

**ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА АРКТИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ
ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ**

**В.С. Оксман, А.В. Ганелин¹, С.Д. Соколов¹, О.Л. Морозов¹,
Ф.Ф. Третьяков, С.А. Силантьев²**

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

¹*Геологический Институт РАН, г. Москва*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

В Верхояно-Чукотской орогенной области (арктические и субарктические регионы) выделены офиолитовые пояса Черского и Южно-Аннуйской сутуры (ЮАС), приуроченные соответственно к осевым частям Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аннуйского) коллизионных орогенов. Офиолитовые фрагменты пояса Черского представляют собой реликты земной коры раннепалеозойского задугового, или окраинноморского бассейна, а офиолиты Южно-Аннуйской сутуры – позднепалеозойско-раннемезозойского океана Аннуй-Ангаючам. Сделан вывод о продолжении ЮАС на северо-запад Аляски, где ее вероятным аналогом является офиолитовая сutura Кобук. Индикаторные океанические комплексы обеих сутур позднего палеозоя–мезозоя представляют фрагменты бассейна, разделявшего в палеозое–раннем мезозое Евразию и Северную Америку, а в позднем мезозое – Евразию и Чукотку. Последующие этапы метаморфизма офиолитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных пород связаны с процессами амальгамации, аккреции и коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов к Северо-Азиатскому и Сибирскому кратам.

Ключевые слова: офиолитовые пояса, Верхояно-Чукотские коллизионные структуры.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-западный сектор Пацифики (арктические регионы Северо-Востока Азии), граничащий на западе с Сибирской платформой, представляет собой часть гигантской складчатой области, в пределах которой выделяются мезозойские Верхояно-Чукотские коллизионные и мезозойско-кайнозойские Корьякско-Камчатские аккреционные структуры [1, 19–21, 26, 42] (рис. 1). Офиолиты Корьякского нагорья и Камчатки достаточно хорошо изучены. Они относятся к аккреционному типу, и среди них установлены фрагменты океанической коры Палео- и Мезопацифики (тихоокеанский тип) [25].

Офиолитовые пояса Черского и Южно-Аннуйской сутуры относятся к коллизионному типу и подверглись неоднократным деформациям и метаморфизму. Тип, возраст и размеры океанических бассейнов, где могли быть генерированы офиолиты Арктических поясов, и природа бассейнов остаются до настоящего времени дискуссионными. Также до конца не понятны вопросы эволюции офиолитов на различ-

ных этапах геологической истории. Проведенные исследования включали сочетание стандартных и уже хорошо апробированных в районе методик структурного и минералого-геохимического анализов.

Целью статьи является восстановление геодинамических обстановок формирования плутонических и вулканогенно-осадочных частей офиолитовых разрезов и связанных с ними метаморфических комплексов, проведение сравнительного анализа геохимических данных по крупнейшим фрагментам офиолитовых поясов.

**ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Структуры мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области разделяются на Верхояно-Колымский и Новосибирско-Чукотский (Чукотско-Аннуйский) коллизионные орогены [1, 6, 18, 26, 33, 40, 41]. Верхояно-Колымский дугообразный ороген ("Верхояно-Колымские мезозоиды", "Колымская петля") сформирован в результате позднемезозойской коллизии Верхоянской континентальной окраины

