задания по теме «Изучение особенностей распространения крайне низкочастотных волн искусственного и естественного происхождения в высоких широтах (включая Арктическую зону)» (государственное задание FMES -2022-0001 № регистрации 122022800577-0).

Original article

ON THE CHARACTERISTICS OF THE EARLY CRETACEOUS PLATOBASALT MAGMATISM OF SVALBARD (NORDENSKIOLD LAND)

Eduard V. Shipilov

Polar Geophysical Institute, Murmansk, Russia, shipilov@pgi.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5998-8779>

Abstract

Based on the results of studies of basaltoid rocks of Western Svalbard (Nordenskiöld Land), the features of their geotectonic position and distribution over stratigraphic complexes of the sedimentary cover are considered. Some characteristics of the geochemical composition of rocks are given. The age range of magmatism manifestation is estimated on the basis of radiological dating and in comparison with the arch. Franz Josef Land. In the context of the data obtained, considerations are made about the geodynamic conditions of the formation of the Barents Sea magmatic province.

Keywords:

Nordenskiöld Land, West Svalbard, Franz Josef Land, Barents Sea Igneous Province, basaltoid rocks, radiological age, geochemical composition

Acknowledgments:

this study was carried out as part of government contracts with Polar Geophysical Institute FMEZ_2022_0001.

Введение

Позднемезозойские базальтоидные образования арх. Шпицберген также, как и Земли Франца-Иосифа, входят в состав обширного ареала Баренцевоморской магматической провинции, охватывающей, помимо этих архипелагов, и значительную часть континентальной окраины (Maher, 2001; Shipilov, 2016; Shipilov, Karyakin, 2011).

Район исследований географически относится к Земле Норденшельда, которая занимает территорию о-ва Западный Шпицберген между Ис-фьордом и Беллсунд-Ван-Мейенфьордом (рис. 1).

Рассматриваемые в данной работе комплексы базальтоидов представлены обнажениями силлов, расположенными в северо-западной части Земли Норденшельда. Они протягиваются с ЮЮВ на ССЗ в виде двух субпараллельных полос эскарповых обнажений, которые довольно отчетливо отмечаются на топографических картах рельефа, полученных при аэрофотосъемке (рис. 2).

Местами полосовые обнажения силлов перекрываются четвертичными отложениями, ледниками либо моренами (например, в долине ледника Альдегонда). Общий азимут простираения этих образований также, как и долин озер Линне и Грёнфьорда, составляет 335–340° и согласуется с основным простираением вмещающих, преимущественно терригенных, пород верхнего палеозоя — триаса (рис. 1). Судя по некоторым обнажениям, пластовые тела интрузий могут составлять

сообщающуюся двухуровневую систему (восточный борт долины оз. Линне). Обнажения силлов в ряде мест (вблизи мыса Старостина, в бортовых частях ледника Альдегонда) демонстрируют субогласное залегание с вмещающими породами с падением на восток под углами $30\text{--}40^\circ$. Видимая мощность пластовых тел магматитов варьирует от 7–8 до 10–15 м. Обнажения полосы силлов, локализованных на восточном борту долины оз. Линне, тяготеют по своему положению в разрезе к рубежу карбона/перми, а полоса силлов, расположенная на западном побережье Грэнфьорда, — к нижнему-среднему триасу или к его границе с пермью. В других районах развития силлов исследователями отмечается, что они простираются более чем на 60 км, а их мощность составляет от 11 до 100 м, но чаще преобладает толщина 33–50 м, при этом есть примеры их связи между собой дайками (Bailey, Rasmussen, 1997).

Следует заметить, что рассматриваемые магматические образования, хотя и известны как обнажения, но их вещественный состав и радиологический возраст, в отличие от других районов проявления мелового магматизма Шпицбергена, в публикациях практически не освещен. В данной работе предпринята попытка в какой-то мере восполнить этот пробел. С этой целью в ходе береговых полевых экспедиций в наиболее доступных местах указанных двух полос обнажений были отобраны пробы базальтов (рис. 3).



Рис. 1. Геологическая схема арх. Шпицберген (Bedrock geological...) с изменениями. Красный прямоугольник — район исследований

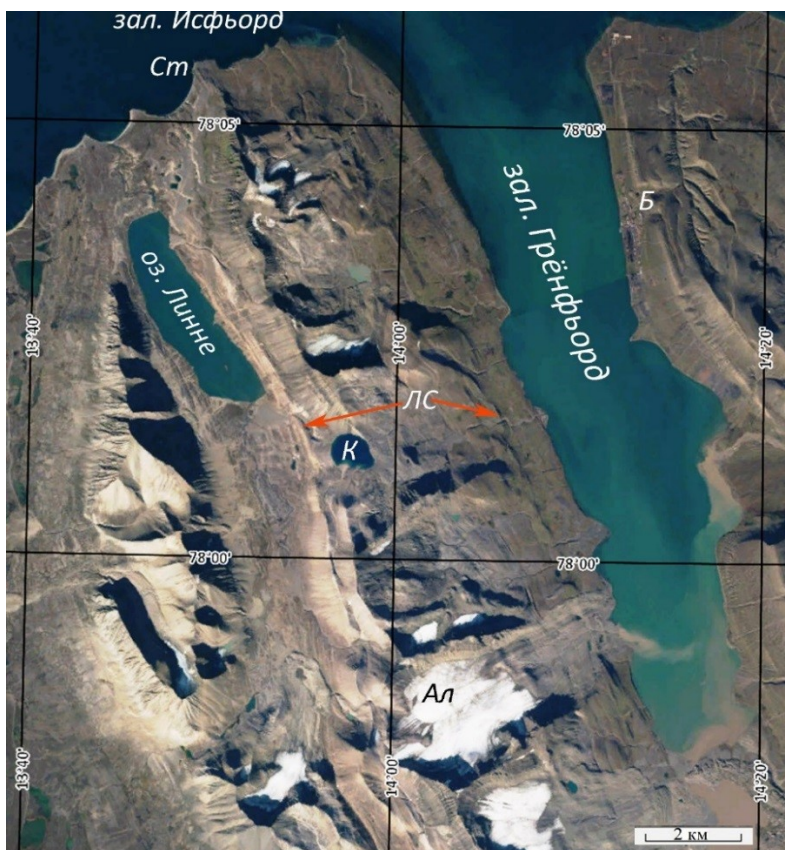


Рис. 2. Рельеф Земли Норденшельда по данным аэрофотосъемки (Bedrock geological...): См — мыс Старостина; К — оз. Конгресс; Ал — ледник Альдегонда; ЛС — линейменты, связанные с обнажениями силлов

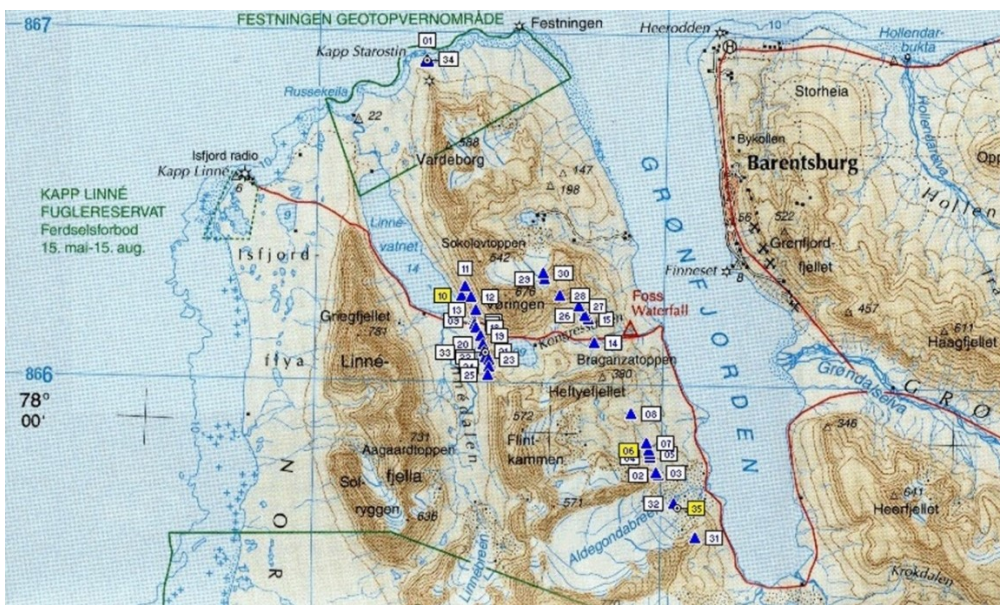


Рис. 3. Схема точек отбора проб (на топографической основе) долеритовых силлов для лабораторно-аналитических исследований. Желтым цветом отмечены номера проб, по которым определялся радиологический возраст

По результатам исследований полученного автором оригинального фактического материала в статье изложены некоторые сведения о химизме силлов и дана оценка их возраста, в том числе и в сравнительном плане с базальтоидами арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ).

