

УДК 551.242/550.42(571.66/651)

## ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АЛЕУТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

© 1999 г. Н. А. Богданов\*, Дж. И. Гарвер\*\*, В. Д. Чехович\*, Т. Н. Палечек\*, Г. В. Леднева\*,  
А. В. Соловьев\*, Д. В. Коваленко\*

\* Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, Россия

\*\*Геологическое отделение, Юнион Колледж Скенектади, штат Нью-Йорк, США

Поступила в редакцию 22.12.97 г.

В статье приведен анализ новых данных по флишоидно-олистостромовому комплексу западного побережья Алеутской глубоководной впадины, касающихся возраста и геохимии осадочной матрицы и олистолитов. Вещественный состав алевролит-пелитовых разностей из флишоидно-олистостромового комплекса и из флишоидного комплекса Укэлятской зоны идентичен, что указывает на формирование этих комплексов в едином бассейне. Комплексный анализ новых данных позволил предложить вариант геодинамических реконструкций для западного обрамления Берингова моря.

### ВВЕДЕНИЕ

На западном побережье Алеутской глубоководной котловины Берингова моря между бухтами Амаян и Глубокая (северо-восточная часть Олюторской зоны Корякского нагорья) еще в 1980 г. был описан до этого неизвестный комплекс. Он был интерпретирован как океаническая олистострома. Основанием для этого послужили установленные признаки глубоководности формирования терригенной флишоидной матрицы и присутствие большого количества олистолитов и олистоплак, представленных базальтами океанического типа и кремнистыми породами [4].

Пояс флишоидно-олистостромовых образований протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Алеутской впадины и прерывается в районе бухты Анастасии. Севернее бухты Анастасии обнажаются флишоидные образования Укэлятской зоны, на которые по Ватыно-Вывенскому надвигу обдуцированы отложения Олюторской зоны. В более южных районах фронтальной части Олюторской зоны структурно ниже Ватыно-Вывенского надвига также описывались олистостромовые образования [1, 9, 10].

Цель данного исследования заключалась в выяснении источников сноса терригенного материала флишоидно-олистостромового комплекса, установлении происхождения олистолитов и олистоплак, а также возраста образований этого комплекса. Сравнительный анализ вещественного состава пород комплекса с составом Укэлятских отложений позволил наметить принципиальную модель формирования флишоидных толщ северо-запад-

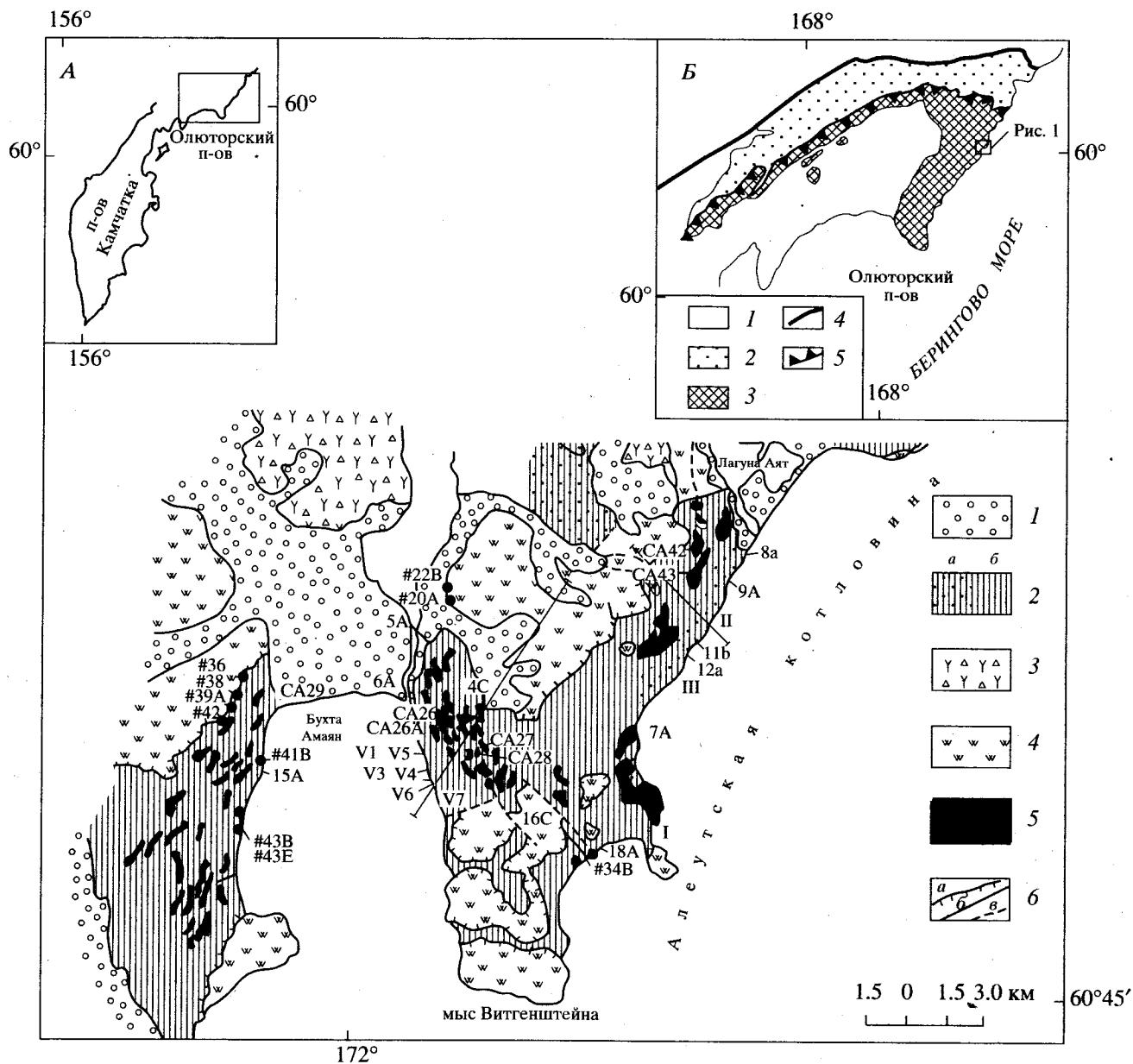
ного обрамления Берингова моря, а также предложить возможные варианты геодинамических реконструкций.

### ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Олюторская тектоническая зона, входящая в состав складчатого обрамления Берингова моря, занимает южную часть Корякского нагорья. Образования Олюторской зоны обдуцированы по Ватыно-Вывенскому надвигу на отложения Укэлятского прогиба [9], отделяющего Олюторскую зону от расположенных к северу аккреционных комплексов центральной части Корякского нагорья [12]. Район Олюторского хребта является восточной частью Олюторской зоны и с востока непосредственно граничит со структурами Алеутской глубоководной впадины. В пределах Олюторского хребта распространены вулканогенно-кремнистотерригенные океанические и островодужные отложения позднемелового – палеогенового возраста [2–4, 16]. Отложения деформированы и слагают сложный пакет аллохтонных пластин.

В районе Олюторского хребта структуры имеют простижение с юго-запада на северо-восток. Складчатые структуры Укэлятской зоны в районе бухты Анастасии и долине р. Матысken имеют субширотную ориентировку. Взаимоотношения между флишоидными отложениями Укэлятской зоны и флишоидно-олистостромовым комплексом западного побережья Алеутской впадины не установлены.

Флишоидно-олистостромовый комплекс занимает наиболее низкое структурное и гипсометри-



ческое положение в системе тектонических покровов восточного склона Олюторского хребта. Более высокое гипсометрическое и структурное положение занимают изолированные или разделенные разрывами аллохтонные пластины сенон-

ских кремнистых пород и островодужных вулканитов [3, 4, 16]. Пластины вулканитов и кремней залегают в виде субгоризонтальных покровов на породах флишоидно-олистостромового комплекса (рис. 1).

## СТРОЕНИЕ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА

В составе флишоидно-олистостромового комплекса выделены две толщи: олистостромовая и флишоидная. Олистостромовая толща представлена терригенной матрицей (алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников), в которую включены мелкие (5–10 см) и крупные (0.5–5 м) олистолиты базальтов и кремнистых пород, а также олистоплаки базальтов, часто с шаровой отдельностью, и гиалокластитов. В олистостромовой толще на восточном побережье полуострова Витгенштейн описан базальтовый поток, имеющий закалочные контакты с терригенными породами.