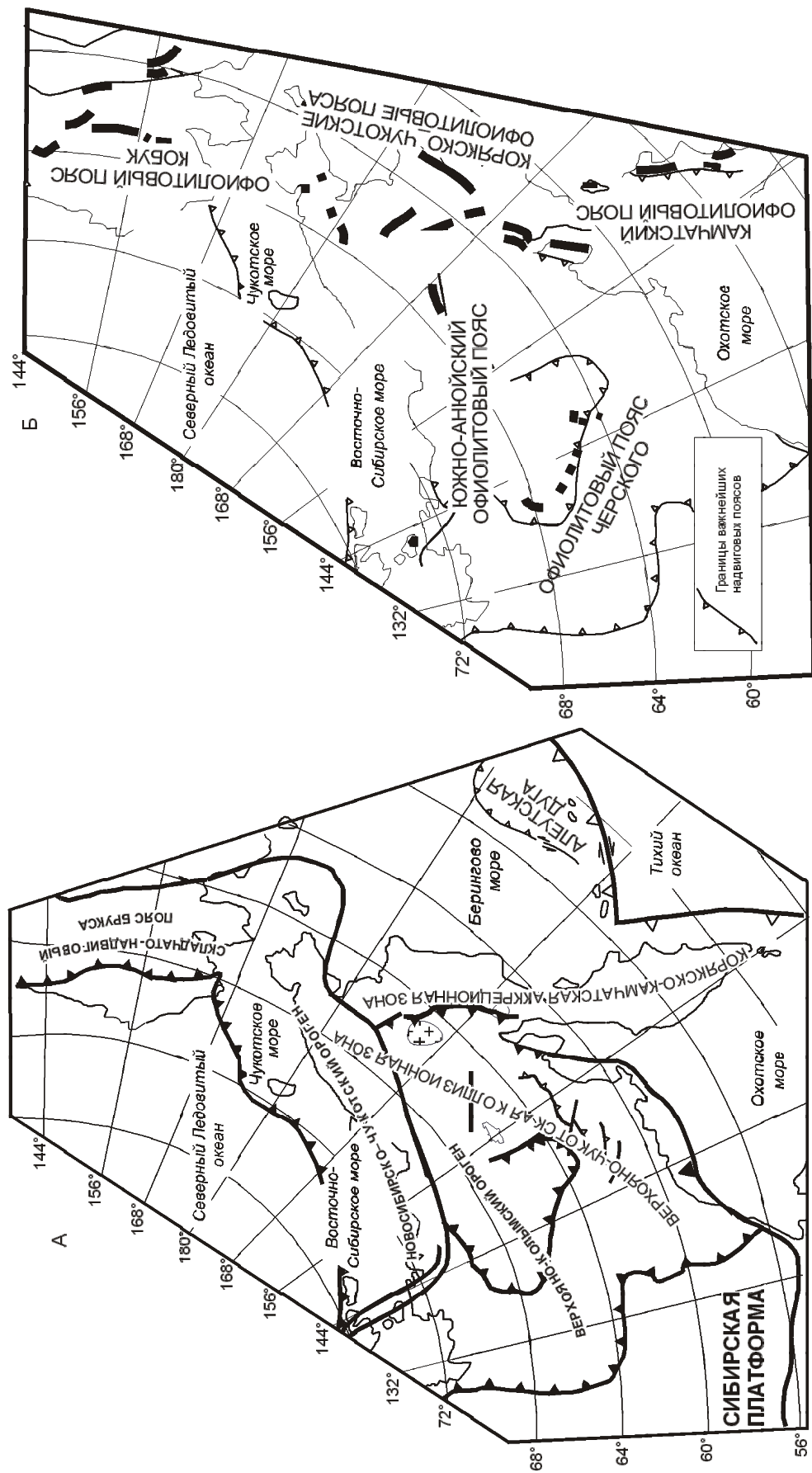


Рис. 1. Основные тектонические единицы (А) и офиолитовые пояса (Б) Северо-Востока Азии.

Северо-Азиатского кратона с разновозрастными структурами (террейнами), образующими единый Колымо-Омолонский микроконтинент (супертеррейн) [28]. Верхоянская окраина преобразована в одноименный складчато-надвиговый пояс, который представляет собой внешнюю часть орогенных структур [22, 42]. Внутреннюю часть названного орогена составляет коллизионный пояс Черского [16, 17]. В строении последнего выделяются (с запада на восток): Кулар-Нерский пояс (переходная часть от структур западной, внешней части орогена к внутренней его части), Туостахский блок (Нагоджинский террейн [39]), Селенныхский, Тас-Хаяхтахский и др. блоки палеозойских пород (обычно объединяются в Омудевский микроконтинент или террейн [28]). Офиолиты и метаморфические породы приурочены к осевой части коллизионного пояса. Позднемезозойские амальгамационные и аккреционные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы выполняют Иньяли-Дебинский и Полоусненский синклинии, Илинь-Тасский антиклинорий, Индигиро-Зырянский прогиб (восточная тыловая часть пояса) и Уяндино-Ясачненский вулканоплутонический пояс. В восточных частях Верхояно-Колымской складчатой области (восточные части Колымо-Омолонского супертеррейна) также выделяются: Алазейский, Хетачанский, Олойский блоки (террейны), обычно объединяются в Алазейско-Олойскую зону, Кенгельдинский блок, сложенный разнообразными метаморфическими породами, Березовский блок девонских-раннетриасовых вулканогенно-терригенных пород, Приколымский и Омолонский микроконтиненты (террейны) [4, 28]. Алазейский, Хетачанский, Приколымский и Олойский блоки несогласно перекрываются полями позднеюрских (киммеридж-волжских) и неокомовых вулканогенно-осадочных пород.