Общегеологическая характеристика

В тектоническом отношении вмещающие комплексы пород вместе с рассматриваемыми силлами слагают западную бортовую часть Центрально-Шпицбергенского бассейна (грабенообразного прогиба). Этот бассейн (в некоторых работах он фигурирует как Западно-Шпицбергенский) был сформирован после завершения свальбардской складчатости в результате проявления главного этапа растяжения и грабенообразования с девона по средний карбон, завершившегося в башкирское время. Унаследованное грабенообразование последовало в кайнозой с накоплением эоцен-олигоценовых отложений синхронно с развитием прогиба Форландсундет, лежащим между о. Земля Принца Карла и Западным Шпицбергеном. Перед этими событиями в середине палеоцена (на уровне хрона 24в — 58–59 млн лет) запад Баренцевоморской континентальной окраины, испытал геодинамический импульс сжатия, связанный со стартовой фазой развития Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов. Раскрытие этих океанических бассейнов сопровождалось транспрессивным взаимодействием Гренландии и Шпицбергенского сегмента окраины, что зафиксировано сооружением Западно-Шпицбергенского и Эуреканского складчато-надвиговых поясов. Естественно, что в эти трансформации наравне с вмещающими породами были вовлечены пластовые тела интрузий (Birkenmajer, 1986). Некоторые их обнажения отличаются сильной раздробленностью, особенно в условиях изгибов слоев и в сбросовых уступах тогда, как в моноклинальном залегании пласты базальтов представлены относительно крупноблоковыми монолитами.

Однако пликативные и дизъюнктивные дислокации осадочного чехла, коррелируемые по времени образования с данным этапом развития, прослеживаются, но в затухающем стиле, по материалам сейсмоакустики и МОВ ОГТ, и на восточном шельфовом обрамлении Шпицбергена (Центральная банка, поднятие Персея и др.) (Antonsen et al., 1991; Grogan et al., 2000) вплоть до Земли Франца-Иосифа (южное продолжение ступени Георга).

Важным тектоническим событием в плане экспозиции пластовых интрузий на дневную поверхность является проявление одной из мощнейших в геологической истории Баренцевоморской окраины фазы эрозии и денудации, установленной по данным бурения и сейсмических разрезов и связанной с общим предрифтовым априфтом региона. Только во внутренних районах шельфа величины смытого за кайнозой разреза оцениваются в 1,5–2,0 км (Sedimentary..., 1993; Saettem et al., 1994), нарастая к его периферийным зонам, непосредственно прилегавшим в конце мела — начале палеогена к областям заложения предспрединговых межконтинентальных рифтовых ветвей и их систем, до 3,0 км и более. Исследователями отмечается, что до половины от указанной мощности смытых отложений приходится на деятельность, связанную с гляциальными процессами.

В результате избирательной эрозии и экзарационной деятельности ледников интрузивные комплексы базальтоидов сохранились в рельефе архипелага в виде эскарпов, нередко сопровождаемых желобами выпавивания во вмещающих отложениях (рис. 4).

Вместе с тем широкое распространение получили положительные формы рельефа, образовавшиеся и сохранившиеся от эрозии и денудации благодаря бронированию силлами, что имеет место и на арх. ЗФИ (рис. 5).

Одним из таких районов Шпицбергена является северное побережье Исфиорда (рис. 5а), где автором статьи еще в 1995 г. в ходе работы сухопутно-морского сейсмостратиграфического семинара-круиза, организованного норвежской компанией Norskhydro, был взят образец мезозойских базальтов, бронирующих триасовые отложения (Shipilov, 2004). Лабораторные исследования, проведенные петрофизиком В. А. Тюремовым в Геологическом институте КНЦ РАН, показали, что это долеритовая порода, слабо измененная, с диабазовой структурой. В состав входят плагиоклаз, клинопироксен, титаномagnetит (5–10 %), биотит, апатит. Порода не несет признаков регионального метаморфизма. Отмечается слабая пелитизация плагиоклаза и серицитизация. В сравнении с палеозойскими дайками Кольского полуострова (300–350 млн лет), имеющими обычную плотность 2,90–2,97 г/см³, данный образец является более плотным — 3,02 г/см³, сопоставим по магнитной восприимчивости (15–20·10³ СИ), но имеет более высокую остаточную намагниченность (1,05 А/м), что косвенно свидетельствует о его более молодом возрасте. Вместе с тем для породы характерны и более высокие скорости распространения упругих волн: продольных — от 4,90 до 6,63 км/с и поперечных — от 2,79 до 2,97 км/с. Судя по отношению скоростей, формирование этих базальтовых образований происходило в условиях преобладания горизонтальных тектонических движений.

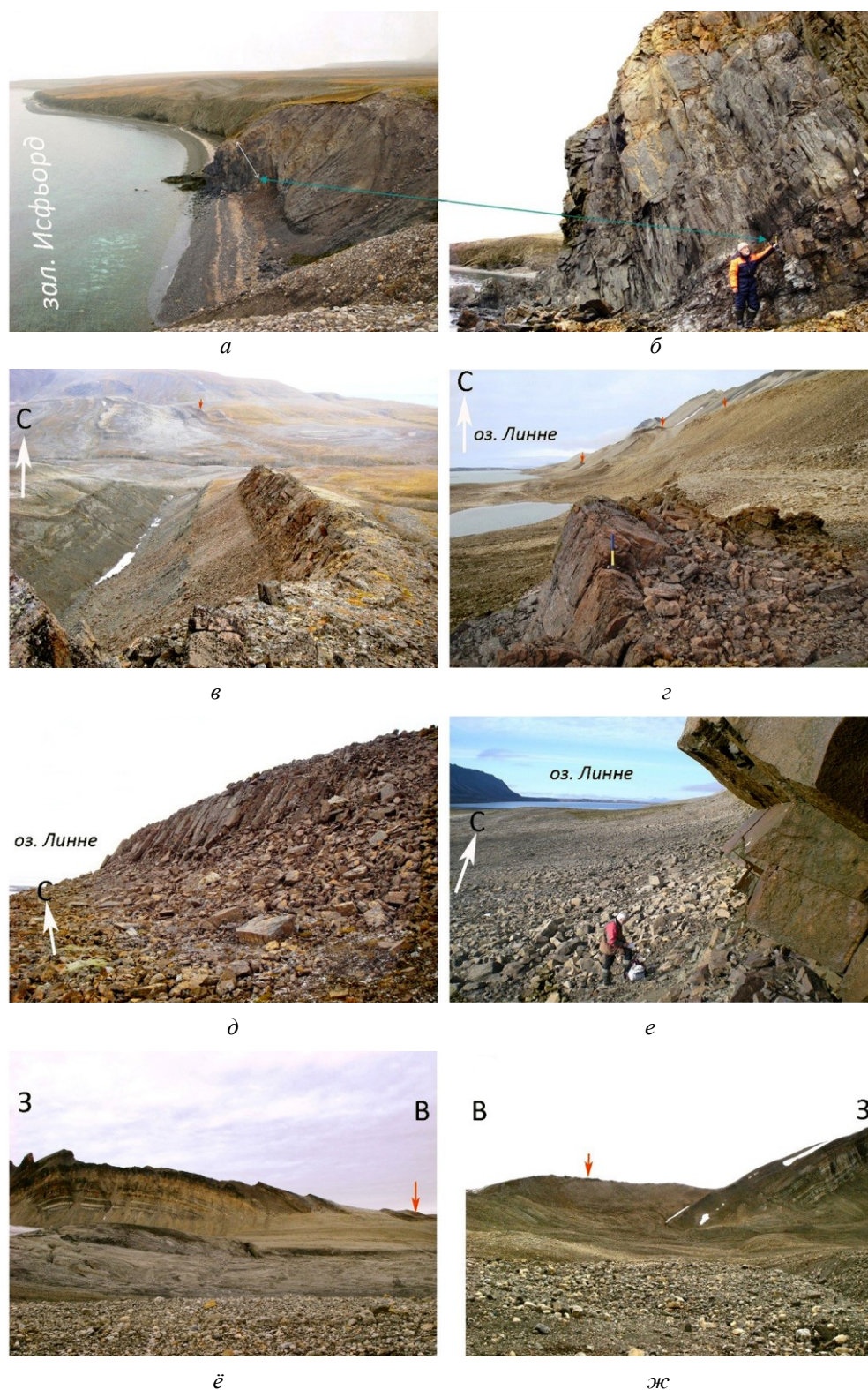


Рис. 4. Виды обнажений силлов, где отбирались пробы базальтов: а, б — вблизи мыса Старостина; в — севернее ледника Альдегонда; г, д, е — восточный борт оз. Линне; ж, з — соответственно южный и северный борта ледника Альдегонда. Стрелками показаны отдаленные места обнажений силлов. (Фото Э. В. Шипилова)

