

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 552.517 (571.66)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СИАЛИЧЕСКОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫХ ТОЛЩАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА КАМЧАТКИ И ГЕОДИНАМИКА КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

М.Н. Шапиро*, А.В. Ландер, Н.П. Чамов*****

**Объединенный институт физики Земли РАН, г. Москва*

***Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва*

****Геологический институт РАН, г. Москва*

В западном обрамлении Командорской котловины Берингова моря вдоль юго-восточного края острова Карагинского и полуострова Говена протянулась полоса терригенных толщ, содержащих песчаный и галечный материал, связанный с размывом кислых магматитов: кварц, риолиты, граниты, а также сиалическую ассоциацию аксессуаров. Эти комплексы входят в состав аккреционной призмы, сформированной при поддвиге океанической коры под Северную Камчатку. Северо-западнее, со стороны континента развиты базальты и туфы Говенской вулканической дуги и терригенные породы ее шлейфа эоцен-олигоценового возраста. Здесь нет кислых магматитов, а сиалическая составляющая в обломках ничтожна, что позволяет исключить эту дугу из источников сиалических обломков в прибрежных толщах. Предполагается, что аккреционная призма сформирована главным образом за счет осадков, накопившихся в позднем эоцене - олигоцене на противоположном краю Командорской котловины у подножия хребта Ширшова и перемещенных к Камчатке в ходе миоценового спрединга в котловине. Реконструируются движения на западе Беринговоморского региона, начиная с позднего эоцена.

Ключевые слова: Камчатка, Командорская котловина, геодинамические реконструкции, сиалический материал.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная Камчатка и Олюторская зона Корякского нагорья обычно рассматриваются как области, где современная, относительно мощная субконтинентальная кора сформирована в поздне меловых и раннепалеогеновых островодужных структурах, возникших на океаническом фундаменте [3, 9, 20, 24]. Этим объясняется широкое распространение здесь магматических комплексов основного состава и преобладание мафических обломков в составе большей части терригенных пород. Вместе с тем, некоторые меловые и палеогеновые толщи этой области содержат много терригенного материала, связанного с размывом магматических и метаморфических пород кислого состава. В отдельных случаях можно предполагать, что такой материал поступал с запада, со стороны Евразийского континента [27]. Когда такая возможность исключена и источник кисло-

го материала нельзя идентифицировать ни с одним комплексом современной суши, наиболее рациональным кажется предположение, что поднятия, поставившие этот терригенный материал, располагались к востоку от Камчатки, там, где сейчас находятся бассейны с океаническим строением коры [13, 14, 16, 29]. Так, в 80-х годах было установлено, что эоцен-олигоценовые песчаники юго-восточных зон о. Карагинского и п-ова Говена, граничащих с Командорской котловиной (рис. 1), обогащены обломками кварца, кислых магматических пород и характерными для этих пород аксессуарными минералами [13, 14, 21, 22, 26]. Здесь же в аргиллитах часто встречаются рассеянные гальки, среди которых также преобладают кислые магматиты [26]. В одновозрастных толщах, развитых северо-западнее, подобный материал встречается гораздо реже или его вообще нет. Были высказаны два предположения об источнике

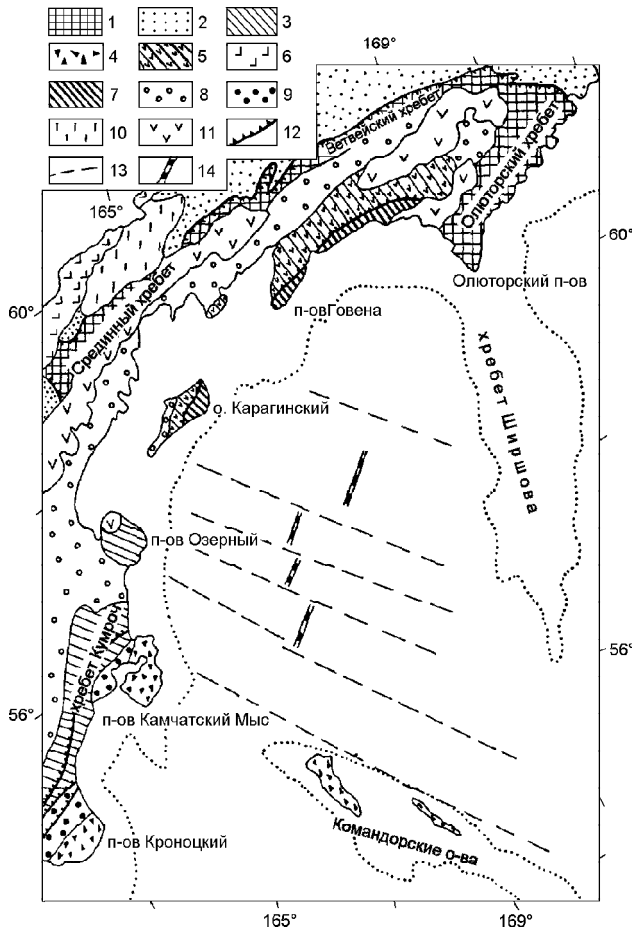


Рис. 1. Командорская котловина и ее обрамление.

1 - верхнемеловые и нижнепалеоценовые кремнисто-вулканогенные формации Олюторского, Ветвейского и Срединного хребтов Камчатки (ватынская, ачайваемская серии и их возрастные аналоги); 2-5 - верхний мел и нижний палеоген нерасчлененные: 2 - терригенные формации Укэлайского прогиба, 3 - вулканогенно-осадочные формации хр. Курмоч и п-ова Озерного, 4 - терригенно-туфогенные и вулканогенные формации восточных полуостровов Камчатки и Командорских островов, 5 - верхнемеловые - нижнеолигоценовые вулканогенно-терригенные формации Говенской палеодуги и ее фундамента; 6,7 - эоцен и олигоцен нерасчлененные: 6 - вулканы Кинкильского пояса северо-западной Камчатки, 7 - флишевые и олистостромовые формации Прибрежной зоны о. Карагинского и п-ова Говена; 8-10 - эоцен, олигоцен и миоцен нерасчлененные, преимущественно шельфовые терригенные формации: 8 - Ильпинско-Литкенский прогиб, 9 - Пусторецкая впадина, 10 - Тюшевский прогиб; 11 - миоцен-четвертичные вулканы; 12 - главные надвижки; 13,14 - крупные разрывы (13) и палеооси спрединга (14) в Командорской котловине, по [4]. Пунктиром показана изобата 2000 м.

этих обломков. Согласно одному, это была Говенская эоцен-олигоценовая вулканическая дуга, расположенная северо-западнее [21, 22], а согласно другому, источник располагался к юго-востоку от области осадконакопления [13, 26]. В настоящей статье обсуждается этот вопрос.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТОЛЩ, СОДЕРЖАЩИХ МАТЕРИАЛ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Остров Карагинский и полуостров Говена - части единой крупной структуры, состоящей из двух основных структурно-формационных зон: северо-западной - Водораздельной и юго-восточной - Прибрежной, разделенных протяженной системой крутых надвигов с юго-восточной вергентностью. Прибрежная зона залегает структурно ниже.

Водораздельная зона сложена интенсивно деформированными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными толщами островодужного генезиса, а на о. Карагинском к ней, кроме того, приурочены офиолиты [21, 22, 24, 37]. Офиолиты датируются поздним мелом, а островодужные вулканогенно-осадочные толщи формировались в течение длительного времени: от второй половины мела до конца эоцена с некоторым ослаблением вулканизма в конце палеоцена - начале эоцена. Подавляющая часть вулкаников относится к известково-щелочной серии пород. Среди них доминируют базальты, менее распространены андезиты и исключительно редки - дациты. Это отражено и в составе развитых здесь терригенных пород: большая их часть относится к вулканомиктовым грауваккам, в обломках которых преобладают андезибазальты и продукты их дезинтеграции. Химический состав граувакк этой зоны близок к составу субсинхронных им эффузивов [21, 22]. С учетом островодужного состава вулканических пород этой зоны, она часто выделяется как эоцен-олигоценовая Говенская палеодуга. Условия накопления терригенных толщ Водораздельной зоны (широко распространенных на п-ове Говена и занимающих значительно меньшие площади на о. Карагинском) подробно рассмотрены в работе Н.П. Чамова [21], где показано, что они сформировались в серии подводных конусов выноса на юго-восточном склоне Говенской дуги.

К северо-западу от вулканогенных толщ Говенской дуги развиты осадочные толщи Ильпинско-Литкенского прогиба, образующие мощный и практически непрерывный разрез, включающий весь палеоген и нижнюю часть миоцена [5, 7].

Терригенные породы Водораздельной зоны почти не содержат обломков кислого состава. Лишь в верхней части ее разреза на п-ове Говена залегает флишевая пачка с кварцосодержащими песчаниками. В алевро-аргиллитовых прослоях встречаются единичные гальки андезидацитов.

Структура **Прибрежной зоны**, где, в отличие от Водораздельной, широко распространены терригенные породы с сиалическими обломками, определяет

ся крутыми чешуйчатыми надвигами и сжатыми складками юго-восточной вергентности.

На о. Карагинском в строении зоны участвуют две толщи: кремнисто-туфо-аргиллитовая с линзами базальтов (эффузивно-кремнистая, [22]) и песчано-алевро-аргиллитовая (флишевая), также содержащая линзы базальтов. Согласно [28], первая залегает в ядре крупной антиклинали и образует основание разреза. Согласно другой оценке, обе толщи примерно одновозрастны [22].