В олистостромовой толще наблюдались складки течения, оползневые структуры и следы движения олистолитов в матриксе, вероятно, сформировавшиеся при перемещении инородных блоков в полужидком осадке. Эти сингенетические структуры доказывают олистостромовую природу толщи. Матрикс олистостромы, представленный терригенными породами, претерпел фрагментацию более вязких пород (песчаников) и перемещение этих "родных" обломков, наряду с чужеродными олистолитами и олистоплаками. Слои песчаника будинированы. Алевролиты и аргиллиты несут следы тектонического течения и занимают интрабудинное положение. Толща интенсивно кливажирована. Зоны дробления приурочены к разломам скольжения, возникшим при сжатии субпараллельно плоскостям напластования. Распознаются надвиги различных рангов: от первых сантиметров до сотен метров, что формирует сложную чешуйчатую структуру на различных иерархических уровнях. Общее падение чешуй северо-западное.

Таким образом, с момента образования олистостромовая толща, видимо, существовала как единое целое, поскольку, наряду с матриксом, деформациям и перемещениям подвергались и олистоплаки, а слоистость и кливаж в олистоплаках имеют одинаковую ориентировку с аналогичными структурами в матриксе. Это дает основания предполагать, что изученная толща являлась первично олистостромовой, а затем испытала деформации и местами была превращена в тектонический меланж.

Флишоидная толща сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками с относительно редкими олистолитами и характеризуется отчетливой ритмичностью. Флишоидная толща с малым количеством олистолитов менее тектонизирована. В терригенных породах установлена изоклинальная складчатость южной и юго-восточной vergentности. Развит кливаж осевой поверхности складок. Южные крылья складок часто сорваны, падение сместителей достаточно пологое на се-

вер и северо-запад, в результате чего образуется сложная структура надвинутых складок.

Соотношение толщ достоверно не выяснено. Предполагается, что олистостромовая толща надвинута на флишоидную.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА

Концентрации всех рассеянных элементов были получены методом индуктивно-связанной плазмы (I.C.P.-M.S.) в лаборатории геологического отделения Юнион Колледжа (Скенектади, США). Подготовка образцов в анализу производилась по методике кислотного разложения. Определение содержаний элементов в природных образцах производилось из двух параллельных анализов. В качестве стандартов использовались базальт NBS-688 и обсидиан NBS-278. Погрешность определений составляет не более 2–3%.

### *Терригенные породы флишоидно-олистостромового комплекса*

Глинисто-алевролитовые породы флишоидной толщи характеризуются высокими концентрациями V, Sr и Zr и низкими содержаниями Cr и Ni (табл. 1). Величины отношений Cr/Ni варьируют от 1.1 до 2.3 и в среднем составляют 1.7; V/Cr – от 2.0 до 3.2 и в среднем составляют 2.5; V/Ni – от 2.5 до 5.5 и в среднем составляют 4.5. Эти породы обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) относительно средних и тяжелых и показывают положительную Ce (Ce/Ce\* = 1.05 – среднее из 5 анализов) и отрицательную Eu (Eu/Eu\* = 0.72 – среднее из 5 анализов) аномалии (рис. 2, B, C, E, F). Глинисто-алевролитовые породы олистостромовой толщи по своим геохимическим характеристикам близки к породам флишоидной толщи. Для них также типичны относительно высокие содержания Sr и Zr, средние величины Cr/Ni, V/Cr и V/Ni отношений составляют 1.4, 1.9 и 2.87 соответственно. РЗЭ показывают обогащение легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых, слабо выраженную Ce и заметную Eu аномалии.

Песчаники из обеих толщ состоят главным образом из кварца, полевого шпата, обломков вулкано-кластического материала, в частности, вулканического стекла, обычно содержат мусковит и единичные зерна граната.

Значения отношений Cr/Ni в глинисто-алевролитовых породах обеих толщ сопоставимы со значениями отношений Cr/Ni в ультрамафитах (~1.2–1.6), хотя низкие концентрации этих элементов (см. табл. 1) свидетельствуют, что доля ультрамафитового материала в глинисто-алевролитовых породах флишоидно-олистостромового комплекса мала. Учитывая высокие содержания

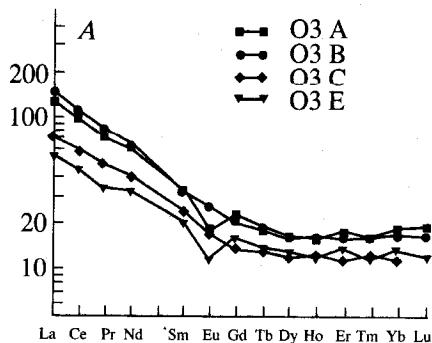
## ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

**Таблица 1.** Содержания рассеянных элементов в артиллитах и алевролитах из матрикса флишиоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и Укэлляйтского флиша

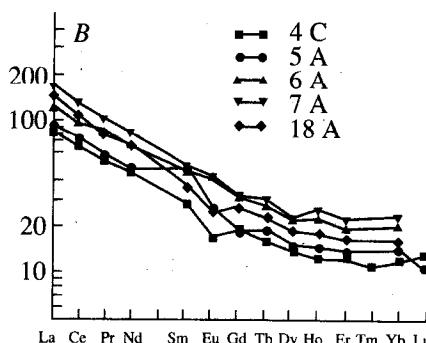
Номера образцов	Олистостромовая толща							Флишиоидная толща							Укэлляйтский флиш		
	4C	5A	6A	7A	15A	16C	18A	8a	9A	11b	12a	03A	03B	03C	03E		
компоненты																	
TiO <sub>2</sub> , %	0.86	0.81	1.10	1.25	0.97	0.86	0.90	1.08	0.94	1.12	1.50	1.19	0.98	0.81	0.91		
Sc, г/т	30	28	29	32	39	27	26	53	28	42	46	48	28	26	44		
V	159	141	190	216	156	133	157	183	173	231	238	245	197	140	164		
Cr	76	97	96	111	83	66	78	100	87	94	9	19	89	77	82		
Co	12	22	13	44	15	14	11	2	4	11	16	7	4	4	8		
Ni	47	67	48	113	77	44	41	23	38	45	52	51	45	24	40		
Cu	48	48	54	69	49	41	38	25	23	72	89	38	8	40	46		
Sr	100	122	106	254	128	99	88	98	96	128	156	137	105	91	100		
Zr	193	198	253	301	192	220	261	198	262	246	326	245	185	185	267		
Nb	13	13	18	23	21	14	19	15	13	17	16	21	17	10	15		
Ba	574	712	806	1087	731	854	483	614	650	794	710	919	1035	463	522		
Hf	4.86	5.17	7.03	7.88	5.83	5.03	6.06	5.11	5.43	6.03	5.47	6.66	6.09	5.33	5.37		
Ta	0.65	0.81	1.10	1.35	1.05	0.76	1.12	0.74	0.81	0.82	0.76	1.00	0.96	0.65	0.68		
Pb	13	31	20	31	25	16	18	15	11	12	17	16	12	8	11		
Th	7.39	9.40	10.16	14.64	13.77	8.39	13.74	7.65	8.59	8.84	8.41	10.61	10.29	6.04	7.15		
U	2.16	2.21	2.04	3.52	2.92	2.21	2.66	2.63	2.46	2.69	2.59	3.46	3.05	0.47	2.30		
La	24.73	27.79	39.42	50.05	43.25	3.86	43.70	26.88	28.32	25.68	25.14	38.00	45.41	22.45	16.31		
Ce	53.50	58.53	80.55	100.42	89.00	63.19	86.37	57.57	6.16	52.21	57.72	79.08	89.70	47.75	35.11		
Pr	6.33	6.86	9.97	12.12	9.98	7.39	9.98	6.38	6.75	6.05	6.77	8.75	10.21	5.82	4.05		
Nd	26.18	27.54	40.21	48.29	40.15	28.99	38.92	25.70	26.70	24.95	28.37	35.13	38.80	23.89	18.80		
Sm	5.24	9.21	8.47	9.04	7.39	5.34	6.86	4.31	4.83	4.91	5.67	6.24	6.17	4.57	3.72		
Eu	1.20	1.85	3.10	3.00	1.49	1.13	1.87	0.76	1.17	1.16	1.31	1.30	1.87	1.19	0.81		
Gd	4.81	4.81	8.18	7.98	7.02	4.96	6.73	3.45	3.93	4.87	5.40	5.69	5.46	3.87	3.90		
Tb	0.74	0.87	1.31	1.34	1.03	0.74	1.05	0.53	0.65	0.77	0.83	0.81	0.86	0.26	0.61		
Dy	4.38	4.67	7.15	6.99	6.04	4.29	5.74	3.71	4.39	4.97	5.06	5.02	5.03	3.82	3.86		
No	0.89	1.03	1.64	1.76	1.21	0.90	1.25	0.79	0.98	1.30	1.05	1.10	1.12	0.56	0.83		
Er	2.59	2.82	4.20	4.43	3.44	2.57	3.32	2.58	2.84	3.21	3.09	3.60	3.32	2.35	2.69		
Tm	0.36	0.29	0.02	0.13	0.49	0.38	0.28	0.36	0.30	0.46	0.42	0.51	0.11	0.02	0.36		
Yb	2.47	2.94	4.27	4.62	3.26	2.52	3.26	2.59	2.90	3.20	3.46	3.74	3.46	2.40	2.70		
Lu	0.40	0.34	0.10	0.26	0.50	0.40	0.32	0.39	0.33	0.49	0.45	0.57	0.19	-	0.38		