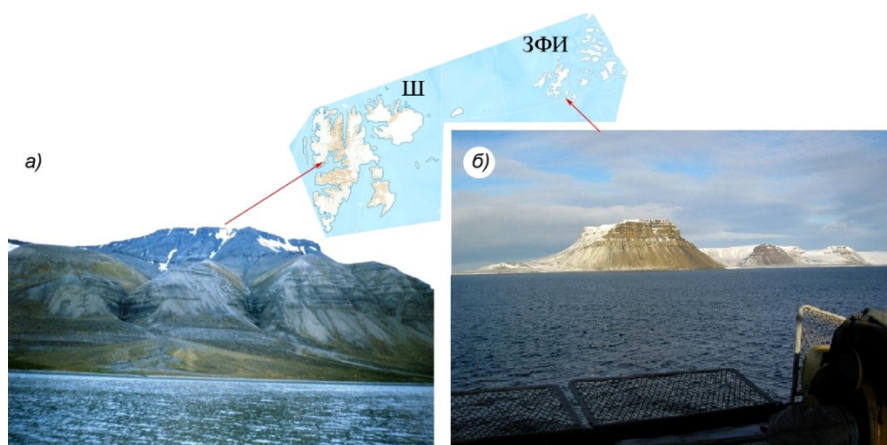


Рис. 5. Базальтоиды, бронирующие: *а* — пермско-триасовые отложения на северном побережье Ис-фьорда (о. Западный Шпицберген); *б* — бронированный разрез терригенных отложений мезозоя с наличием в нем пластовых тел магматитов (о. Белл, арх. ЗФИ). На врезке: Ш — арх. Шпицберген, ЗФИ — арх. Земля Франца-Иосифа. (Фото Э. В. Шипилова)

Помимо отмеченного, на Шпицбергене диабазовые силлы и дайки развиты и в восточной части о. Западный Шпицберген, а также на островах Северо-Восточная Земля, Баренца, Эдж и других.

В сравнительном отношении отличие арх. Шпицберген от арх. ЗФИ состоит в том, что в первом раннемеловые проявления магматизма отмечаются с подавляющим преимуществом в виде силлов. Тогда как на арх. ЗФИ они характеризуется наибольшим разнообразием форм проявления магматизма. Здесь многочисленные силлы, дайки, покровы зафиксированы в обнажениях и вскрыты бурением параметрических скважин, иногда встречаются и следы вулканических аппаратов (Karyakin, Shipilov, 2009; Shipilov, Karyakin, 2011).

Эти различия хорошо просматриваются в структуре аномального магнитного поля архипелагов (рис. 6).

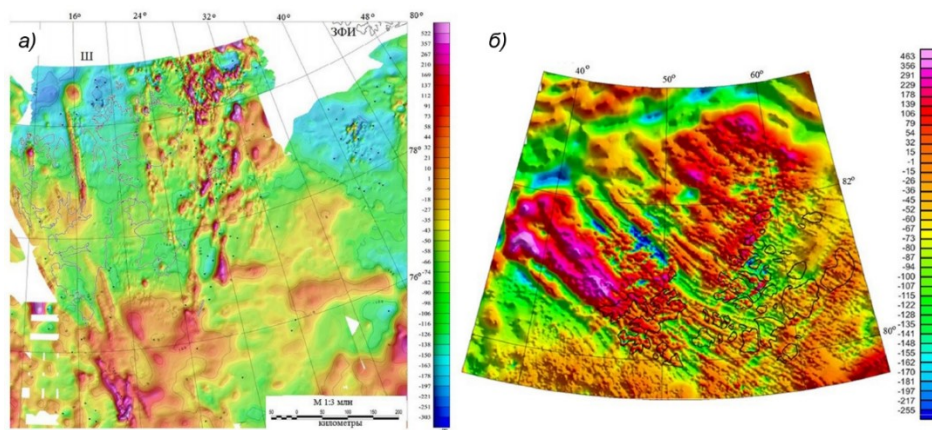


Рис. 6. Структура аномального магнитного поля арх. Шпицберген с прилегающими районами (Magnetic anomaly map...) (*а*) и арх. ЗФИ (ПМГРЭ) (*б*)

На арх. ЗФИ и прилегающих участках шельфа преобладает поле достаточно контрастных положительных полосовых магнитных аномалий, обусловленных многочисленными дайками и подводными магматическими каналами. Они же отчетливо проявлены на ряде островов в виде грив и гребней в рельефе островной суши и отражаются на космоснимках. На Шпицбергене такой взаимосвязи в рисунке аномалий магнитного поля не наблюдается, и в основном преобладает его сглаженный отрицательный фон с пятнами низких положительных значений, что, в общем, характерно для районов преобладающего развития комплексов пластовых интрузий — силлов. Редкие отдельные отрезки сублинейных положительных аномалии более тяготеют к зонам разломов и в основном наблюдаются на восточном и северо-восточном шельфовом обрамлении архипелага. Некоторые исследователи связывают их с радиальными дайками, расходящимися от гипотетического магматического центра, локализованного на подводном хр. Альфа в Амеразийском бассейне (Buchan, Ernst, 2018; Minakov et al., 2012).

Некоторые геохимические показатели состава

В таблице 1 (Shipilov, Karyakin, 2011) приведен химический и нормативный минеральный состав образцов пород диабазовых силлов западной части Земли Норденшельда (рис. 3).

Таблица 1

Химический и нормативный минеральный состав диабазов запада Земли Норденшельда

	Восточный силл									Западный силл (оз. Линне)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7	S-8	S-14	S-9	S-10	S-11	S-12	S-13
SiO ₂	48,00	47,00	47,30	48,00	47,14	48,00	47,60	48,00	47,50	48,30	48,60	48,20	48,50	48,00
TiO ₂	3,00	3,22	3,27	2,99	3,39	3,47	3,27	3,16	3,33	3,46	3,07	3,28	3,06	3,42
Al ₂ O ₃	15,00	14,50	14,00	14,27	14,44	14,50	15,50	13,50	14,20	14,02	14,50	14,00	15,00	14,00
Fe ₂ O ₃	4,92	5,91	5,87	5,09	4,02	6,73	5,14	6,28	5,36	4,42	4,61	4,50	4,80	5,38
FeO	9,37	8,96	9,29	8,23	9,51	7,74	8,57	8,90	9,63	10,39	9,37	10,42	10,13	9,42
MnO	0,20	0,20	0,20	0,19	0,21	0,23	0,19	0,21	0,23	0,19	0,19	0,20	0,18	0,20
MgO	5,19	5,00	5,10	5,50	5,60	4,37	4,46	5,20	4,90	4,23	4,52	4,38	4,55	4,41
CaO	8,81	9,10	8,78	9,33	8,28	8,26	8,77	8,88	8,92	8,71	9,20	8,72	8,56	8,30
K ₂ O	0,44	0,53	0,73	0,55	0,61	0,55	0,47	0,53	0,57	0,81	0,80	1,05	0,87	1,11
Na ₂ O	2,58	2,37	2,44	2,57	2,49	2,36	2,39	2,34	2,33	2,67	2,47	2,45	2,48	2,64
P ₂ O ₅	0,41	0,40	0,40	0,40	0,42	0,39	0,41	0,43	0,39	0,45	0,43	0,41	0,43	0,39
LOI	1,70	2,00	1,90	2,00	2,10	1,80	2,30	1,80	1,80	1,60	1,50	1,40	0,90	2,00
Σ	99,62	99,19	99,28	99,12	99,21	99,41	99,07	99,23	99,16	99,25	99,26	99,11	99,46	99,27
V	362	379	364	353	357	356	360	370	366	356	337	346	339	372
Cr	61	61	64	61	54	53	54	66	54	66	104	79	78	78
Ni	93	92	108	78	66	67	59	108	98	84	86	95	95	86
Co	41	42	42	38	37	37	35	44	40	38	38	37	40	41
Rb	12	13	16	13	15	14	13	13	14	18	18	22	20	24
Sr	284	266	272	306	289	276	286	257	262	276	304	290	299	295
Y	34	33	34	34	36	35	35	34	35	38	36	37	37	38
Zr	197	195	197	197	211	210	212	197	206	219	203	207	204	210
Nb	10	11	10	10	11	11	12	10	11	12	11	11	11	12
Ba	96	106	91	126	110	99	103	90	153	103	92	110	101	107
Q	4,71	5,57	5,13	4,82	2,80	8,80	6,93	7,42	5,93	4,87	5,54	4,65	4,95	4,99
Or	2,61	3,14	4,32	3,26	3,61	3,26	2,78	3,14	3,37	4,79	4,74	6,21	5,15	6,57
Ab	21,83	20,05	20,64	21,74	21,07	19,97	20,22	19,80	19,71	22,59	20,90	20,73	20,98	22,34
An	28,07	27,38	25,11	25,79	26,44	27,36	30,20	24,78	26,62	23,89	26,13	24,12	27,24	23,09
Di	10,69	12,40	12,98	14,57	13,86	12,93	8,76	13,42	12,44	13,64	13,82	13,72	10,34	12,82
Hy	16,29	13,09	13,60	13,00	16,14	8,07	13,31	12,81	14,34	13,88	13,17	14,52	16,17	12,31
Mt	7,13	8,57	8,50	7,38	5,83	9,76	7,45	9,10	7,77	6,41	6,68	6,52	6,96	7,80
Il	5,70	6,11	6,21	5,68	6,44	6,59	6,21	6,00	6,32	6,57	5,83	6,23	5,81	6,49
Ap	0,97	0,95	0,95	0,95	1,00	0,92	0,97	1,02	0,93	1,07	1,02	0,97	1,02	0,93