Кремнисто-туфо-аргиллитовая толща сложена черными аргиллитами с карбонатными конкрециями и слоистыми пачками серых и зеленых псаммитовых и алевропелитовых туфов андезидацитового состава, в верхних частях слоев переходящих в кремни. Гораздо реже встречаются псефитовые туфы андезибазальтов. Есть линзы подушечных базальтов и, значительно реже, - андезитов. Большая часть базальтов отвечает толеитам СОХ. Вместе с базальтами в кремнисто-туфовых пачках изредка залегают красные яшмы и пелитоморфные известняки. Многие аргиллиты обогащены неокатанными обломками и мелкими глыбами туфов, песчаников, кремней, яшм, базальтов, красных известняков и многочисленными фрагментами карбонатных конкреций. Такие горизонты неоднократно повторяются в разрезе и представляют собой олистостромы.

В строении песчано-алевро-аргиллитовой толщи ведущая роль принадлежит алевролитам и аргиллитам, но иногда, особенно в нижней части разреза, она обогащена песчаниками и имеет облик типичного флиша. Важным элементом этой толщи являются линзы подушечных базальтов, близких к океаническим толеитам.

Общий возрастной диапазон разреза Прибрежной зоны на о. Карагинском по радиоляриям и нанопланктону оценивается как средний эоцен - ранний олигоцен, причем большая часть нанопланктонных комплексов относится к позднему эоцену [22, 24, 37].

На п-ове Говена кремнисто-туфо-аргиллитовой толщи нет, и самые нижние части разреза Прибрежной зоны сложены отложениями, близкими к туфогенно-терригенным отложениям Водораздельной зоны. Среди обломочных пород здесь преобладают туфы и туффиты пироксеновых базальтов. Выше согласно залегает терригенная толща, в которой чередуются мощные слои черных алевроаргиллитов и флишоидные пачки. В последних преобладают мелкозернистые песчаники, очень редки прослои гравелитов и конгломератов. В южной части полуострова в терригенной толще есть несколько маломощных, но хорошо выдержанных по простираанию горизонтов туфов. Возраст пород Прибрежной зоны на п-ове Говена считается эоцен-олигоценным на основе остатков моллюсков [24]. По нашим наблюдениям,

ископаемой фауной охарактеризована нижняя часть разреза, большая часть которого относится к олигоцену.

Таким образом, нижняя часть разреза Прибрежной зоны является фациальным аналогом верхней части разреза Говенской дуги, но не исключено, что верхняя, олигоценовая, часть юго-восточного разреза, включающая большую часть флишевых пачек, не имеет стратиграфических аналогов на северо-западе, где бесспорный олигоцен не установлен.

СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Песчаники песчано-алевро-аргиллитовой толщи о. Карагинского - это незрелые кварц-полевошпатовые граувакки, со средним содержанием матрикса в мелко-среднезернистых разностях около 30%. Преобладающий компонент почти всех песчаников - обломки эффузивов (в среднем 36%). Среди них ведущая роль (14,5%) принадлежит кислым породам: риолитам и дацитам, которые в зернах обычно неотличимы. Почти в таком же количестве (13,5%) содержатся андезиты. Обломки базальтов играют подчиненную роль (8%), а в некоторых прослоях их почти нет. Это афировые или плагиофировые породы, как правило без вкрапленников пироксена и иногда с вариолитовой структурой основной массы. Чаще всего это плохо раскристаллизованное темное стекло с микролитами плагиоклаза. Вторым по значимости компонентом кластики этих песчаников являются осадочные породы, среди которых преобладают кремни и смешанные туфогенно-глинисто-кремнистые породы. Реже встречаются алевроаргиллиты и аргиллиты, еще реже - алевролиты. Содержание таких обломков около 27%, но в некоторых крупнозернистых песчаниках они преобладают над остальными. Содержание полевого шпата - 23% (от 5 до 50%). Изредка встречаются сростки плагиоклазов с кварцем. Кварца в кластике - около 11% (от 5%, очень редко 2%, до 40%). В крупнозернистых песчаниках и гравелитах многие его зерна обычно сохраняют типоморфные особенности кварца эффузивных пород. Отметим также редкие фрагменты серпентина и хлоритизированного биотита. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие заметного под микроскопом пироксена. Обломки метаморфических пород (кварцитов и аспидных сланцев) встречены лишь в единичных образцах песчаников.

На п-ове Говена большая часть песчаников Прибрежной зоны по составу обломков близка к песчаникам песчано-алевро-аргиллитовой толщи о. Карагинского, хотя количественные оценки состава у разных исследователей несколько отличаются. По данным А.И. Малиновского [13], это кварц-полевошпатовые граувакки с содержанием кварца до 23%, кремнистых и терригенных пород - до 65%, кис-

лых плагиоклазов - до 50% и калиевых полевых шпатов - до 27%. Подчеркивается эффузивное происхождение большей части кварцевых зерен. Среди литических компонентов в обломках терригенные и кремнистые породы несколько преобладают над эффузивами, есть гранитоиды и метаморфические породы (кварц-сланцы, кварциты, роговики). Эта характеристика в целом подтверждается нашими наблюдениями, хотя в имеющейся у нас коллекции калиевый полевой шпат не установлен, а обломки осадочных пород не столь обильны.

До 40% тяжелых минералов этих песчаников представлено "сиалической" ассоциацией: цирконом, сфеном, турмалином, апатитом и гранатом - минералами, не характерными для песчаников Водораздельной зоны [13].

Резкие отличия песчаников двух структурно-формационных зон хорошо отражены их химическим составом [22]. Прежде всего это относится к содержанию SiO_2 , которого в породах Водораздельной зоны 46 - 60%, а в песчаниках юго-восточной зоны - 63-71% (рис. 2). Среди остальных компонент главные различия относятся к кальцию и калию. Содержание CaO в песчаниках Прибрежной зоны значительно ниже, а K_2O - выше.

Вместе с тем, в некоторых тектонических чешуях на п-ове Говена во флише встречаются песчаники, переходные от типичных вулканомиктовых граувакк северо-западной зоны к кварц-полевошпатовым грауваккам юго-восточной зоны, т.е. здесь локально создавались условия для смешения генетически неоднородного обломочного материала.

СОСТАВ ГАЛЕК

На острове Карагинском в аргиллитах Прибрежной зоны постоянно встречаются рассеянные,

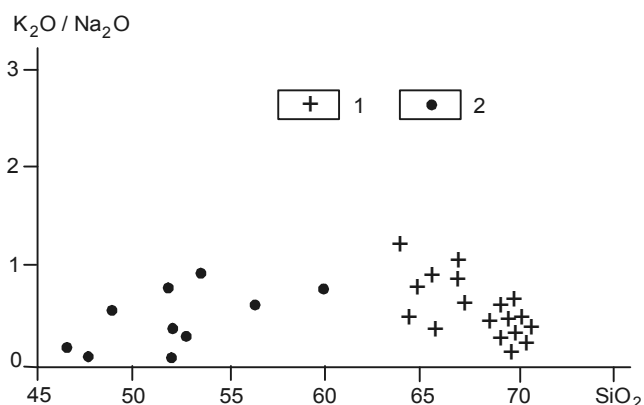


Рис. 2. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - SiO_2 для песчаников о. Карагинского и п-ова Говена.

1 - юго-восточная зона; 2 - северо-западная зона.

хорошо окатанные гальки, среди которых преобладают кислые эффузивы: разнообразные по текстурам риолиты и их туфы, как правило с вкрапленниками водяно-прозрачного кварца. Нередко отмечаются гальки гранитоидов. Кроме того есть гальки кремней, базальтов, андезитов, туфов и песчаников. Особенно характерны они для олистостром, где гальки и мелкие валуны иногда образуют скопления. Изучение галек в одном из них [26] показало резкое преобладание кислых пород (риолиты и дациты - 31%, кислые туфы и тефроиды - 10%, граниты - 9%). Вторые по численности - кремни и кремнистые туффиты (28%). Средние и основные эффузивные и реже интрузивные породы в сумме образуют 17% галек, а остальные 5% приходятся на полимиктовые и глауконитсодержащие песчаники.

В Прибрежной зоне п-ова Говена аргиллиты часто также содержат рассеянные, хорошо окатанные гальки, значительную часть которых составляют кислые магматические породы: дациты, риолиты и гранитоиды.

Во флише гальки и гравий встречаются очень редко. Тем не менее, на о. Карагинском небольшие линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, так же с преобладанием галек кислых пород, встречаются в основании некоторых мощных флишевых ритмов, большая часть которых сложена плохо сортированными песчаниками [26].

Химический состав галек кислых магматитов см. в таблице.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ ОБЛОМКИ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Характерный для Прибрежной зоны обломочный материал, образованный при размыве кислых магматических пород, встречен в отложениях трех типов: во флишеидных пачках, где он является важным породообразующим компонентом песчаников, в осадочных брекчиях с аргиллитовым цементом (олистостромах), где он присутствует в виде рассеянных галек, и в относительно однородных аргиллитах без ярко выраженных признаков стратификации, где также слагает рассеянную гальку.