Новосибирско-Чукотский (Чукотско-Аньюйский) ороген с юга ограничен Южно-Аньюйской сутурой (ЮАС), занимающей пограничное положение между Верхояно-Колымским и Новосибирско-Чукотским коллизионными орогенами (складчатые области). По геофизическим данным структуры ЮАС продолжаются на северо-запад, где ее комплексы вскрываются на о. Б. Ляховский [5]. Комплексы Южно-Аньюйской сутуры совместно с перекрывающимися вулканогенно-осадочными образованиями слагают деформированные аллохтоны северной вергентности [27]. Параавтохтон (северная, фронтальная часть Новосибирско-Чукотского орогена) сложен дислоцированными триасовыми терригенными отложениями пассивной окраины Чукотского микроконтинента. Вдоль фронта аллохтонов распространены позднеюрские вулканогенные образования предпо-

жительно островодужной природы, которые также участвуют в покровно-складчатой структуре. Покровная структура перекрыта деформированным неавтохтоном готерив-барремского возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

В Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются: офиолитовые пояса Черского и Южно-Аньюйский, приуроченные соответственно к центральным частям Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аньюйского) орогенов.

Офиолитовый пояс Черского

Офиолиты и метаморфические породы Верхояно-Колымского орогена (пояс Черского) образуют пакеты тектонических пластин (Уяндинские или Калгынские и Мунилканские офиолиты), повторно деформированных в крупные складки, перекрывающих палеозойские отложения, или выделяются в виде небольших линз вдоль разломов со сдвиговой кинематикой в осевой части орогена (Кыбытыгасский, Индигирский, Гарбыньинский и Дебинский фрагменты ультрамафит-мафитов) [40]. Офиолиты обычно включают: серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габбро и габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса, метабазалты, офиокальциты и офиолитокластиты. Офиокальцитовые брекчии установлены в Мунилканском фрагменте офиолитов, а в Кыбытыгасском фрагменте офиолиты сосредоточены в серпентинитовом меланже, слагающем самостоятельную пластину в пакете покровов [39].

Наиболее крупный, *Уяндинский* фрагмент офиолитов расположен в пределах сложно построенного Селенныхского блока и совместно с полиметаморфическими кристаллическими сланцами слагает тектонический покров, состоящий из пакета аллохтонных пластин, который располагается на параавтохтонных палеозойских зеленосланцевых толщах. В составе Уяндинского офиолитового комплекса определен практически весь набор комплексов (за исключением дайкового), типичных для альпинотипных офиолитов (см. рис 1, 2 в [8], рис. 2). Выделяются самостоятельные тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, ультрамафитами (преимущественно гарцбургитами и дунитами), габбро-амфиболитами и амфиболитизированным (кумулятивным) габбро, метабазалтами. Тектонические пластины разделены зонами полимиктового серпентинитового меланжа, в котором определены линзы офиолитокластитов [7, 8, 17].

Офиолиты пояса Черского повсеместно ассоциируют с метаморфическими породами и, в свою оче-