Примечание: н. о. – содержание элемента ниже предела определения. Места отбора образцов см. на рис. 1.

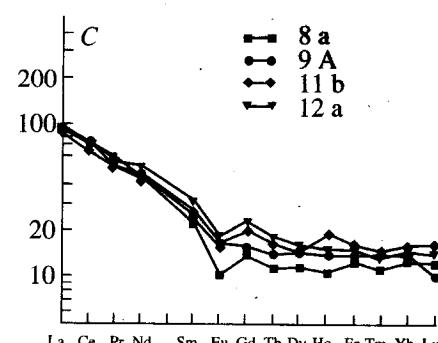
Порода/хондрит



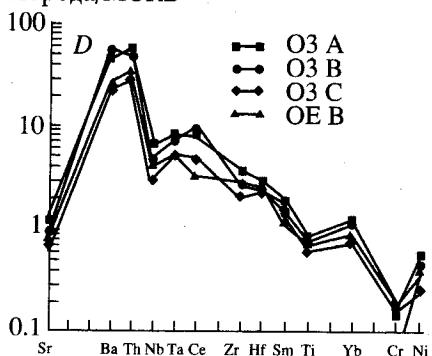
Порода/хондрит



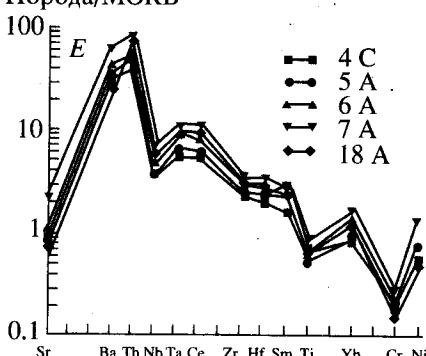
Порода/хондрит



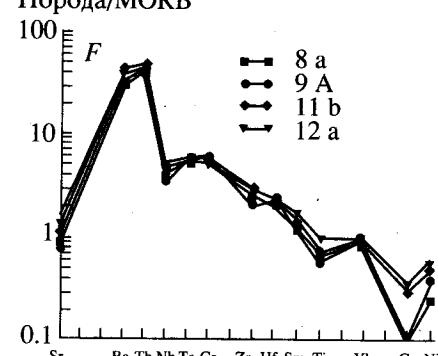
Порода/MORB



Порода/MORB



Порода/MORB



**Рис. 2.** Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в аргиллитах и алевролитах флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и Укэляятского флиша: A, D – в породах Укэляятского флиша; B, E – в породах флишоидно-олистостромового комплекса из олистостромовой толщи; C, F – в породах флишоидно-олистостромового комплекса из флишоидной толщи.

Sr и Zr в этих породах, т.е. элементов, концентрирующихся в калиевом полевом шпате и цирконе, соответственно, и низкие значения отношений V/Cr, указывающие на малую долю вулканического материала, можно предполагать, что глинисто-алевролитовые породы мыса Витгенштейна формировались при размыве пород фундамента энсиалической островной дуги или окраины континента [20]. Поведение РЗЭ, характерное для глинисто-алевролитовых пород обеих толщ флишоидно-олистостромового комплекса, сопоставимо с поведением РЗЭ, типичным для пород, формирующихся в процессе дифференциации в коровых условиях. Значения отношений РЗЭ, нормализованных на PAAS (постархейский австралийский сланец), близкие к единице, и наличие обломков вулканокластического материала в песчаниках указывают на снос материала с активной континентальной окраины.

#### Сравнение состава терригенных пород флишоидно-олистостромового комплекса и Укэляятского комплекса

Алевролит-пелитовые разновидности пород из матрикса флишоидно-олистостромового ком-

плекса показывают распределение РЗЭ и других рассеянных элементов, схожее с таковым в алевропелитах Укэляятского флиша (см. рис. 2, A, D), хотя значения отношений Cr/Ni и V/Cr в терригенных породах матрикса флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн ниже по сравнению со значениями этих отношений в терригенных породах Укэляятского флиша. Значения отношений Cr/Ni в алевропелитовых породах Укэляятского флиша составляют 2.9 и 2.5; V/Cr – 10.6 и 9.4 в районах рек Ильпиваям и Матыскен, соответственно, и указывают, что накопление терригенного материала Укэляятского флиша в этих районах происходило преимущественно за счет размыва вулканитов основного состава, а доля ультрамафитового материала была незначительна. Несмотря на эти вариации состава алевропелитовых разновидностей пород из матрикса флишоидно-олистостромового комплекса и Укэляятского флиша, их состав указывает на их формирование в сходных условиях за счет размыва пород энсиалической островной дуги или активной окраины континента.

**Таблица 2.** Содержания рассеянных элементов в базальтах флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн

Компоненты	V1	V5	V6	V7	CA29	CA26	CA26A	CA27	CA28	CA42	CA43	V3	V4
TiO <sub>2</sub> , %	1.40	1.31	1.34	1.99	1.00	2.19	2.15	2.13	2.21	3.50	3.70	2.59	2.50
V, г/т	226	219	218	279	170	325	312	306	317	338	455	363	339
Cr	250	240	238	275	209	127	123	125	129	3	14	180	180
Co	43	38	37	60	34	38	38	39	42	31	37	41	41
Ni	104	102	61	174	67	53	51	60	68	21	31	98	113
Cu	98	93	77	64	68	57	54	53	56	21	51	57	46
Rb	1	5	6	7	16	1	5	6	1	1	2	2	1
Sr	96	341	230	208	545	249	270	409	575	120	213	256	221
Y	23	22	23	32	16	28	27	27	28	52	48	42	40
Zr	86	79	79	147	61	175	173	168	171	342	312	240	231
Nb	6	5	5	14	4	37	37	35	36	68	47	32	31
Ba	63	142	105	234	415	151	140	402	103	225	169	88	71
La	4.43	3.54	3.82	8.34	3.11	18.10	18.03	18.10	18.76	32.82	25.11	18.96	17.02
Ce	11.69	10.00	10.33	22.09	8.28	37.35	40.34	39.01	41.00	73.47	58.84	43.95	40.35
Pr	1.85	1.63	1.72	3.26	1.31	4.33	5.19	5.04	5.22	9.47	7.81	5.95	5.53
Nd	10.11	8.78	9.07	16.32	7.10	16.76	22.82	22.00	23.02	41.90	35.85	27.51	25.60
Sm	2.97	2.68	2.77	4.35	2.08	3.00	4.86	4.85	4.87	9.03	8.19	6.43	6.09
Eu	1.08	0.94	1.04	1.45	0.84	0.68	1.63	1.61	1.62	2.85	2.68	1.99	1.87
Gd	3.62	3.32	3.48	5.16	2.57	2.67	5.21	5.08	5.28	9.58	8.81	7.22	6.75
Tb	0.63	0.59	0.60	0.88	0.45	0.41	0.83	0.81	0.84	1.53	1.42	1.19	1.11
Dy	4.06	3.74	3.93	5.71	2.95	2.49	8.02	4.93	4.18	9.47	8.82	7.36	7.09
Ho	0.86	0.80	0.82	1.19	0.60	0.53	1.02	1.00	1.02	1.94	1.76	1.56	1.47
Er	2.31	2.16	2.27	3.23	1.66	1.56	2.75	2.69	2.80	5.23	4.76	4.27	3.99
Tm	0.34	0.31	0.32	0.47	0.23	0.40	0.39	0.38	0.40	0.75	0.69	0.61	0.58
Yb	2.09	1.93	2.01	3.00	1.49	2.54	2.52	2.45	2.54	4.81	4.21	3.93	3.69
Lu	0.32	0.29	0.30	0.46	0.22	0.39	0.37	0.37	0.38	0.72	0.64	0.61	0.56
Hf	2.32	2.08	2.05	3.44	1.51	3.84	3.81	3.71	3.72	7.12	6.32	5.37	5.06
Ta	0.38	—	0.29	0.74	0.35	2.77	1.91	1.64	1.70	4.36	2.94	1.46	1.47
Th	0.22	0.20	0.20	0.58	0.16	1.63	1.63	1.58	1.59	2.88	1.82	1.49	1.41
U	0.08	0.11	0.16	0.74	0.11	0.55	0.56	0.51	0.53	0.48	0.71	0.42	0.30