Примечание. Концентрации главных породообразующих оксидов приведены в вес. %, редких элементов — в г/т.

Обращает на себя внимание отсутствие значимых различий составов диабазов Западного силла (долины Линне) и Восточного силла (западное побережье Грэнфьорда) как по главным петрогенным оксидам, так и по редким элементам, за исключением оксида калия, содержание которого в диабазах Западного силла несколько выше. Силлы также однородны и по нормативному минеральному составу. Слагающие их диабазы относятся к пересыщенным кремнезёмом кварц-гиперстеновым толеитам, что сближает их с раннемеловыми базальтами и диабазами даек и силлов о-ва Хейса (ЗФИ) (Shipilov, Karyakin, 2010; 2011). Последние, как и силлы Западного Шпицбергена, являются исключительно нормативно кварц-гиперстеновыми.

В таблице 2 показаны некоторые статистические характеристики составов рассматриваемых силлов Земли Норденшельда и основных вулканитов ЗФИ (Shipilov, Karyakin, 2010; 2011).

Таблица 2

Статистические характеристики диабазов
Земли Норденшельда (о. Зап. Шпицберген) и базальтов арх. Земля Франца-Иосифа

	1 (14)	2 (8)	3 (9)	4 (8)	5 (6)	6 (8)
TiO ₂ , вес %	<u>3,24</u> 2,99–3,47	<u>2,63</u> 2,55–2,67	<u>3,13</u> 2,93–3,50	<u>3,82</u> 3,71–3,94	<u>3,28</u> 3,08–3,57	<u>3,05</u> 3,00–3,15
K ₂ O, вес %)	<u>0,69</u> 0,44–1,11	<u>1,04</u> 0,87–1,11	<u>0,97</u> 0,87–1,16	<u>1,16</u> 1,03–1,31	<u>0,68</u> 0,42–0,88	<u>0,62</u> 0,39–0,73
P ₂ O ₅ , вес %)	<u>0,41</u> 0,39–0,45	<u>0,38</u> 0,32–0,40	<u>0,28</u> 0,23–0,34	<u>0,44</u> 0,39–0,49	<u>0,62</u> 0,53–0,70	<u>0,34</u> 0,33–0,37
FeO*/MgO	<u>2,92</u> 2,32–3,40	<u>2,54</u> 2,12–3,09	<u>3,10</u> 2,51–3,84	<u>3,02</u> 2,88–3,27	<u>2,88</u> 2,74–3,09	<u>2,55</u> 2,44–2,71
Y, г/т	<u>35,43</u> 33–38	<u>39,87</u> 38–43	<u>38,00</u> 36–39	<u>46,50</u> 45–49	<u>42,17</u> 39–46	<u>33,12</u> 32–34
Zr, г/т	<u>204,64</u> 195–219	<u>230</u> 221–251	<u>220</u> 210–250	<u>300</u> 290–320	<u>188,33</u> 170–210	<u>181,25</u> 170–190
Nb, г/т	<u>10,93</u> 10–12	<u>12,87</u> 12–13	<u>14,11</u> 13–16	<u>30,75</u> 29–73	<u>18,33</u> 16–20	<u>14,25</u> 13–15
Cr, г/т	<u>66,64</u> 53–104	<u>76,25</u> 66–90	<u>36</u> 28–41	<u>64,62</u> 56–74	<u>27,67</u> 25–32	<u>40,38</u> 36–43
Ni, г/т	<u>86,78</u> 59–108	<u>67</u> 57–77	<u>41,44</u> 38–48	<u>52,87</u> 49–57	<u>22,50</u> 19–26	<u>43,62</u> 38–47
Zr/Y	<u>5,78</u> 5,51–6,06	<u>5,78</u> 5,66–5,92	<u>5,79</u> 5,52–6,94	<u>6,45</u> 6,30–6,53	<u>4,47</u> 4,35–4,67	<u>5,47</u> 5,29–5,76
Y/Nb	<u>3,24</u> 2,91–3,40	<u>3,10</u> 2,92–3,33	<u>2,70</u> 2,25–2,85	<u>1,51</u> 1,48–1,55	<u>2,30</u> 2,17–2,44	<u>2,33</u> 2,20–2,46

Примечание. Столбцы таблицы: 1 — диабазы силлов западной части Земли Норденшельда; 2–6 — базальты арх. Земля Франца-Иосифа (о. Хейса): 2 — дайка «Гряда Аметистовая», 3 — дайка «Сквозная», 4 — дайка «Кривая», 5 — дайка «Разбитая», 6 — дайка «Останцовая». В скобках — количество анализов. В числителе дробей — средние значения, в знаменателе — интервалы концентраций.

Из анализа таблицы следует, что как по средним содержаниям наиболее информативных оксидов и редких элементов, так и по интервалам их концентраций диабазы силлов Шпицбергена прямо сопоставимы с базальтами и диабазами раннемеловых даек о-ва Хейса (ЗФИ).

На диаграмме K₂O — K₂O/TiO₂ (рис. 7) все фигуративные точки составов раннемеловых диабазов Шпицбергена располагаются в поле раннемеловых базальтов ЗФИ, а тренды практически совпадают.

Характеризуя геохимическую специализацию базальтоидных образований Шпицбергена (Диабазоденская свита) в работе (Senger, Planke et al., 2014) по образцу долеритового силла, полученному из скважины Dh4 (в районе Лонгйира), приведена диаграмма зависимости содержания кремнезёма от общего содержания щелочей (рис. 8). Авторы этой работы, сравнивая геохимическую характеристику долеритового силла Dh4 с нашими опубликованными геохимическими данными по долеритовой свите Земли Норденшельда (Shipilov, Karyakin, 2010), приходят к заключению, что они принадлежат к одной и той же базальтовой системе.