Основной объем такого материала сосредоточен в песчаниках. Содержащие эти песчаники отложения описываются как флиш и характеризуются текстурами, типичными для турбидитов. Большая их часть, по-видимому, относится к дистальным частям подводных конусов, где преобладают алевролиты и аргиллиты, почти не встречаются осадки более грубозернистые, чем песчаники, а мощности песчаных пластов не превышают 10-15 см. Лишь изредка встречаются пачки, где песчаники преобладают над тонкозернистыми породами и где есть мощные плас-

Таблица. Химический состав галек кислых магматитов.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	95100/7	9574/1	9598/11	200/15	200/78	200/81	200/84	200/85	200/86
SiO ₂	74.48	73.96	75.79	79.25	70.20	65.27	74.90	67.70	71.44
TiO ₂	0.50	0.26	0.70	0.42	0.58	0.69	0.38	0.61	0.22
Al ₂ O ₃	12.94	12.86	12.40	10.42	14.00	15.49	12.23	16.62	16.01
Fe ₂ O ₃	2.36	1.95	2.38	1.22	2.01	1.28	0.17	2.22	0.14
FeO	1.20	0.20	0.47	0.72	1.29	2.51	1.98	1.80	1.78
MnO	0.05	0.03	0.11	0.05	0.08	0.09	0.05	0.05	0.02
MgO	1.07	0.32	0.67	0.69	0.56	1.88	0.50	0.75	1.95
CaO	0.54	1.56	0.72	0.35	1.42	4.84	0.39	0.90	0.36
Na ₂ O	4.53	3.64	4.38	4.41	4.98	5.08	4.65	3.60	4.45
K ₂ O	0.20	1.78	0.41	1.55	3.73	0.53	1.35	1.79	2.12
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.19	0.02	0.07	0.18	0.09	0.22	0.13
H ₂ O+	1.18	1.73	0.96	0.98	0.78	1.08			0.19
H ₂ O-				0.27	0.20	0.24			0.16
CO ₂	0.36	1.23	0.32			1.25			
ппп							1.32	2.85	
Сумма	99.50	99.60	99.50	100.35	99.90	100.41	98.01	99.11	99.80
Ba				2135	2861	660	1625	2428	1175
Rb				49	65	11	43	37	48
Sr				92	128	494	123	407	388
Zr				19	286	167	432	123	90
Y				31	29	8	49	13	6
Ni				14	15	16	7	26	15
La				30	46	42	72	26	27
Ce				37	69	60	135	27	26

Продолжение таблицы

	10	11	12	13	14	15	16	17
	200/88	200/90	805/4	8063/6	80840/1	8094/5д	8094/5е	851/90
SiO ₂	77.27	76.82	66.32	70.78	66.80	72.88	68.35	70.99
TiO ₂	0.19	0.03	0.66	0.64	0.58	0.63	0.67	0.63
Al ₂ O ₃	12.18	12.98	18.38	12.23	12.34	12.64	15.32	7.61
Fe ₂ O ₃	0.92	0.17	0.19	1.43	1.8	2.43	2.45	2.15
FeO	0.28	1.25	1.55	0.54	1.29	0.71	0.90	0.13
MnO	0.04	0.03	0.04	0.14	0.09	0.06	0.06	0.02
MgO	0.29	0.36	0.89	0.62	0.87	1.28	0.79	0.46
CaO	0.71	0.23	1.81	3.42	5.13	0.86	1.85	7.12
Na ₂ O	4.00	3.65	7.00	5.39	4.00	6.15	6.15	4.27
K ₂ O	4.12	3.46	1.25	1.46	2.63	0.75	2.69	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.06	0.13	0.08	0.09	0.07	0.12	0.01
H ₂ O+				0.87	1.44	0.82	0.49	
H ₂ O-				0.35	0.28	0.47	0.41	
CO ₂				2.25	3.00			
ппп	1.18	0.61	1.52					5.81
Сумма	100.36	99.65	99.74	100.20	100.34	99.75	100.25	99.44
Ba				3040	3201	418	1439	
Rb				19	54	4	28	
Sr				304	331	168	388	
Zr				135	99	77	43	
Y				14	10	18	13	
Ni				13	5	8	12	
La				28	37	6	6	
Ce				13	30	7		

Примечание. 1-3 - риолиты Олюторского п-ова; 4-17 - гальки из пород Прибрежной зоны (17 - с п-ова Говена, остальные - с о. Карагинского). 4-13, 16, 17 - рассеянные гальки в аргиллитах; 14,15 - гальки из линзы конгломератов во флише; 4-8, 12-15, 17 - риолиты и дациты; 9-11, 16 - граниты.

ты крупнозернистых массивных песчаников с линзочками гравийно-галечного материала в основании, относящиеся к фациям подводных русел.

Рассеянные гальки кислого состава содержатся также в хаотических брекчиях с аргиллитовым цементом в кремнисто-туфо-аргиллитовой толще о. Карагинского. Горизонты брекчий чередуются с хорошо стратифицированными кремнисто-туфовыми пакетами. Обломки кремней и известняков из этих брекчий имеют различный возраст: от позднемелового до раннеэоценового, в то время как радиолярии из кремнисто-туфовых пачек относятся к среднему эоцену [24]. Это позволяет рассматривать брекчии как олистостромы - осадки подводных оползней и обвалов, куда подавляющая часть обломков попала еще до литификации матрикса. По всей видимости, в ходе осадочного процесса происходило накопление в нижней части крутого, тектонически активного подводного склона глинистых толщ с туфо-кремнистыми прослоями и линзами базальтов, а в его верхней части - песчано-глинистых фаций с линзами галечников. Последующее, возможно неоднократное оползание, частично захватывавшее и породы основания, привело к формированию хаотических брекчий, включающих как глубоководные элементы, так и гальки, образованные в прибрежных условиях.

Другой тип породных комплексов, включающий рассеянную гальку кислых магматических пород - это пачки и мощные простои алевроаргиллитов без явных признаков стратификации, особенно характерные для верхних частей разреза юго-восточной зоны. Алевроаргиллиты обычно плохо сортированы и содержат много песчаных зерен. По наблюдениям на о. Карагинском, карбонатные конкреции в таких пачках, как правило, фрагментированы. Мы предполагаем, что эти пачки также формировались при неоднократных подводных оползнениях и также являются своеобразными олистостромами, которые накапливались у подножия того же склона, где формировались подводные конусы, возможно фиксируя периоды повышенной тектонической активности поднятия.

Говоря о рассеянных гальках в аргиллитах нельзя не рассмотреть возможность их разноса дрейфующими льдами. В неогеновых глинистых толщах Камчатки, так же как и в современных осадках северных морей, такие гальки весьма распространены. Однако эоценовый климат был гораздо теплее современного: камчатская флора среднего-позднего эоцена оценивается А.И. Челебаевой как субтропическая [6]. Некоторое похолодание наступило в олигоцене, но даже если допустить, что в это время уже началось распространение морских льдов, этим нельзя объяснить образование флишевых пачек, пес-

чаники и редкие конгломераты которых насыщены обломками кислых пород.

Таким образом, в Прибрежной зоне обломки сиалических пород приурочены к фациям подводного склона и вместе с другими терригенными компонентами отражают строение суши, ограниченной этим склоном. Ведущая роль принадлежала здесь кислым и средним эффузивам, гранитоидам, тонко-обломочным туфам, кремнистым и кремнисто-глинистым породам при относительно небольшой роли плагиофировых и афировых базальтов. Впрочем, менее прочные из распространенных здесь пород могли и не сохраниться в гальках.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Прибрежная структурно-формационная зона протягивается вдоль границы молодой океанической коры Командорской котловины с северной Камчаткой, где в течение большей части кайнозоя существовали надсубдукционные вулканические пояса. В структуре Прибрежной зоны доминируют чешуйчатые надвиги и сжатые складки юго-восточной вергентности. На о. Карагинском широко распространены тектонические меланжи, в них встречаются линзы серпентинитов. По всем этим признакам зона правомерно сопоставляется с современными аккреционными призмами [22, 24]. Возраст деформаций точно не установлен, но вероятнее всего он соответствует интервалу верхний (?) олигоцен - средний миоцен. Нижняя граница оценивается в южной части п-ова Говена по вовлечению в деформации мощных олигоценовых толщ, согласно перекрывающих островодужные комплексы. Структуры Прибрежной зоны на о. Карагинском и п-ове Говена ничем не перекрыты, но на их северо-восточном продолжении отмечается несогласие только в основании верхнемиоценовых эффузивов корфовской свиты. Следовательно, мало вероятно, что аккреционная призма имеет отношение к развитию эоценовой-раннеолигоценовой Говенской дуги. Структуру Прибрежной зоны можно связать с более поздними процессами субдукции, определившими формирование неогенового вулканического пояса Срединного хребта.

В составе Прибрежной зоны преобладают глубоководные терригенные осадки: аргиллиты, алевролиты, в меньшей степени - песчаники. На о. Карагинском в нижней части разреза терригенные породы разбавлены псаммитовыми и алевропелитовыми андезидацитовыми туфами и кремнями, а также содержат олистостромовые комплексы. Терригенные формации, содержащиеся в современных аккреционных призмах, имеют различное происхождение. Одни накапливаются в преддуговой области и связаны с размывом дуги или окраины континента. Другие

возникают на океанической плите и присоединяются к аккреционной призме при ее поддвиге. Питающая провинция таких формаций не обязательно связана с той дугой, к которой они присоединены. До присоединения к дуге они могли вместе с океанической плитой испытать дрейф и переместиться на значительное расстояние от своей питающей провинции.

Формации Прибрежной зоны на о. Карагинском содержат многочисленные линзы низкокальциевых высокотитанистых толеитов, характерных для зон спрединга. Однако геологическая позиция этих тел дискуссионна. Согласно одной точке зрения, присутствие базальтов в терригенных породах - это результат тектонического совмещения фрагментов океанической коры с осадками островного склона [22, 24]. Согласно другой - потоки сформировались одновременно с осадконакоплением [28, 36]. Если линзы океанических базальтов имеют стратиграфические контакты с терригенными осадками Прибрежной зоны, то и сами осадки формировались не в преддуговой области сжатия, а в задуговом рифте или на океанической плите, которая впоследствии погрузилась под Северную Камчатку.

Таким образом, структурные данные позволяют рассмотреть две главные гипотезы происхождения терригенных пород Прибрежной зоны. Согласно первой, они сформированы у подножия Говенской дуги и их обломки транспортированы со стороны Камчатки. Согласно второй, толщи Прибрежной зоны перемещены с юго-востока, со стороны Командорской котловины.

МОЖНО ЛИ НАЙТИ ИСТОЧНИК СИАЛИЧЕСКИХ ОБЛОМКОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ?