Примечание: места отбора образцов см. на рис. 1. “—” – ниже предела определения.

### Олистолиты и олистоплаки, базальты потоков

**Базальты.** Тела базальтов широко развиты в олистостромовой толще к востоку и западу от бухты Амаян. Среди базальтов выделяются миндалекаменные, слабо порфировые и афировые. Порфирокристаллы представлены псевдоморфозами хлорита по коротко призматическому минералу, возможно, оливину, иногда соссюритизированными плагиоклазами, фенокристаллы – плагиоклазом или плагиоклазом и клинопироксеном. Породы, как правило, спилитизированы. Основная масса сложена хлоритом или хлоритом и эпи-

дотом. Структуры основной массы – афанитовая, апоинтерсертальная, апоинтерсертальная с элементами диабазовой, реже вариолит-стекловатая и радиально-лучистая. Миндалины выполнены карбонатом, карбонатом + хлоритом и хлоритом.

По поведению петрогенных и рассеянных элементов были выделены два типа базальтов (табл. 2, рис. 3, A–D). Базальты первого типа, отобранные из олистолитов и олистоплак, характеризуются высокой степенью дифференцированности ( $\text{FeO}/\text{MgO} = 1.9\text{--}2.3$ ), умеренными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14.5%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (менее 1%) [3]. Высокие концентрации легких РЭЭ ( $(\text{La})_N = 58.2\text{--}81.0$ ) при зна-

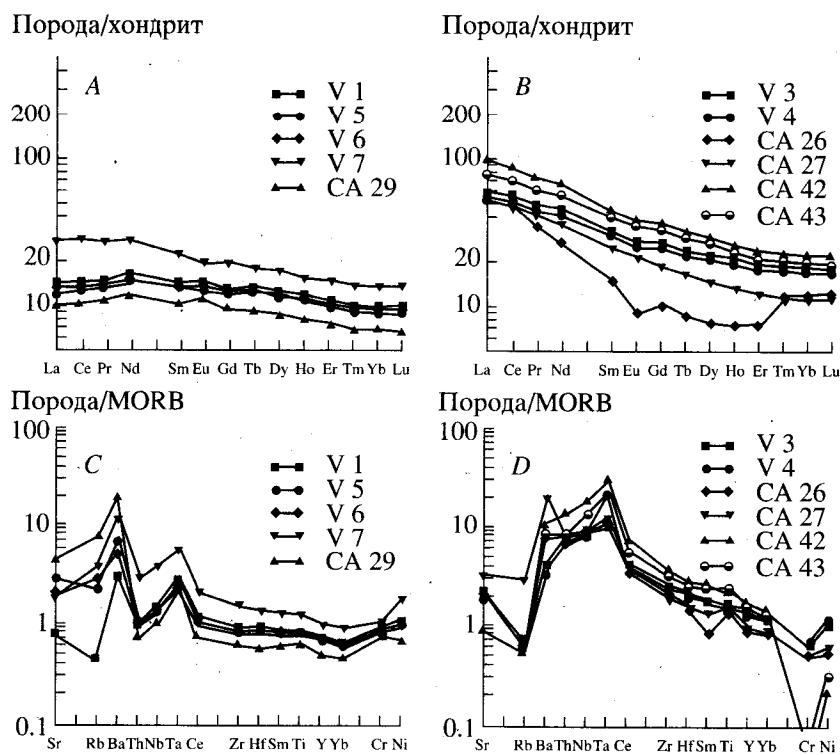


Рис. 3. Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в базальтах из флишиоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн.

*A, C – базальты типа T-MORB; B, D – базальты океанических островов (OIB).*

чении отношений  $(La/Yb)_N = 3.1\text{--}5.0$  (см. рис. 3, *B*), повышенные содержания высокозарядных элементов ( $TiO_2 = 2.13\text{--}3.70\%$ ;  $Zr = 168\text{--}342$ ,  $Y = 27\text{--}52$ ,  $Nb = 31\text{--}69$  г/т) и характер распределения элементов-примесей на спайдер-диаграммах (см. рис. 3, *D*) подобен таковому в базальтах океанических островов (OIB).

Для базальтов второго типа, отобранных из потока во флишиоидно-олистостромовом комплексе и из тел, имеющих невыясненные (вторично тектонические?) контакты с матрицей, характерно слабое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых: значения  $(La/Yb)_N$  отношения, нормализованного на хондрит, варьируют от 1.2 до 1.9; отсутствие или слабо выраженная положительная Eu аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза (см. рис. 3, *A*), умеренные концентрации  $TiO_2 = 1.00\text{--}1.99$  вес. %; пониженные содержания  $Cr = 209\text{--}275$ ,  $Ni = 61\text{--}174$  и  $V = 170\text{--}278$  г/т, что указывает на их дифференцированный характер; слабое обогащение крупноионными лиофилами относительно высокозарядных; распределение рассеянных элементов, нормализованных на хондрит, близкое к единице (см. рис. 3, *C*). По поведению рассеянных элементов эти базальты сходны с базальтами переходного типа срединно-океанических хребтов (T-MORB).

Кремнистые породы олистолитов флишиоидно-олистостромового комплекса представлены кремнями, яшмами и туфосилицитами. Основная масса кремнистых пород практически нацело замещена хлоритом. Примесь терригенного материала составляет до 25%. Примесь размером до 0.2 мм представлена кварцем, зональным плагиоклазом (главным образом, андезином), реже калиевым полевым шпатом, пироксеном и хлоритом, вероятно, замещающим вулканические стекла. Встреченные единичные радиолярии перекристаллизованы и замещены хлоритом.

Кремнистые породы олистолитов обогащены  $Ba = 1379\text{--}1180$ , и обеднены  $Ni = 37\text{--}236$ ,  $Cu = 81\text{--}146$  и  $Zn = 80\text{--}255$  г/т (табл. 3), что указывает на наличие значительного количества примеси нерастворимого органического остатка и об удаленности от гидротермальных источников. На многоэлементных диаграммах (рис. 4, *C*) видно, что эти породы характеризуются повышенными концентрациями крупноионных лиофилов (за исключением  $Sr$ ) относительно высокозарядных, обеднены  $Nb$  относительно  $Th$  и  $Ce$  и  $Ti$  относительно  $Sm$  и  $Y$ . Для них типично обогащение легкими РЗЭ относительно средних ( $(La/Sm)_N = 2.48$  и  $2.35$ ) и тяжелых ( $(La/Yb)_N = 3.95$  и  $5.52$ ), наличие отрицательной Eu аномалии ( $(Eu/Eu^*) = 0.66$  и  $0.83$ ) и отсутствие или слабо выраженная положитель-

**Таблица 3.** Содержания рассеянных элементов в кремнистых породах из олистолитов флишоидно-олистостроевого комплекса мыса Витгенштейн и аллохтонных пластин