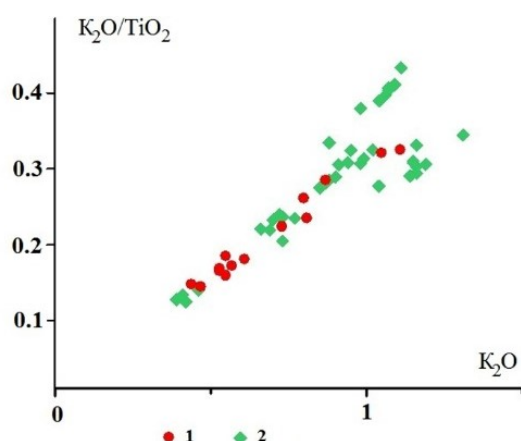


Рис. 7. Диаграммы K_2O-K_2O/TiO_2 для силлов Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) и раннемеловых базальтов Земли Франца-Иосифа (Shipilov, Karyakin, 2010): 1 — диабазы изученных силлов западной части Земли Норденшельда (арх. Шпицберген); 2 — раннемеловые базальты и диабазы ЗФИ

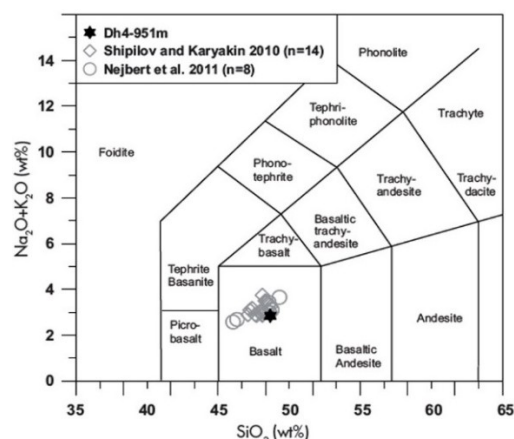


Рис. 8. Диаграмма зависимости содержания кремнезема от общего содержания щелочей (Senger, Planke et al., 2014), сравнивающая геохимическую характеристику долеритового силла из скв. Dh4 с опубликованными геохимическими данными по Диабазодденской долеритовой свите (Shipilov, Karyakin, 2010; Neubert et al., 2011)

О возрасте

Определение радиометрического возраста позднемезозойского магматизма на Шпицбергене производилось в основном K/Ar -методом. Единичные возрастные оценки представлены $^{40}Ar/^{39}Ar$ - и U/Pb -методами. В общей сложности указанных датировок насчитывается около 130 (Senger, Tveranger et al., 2014; Senger, Planke et al., 2014). По исследуемому району (Земля Норденшельда) ни одного определения в доступных публикациях не приведено.

В статьях норвежских геологов комплекс слоисто-параллельных силлов Шпицбергена как наиболее доминирующей формы интрузий получил название Диабазодденская свита (the Diabasodden Suite). Породы этой свиты, как отмечалось выше, вместе с вмещающими отложениями деформированы раннепалеогеновой транспрессией. Возможно, последствия именно этого тектонического фактора вызывают определенные трудности при конкретизации возраста магматизма, так как его радиологические оценки находятся в очень широком диапазоне.

Так, на правобережье Ис-фьорда, который прилегает к исследуемому нами району с северо-востока, одни из первых опубликованных K/Ar -определений возраста долеритовых силлов представлены значениями 110 ± 10 , 125 ± 12 , 135 ± 15 , 149 ± 17 млн лет, а в северной части пролива Хинлопен — 144 ± 13 млн лет (Gayer et al., 1966). Это указывает на юрский и преимущественно раннемеловой интервалы внедрения интрузий. По результатам 22 $K-Ar$ -определений (Буров и др., 1976; Burov et al., 1977) возраст базальтоидных интрузий Шпицбергена лежит в интервале от 198 до 93 млн лет и выделяются два пика магматической активности 144 ± 5 и 105 ± 5 млн лет.

Ряд датировок приводится в статьях польских исследователей. Их определения возраста базальтов в районе побережья залива Беллсунд K/Ar -методом по 7 образцам дали значения в диапазоне от $87,8 \pm 6,2$ – $109,4 \pm 5,2$ до $167,3 \pm 6,8$ – $178,6 \pm 5,8$ млн лет (Birkenmajer et al., 2010). В другой публикации по 38 образцам, отобраным в районах Центрального и Восточного Шпицбергена, также K/Ar -методом были получены датировки от $125,5 \pm 3,6$ до $78,3 \pm 2,6$ млн лет с пиками интенсивной деятельности (как считают авторы) 115,3, 100,8, 91,3 и 78,5 млн лет назад (Neubert et al., 2011). Как видно, в первом случае датировки указывают на ранне-среднеюрский и среднемеловой интервалы внедрения интрузий, а во втором случае все значения укладываются в аптско-позднемеловой отрезок времени. Авторы отмечают, что большая аналитическая погрешность является следствием высокого загрязнения Ar , возникающего в результате изменения образца (вероятно, вследствие тектонической деформированности пород — Э. Шпилов).

Пластовые тела базальтоидных интрузий Шпицбергена вскрыты в разрезах терригенного триаса при бурении скважин Грумантская-1, Вассдаленская-2 и Вассдаленская-3 (рис. 9).

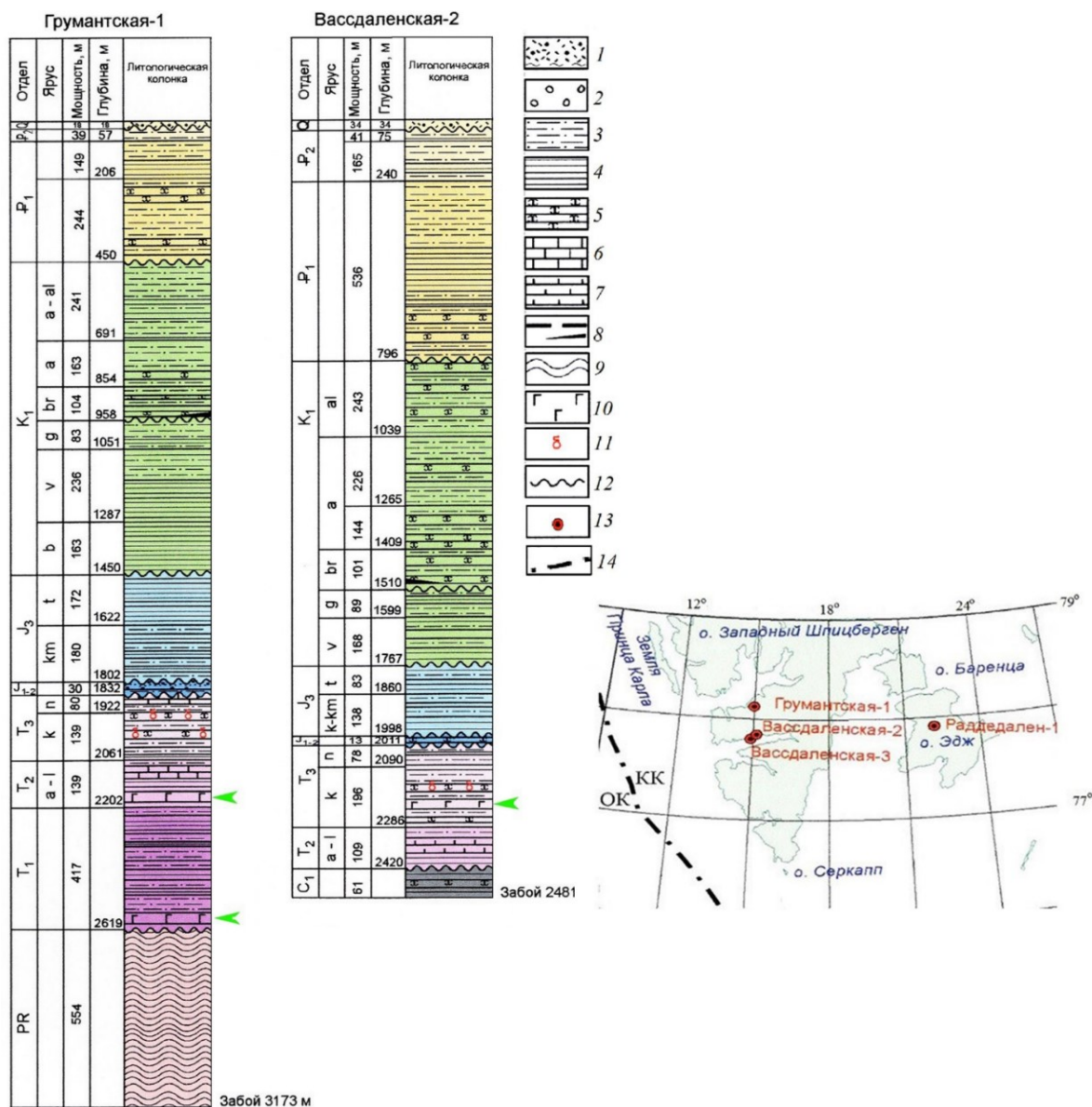


Рис. 9. Скважины на Земле Норденшельда, вскрывшие пластовые тела силлов (Shipilov, Tarasov, 1998). Положение скважин на врезке: зеленые стрелки указывают на базальты, 1 — четвертичные отложения; 2 — галька и валуны; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — песчаники; 6 — известняки; 7 — аргиллиты известковистые; 8 — углистые включения и пропластки; 9 — кварц-серицитовые сланцы; 10 — базальты; 11 — газопроявления; 12 — стратиграфическое несогласие; 13 — скважины; 14 — граница континентальной и океанической коры

По результатам определения возраста пробуренных скважинами силлов U-Pb-методом были получены значения $124,5 \pm 0,2$, $124,7 \pm 0,3$ и $123,3 \pm 0,2$ млн лет (Corfu et al., 2013), что соответствует очень узкому временному интервалу проявления магматизма в раннеаптскую его фазу.