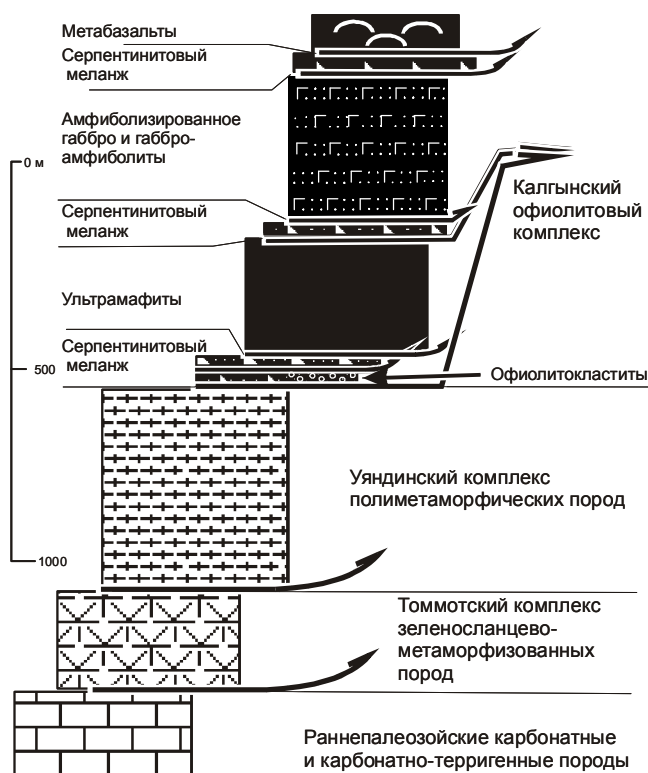


Рис. 2. Сводный разрез офиолитов и полиметаморфических пород Уядинского (Калгынского) блока офиолитового пояса Черского.

редь, испытали несколько этапов метаморфизма. Ранний этап метаморфизма проявлен только в габбро-амфиболитах Уядинского блока и характеризуется температурами 450–500°C и низкими давлениями (менее 2,0 кбар), что позволило сравнить данный метаморфизм с океаническим [17]. Ранний метаморфизм не сопровождался синхронными деформациями и датирован 419–430 млн л. (^{40}Ar - ^{39}Ar , по актинолитовой роговой обманке [11, 40]). Метаморфизм второго этапа характеризовался среднебарическими, среднетемпературными условиями ($T=450$ – 620°C , $P=4.0$ – 6.0 кбар, Барровиан тип метаморфизма). Его возраст определяется в 370 млн л. ^{40}Ar - ^{39}Ar анализом биотита из ассоциирующих с офиолитами полиметаморфических сланцев Уядинского блока [11, 40]. Метаморфизм второго этапа связывается с расслоением океанического бассейна и образованием глубоких надвигов [17]. Третий этап метаморфизма датирован ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 174 млн л. по мусковиту из полиметаморфических сланцев, которые тектонически подстилают офиолитовый покров [11]. Офиолиты, кристаллические сланцы и палеозойские карбонатно-терригенные породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации низких давлений в северной части пояса (330–460°C, 2,0–4,0 кбар) и средних дав-

лений в южных частях орогена (4,0–6,0 кбар) [17]. Совокупность геохимических признаков базальтов и габбро Уядинского офиолитового комплекса, на основании материалов предыдущих исследований, позволяет предполагать формирование его в супрасубдукционной обстановке задугового бассейна, что характерно для большинства альпинотипных офиолитовых комплексов [7, 8].

Офиолитовый пояс Южно-Анжуйской сутуры

Офиолиты слагают аллохтоны и ассоциируют с полиметаморфическими сланцами, позднемезозойскими вулканогенно-терригенными породами и аккреционным меланжем. Выделяются позднепалеозойские офиолиты островодужного и предположительно океанического генезиса, а также среднемезозойские офиолиты океанической природы. Самые молодые океанические базальт-кремнистые ассоциации имеют возраст от средней юры до келловей–оксфорда. Наиболее крупные офиолитовые фрагменты представлены Алучинской группой массивов мафит-ультрамафитового состава и Громадненско-Вургувеевским гипербазит-габбровым массивом. Породы офиолитового комплекса известны также на северо-западном продолжении ЮАС на о. Б. Ляховский [5].

Алучинские офиолиты включают собственно Алучинский массив, в составе которого выделяются мантийные тектонизированные гипербазиты, представленные преимущественно породами дунит-гарцбургитового ряда, а также породы полосчатого комплекса [12]. Базитовая (коровая) часть представлена Атамановским массивом (рис. 3), который сложен различными габброидами с офиолитовой структурой (габбродиабазами, диабазами), в раме которых содержатся скринны серпентинитов и серпентинизированных перидотитов. Возраст диабазов оценивается как позднетриасовый (226 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar метод, вторичная роговая обманка [2]). Согласно [3], а также неопубликованным данным, гипербазиты Алучинского массива имеют супрасубдукционную природу.