Номера образцов	#43D	#43E	#43B	#22B	#39A	#36	#41B	#34B	#38	#20A
Компоненты	Олистолиты Аллохтонные пластины									
TiO <sub>2</sub> , %	0.42	0.44	0.47	0.19	0.22	0.13	0.07	0.14	0.17	0.30
V, г/т	98	78	106	48	41	32	14	36	65	69
Cr	29	22	71	66	56	58	60	67	57	57
Ni	65	76	68	38	44	40	28	41	39	43
Co	24	30	58	8	8	9	4	7	10	11
Cu	81	84	146	28	75	28	56	61	67	152
Zn	80	120	255	41	48	28	14	27	29	44
Rb	36	51	89	20	20	11	9	14	16	27
Sr	203	147	180	69	84	63	91	85	74	169
Y	16	25	43	7	9	5	3	5	5	9
Zr	82	131	158	38	52	43	23	25	40	72
Nb	3	6	51	2	3	3	1	1	1	3
Ba	1379	1154	1180	1400	1636	1051	681	1243	2899	1889
La	15.59	16.47	33.54	5.40	7.33	4.51	2.19	4.53	4.61	6.31
Ce	39.74	37.97	52.15	13.44	18.72	11.74	5.37	10.20	11.92	16.88
Pr	4.33	4.82	21.33	1.51	2.06	1.23	0.62	1.17	1.38	4.98
Nd	18.15	20.07	106.11	6.23	8.91	5.36	2.57	5.08	5.76	8.53
Sm	3.95	4.41	54.64	1.50	2.10	1.18	0.65	1.19	1.68	2.15
Eu	1.04	0.96	30.87	0.35	0.48	0.26	0.15	0.30	0.43	0.56
Gd	3.64	4.34	55.90	1.27	1.85	1.04	0.51	0.98	1.23	1.93
Tb	0.53	0.71	14.66	0.18	0.28	0.14	0.07	0.14	0.19	0.30
Dy	3.20	4.70	64.59	1.22	1.83	0.98	0.51	0.90	1.15	1.82
Ho	0.63	0.95	15.73	0.23	0.35	0.18	0.09	0.18	0.23	0.37
Er	1.84	2.82	42.42	0.70	1.04	0.55	0.30	0.51	0.64	1.08
Tm	0.27	0.42	14.13	0.08	0.15	0.06	0.03	0.07	0.09	0.16
Yb	1.90	2.81	35.36	0.70	1.14	0.53	0.32	0.53	0.64	1.14
Lu	0.29	0.46	13.64	0.09	0.18	0.07	0.04	0.08	0.10	0.18
Hf	1.95	3.16	47.77	0.89	1.16	0.78	0.44	0.61	0.84	1.74
Ta	0.32	0.41	12.31	0.20	0.44	0.13	0.07	0.08	0.16	0.32
Th	2.34	4.45	19.66	1.76	1.88	1.34	0.61	1.05	1.16	1.91

Примечание: места отбора образцов см. на рис. 1.

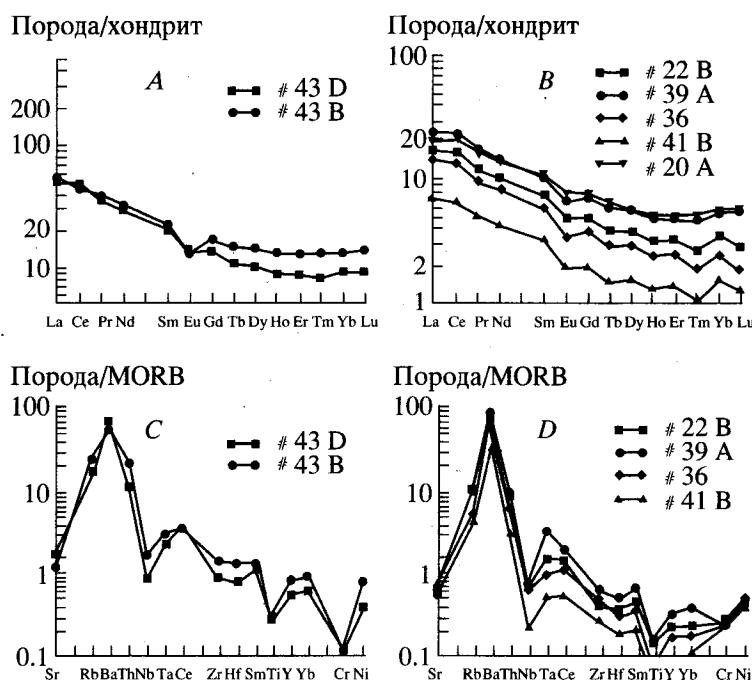


Рис. 4. Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в кремнистых породах олистолитов флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и аллохтонных пластин, надвинутых на флишоидно-олистостромовую толщу. Кремнистые породы: А, С – олистолитов, В, Д – аллохтонных пластин.

ная Ce аномалия ( $Ce/Ce^* = 1.02$  и  $1.18$ ) (см. табл. 3, рис. 4, А). Распределение РЗЭ и других рассеянных элементов в кремнистых породах олистолитов сходно с поведением рассеянных элементов в вулканитах островных дуг и активных окраин континентов [22].

На основании полученных данных можно предполагать, что в составе кремнистых пород олистолитов доминируют две индикаторные компоненты-примеси [19]: нерастворимый органический остаток и терригенный материал, а гидрогенный, гидротермальный и биогенный источники играли незначительную роль.

Данные по геохимии кремнистых пород олистолитов со значительной примесью терригенной компоненты отсутствуют.

#### *Кремнистые породы аллохтонных пластин*

В изученном районе флишоидно-олистостромовый комплекс перекрыт аллохтонными пластинами кремнистых образований (см. рис. 1). Кремнистые породы пластин по сравнению с кремнистыми породами олистолитов содержат меньше терригенных примесей. Кlasticический материал, количество которого не превышает 5% при размере частиц до 0.01 мм, представлен кварцем, плагиоклазом и темноцветными мине-

рами. Основная масса – тонкокристаллическое кремнистое (кварц–халцедон) или глинисто-кремнистое вещество. Породы аллохтонных пластин содержат до 10–15% радиолярий и спикул губок. Изредка встречаются бурые до кирпично-красных яшмы, содержащие битую ракушу иноцирамов.

Кремнистые породы аллохтонных пластин по поведению рассеянных элементов в целом похожи на кремнистые породы олистолитов с малой долей терригенной примеси (см. табл. 3, рис. 4, А–Д). Они обнаруживают высокие концентрации Ва – 681–1888 и низкие содержания Ni – 28–43, Cu – 28–151, Zn – 14–43 г/т и  $TiO_2$  – 0.13–0.30 вес. % (см. табл. 3) и аналогичное распределение РЗЭ (см. рис. 4, В) и рассеянных элементов на многоэлементных диаграммах (см. рис. 4, Д) при несколько более низком уровне абсолютных концентраций всех элементов, за исключением Ва и Ст. В кремнистых породах аллохтонных пластин значения отношений составляют:  $(La/Yb)_N = 3.7–5.7$ ;  $(La/Sm)_N = 1.72–2.41$ ;  $Eu/Eu^* = 0.71–0.88$ ;  $Ce/Ce^* = 1.05–1.18$ . Данные геохимические характеристики свидетельствуют, что кремнистые породы пластин накапливались в обстановке, сходной с обстановкой накопления кремнистых пород олистолитов, хотя влияние терригенной компоненты было менее значительно.

## ВОЗРАСТ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА И КРЕМНИСТЫХ ПОРОД АЛЛОХТОННЫХ ПЛАСТИН

Возраст пород определялся по радиоляриям. Выделение радиолярий из кремнистых пород производилось путем химического травления плавиковой кислотой, из алевролитов – путем кипячения в перекиси водорода. Концентрации и время травления подбирались опытным путем. В процессе работы использовались методики, предложенные предшественниками [11, 21]. Съемка радиолярий выполнена В.В. Бернардом на сканирующем электронном микроскопе в Институте литосферы РАН.

Глинисто-алевролитовые породы олистостромовой толщи весьма бедны микрофауной. Из матрикса толщи выделены единичные радиолярии кайнозойского облика (рис. 5). Комплекс наннопланктона с небольшим таксономическим разнообразием указывает на сантон-маастрихтский возраст этих толщ [17].