Полученные нами новые, хотя и предварительные, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ радиологические оценки возраста изученных геологических объектов на арх. Шпицберген (табл. 3) (определение абсолютного возраста базитов выполнялось в ИГМ СО РАН) позволяют дополнить существующие представления о фазах магматической активизации и провести некоторые геологические корреляции.

Таблица 3

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования базальтоидов Земли Норденшельда (Западного Шпицберген)

Остров	Фация	№ обр.	N	E	Фракция	Возраст
Западный Шпицберген (запад Земли Норденшельда)	силл	S-6	77,99516	14,12249	пироксен	$132,9 \pm 1,4$
	силл	S-10	78,03364	13,88665	пироксен	$133,0 \pm 4,3$
	силл	S-35	77,98177	14,15454	амфибол	$132,6 \pm 8,2$

Результаты этих определений показывают, что силлы западной части Земли Норденшельда попадают в возрастную группу на уровне готерива-баррема: Западный силл (обр. S-10, долина оз. Линне) имеет возраст $133 \pm 4,3$ млн лет, а Восточный силл — (обр. S-6, севернее ледника Альдегонда) — $132,9 \pm 1,4$ млн лет и (обр. S-35, ледник Альдегонда) — $132,6 \pm 8,2$ млн лет. Довольно близкие возрастные значения свидетельствуют о вполне реальном эпизоде магматизма этого возраста, учитывая общегеологические данные. Так, образец базальта, драгированный на одном из выступов плато Ермак (севернее Шпицбергена), при определении $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом показал возраст плато $133,3 \pm 4,4$ млн лет (Riefstahl et al., 2013). На арх. ЗФИ в эту группу значений возрастов (также по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методу) входят дайки и силл о. Хейса, пластовые тела покровов о. Земля Александры (Shipilov, Karyakin, 2011), магматические образования скалы Рубини (Metelkin et al., 2021) и другие. В контексте полученных нами данных, следует заметить, что раннемеловой возраст магматизма арх. Шпицберген вполне определенно устанавливается по стратиграфическому положению вулканитов на островах Свенсёйа и Конгсёйа арх. Земля Короля Карла. На этих островах базальты формируют несколько лавовых покровов, перемежающихся с барремскими песчаниками континентального генезиса (Bailey, Rasmussen, 1997; Harland, 1997; Smith et al., 1976), представленными дельтовыми последовательностями (sequences of Kvalvagen) (Worsley et al., 1986).

Обсуждение и заключение

Приведенные характеристики свидетельствуют о сходстве геохимических и возрастных параметров магматических систем раннемелового магматизма Земли Норденшельда и ЗФИ. Наши исследования показывают, что рассматриваемые базальтоидные образования являются крайней западной периферией обширного Баренцевоморского магматического ареала, включающего Шпицберген, ЗФИ и охватывающего, помимо архипелагов, значительную часть континентальной окраины (Shipilov, 2016; Shipilov, Karyakin, 2012; Shipilov, Mossur, 1991; Shipilov, Yunov, 1995). Изложенное выше позволяет обосновать выделение соответствующего тектономагматического этапа на уровне ~ 130 млн лет (готерив-баррем), обусловленного проявлением плюмового события (Shipilov, Karyakin, Matishov, 2009).

Интересно отметить, что, несмотря на значительные различия в строении, тектонической позиции и истории преобразования литосферы Центрально-Шпицбергенского бассейна и Восточно-Баренцевского мегабассейна, пластовые тела силлов в последнем по сейсмическим данным просматриваются в разрезах практически на тех же сеймостратиграфических уровнях. Кроме того, их положение подтверждено скважиной Лудловская, прошедшей группу верхних интрузий базальтовых пород в среднем триасе (рис. 10). Возраст силлов, пробуренных этой скважиной, по K-Ar-методу составляет 131–139 млн лет (верхний силл) и 159 млн лет (нижний силл) (Komarnitsky, Shipilov, 1991).

В заключение, следует отметить, что раннемеловая фаза в Арктическом регионе характеризуется мощными импульсами растяжения литосферы, связанными с формированием Канадского бассейна и сопровождаемыми максимально активной магматической деятельностью, что отчетливо получило отражение на Шпицбергене и ЗФИ. Это событие запечатлено на сейсмических разрезах в виде несогласия с возрастом ~ 130 – 136 млн лет на континентальных окраинах Канадского бассейна и обусловлено основной фазой деструкции и растяжения литосферы (Shipilov, 2016). Достаточно очевидно, что возраст этого несогласия совпадает с обозначенным интервалом возрастов рассматриваемых магматических образований Шпицбергена и ЗФИ. Вместе с тем обращает на себя внимание и то, что, помимо интрузивного магматизма, на Шпицбергене и ЗФИ отмечаются позднемезозойские покровные лавовые образования, то есть имели место эпизоды прорыва магмы через разломные зоны на поверхность. По нашему мнению (Lobkovsky et al., 2021), это один из показателей, позволяющий судить о глубинных геодинамических условиях формирования ареала и структуры Баренцевоморской магматической провинции с возникновением в ее составе сводово-блоковых поднятий и развитием бассейнов. В данном случае в позднемезозойское время имело место массивное

поступление дериватов базальтового расплава из крупномасштабной подлитосферной магматической линзы, в результате которого возникли высоко стоящие структуры коры в виде островов Земли Франца Иосифа и Шпицбергена с платобазальтовым магматизмом. Однако значительная часть базальтовых расплавов осталась под утоненной литосферой и в дальнейшем в процессе остывания и метаморфизма перешла в эклогиты, что способствовало возобновлению или дальнейшему погружению коры осадочных бассейнов.

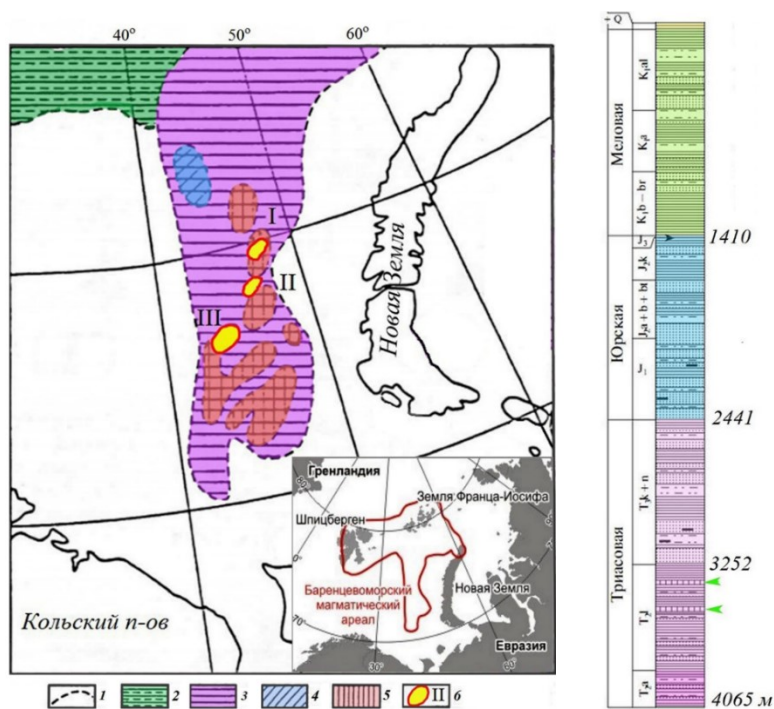


Рис. 10. Схема распространения раннемелового базальтоидного магматизма по сейсмостратиграфическим комплексам осадочного чехла в Восточно-Баренцевом мегабассейне и сопредельной области (Shipilov, Mossur, 1991; Shipilov, Yunov, 1995, с изменениями) и разрез скважины Лудловская, вскрывшей пластовые тела силлов в терригенном разрезе триаса. На врезке общее положение Баренцевоморской магматической провинции: 1 — контуры развития магматизма в сейсмостратиграфических комплексах: 2 — меловом, 3 — триасовом, 4 — юрском, 5 — пермском; 6 — газоконденсатные месторождения: I — Лудловское, II — Ледовое, III — Штокманское. Разрез скважины Лудловской: стрелками показано положение силлов в разрезе скважины: 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины, аргиллиты; 4 — угленосность; 5 — битуминозные аргиллиты; 6 — базальты