Если терригенные осадки Прибрежной зоны формировались на подводном склоне Говенской дуги или у его подножия, то дуга должна рассматриваться как главный источник обломков, в том числе и обломков кислых пород: риолитов и гранитоидов. Первое возражение против этой гипотезы, безусловно, связано с отсутствием в составе Говенской дуги заметных объемов риолитов или дацитов (известный нам небольшой выход этих пород находится в свите м. Тонс на о-ве Карагинский). Тела гранитоидов, известные в хребте Малиновского, либо разновозрастны осадкам и, следовательно, не могли быть их источником, либо вообще имеют миоценовый возраст. Остается предполагать, что основной объем кислых пород Говенской дуги был размыв еще в олигоцене.

В этом случае различия в составах песчаников двух структурно-формационных зон: Водораздельной и Прибрежной, подробно рассмотренные в [22], могут объясняться либо процессами дифференциации и «созревания» терригенного материала по мере

удаления от единого источника, либо специфическими условиями вторичных изменений пород.

Такие черты химического состава песчаников Прибрежной зоны, как повышенные содержания кремнезема, пониженные - железо-магнезиальной компоненты и повышенные значения отношений суммы щелочей к глинозему могут рассматриваться как результат дифференциации [22]. Однако подобная интерпретация сталкивается с определенными трудностями. Между составами песчаников двух структурно-формационных зон отсутствуют постепенные переходы, какие должны наблюдаться, если эти породы - дифференциаты одного исходного материала. Резко пониженные значения содержания CaO в песчаниках Прибрежной зоны указывают на преобладание альбитовой компоненты над анортитовой в плагиоклазах обломков. В то же время, в породах Водораздельной зоны среди плагиоклазов преобладают основные разновидности. Высокие содержания калия в песчаниках юго-восточной зоны легче всего связать с обогащением калиевым полевым шпатом, что находится в согласии с наблюдениями А.И. Малиновского [13]. Такую разницу в составах полевых шпатов невозможно объяснить процессами дифференциации на небольших расстояниях и интервалах времени. Нельзя объяснить дифференциацией обломочного материала и резкую разницу в составах тяжелой фракции [13]. Наконец, присутствие галек риолитов и гранитов в породах Прибрежной зоны никак нельзя связать с дифференциацией материала, происходящего из Говенской дуги.

Разницу в химических составах пород двух структурно-формационных зон можно было бы связать с характерными для аккреционных призм вторичными преобразованиями пород под влиянием флюидов, отделяющихся от осадка при его быстром уплотнении. В ходе таких процессов может происходить обогащение породы кремнеземом, прежде всего за счет растворения железо-магнезиальных цветных минералов. Однако пониженные содержания кальция и повышенные - калия этим объяснить трудно. И совершенно не вяжется с этой гипотезой распространение в породах Прибрежной зоны галек кислых магматитов. Поэтому предположение, что у терригенных пород обеих зон был общий источник - Говенская вулканическая дуга, кажется маловероятным.

Источник сиалического материала можно было бы видеть в позднемиоценовых и эоценовых риолитах и гранитах Камчатского перешейка [1, 8, 25]. Однако в этом случае обломками кислых пород в первую очередь должны быть обогащены эоцен-олигоценовые формации Ильпинско-Литкенского прогиба, чего на самом деле не наблюдается [13].

Следовательно, источник терригенного материала Прибрежной зоны нужно искать не к северо-западу, а к юго-востоку от нее, то есть со стороны, где в настоящее время расположена Командорская котловина Берингова моря. Современная котловина подстилается тонкой океанической корой предположительно миоценового возраста [32] и не содержит никаких реликтов поднятий, которые могли бы рассматриваться в качестве источников эоцен-олигоценых терригенных толщ. В восточном и южном обрамлении котловины присутствуют кислые магматические комплексы. Однако расположенный на юге Командорский блок Алеутской дуги в конце эоцена и начале олигоцена находился под уровнем моря и сам являлся областью осадконакопления [30]. Поэтому ниже мы уделим основное внимание восточной границе Командорской котловины и, в первую очередь, ее северному континентальному участку - Олюторскому полуострову.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЮТОРСКОГО П-ОВА

В современном рельефе Олюторский п-ов является северным континентальным окончанием подводного хребта Ширшова, ограничивающего с востока Командорскую котловину (рис. 1). Это поднятие продолжается и дальше на континент в виде Олюторского хребта, однако меняет здесь свое простирание с меридионального на северо-восточное. Олюторский п-ов расположен на повороте поднятия, и в его строении четко выделяется два структурных рисунка (рис. 3).

Одна группа структур коррелируется с изменяющимся простиранием поднятия. Восточная при-

брежная полоса полуострова и хребта деформирована значительно сильнее их западных районов. Здесь присутствуют крутые надвиги, интенсивная складчатость, а в северо-восточной части также элементы сдвигов: складки с вертикальными шарнирами, горизонтальная штриховка на зеркалах скольжения. Вполне вероятно, что эти деформации - результат общего перемещения ложа Алеутской котловины в западном или запад-юго-западном направлении.

Остальная часть полуострова рассечена системой параллельных субвертикальных разломов восток-северо-восточного направления, соответствующих структуре Олюторского хребта, но дискордантных простиранию хр. Ширшова. По-видимому, они отмечают более ранние деформации, поскольку в большинстве не достигают восточного края полуострова, теряясь в секущих структурах прибрежной полосы. На разломах, рассекающих однотипные комплексы, не установлено значительных вертикальных перемещений, поэтому вполне вероятно, что они являются сдвигами.

Формационная зональность Олюторского полуострова соответствует структурам северо-восточного простирания [23]. По составу толщ здесь можно выделить две основные зоны. Они тектонически разделены несколькими меньшими субширотными блоками, каждый из которых имеет самостоятельное строение, но может быть сопоставлен с одной из главных зон. Северная зона относится к Олюторскому хребту и сложена преимущественно островодужными формациями верхнего кампана - нижнего палеоцена, залегающими на альб-кампанских океанических сериях. Эти комплексы аналогичны фундаменту Говенской дуги и не содержат кислого материала. Кислые магматические комплексы присутству-

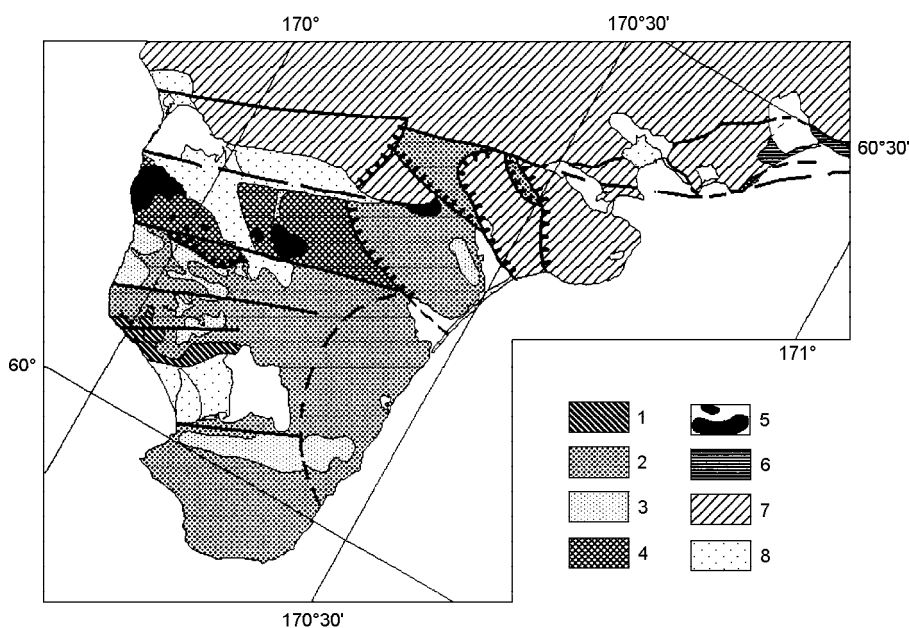


Рис. 3. Схема геологического строения Олюторского п-ова.

1-4 - верхнемеловые комплексы южной зоны полуострова: 1 - нижняя базальтовая толща, 2 - средняя базальтовая толща, 3 - верхняя туфогенно-кремнисто-риолитовая толща; 4 - риолит-дацитовая толща (предположительно надстраивающая верхнемеловой разрез); 5 - интрузии плагиогранитов, субвулканические тела риолитов. 6-7 - меловые комплексы Олюторского хребта: 6 - кремнисто-вулканогенная ватынская серия (альб-кампан), 7 - вулканогенно-обломочная ачайваямская свита (маастрихт). 8 - неоген-четвертичные отложения.

ют только в южной части полуострова, и мы остановимся на ее описании подробнее.

Разрез южной зоны Олюторского полуострова включает три толщи (рис. 3). Нижняя и средняя сложены базальтами океанического типа [3] и отличаются друг от друга характерным строением потоков. В нижней толще преобладают тонкие (около 20 см) потоки с массивной текстурой, в небольшом количестве присутствуют подушечные лавы, в породах часто наблюдаются слабые зеленокаменные изменения, встречены небольшие выходы амфиболитов. Средняя толща в основном состоит из значительно более мощных (несколько десятков метров) потоков с преобладанием подушечных лав, в нижних частях потоков встречаются и массивные разности. Обе толщи содержат разнообразные тела габбро и долеритов и пронизаны многочисленными дайками риолитов. Очень редко встречаются и небольшие (до 200 м) кислые субвулканические тела.

В верхней части средней толщи появляются мощные горизонты гиалокластитов и лавобрекчий, в которых помимо типичных базальтовых обломков постоянно присутствуют и кислые разности. В некоторых потоках обломки риолитов преобладают. В верхней части средней толщи имеются также небольшие линзы пелитоморфных известняков и тонкие пачки кремней, из которых выделено несколько комплексов радиолярий, относящихся к широкому возрастному диапазону коньяк-маастрихт [3, 18]. Очень редко встречаются обломки раковин иноцерамов.