Возраст олистолитов кремнистых пород определен как кампан-маастрихтский на основе комплекса радиолярий: *Phaseliforma laxa Pessagno*, *Clathrocyclas cf. gravis Vishneskaya*, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark.), *Dictyomitra densicostata Pessagno*, *Xitus asymbatos* (Foreman), *Stichomitra aff. compsa* Foreman, *Theocampe sp.* (см. рис. 5).

На западном побережье бухты Амаян был обнаружен олистолит сургучных яшм с кластогенно-турбидитной структурой, которая видна только на микроскопическом уровне. Важно отметить, что матрикс этих яшм содержит холодноводный комплекс радиолярий сантон-кампанинского возраста: *Amphipyndax ex gr. stocki* (Campbell et Clark), *Dictyomitra cf. lamellicostata* Foreman, *D. cf. densicostata Pessagno*, *D. et gr. multicostata Zittel*. Возраст включений соответствует среднему триасу (верхний анизий – нижний ладиний) и определен по комплексу радиолярий: *Pseudostylosphaera cf. tenuis Nakaseko et Nishimura*, *P. aff. goestlingensis Kozur et Mostler*, *Triassocampre scalaris Dumitrica*, *Kozur et Mostler* (рис. 6). Эти включения, несомненно, являются совершенно чужеродными по отношению к кремнистым толщам Олюторского хребта, ибо среди последних не известны породы древнее конца раннего мела. Ранее находка олистолитов с позднетриасовыми (верхний норий – рэт) радиоляриями: *Canoptum triassicum Yao*, *Kojurastrum quadriradiatus* (Kozur et Mostler), *Dreyericyrtium sp.*, *Haeckelicystium sp.* была известна из маастрихтской олистостромовой толщи вблизи Вывенско-Батынского надвига в среднем течении р. Вывенка [2].

Возраст кремнистых пород аллохтонных пластин по комплексам радиолярий соответствует кампану – маастрихту: *Phaseliforma ex gr. carinata*

*Pessagno*, *Spengodiscus ex gr. volgensis Lipman*, *Stichomitra cf. livermorensis Campbell et Clark*, *S. cf. campi Foreman*, *Clathrocyclas ex gr. tintinnaeformis Campbell et Clark*, *C. aff. diceros Foreman*, *Xitus ex gr. asymbatos* Foreman (рис. 6), т.е. близок возрасту кремнистых пород из олистолитов и возрасту части разреза терригенной матрицы флишиоидно-олистостромового комплекса.

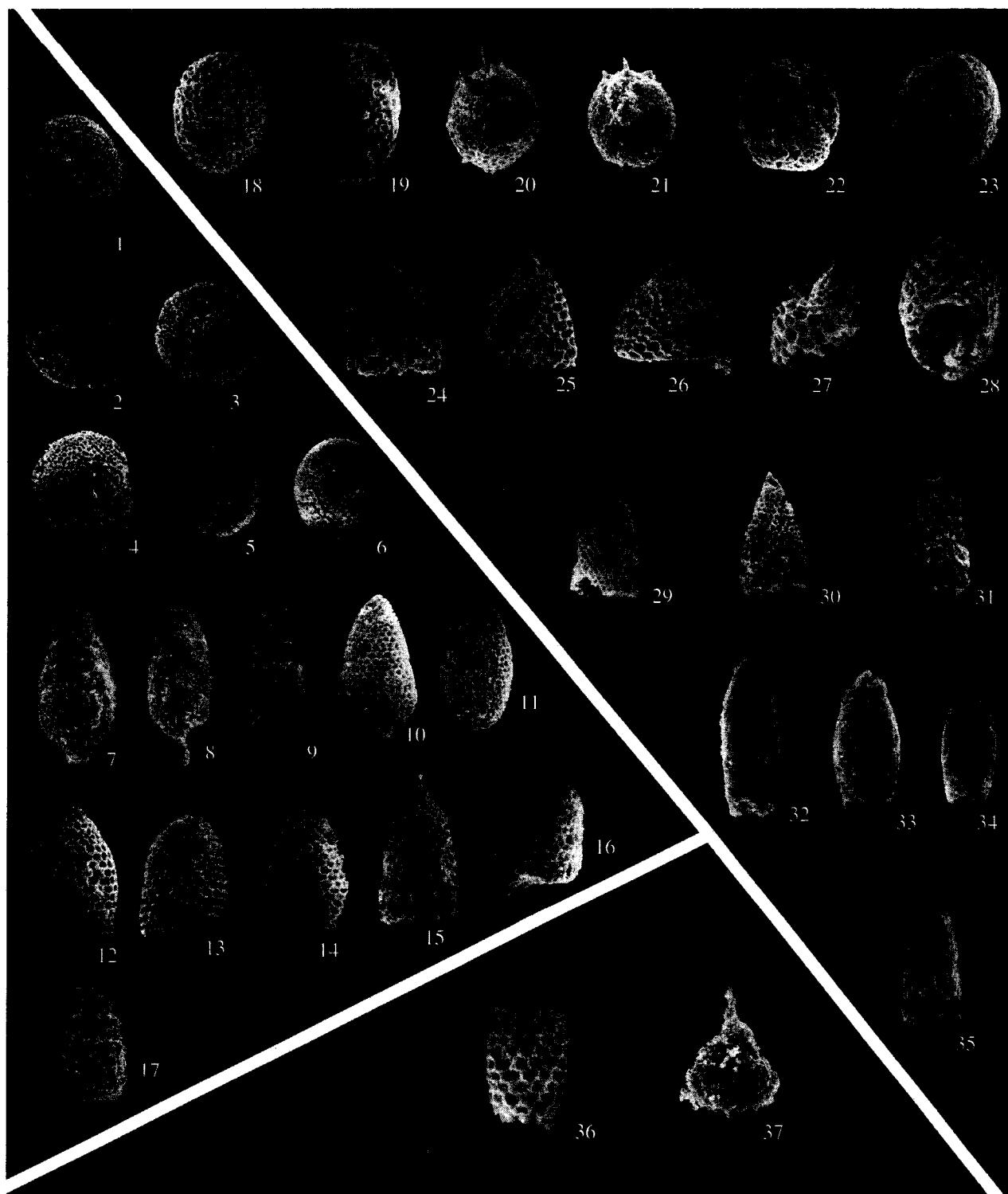
## ОБСУЖДЕНИЕ

Сходство геохимических характеристик алеролито-пелитовых разностей флишиоидно-олистостромового комплекса и флиша Укэлятской зоны позволяет утверждать, что их формирование проходило в одном бассейне за счет размыва пород фундамента энсиалической островной дуги или окраины континента. Изучение песчаников приводит к аналогичным выводам. Песчаники из флишиоидно-олистостромового комплекса и Укэлятского флиша состоят главным образом из кварца, полевого шпата, обломочного мусковита и в подчиненном количестве включают вулканические стекла. Присутствие мусковита подтверждает формирование этих комплексов за счет размыва континентальных масс.

Как было показано выше, терригенный материал Укэлятского флиша, матрицы флишиоидно-олистостромового комплекса и терригенная примесь в кремнистых породах аллохтонных пластин и олистолитов могли происходить из одного и того же источника.

Во флишиоидно-олистостромовом комплексе широко распространены тела базальтов типа OIB и T-MORB. Для отдельных тел, сложенных базальтами типа T-MORB, установлено их формирование одновременно с осадконакоплением. Последнее обстоятельство может служить доказательством того, что в области накопления флишиоидных отложений происходило формирование базальтов с океаническими характеристиками. С другой стороны, базальтовые олистоплаки, в основном представленные базальтами океанических островов (OIB), имеют протяженность до 1–2 км при ширине выходов от десятков до сотен метров и более (см. рис. 1). В целом, выходы на поверхность этих тел составляют около 25% от площади выходов флишиоидно-олистостромового комплекса. Это свидетельствует о том, что рядом с областью осадконакопления флишиоидно-олистостромового комплекса существовало внутриплитное вулканическое поднятие или его реликт, с которого под действием гравитационных сил сползали олистоплаки.