Список источников

1. Буров Ю. П., Красильщиков А. А., Фирсов Л. В., Клубов Б. А. Возраст долеритов Свальбарда (по радиологическим данным) // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 117–125.
2. Antonsen P., Elverhoi A., Dypvik H., Solheim A. Shallow bedrock geology of Olga basin area, Northwestern Barents Sea // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1991. Vol. 75. № 7. P. 1178–1194.
3. Bailey J. C., Rasmussen M. H. Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeiites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to mesozoic magmatism in the Arctic // Polar Research. 1997. Vol. 16. № 1. P. 37–62.
4. Bedrock geological map of Svalbard and TopoSvalbard // Oslo: Norwegian Polar Institute. <https://www.npolar.no/kart/#toggle-id-16>
5. Birkenmajer K. Tertiary tectonic deformation of Lower Cretaceous dolerite dykes in a Precambrian terrane, South-West Spitsbergen // Stud. Geol. 1986. V. 89. P. 31–44.
6. Birkenmajer K., Krajewsky K. P., Pecskey Z., Lorenc M. W. K/Ar dating of basic intrusions at Bellsund, Spitsbergen, Svalbard // Polish Polar Research. 2010. Vol. 31. № 1. P. 3–16.
7. Buchan K. L., Ernst R. E. A giant circumferential dyke swarm associated with the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // Gondwana Research. 2018. V. 58. P. 39–57.
8. Burov P., Krasil'scikov A. A., Firsov L. V., Klubov B. A. The age of Spitsbergen dolerites (from isotopic dating) // Nor. Polarinst. 1977. P.101–108.

9. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J. I., Svensen H., Zayoncheck A. & Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geological magazine*. 2013. V. 150. P. 1127–1135.
10. Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B. et al. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitutt. Skrifter. 1966. № 137. 39 p.
11. Grogan P., Nyberg K., Fotland B., Myklebust R., Dahlgren S., Riis F. Cretaceous magmatism south and east of Svalbard: evidence from seismic reflection and magnetic data // *Polarforschung*. 2000. V. 68. P. 25–34.
12. Harland W. B. *Geology of Svalbard* // University of Cambridge. 1997. 514 p.
13. Karyakin Yu. V., Shipilov E. V. Geochemical specifics and Ar/Ar age of the basaltoid magmatism of the Alexandra Land, Northbrook, Hooker, and Hayes islands (Franz Josef Land Archipelago) // *Dokl. Earth Sci.* 2009. Vol. 425. # 1. P. 564–566.
14. Komarnitsky V. M., Shipilov E. V. New geological data on magmatism of the Barents Sea // *Dokl. Ross. Akad. Nauk*. 1991. V. 320. # 5. P. 1203–1206.
15. Lobkovsky L. I., Shipilov E. V., Kononov M. V. Crustal Sinking and Formation of the Main Tectonic Structures and Igneous Provinces in the Arctic in the Late Cretaceous–Cenozoic: A View from the Subduction – Convective Model // *Dokl. Earth Sci.* 2021. V. 501. V. 1. P. 901–905.
16. Magnetic anomaly map Norway and adjacent areas. Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 2010. <https://www.ngu.no/en/publikasjon/magnetic-anomaly-map-norway-and-adjacent-areas-scale-1:3-million>
17. Maher Jr. H. D. Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard // *J. Geol.* 2001. V. 109. # 1. P. 91–104.
18. Metelkin D. V., Abashev V. V., Vernikovskiy V. A., Mikhaltsov N. E. Paleomagnetic Evidence for the Iceland Plume Paleogeographic Stationarity and Early Cretaceous Manifestation in the High Arctic // *Dokl. Earth Sci.* 2021. V. 501. N. 2. P. 1015–1019.
19. Minakov A., Mjelde R., Faleide J. et al. Mafic intrusions east of Svalbard imaged by active-source seismic tomography // *Tectonophysics*. 2012. V. 518–521. P. 106–118.
20. Nejbart K., Krajewski K., Dubinska E., Pecska Z. Dolerites of Svalbard, north-west Barents Sea Shelf: age, tectonic setting and significance for geotectonic interpretation of the High-Arctic Large Igneous Province // *Polar Research*. 2011. V. 30. # 7306. P. 1–24.
21. Riefstahl F., Estrada S., Geissler W. et al. Provenance and characteristics of rocks from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: Petrographic, geochemical and geochronological constraints // *Marine Geology*. 2013. V. 343. P. 125–145.
22. Sættlem J., Bugge T., Fanavoll S., Goll R., Mork A., Mork M., Smelror M., Verdenius J. Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjørnøya // *Marine Geology*. 1994. Vol. 118. P. 257–281.
23. *Sedimentary Cover of the West Arctic Metaplatform (Tectonics and Seismic Stratigraphy)*, Ed. by E. F. Bezmaternykh, B. V. Senin, and E. V. Shipilov. Murmansk: Sever. 1993. 184 P.
24. Senger K., Planke S., Polteau S., Ogata K., Svensen H. Sill emplacement and contact metamorphism in a siliciclastic reservoir on Svalbard, Arctic Norway // *Norwegian Journal of Geology*. 2014. V. 94. P. 155–169.
25. Senger K., Tveranger J., Ogata K., Braathen A., Planke S. Late Mesozoic magmatism in Svalbard: a review // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 123–144.
26. Shipilov E. V., Mossur A. P. The structure of the sedimentary section at depth in the Arctic region // *Int. Geol. Rev.* 1991. V. 33. # 1. P. 92–102.
27. Shipilov E. V., Yunov A. Yu. Genesis of anticlinal structures in hydrocarbon fields from eastern Barents Sea // *Dokl. Ross. Akad. Nauk*. 1995. V. 342. # 1, P. 87–88.
28. Shipilov E. V., Tarasov G. A. Regional geology of oil and gas bearing sedimentary basins of the Russian West-Arctic shelf. Apatity: Kola Science Centre RAS, 1998. 306 p.
29. Shipilov E. V. Geodynamic interpretation of Jurassic-Cretaceous basaltoid magmatism of Svalbard and Franz Josef Land in the context of the evolution of the Arctic Ocean // *Complex studies of the nature of Svalbard*. Issue 4. Apatity: KNC RAS, 2004. pp. 176–187. (in Russian)
30. Shipilov E. V., Karyakin Y. V., Matishov G. G. Jurassic–Cretaceous Barents–Amerasian superplume and initial stage of geodynamic evolution of the Arctic Ocean // *Dokl. Earth Sci.* 2009. V. 426. P. 564–566.
31. Shipilov E., Karyakin Y. New data on basaltoid magmatism of Western Spitsbergen // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 430. # 2. P. 252–257.
32. Shipilov E. V., Karyakin Y. V. The Barents Sea magmatic province: geological-geophysical evidence and new ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates // *Dokl. Earth Sci.* 2011. V. 439 (1). P. 955–960.
33. Shipilov E., Karyakin Y. Geodynamics of the Jurassic-Cretaceous basaltoid magmatism of the Arctic region and the origin of the Canadian oceanic basin. In: Stone, D. B., Clough, J. G., Thurston, D. K. (Eds.) // *6th International Conference on Arctic Margins (ICAM)*, Fairbanks, Alaska. 2012.