Разрез завершается толщей туфогенных кремней и слоистых алевропелитовых туфов, согласно перекрывающей среднюю толщу. Ее мощность не превосходит 200 м. На многих участках в основании этой толщи залегает один или несколько горизонтов (около 2 м) псефитовых риолитовых туфов. Кроме того, в толще встречаются многочисленные послонные линзы риолитов, дацитов и андезитов, а также кислые дайки, пронизывающие весь разрез. Таким образом, в южной зоне роль кислого магматизма возрастает вверх по разрезу.

Однако основные объемы кислого материала сосредоточены в отдельном субширотном тектоническом блоке, протянувшемся в центральной части полуострова между двумя его главными зонами. Большую часть разреза блока составляют мощные потоки массивных дацитов, риолитов, андезитов, реже базальтов. В них внедрены две интрузии плагиогранитов (до 4 км в диаметре) и много небольших (до 500 м) рвущих тел риолитов и гранит-порфиров. Вулканогенная толща согласно с постепенным переходом перекрывает тонкослоистую пачку кремней, кислых туфов, брекчий с обломками кислых лав. Возраст этого разреза неизвестен, абсолютный возраст интрузий по K/Ar - 48 ± 6 , 50 ± 6 млн лет (данные

А.Л. Башаркевича и В.К. Дмитриевой), но нижняя кремнисто-туфогенная пачка по составу практически идентична верхней толще южной зоны Олюторского полуострова. Это позволяет предположить, что кислые комплексы блока надстраивают разрез южной зоны, и ограничить весь этап кислого магматизма от первых горизонтов риолитовых лавобрекчий до внедрения плагиогранитных интрузий интервалом поздний кампан - ранний эоцен.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ГАЛЬКАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ О. КАРАГИНСКОГО И ПОРОД ПЛАГИОГРАНИТ-РИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ОЛЮТОРСКОГО П-ОВА

В плагиогранит-риолитовом комплексе Олюторского полуострова резко преобладают два типа пород: с одной стороны - плагиопорфиновые риолиты и риодациты, образующие большую часть стратифицированных образований, а с другой - равнозернистые лейкократовые плагиограниты, слагающие основной объем крупных интрузивных тел.

Преобладающая в риолитах и риодацитах первично стекловатая основная масса раскристаллизована в микрокристаллический либо сферолитовый, реже микропикриловый кварц-полевошпатовый агрегат, часто содержащий неправильной формы миндалины, выполненные кварцем, иногда с примесью хлорита или карбоната. Наиболее характерный текстурный элемент основной массы - перлитовая отдельность, хорошо сохранившаяся в большинстве пород. Иногда наблюдаются реликты флюидальной и брекчиевидной текстур. Вкрапленники представлены почти исключительно плагиоклазом, как правило образующим гломеропорфиновые сростки. Менее распространены породы с резорбированными вкрапленниками водяно-прозрачного кварца. В некоторых породах видны мелкие опацизированные вкрапленники роговой обманки и биотита, а также ксенолиты базальтов. Кислых туфов здесь значительно меньше, чем эффузивов, и они представлены главным образом пемзами. Дациты и андезиты с микролитовой, чаще всего пилотакситовой основной массой и, как правило, с мелкими вкрапленниками пироксена, играют в этом комплексе подчиненную роль.

Гранитные тела сложены в основном лейкократовым среднезернистым агрегатом кварца и плагиоклаза, в интерстициях которого встречаются и чешуйки биотита, иногда в сростках с роговой обманкой и магнетитом. Жилы в главном массиве и мелкие интрузии сложены гранит-порфирами, структурно близкими к риолитам, но, как правило, более насыщенными вкрапленниками кварца и полевого шпата.

Гальки из эоцен-олигоцена Прибрежной структурно-формационной зоны (около 180 шт.) собраны главным образом на о. Карагинском. Примерно половина их представлена кислыми породами, среди которых есть не только практически все разновидности олюторских кислых магматитов, но и много разновидностей, не описанных на Олюторском полуострове. Это прежде всего биотитовые граниты и гранодиориты, а также гранофиры с кварц-полевошпатовыми графическими прорастаниями. Среди эффузивов несколько преобладают породы с крупными вкрапленниками кварца. Интересны автомагматические брекчии с "кашей" из фрагментированных кристаллов плагиоклаза и кварца во флюидальном игнимбритовидном цементе. Встречены и спекшиеся туфы. Дацииты и андезиты из галек близки к аналогичным породам Олюторского полуострова.

Химический состав пород плагиогранит-риолитового комплекса Олюторского полуострова охарактеризован А.В. Федорчуком [3]. Приведенные им данные, дополненные тремя анализами образцов из нашей коллекции, показывают, что это относительно низкощелочные, существенно натровые породы, обедненные некоторыми некогерентными элемента-

ми, в особенности Ва и Rb, в связи с чем А.В. Федорчук считает их дифференциатами низкокальциевых океанических толеитов. Вместе с тем, от типичных "океанических плагиогранитов" [11, 34] они отличаются значительно более высокими средними содержаниями К и Rb, а также повышенными - Sr и Zr при большом разбросе составов отдельных образцов. Химический состав галек кислых пород в Прибрежной зоне достаточно разнообразен, в связи с чем на большинстве диаграмм (рис. 4-7) их фигуративные точки образуют широкие поля, пересекающиеся с полями других групп кислых пород. Мы интерпретируем это как отражение некоторой генетической неоднородности источников кислого материала в обширной питающей провинции. В целом это относительно низкоглиноземистые породы, в большинстве которых Al_2O_3 не более 14,5%, что по мнению Дж. Арта [2] характерно для кислых пород, формировавшихся на океанической коре. В этом отношении они аналогичны кислым породам Олюторского полуострова. По сравнению с плагиогранитами и риолитами Олюторского полуострова породы галек резко обогащены Ва и несколько обеднены Y. На диаграмме AFM (рис. 4) видно, что большая часть пород в галках так же, как и кислые породы Олюторского полуострова, принадлежит к известково-щелочной серии, а часть отклоняется в сторону щелочной. Поля фигуративных точек обеих групп в основной своей части перекрываются, хотя среди олюторских пород есть разновидности с отношением суммы щелочей к железомagneзиальным окислам, превышающим 3/1, а среди галек таких пород нет. С другой стороны, в составе галек есть кислые породы с некоторым преобладанием железо-магниевого окисла над щелочами, чего нет на Олюторском полуострове.

На диаграмме SiO_2-K_2O (рис. 5) породы галек не образуют отчетливых группировок, занимая обширное поле, включающее как поле континентальных трондьемитов (по Р. Колману [10]), так и относительно низкощелочную часть поля континентальных гранофилов. Единичные анализы попадают в поле океанических плагиогранитов. Породы Олюторского полуострова в среднем менее калиевые, но имеющаяся выборка распадается на две четкие группы: большая часть анализов тяготеет к полю континентальных трондьемитов, а меньшая соответствует океаническим плагиогранитам.

Рубидий-стронциевые отношения (рис. 6) в породах галек варьируют довольно широко, но в среднем близки к 0.1 и отвечают континентальным трондьемитам. Кислые породы Олюторского полуострова разделяются на те же две группы, что и по содержанию калия, причем рубидий-стронциевые отношения в низкокальциевых породах значительно ниже и соответствуют характеристикам океанических пла-

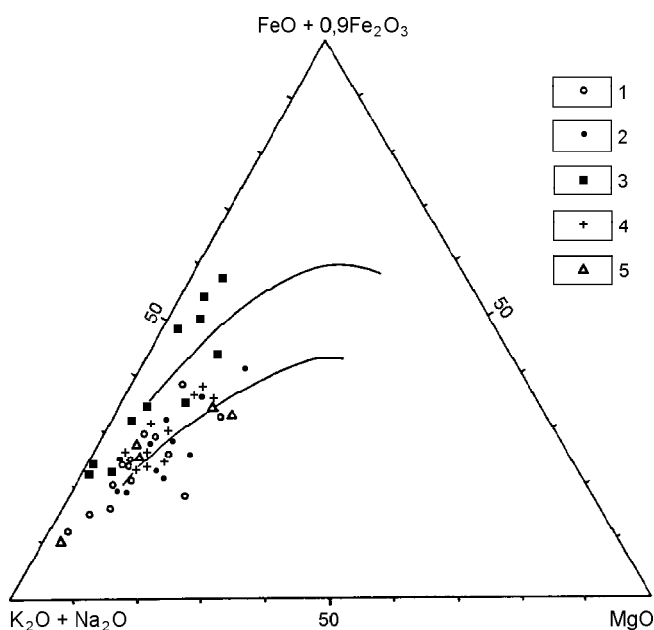


Рис. 4. Кислые породы галек из толщ юго-восточной зоны о. Карагинского в сравнении с кислыми породами Олюторского полуострова и некоторыми другими группами кислых пород на диаграмме AFM.

1 - граниты и риолиты галек; 2 - плагиограниты и риолиты Олюторского полуострова (по [3] с дополнением по табл.); 3 - океанические плагиограниты [10, 11] и плагиограниты комплекса Байеф-Айленд [15]; 4 - плагиограниты комплекса Лидлпорт [15]; 5 - плагиограниты Командорских островов [39].