Формирование флишиоидно-олистостромового комплекса происходило в сантон-маастрихтское время по определениям наннопланктона [17] и, вероятно, продолжалось и в кайнозое согласно выделенным радиоляриям кайнозойского облика



**Рис. 5. Комплекс радиолярий из пород флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн.**

1–17 – из пластин, 18–35 – из олистолитов, 36–37 – из матрицы: 1 – *Phaseliforma cf. carinata* Pessagno,  $\times 90$ ; 2–5 – *Spondodiscus ex gr. volgensis* Lipman,  $\times 100$ ; 6 – *Orbiculiforma* sp.,  $\times 100$ ; 7–10 – *Stichomitra cf. livermorensis* (Campbell et Clark),  $\times 110$  (7, 8, 10),  $\times 100$  (9); 11 – *Stichomitra cf. campi* Foreman,  $\times 100$ ; 12–14 – *Clathrocyclas ex gr. tintinnaeformis* Campbell et Clark,  $\times 100$ ; 15, 16 – *Clathrocyclas aff. diceros* Foreman,  $\times 100$  (15),  $\times 100$  (16); 17 – *Xitus ex gr. asymbatos* (Foreman),  $\times 100$ ; 18 – *Phaseliforma* sp.,  $\times 100$ ; 19 – *Phaseliforma laxa* Pessagno,  $\times 100$ ; 20–23 – *Lithomespisus cf. mendosa* (Krasheninnikov),  $\times 100$  (20, 21),  $\times 110$  (22, 23); 24–28 – *Clathrocyclas cf. gravis* Vishnevskaya,  $\times 100$ ; 29 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark),  $\times 100$ ; 30 – *Stichomitra aff. compsa* Foreman,  $\times 100$ ; 31 – *Xitus asymbatos* (Foreman),  $\times 100$ ; 32–34 – *Theocampe* sp.,  $\times 150$  (32),  $\times 100$  (33, 34); 35 – *Archaeodictyomira cf. regina* (Campbell et Clark),  $\times 100$ ; 36 – *Clathrocyclas?* sp. cf. *C. universa* Clark et Campbell,  $\times 100$ ; 37 – *Phormocyrtis?* sp.,  $\times 225$ .

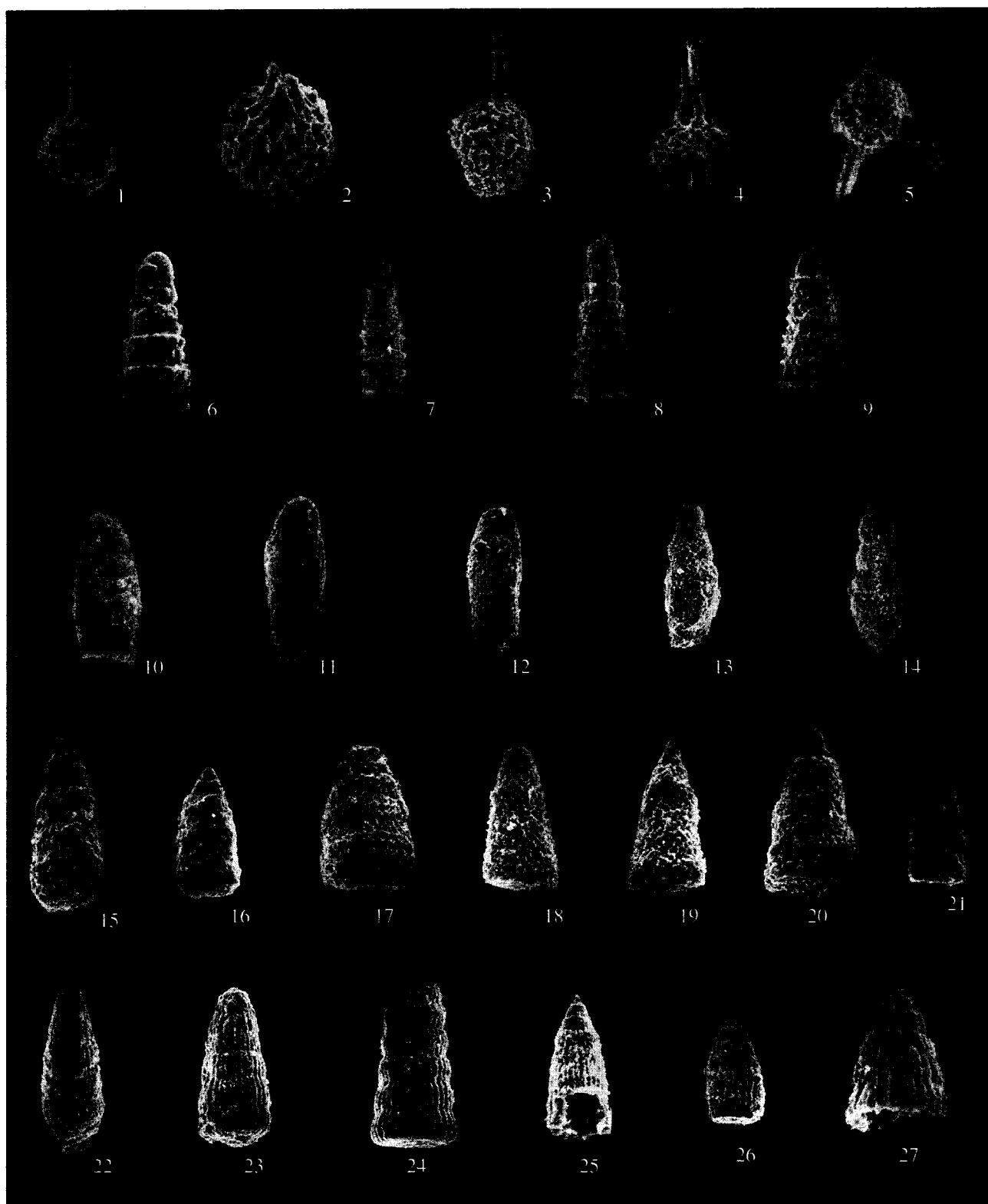


Рис. 6. Комплекс триасовых (верхний анизий – нижний ладиний) радиолярий (фиг. 1–9) в ватынском (сантон – кампан) матриксе (фиг. 10–28) флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн.

1–3 – *Pseudostylosphaera tenuis* Nakaseko & Nishimura,  $\times 65$ ,  $\times 140$ ,  $\times 100$ ; 4 – *Pseudostylosphaera* aff. *goestlingensis* Kozur et Mostler,  $\times 100$ ; 5 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.,  $\times 100$ ; 6, 7 – *Triassocampe* cf. *scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler,  $\times 150$ ,  $\times 80$ ; 8, 9 – *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler,  $\times 100$ ,  $\times 90$ ; 10–12 – *Theocampe* sp.,  $\times 100$  (10),  $\times 90$  (11),  $\times 60$  (12); 13–18 – *Stichomitra* sp.,  $\times 100$  (13–15, 17, 18),  $\times 90$  (16); 19–21 – *Amphipyndax* sp.,  $\times 100$  (19, 20),  $\times 90$  (21); 22 – *Dictyomitra* cf. *lamellicostata* Foreman,  $\times 60$ ; 23–27 – *Dictyomitra* sp.,  $\times 100$  (23, 25, 27),  $\times 110$  (24),  $\times 90$  (26).

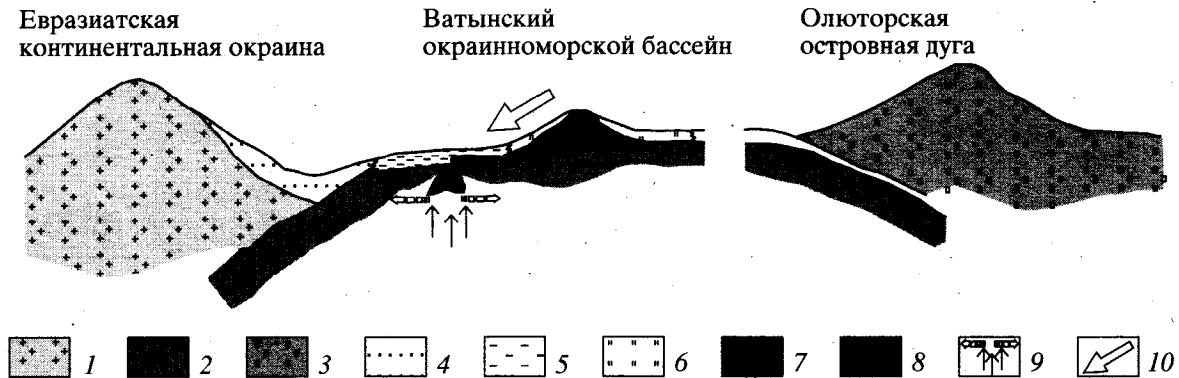


Рис. 7. Статическая модель палеолатерального ряда (поздний сенон), располагавшегося к югу, юго-востоку от Евразиатской континентальной окраины (Корякский сегмент).