34. Shipilov E. V. Basaltic magmatism and strike-slip tectonics in the Arctic margin of Eurasia: evidence for the early stage of geodynamic evolution of the Amerasia Basin // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (12). P. 1668–1687.
35. Smith D. G., Harland W. B., Hughes N. F., Pickton C. A. G. The geology of Kong Karls Land, Svalbard // *Geological Magazine*. 1976. V. 113. № 3. P. 193–231.
36. Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A. The geological history of Svalbard. Evolution of an Arctic archipelago. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

References

1. Burov Yu. P., Krasil'shchikov A. A., Firsov L. V., Klubov B. A. Vozrast doleritov Sval'barda (po radiologicheskim dannym) [Age of Svalbard dolerites (according to radiological data)]. *Geologiya Sval'barda* [Geology of Svalbard]. Leningrad, NIIGA, 1976, pp. 117–125. (In Russ.).
2. Antonsen P., Elverhoi A., Dypvik H., Solheim A. Shallow bedrock geology of Olga basin area, Northwestern Barents Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1991, vol. 75, no. 7, pp. 1178–1194.
3. Bailey J. C., Rasmussen M. H. Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeiites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to mesozoic magmatism in the Arctic. *Polar Research*, 1997, vol. 16, no. 1, pp. 37–62.
4. Bedrock geological map of Svalbard and TopoSvalbard. Oslo: Norwegian Polar Institute. Available at: <https://www.npolar.no/kart/#toggle-id-16>
5. Birkenmajer K. Tertiary tectonic deformation of Lower Cretaceous dolerite dykes in a Precambrian terrane, South-West Spitsbergen. *Stud. Geol.*, 1986, vol. 89, pp. 31–44.
6. Birkenmajer K., Krajewsky K. P., Pecskey Z., Lorenc M. W. K/Ar dating of basic intrusions at Bellsund, Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 2010, vol. 31, no. 1, pp. 3–16.
7. Buchan K. L., Ernst R. E. A giant circumferential dyke swarm associated with the High Arctic Large Igneous Province (HALIP). *Gondwana Research*, 2018, vol. 58, pp. 39–57.
8. Burov P., Krasil'schikov A. A., Firsov L. V., Klubov B. A. The age of Spitsbergen dolerites (from isotopic dating). *Nor. Polarinst.*, 1977, pp. 101–108.
9. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J. I., Svensen H., Zayoncheck A. & Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological magazine*, 2013, vol. 150, pp. 1127–1135.
10. Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B. et al. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo, Norsk Polarinstitutt, Skrifter, 1966, no. 137, 39 p.
11. Grogan P., Nyberg K., Fotland B., Myklebust R., Dahlgren S., Riis F. Cretaceous magmatism south and east of Svalbard: evidence from seismic reflection and magnetic data. *Polarforschung*, 2000, vol. 68, pp. 25–34.
12. Harland W. B. *Geology of Svalbard*. University of Cambridge, 1997, 514 p.
13. Karyakin Yu. V., Shipilov E. V. Geochemical specifics and Ar/Ar age of the basaltoid magmatism of the Alexandra Land, Northbrook, Hooker, and Hayes islands (Franz Josef Land Archipelago). *Dokl. Earth Sci.*, 2009, vol. 425, no. 1, pp. 564–566.
14. Komarnitsky V. M., Shipilov E. V. New geological data on magmatism of the Barents Sea. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, 1991, vol. 320, no. 5, pp. 1203–1206.
15. Lobkovsky L. I., Shipilov E. V., Kononov M. V. Crustal Sinking and Formation of the Main Tectonic Structures and Igneous Provinces in the Arctic in the Late Cretaceous–Cenozoic: A View from the Subduction–Convective Model. *Dokl. Earth Sci.*, 2021, vol. 501, no. 1, pp. 901–905.
16. Magnetic anomaly map Norway and adjacent areas. Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 2010. Available at: <https://www.ngu.no/en/publikasjon/magnetic-anomaly-map-norway-and-adjacent-areas-scale-1:3-million>
17. Maher Jr. H. D. Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard // *J. Geol.*, 2001, vol. 109, no. 1, pp. 91–104.
18. Metelkin D. V., Abashev V. V., Vernikovskiy V. A., Mikhaltsov N. E. Paleomagnetic Evidence for the Iceland Plume Paleogeographic Stationarity and Early Cretaceous Manifestation in the High Arctic. *Dokl. Earth Sci.*, 2021, vol. 501, no. 2, pp. 1015–1019.
19. Minakov A., Mjelde R., Faleide J. et al. Mafic intrusions east of Svalbard imaged by active-source seismic tomography. *Tectonophysics*, 2012, vol. 518–521, pp. 106–118.
20. Nejbert K., Krajewski K., Dubinska E., Pecskey Z. Dolerites of Svalbard, north-west Barents Sea Shelf: age, tectonic setting and significance for geotectonic interpretation of the High-Arctic Large Igneous Province. *Polar Research*, 2011, vol. 30, no. 7306, pp. 1–24.
21. Riefstahl F., Estrada S., Geissler W. et al. Provenance and characteristics of rocks from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: Petrographic, geochemical and geochronological constraints. *Marine Geology*, 2013, vol. 343, pp. 125–145.
22. Saettem J., Bugge T., Fanavoll S., Goll R., Mork A., Mork M., Smelror M., Verdenius J. Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjornoya. *Marine Geology*, 1994, vol. 118, pp. 257–281.

23. Sedimentary Cover of the West Arctic Metaplatform (Tectonics and Seismic Stratigraphy), Ed. by E. F. Bezmaternykh, B. V. Senin, and E. V. Shipilov. Murmansk, Sever, 1993, 184 p.
24. Senger K., Planke S., Polteau S., Ogata K., Svensen H. Sill emplacement and contact metamorphism in a siliciclastic reservoir on Svalbard, Arctic Norwa. Norwegian Journal of Geology, 2014, vol. 94, pp. 155–169.
25. Senger K., Tveranger J., Ogata K., Braathen A., Planke S. Late Mesozoic magmatism in Svalbard: a review. Earth Sci. Rev., 2014, vol. 139, pp. 123–144.
26. Shipilov E. V., Mossur A. P. The structure of the sedimentary section at depth in the Arctic region. Int. Geol. Rev., 1991, vol. 33, pp. 1, pp. 92–102.
27. Shipilov E. V., Yunov A. Yu. Genesis of anticlinal structures in hydrocarbon fields from eastern Barents Sea. Dokl. Ross. Akad. Nauk, 1995, vol. 342, no.1, pp. 87–88.
28. Shipilov E. V., Tarasov G. A. Regional geology of oil and gas bearing sedimentary basins of the Russian West-Arctic shelf. Apatity, Kola Science Centre RAS, 1998, 306 p.
29. Shipilov E. V. Geodynamic interpretation of Jurassic-Cretaceous basaltoid magmatism of Svalbard and Franz Josef Land in the context of the evolution of the Arctic Ocean. Complex studies of the nature of Svalbard. Issue 4. Apatity, KNC RAS, 2004, pp. 176–187. (in Russian).
30. Shipilov E. V., Karyakin Y. V., Matishov G. G. Jurassic–Cretaceous Barents–Amerasian superplume and initial stage of geodynamic evolution of the Arctic Ocean. Dokl. Earth Sci., 2009, vol. 426, pp. 564–566.
31. Shipilov E., Karyakin Y. New data on basaltoid magmatism of Western Spitsbergen. Doklady Earth Sciences, 2010, vol. 430, no.2, pp. 252–257.
32. Shipilov E. V., Karyakin Y. V. The Barents Sea magmatic province: geological-geophysical evidence and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates. Dokl. Earth Sci., 2011, vol. 439(1), pp. 955–960.
33. Shipilov E., Karyakin Y. Geodynamics of the Jurassic-Cretaceous basaltoid magmatism of the Arctic region and the origin of the Canadian oceanic basin. In: Stone, D. B., Clough, J. G., Thurston, D. K. (Eds.). 6th International Conference on Arctic Margins (ICAM), Fairbanks, Alaska, 2012.
34. Shipilov E. V. Basaltic magmatism and strike-slip tectonics in the Arctic margin of Eurasia: evidence for the early stage of geodynamic evolution of the Amerasia Basin. Russian Geology and Geophysics, 2016, vol. 57(12), pp. 1668–1687.
35. Smith D. G., Harland W. B., Hughes N. F., Pickton C. A. G. The geology of Kong Karls Land, Svalbard. Geological Magazine, 1976, vol. 113, no. 3, pp. 193–231.
36. Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A. The geological history of Svalbard. Evolution of an Arctic archipelago. Stavanger, Statoil, 1986, 121 p.

Информация об авторе

Э. В. Шипилов — доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник.

Information about the author

E. V. Shipilov — Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher.

Статья поступила в редакцию 10.04.2023; одобрена после рецензирования 17.04.2023; принята к публикации 03.05.2023.
The article was submitted 10.04.2023; approved after reviewing 17.04.2023; accepted for publication 03.05.2023.