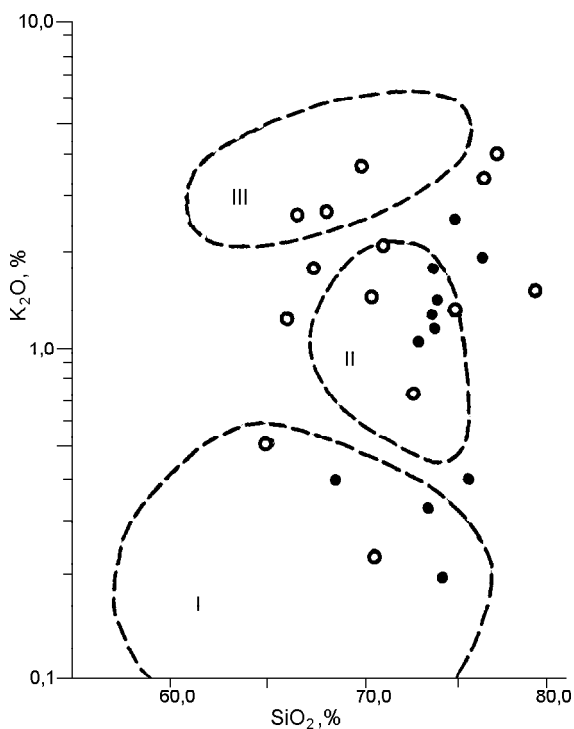


Рис. 5. Диаграмма K₂O - SiO₂

Поля трондьмитов и гранофилов - по [10]. I - океанические плагиограниты, II - континентальные трондьмиты, III - континентальные гранофиры. Остальные условные обозначения и источники данных см. на рис.4.

гиогранитов. Но большая часть кислых пород Олюторского полуострова в этом отношении не отличается от пород в гальках, хотя породы галек несколько обогащены обоими элементами. На диаграмме Ti-10Zr-100Y (рис. 7) поля пород в гальках и пород Олюторского полуострова разделяются очень четко. По соотношению этих элементов ближайшим аналогом олюторских кислых пород являются трондьмиты комплекса Литл-Порт (Ньюфаундленд), которые и на других диаграммах ложатся рядом с олюторскими. Широкое поле пород в гальках частично перекрывает поля кислых эффузивов островных дуг и континентальных окраин, а частично соответствует даже континентальным гранито-гнейсам. От кислых пород, формировавшихся в океанических рифтах (Исландия, Галапагосы), и плагиогранитов океанического комплекса Бей-оф-Айлендс породы в гальках, так же как породы Олюторского полуострова, отличаются прежде всего содержанием титана, повышенным относительно суммы Zr и Y.

В химическом отношении олюторские породы сопоставимы с продуктами плавления амфиболитового фундамента островных дуг (например трондьмиты Литл-Порт и Туиллингейт на Ньюфаундленде). Источником галек также были островодужные комплексы. Главным отличием кислых пород, представленных в гальках, от пород Олюторского полуострова является прежде всего значительно большее

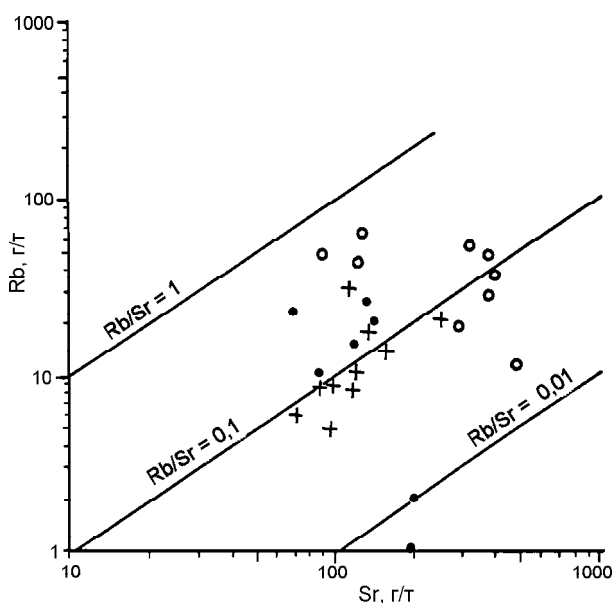


Рис. 6. Диаграмма Rb - Sr.

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

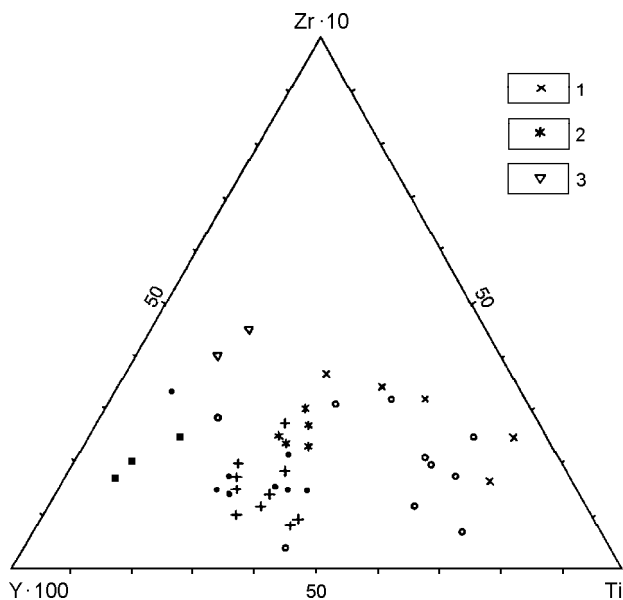


Рис. 7. Диаграмма Ti - Zr·10 - Y·100.

1 - гранито-гнейсы Срединного хребта Камчатки [19]; 2 - четвертичные риолиты Восточного хребта Камчатки [19]; 3 - риолиты Исландии и Галапагосских островов [31]. Остальные условные обозначения и источники данных те же, что и на рис. 4.

разнообразии их петрографического и, в какой-то степени, химического состава.

ХРЕБЕТ ШИРШОВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК СИАЛИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Размыв Олюторского полуострова не мог обеспечить ни объема всего кислого терригенного материала, накопленного в Прибрежной зоне, ни разнообразия наблюдаемых в ней кислых галек. Возможно, полуостров - лишь фрагмент большой и разнообразной магматической провинции. Структура его подсказывает два направления дальнейшего поиска: по простиранию внутренней зональности и вдоль хр. Ширшова. Мы остановимся на последнем варианте.

Строение и генезис хр. Ширшова дискуссионны. Драгированные в осевой части хребта и на его западном склоне коренные породы относятся к триасу, верхнему мелу-палеоцену, олигоцену и миоцену [17, 24, 32]. Мел-палеоценовые кремнистые осадки глубоководны, в то время как олигоценные содержат мелководные комплексы диатомей, а верхний миоцен включает прибрежные конгломераты. Поверхности выравнивания в осевой части хребта, вероятно, абразионные [38]. Драгированные обломки триасовых пород не всеми исследователями относятся к коренным, но могут свидетельствовать о сложной домеловой истории хр. Ширшова, который нередко рассматривается как фрагмент той же поздне-меловой островной дуги, к которой принадлежат Восточная Камчатка и Олюторская зона Корякского нагорья [40]. Тем не менее, глубоководный характер верхнемеловых и палеоценовых кремнистых осадков указывает на то, что структура хребта сформирована не раньше эоцена.

Магматические породы, отнесенные при драгировках хр. Ширшова к коренным, имеют основной и средний состав: это базальты, андезиты, габброиды и амфиболиты. Однако на хр. Ширшова по крайней мере часть андезитов имеет олигоцен-миоценовый возраст [33, 38]. Заведомо коренных кислых магматитов не обнаружено, но при драгировках поднимались дациты и их туфы, отнесение которых к продуктам ледового разноса было признано сомнительным [17, стр. 29].

Состав драгированного материала не подтверждает надежно нашу гипотезу. Возможно, ситуация здесь сходна с южными районами Олюторского п-ова, где кислые породы встречаются постоянно, но в целом их крайне мало, а основные кислые комплексы, по-видимому, размывы. Действительно, все магматические породы, описанные при драгировании, так же как и преобладающие среди осадочных пород кремни, известны на Олюторском полуострове в со-

ставе верхнемеловых комплексов. Тем не менее, следует признать, что прямых доказательств наличия кислых магматических пород в хр. Ширшова в настоящее время нет, и только его структурная связь с Олюторским полуостровом позволяет рассматривать такую возможность.

Другие данные о вертикальных движениях хорошо соответствуют предположению, что хр. Ширшова был источником терригенных толщ. Судя по характеру осадков, поднятие хребта над уровнем моря возможно в эоцене, весьма вероятно в олигоцене и продолжалось до миоцена. Этот возрастной интервал очень хорошо соответствует времени отложения верхнеэоцен-олигоценных осадков Прибрежной зоны. Наконец, драгированные олигоцен-миоценовые андезиты говорят о проявлениях островодужного вулканизма на этапе поднятия хребта. Возможно этим объясняется присутствие в терригенных толщах Прибрежной зоны туфов, отличающихся по составу от туфов Говенской дуги.

Песчаный и, тем более, галечный материал мог поступать с хр. Ширшова в область накопления толщ Прибрежной зоны только в том случае, если эти толщи накапливались у подножия хребта, если в эоцене и олигоцене хребет и толщи юго-восточной зоны не были разделены Командорской котловиной и если их современные пространственные соотношения - результат более поздних горизонтальных перемещений. Это заставляет нас обратиться к структуре и истории формирования Командорской котловины.

В настоящее время внутренние области Командорской котловины и хр. Ширшова тектонически пассивны. Котловина характеризуется океаническим строением коры, высоким тепловым потоком и небольшой мощностью осадочного чехла, что обусловлено молодостью фундамента. Единственная пробуренная в ней скважина DSDP-191 вскрыла базальты с возрастом около 10 млн лет, перекрытые верхнемиоценовыми осадками [35].