1–3 – типы земной коры: 1 – континентальный, 2 – океанический, 3 – энсиматической островной дуги; 4–8 – области осадконакопления: 4 – Уральского флиша, 5 – флишиоидно-олистостромового комплекса, 6 – кремней аллохтонных пластин и олистолитов, 7, 8 – базальтов: 7 – океанических поднятий (OIB), 8 – окраинного моря (T-MORB); 9 – зона локальных растяжений, подъем базальтовых (T-MORB) выплавок; 10 – направление перемещения олистолитов и олистоплак в область осадконакопления матрицы флишиоидно-олистостромового комплекса.

из матрицы комплекса, а также ранее полученной датировке из матрицы комплекса, обнажающегося в районе лагуты Тамань, соответствующей эоцену [3]. Возраст кремнистых олистолитов комплекса и кремней аллохтонных пластин, перекрывающих его, близок и оценивается как кампан-маастрихтский, ранее их возраст определялся в интервале сантон – даний [3]. Нахodka чужеродных по отношению к кремнистым породам Олюторского хребта включений триасовых яшм подчеркивает олистостромовую природу комплекса.

## ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Таким образом, флишиоидно-олистостромовый комплекс западного побережья Алеутской впадины, как и Уральский флиш, сформированы материалом, поступавшим, скорее всего, с Евразиатского континента и не связанным с размывом Олюторской энсиматической островной дуги, отложения которой обдуктированы на флишевые толщи и слагают в современной структуре центральную часть Олюторского хребта.

В районе Олюторского хребта, куда входит район исследований, развиты структурно-вещественные комплексы (см. рис. 1), сформированные в различных геодинамических обстановках [16] и практически в один и тот же интервал времени. Это касается флишиоидно-олистостромового комплекса (кампан-маастрихт), кремнисто-вулканогенного окраинноморского (кампан-маастрихт) [3, 14] и осадочно-вулканогенного комплекса островодужной природы (кампан-маастрихт) [3, 14], части разреза Уральского флиша (мел-палеоцен) [6]. Такой же или близкий возраст имеют и образования, занимающие значительно меньшие площади и отмеченные только в исследованном районе: аллохтонные пластины кремней с неболь-

шой примесью терригенного материала (кампан-маастрихт) и олистоплаки субщелочных базальтов типа океанических островов с редкими и мало мощными прослойями кремней (кампан-маастрихт и маастрихт-даний) [16].

В современной структуре эти одновозрастные структурно-вещественные комплексы тектонически совмещены и занимают строго определенное структурное положение, что позволяет, используя геохимические данные, предложить модель палеолатерального ряда, существовавшего в северо-западной Пацифике в позднем мелу.

Принято считать, что Уральский флиш отлагался в пределах континентального склона Евразии и его подножья [6, 12, 15, 16]. Прямых взаимоотношений между Уральским флишем и флишиоидно-олистостромовым комплексом не известно. Их выходы разделены 40–50-километровой полосой аллохтонно залегающих на них окраинноморских и островодужных пород. Однако их структурное положение, однотипность геохимических характеристик и существенно меньшее количество терригенного материала песчаной размерности в матрице флишиоидно-олистостромового комплекса, позволяют предполагать, что он формировался к югу или юго-востоку от Уральского флиша, на большем расстоянии от континента. В области осадконакопления флишиоидно-олистостромового комплекса, по-видимому, существовали зоны локального растяжения, по которым происходило внедрение базальтов с характеристиками T-MORB, образовавших потоки *in situ*. В непосредственной близости от этой области, вероятно, располагалось вулканическое океаническое поднятие, которое “поставляло” олистолиты и олистоплаки базальтов типа OIB.

Сходство геохимии терригенной примеси в кремнистых породах олистолитов и аллохтонных

пластин с геохимией алевро-пелитов Укэлятского флиша и флишоидно-олистостромового комплекса указывает, что и эти породы формировались в том же бассейне, но на еще большем удалении от источников сноса терригенного материала.

Окраинноморские и островодужные комплексы, занимающие наиболее высокое структурное положение в системе тектонических покровов Олюторского хребта, судя по всему, должны дополнить к югу рассматриваемый латеральный ряд. Это подтверждается и палеомагнитными данными о формировании Олюторской дуги на 50-х градусах с.ш. [7].

Все вышесказанное позволяет предполагать, что в позднем сеноне в Корякском сегменте Евразиатской континентальной окраины существовал следующий палеолатеральный ряд: Евразиатский континент – континентальный склон и глубоководный желоб – бассейн с зонами локальных растяжений и океаническим вулканическим поднятием – энсиматическая островная дуга (рис. 7).

Дальнейшая эволюция реконструированного ряда и условия становления флишоидно-олистостромового комплекса в современной структуре устанавливаются палеомагнитными [7, 8] и структурными [13] исследованиями. Показано, что флишевые толщи претерпели как минимум два этапа деформаций, причем на первом этапе была сформирована изоклинальная складчатость восточной вергентности, а на втором вся структура была опрокинута с юга на север [7, 8]. Информация о первом этапе деформаций достаточно скучна, его можно связывать с коллизией Олюторской дуги с Евразиатской окраиной. Главная ось сжимающих напряжений второго этапа деформаций была ориентирована в юго-восточном – северо-западном направлении [13]. Возможно, этот этап связан с тектоническими движениями со стороны Алеутской впадины Берингова моря, проходившими в результате задугового спрединга в палеогене [18].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 93-05-9554, № 98-05-64525) и NSF (EAR 94-18989 и EAR 94-18990).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–96.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–183.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинскас П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н., Федорчук А.В., Чехович В.Д. Океаническая олистострома западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–80.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
- Коваленко Д.В., Щербинина Е.И., Шикова Т.Н., Соловьев А.В., Пачкалов А.С. Палеомагнетизм флишево-олистостромовых толщ восточной части Олюторского хребта // ДАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 360–363.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
- Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.
- Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения ископаемых радиолярий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 95–101.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соловьев А.В. Особенности тектонической эволюции флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской впадины // ДАН. 1996. Т. 351. № 4. С. 513–516.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 92–105.
- Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов // М.: Наука, 1993. 272 с.
- Щербинина Е.А., Коваленко Д.В. О возрасте кайнозойских флишево-олистостромовых толщ Олюторского хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 110–112.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl P.W., Stevenson A.J. Evidences for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. V. 11. № 4. P. 719–731.

19. Dymond J. Geochemistry of Nasca plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital, and hydrogenous sources // *Geol. Soc. Am. Memoir*. 1981. V. 154. P. 133–173.
20. Garver J.I., Scott T.J. Rare-earth elements in argillites indicate a continental provenance for clastic rocks in the Bridge River Complex, southern B.C. // *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*. 1993. V. 25. P. 40–41.
21. Pessagno E., Newport R.A. A technique for extracting radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology*. 1972. V. 27. P. 231–234.
22. Wilson M. Igneous petrogenesis a global tectonic approach // Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman, 1989. 466 p.

*Рецензенты: С.Д. Соколов, А.С. Перфильев*

## Stratigraphic and Tectonic Setting of the Olistostromal Flysch Complex, Western Aleutian Basin Coast, Northern Kamchatka Peninsula

N. A. Bogdanov\*, J. I. Garver\*\*, V. D. Chekhovich\*, T. N. Palechek\*, G. V. Ledneva\*,  
A. V. Solov'ev\*, and D. V. Kovalenko\*

\**Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences,  
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

\*\**Geology Department, Olin Center, Union College,  
Schenectady, New York, 12308 USA*

New data on the age and geochemistry of the sedimentary matrix and olistoliths from the olistostromal flysch complex of the western Aleutian basin coast are discussed. The aleuropelitic members of the olistostromal flysch and Ukelayat flysch complexes are similar in composition. This indicates their formation in the same basin. Based on the comprehensive analysis of the new data, new geodynamic models are proposed for the evolution of the western Bering Sea coast.