Системой крупных разломов северо-западного простирания ложе котловины разделено на несколько узких блоков. Внутри блоков сейсмическими и магнитометрическими исследованиями выявлены структуры северо-восточного простирания, сформированные в результате позднекайнозойского спрединга [4, 32]. Некоторые из них представляют собой древние центры спрединга, соответствующие по данным магнитологов аномалии 5, т.е. началу позднего миоцена (10 млн лет). Наиболее древняя из закартированных аномалий (6а) датируется ранним миоценом - 21 млн лет. Крупные северо-западные разломы Командорской котловины рассматриваются как древние трансформы и определяют направление миоценовых движений дна котловины. Амплитуда перемещений возрастает с севера на юг.

Рост литосферы в Командорской котловине в стороны от оси ССВ простираения должен был компенсироваться на ее перифериях: восточной и северо-западной или на обеих. Восточным ограничением котловины является хр. Ширшова. Для его западного склона характерны структуры растяжения - система уступов, обусловленных ластрическими сбросами [17, 32]. Следовательно миоценовый спрединг в Командорской котловине не мог компенсироваться субдукцией на границе с хр. Ширшова. Компенсация спрединга осуществлялась прежде всего благодаря субдукции под Северную Камчатку, где в неогене существовал протяженный пояс надсубдукционных вулканитов Среднего хребта и где сформировалась аккреционная призма. Поскольку спрединг компенсировался субдукцией только на границе с Камчаткой, а кора обновилась практически во всей впадине, следует полагать, что центры спрединга заложены у подножья хр. Ширшова и в аккреционную призму были вовлечены не только осадки подножья Говенской дуги, но и подводный терригенный шлейф хр. Ширшова.

ВЫВОДЫ, РЕКОНСТРУКЦИИ, ОБСУЖДЕНИЕ

Терригенные породы Водораздельной и Прибрежной зон о-ва Карагинского и п-ова Говена резко различаются по составу. Эту разницу нельзя объяснить дифференциацией или вторичным преобразованием материала, поступавшего из одного источника. Источники обломков в двух формационных зонах были разными. Более того, относительная редкость пород промежуточного состава говорит о том, что материал, поступавший из разных источников, почти не смешивался.

Толщи Водораздельной зоны накапливались у подножья протянувшейся вдоль юго-восточного края Северной Камчатки Говенской дуги, где размывались прежде всего активные андезитобазальтовые вулканы. В питающей провинции Прибрежной зоны были широко распространены допозднеэоценовые риолиты и гранитоиды.

На п-ове Говена различие в составе зон может быть связано с разным возрастом осадконакопления. Здесь в основании Прибрежной зоны залегают туфы, аналогичные туфам Водораздельной, а в верхах разреза Водораздельной зоны залегают кварцсодержащие песчаники.

На о. Карагинском, где хорошо доказан эоценовый возраст нижней части разреза Прибрежной зоны, одновозрастные толщи двух структурно-формационных зон накапливались в разных бассейнах и совмещены лишь после осадконакопления.

Источник пород Прибрежной зоны не мог находиться в западном обрамлении Командорской котловины. От любых провинций подобного состава

на Камчатке юго-восточная зона была отделена не только Водораздельной зоной (Говенской дугой), но и Ильпинско-Литкенским прогибом, где в эоцено-олигоценовых терригенных породах нет повышенных содержаний обломков гранитоидов, риолитов и кварца.

Риолиты и плагиограниты, развитые на Олюторском полуострове - северном продолжении хребта Ширшова - по своему составу близки к галькам в породах о. Карагинского и п-ова Говена, хотя последние и более разнообразны. Возможно, эти кислые магматические комплексы были развиты и в хр. Ширшова.

Олигоценовый возраст наиболее древних мелководных осадков в хр. Ширшова соответствует времени накопления терригенных толщ юго-восточной зоны. Поэтому хребет может рассматриваться как возможная питающая провинция для этих толщ.

Перемещение осадков от подножья хр. Ширшова в их современное положение в аккреционной призме соответствует направлению миоценовых движений дна Командорской котловины в процессе ее спрединга и субдукции под Камчатку.

За основу геодинамической реконструкции мы принимаем предположение, что Командорская котловина (океаническая область между хр. Ширшова и Северной Камчаткой) существовала до миоцена. Заметим, что это предположение не вытекает из выше приведенных результатов. Оно может быть аргументировано обсуждением развития Камчатско-Олюторских позднемиоценовых островных дуг, что выходит за рамки этой статьи.

История региона, начиная с середины эоцена, реконструируется следующим образом (три последние эпизода показаны на рис. 8).

В эоцене юго-восточнее Говенской вулканической дуги располагалась стабильная прото-Командорская котловина, на северо-западе заполнявшаяся продуктами вулканизма и размыва дуги.

В конце эоцена - начале олигоцена вулканизм Говенской дуги прекратился, а на востоке Командорской котловины вышел на поверхность и начал размываться хр. Ширшова. В течение олигоцена продукты эрозии этого поднятия, содержавшего кислые магматические образования, образовали чехол восточной части котловины, на севере распространяясь до подножья "затухшей" Говенской дуги и перекрывая более древние продукты ее размыва. На востоке котловины медленно развивалась зона растяжения, с которой был связан базальтовый вулканизм. В остальной котловине мало подвижна относительно Камчатки.

В миоцене у западного подножья хр. Ширшова возникла зона спрединга, отделившая чехол кот-

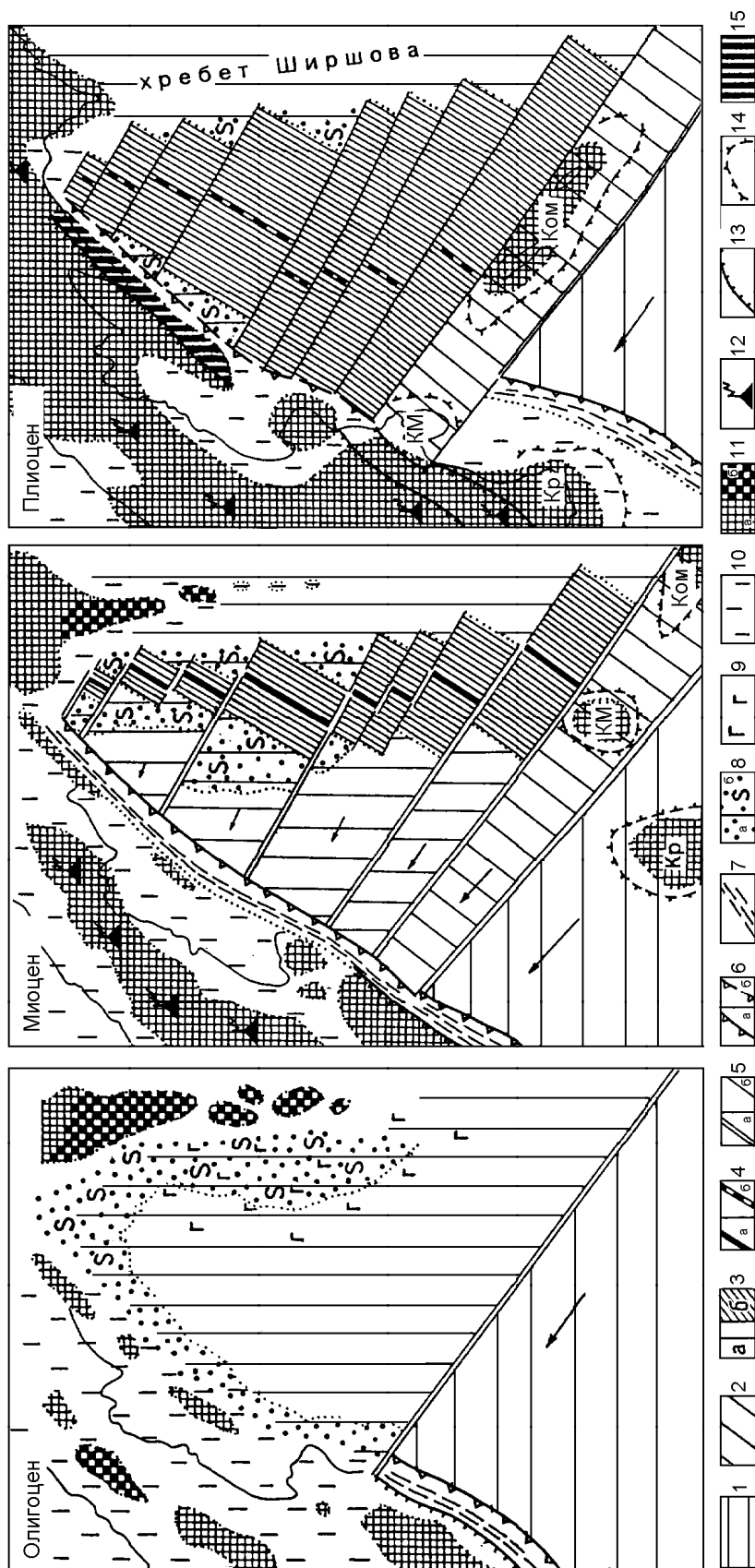


Рис. 8. Модель формирования Прибрежной зоны о. Карагинского и п-ова Говена.

1 - Тихоокеанская плита; 2 - Алеутская дуга; 3 - литосфера Командорской котловины и хр. Ширшова; 4 - домиоценовая, б - миоценовая; 4 - центры спрединга; а - активные, б - отмершие; 5 - трансформные разломы; 6 - активные, б - отмершие; 6 - зоны субдукции: а - активные, б - отмершие; 7 - аккреционные призм, сформировавшиеся на континентальном склоне; 8 - эоцен-олигоценовые терригенные шлейфы, сформированные на континентальном склоне и у его подножия (а), в том числе с высоким содержанием сиалических обломков: кварца, риодацитов, гранитоидов (б); 9 - область эпизодического излияния океанических базальтов; 10 - шельф; 11 - суша (а), в том числе с широким распространением кислых магматических пород (б); 12 - субаэральный вулканизм; 13 - крупные нальды; 14 - границы террейнов в составе Тихоокеанской плиты и Алеутской дуги (Кр - Кроноцкий, КМ - Камчатского Мыса, Ком - Командорский); 15 - выходы пород Прибрежной зоны.

ловины от своего восточного источника. Древнее основание Командорской котловины передвигалось на запад и погружалось под Камчатку. К концу миоцена литосфера котловины практически полностью обновилась. Осадочные толщи чехла, интенсивно деформируясь, вошли в состав надсубдукционной аккреционной призмы. На ранней стадии погружения это были осадки Говенской дуги, а на заключительной - терригенные толщи Прибрежной зоны, накопившиеся в эоцен-олигоцене у подножия хребта Ширшова.

К плиоцену спрединг в Командорской котловине прекратился, но в ее обрамлении вулканизм продолжался до четвертичного времени.

Отметим несколько важных деталей, недостаточно проясненных этой реконструкцией, которые могут послужить поводом для дальнейшего ее уточнения. Модель предполагает, что в позднем эоцене - олигоцене одновременно с подъемом хр. Ширшова у его западного подножья существовали условия растяжения (извержения океанических базальтов). Это могло происходить, если Алеутская котловина поддвигалась под Командорскую и западнее хр. Ширшова развивался задуговой рифт. Другая проблема связана с отсутствием в аккреционной призме о. Карагинского значительных объемов продуктов размыва Говенской дуги. В отличие от этого, на п-ове Говена в западной части призмы преобладают мощные вулканогенные разрезы. Возможно, на острове подобные разрезы перекрыты надвигами. Не исключено и другое объяснение. Простираение миоценовой аккреционной призмы могло не вполне следовать простираению эоценовой островной дуги, и район современного о. Карагинского мог располагаться в эоцене на некотором удалении от ее подножья.

Реконструкция выдвигает и более общие вопросы. Первый из них связан с причинами поднятия хр. Ширшова в позднем эоцене-олигоцене. Выше мы предположили, что оно было вызвано движением ложа Алеутской котловины в западном направлении. Положение полюса этого вращения оценивается координатами 63.6 с.ш., 166 в.д., если предположить, что узкое поднятие, соединяющее хр. Ширшова с расположенным восточнее хр. Бауэрса, было трансформным разломом, отделявшим Алеутскую котловину от плиты, в которую входили Камчатка, Корякское нагорье, Командорская котловина и котловина Бауэрса (рис. 9). При таком движении на границе Алеутской котловины с Олюторским хребтом должен был существовать правый сдвиг, в районе Олюторского полуострова сопряженный с субмеридиональной зоной сжатия. Отметим, что направления рассчитанных движений Алеутской котловины относительно Командорской близки к направлениям эоцен-олигоценовых скоростей движения Северной



Рис. 9. Реконструкция Берингоморского региона для верхнего эоцена - олигоцена.

1 - зоны субдукции; 2 - трансформные разломы; 3: а - полюс вращения (63.6 с.ш., 166 в.д.), б - направления вращения Алеутской котловины относительно прото-Командорской; 4, 5 - направления олигоценовых движений: 4 - Северо-Американской плиты [36], 5 - Тихоокеанской плиты относительно Евразии. Крупные литосферные плиты: EA - Евразийская, TO - Тихоокеанская, СА - Северо-Американская. Береговая линия и контуры подводных хребтов Ширшова и Бауэрса показаны в современном положении.

Америки относительно Евразии. Поэтому можно предположить, что Алеутская котловина двигалась в середине кайнозоя вместе с Северо-Американской плитой. Интересно, что подобное движение происходит и в настоящее время, когда (по сейсмологическим данным) Командорская и Алеутская котловины входят в единую плиту Берингию. На ее западной границе, практически совпадающей с положением обсуждаемой в этой статье аккреционной призмы, существуют условия сжатия, а на северо-западной (в Корякии и на юге Чукотки) - механизмы землетрясений соответствуют правым сдвигам [12].

Второй вопрос - к какой литосферной плите принадлежала в разные периоды Командорская котловина? Предложенная выше реконструкция предполагает, что в течение кайнозоя котловина дважды: в эоцене, когда действовала Говенская дуга, и в миоцене - быстро передвигалась относительно Камчатки. В обоих случаях скорости этих движений были сопоставлены с синхронными локальными скоростями Тихоокеанской плиты. В течение двух других интервалов: позднего эоцена - олигоцена и плиоцен-четвертичного времени - котловина была мало подвижна относительно Камчатки, а в настоящее время они очень медленно сближаются. Таким образом, можно предположить, что до середины эоцена прото-Командорская котловина входила в состав Тихоокеанской плиты. Затем она присоединилась к Камчатке и Евразии: в позднем эоцене - олигоцене между котловиной и Тихим океаном мог существовать трансфор-

мный разлом, аналогичный современному Командорскому (рис. 8, 9). В миоцене литосфера прото-Командорской котловины вновь быстро двигалась вместе с Тихоокеанской плитой или параллельно ей. По мере погружения древней литосферы под Камчатку, восточнее, от подножья хр. Ширшова постепенно нарастает литосфера современной Командорской котловины, входящая в состав Северо-Американской плиты (или близкой к ней по параметрам вращения микроплиты). На южном краю нового участка литосферы образуется трансформный разлом, вдоль которого на северо-запад перемещаются блоки Камчатского Мыса и Командорских островов. В конце миоцена блок Камчатского Мыса достиг Камчатки, и Командорская котловина оказалась вновь полностью отрезанной от Тихоокеанской плиты трансформным разломом. С этого момента и до настоящего времени она входит в состав Североамериканской плиты (точнее, медленно перемещающейся относительно нее Берингии). Таким образом, в течение кайнозоя Командорская котловина периодически оказывается либо под влиянием быстрых тихоокеанских движений, либо в области, где ее тектоническое развитие определяется медленным сближением Северной Америки и Евразии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 98-05-64525, 99-05-64965), US NSF (грант NSF EAR -9804859).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.
2. Арт. Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах - их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99 - 105.
3. Богданов Н.А., Вишнева В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. Валяшко Г.М., Чернявский Г.Е., Селиверстов Н.И. и др. Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 212-216.
5. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.
6. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
7. Голяков В.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 98-102.
8. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканические перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 58 - 66.
9. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
10. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
11. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118-130.
12. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103-122.
13. Малиновский А.И. Кайнозойская моласса юга Корякского нагорья. Владивосток: Дальнаука, 1993. 226 с.
14. Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 82-88.
15. Малпас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаундленде: первое сообщение // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 339-353.
16. Морозов О.А., Ростовцева Ю.В., Шапиро М.Н. Верхнемеловые песчаники полуострова Камчатский Мыс (восточная Камчатка) - продукты размыва континентальной коры: новые данные // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 3. С. 301-313.
17. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21-37.
18. Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевых анализов): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1997. 25 с.
19. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / АН СССР, Сиб. отделение, Институт геологии и геофизики. Новосибирск, 1990. 259 с.
20. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
21. Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений полуострова Говена (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 79-94.
22. Чамов Н.П. Вещественный состав меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говенско-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 393-405.
23. Чехович В.Д. Об аккреции океанических вулканических поднятий // Геотектоника. 1997. № 4. С. 69-79.
24. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
25. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66 - 74.
26. Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах острова Карагинского (состав и проблема источников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 23-33.

27. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И. и др. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94-106.
28. Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении о. Карагинского // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 10-24.
29. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 67-74.
30. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды М.: Наука, 1978. 99 с.
31. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19-98.
32. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. V. 199, N. 2-4. P. 237-270.
33. Cooper A.K., Marlow M.S. and Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust / D.W.Scholl, A.Grantz and I.Y. Vedder (Editors). Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California & Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston. Tex., Earth Sci. Ser. 1987. V.6. P.74-102.
34. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // Journal of Geophys. Res. 1975.V. 80. P. 1099-1108.
35. Creager J.S., Scholl D.W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1973. V. 19. 811 p.
36. Kovacs L.C., C.Bernero, G.L.Johnson et al. Residual magnetic anomaly chart of the Arctic Ocean region. The Geological Society of America. Map and chart series MC-53. Boulder, Colorado. 1985.
37. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P. and Shcherbinina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // Ofioliti. V. 15, N 2. 1990. P. 231-251.
38. Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1975. V. 151. P. 1-32.
39. Tsvetkov A.A. Magmatism of the westernmost (Komandorsky) segment of the Aleutian Island Arc // Tectonophysics. 1991.V. 199, N 2-4. P. 289-318.
40. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of the Tertiary strike-slip basins of the Bering Shelf // Geol.Soc.Am.Spec.Paper. 1991. N 257. 111p.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

M.N. Shapiro, A.V. Lander, N.P. Chamov

Genesis of sialic clastics in the Eocene-Oligocene formations of Northeast Kamchatka: implication for geodynamics of the Komandorsky Basin, the Bering Sea

The Eocene-Oligocene terrigenous rocks with relatively high content of acid clasts (granite, rhyolite and quartz) are very common in the southwest of the Karaginsky Island and Goven Peninsula (Northeast Kamchatka). These rocks are considered as a part of an accretionary prism formed above the NW-dipping subduction zone. To the northeast from the continent, basalts and tuffs of the Goven volcanic arc and Eocene-Oligocene terrigenous rocks of its train are developed. But there are almost absent acid rocks, and a sialic component is low that enables to exclude this arc from the source of the sialic clasts in the coastal sediments. It is suggested that the accretionary prism was composed of the Eocene-Oligocene sediments accumulated in the eastern part of the Komandor basin at the foot of the Shirshov Ridge and transported to Kamchatka in the Miocene after the formation of a new spreading axis. The geodynamic reconstructions of the region for the Eocene-Miocene are represented