Громадненско-Вургувеевский массив (рис. 4) представляет собой сигмоидально изогнутую пластину, образующую вместе с вышележащей позднепалеозойской вулканогенной толщей основного состава тектонический пакет, надвинутый на позднемезозойские комплексы ЮАС [2, 13]. В составе массива выделяется комплекс плутонических габброидов (оливиновые габбро, троктолиты, габбро, габбронориты, последние распространены наиболее широко). Для всех перечисленных разновидностей габброидов характерен лейкократовый характер, число цветных минералов, как правило, не превышает 30 %, опускаясь иногда до 10–3 %, что позволяет рассматривать

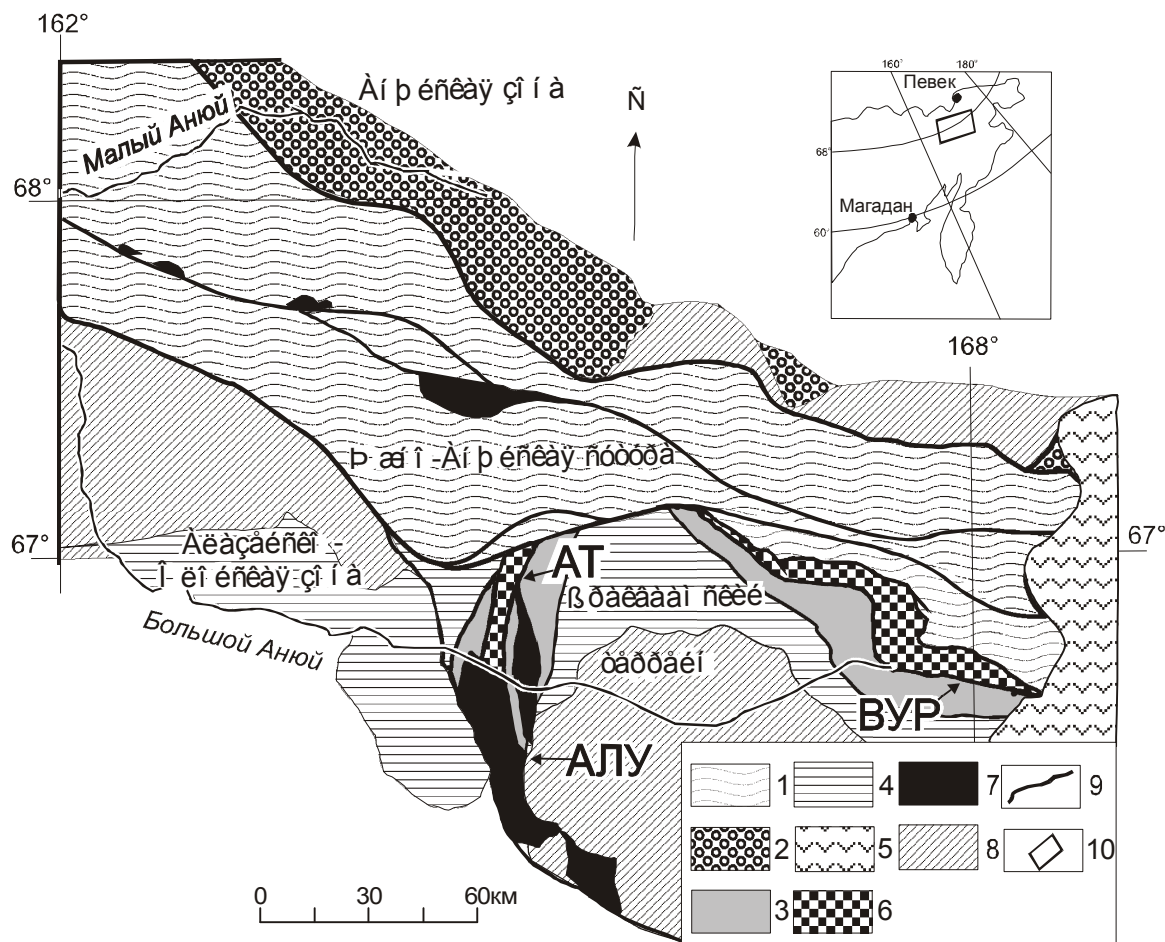


Рис. 3. Схема основных структурных элементов Южно-Анюйской сутуры и ее обрамления (по [14, 27] с изменениями).

1 – мезозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Анюйской сутуры; 2 – триасовые турбидиты Анюйской зоны Чукотского микроконтинента; 3 – позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 4 – мезозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 5 – меловые молассовые отложения; 6 – Атамановский и Громадненско-Вургувеемский массивы; 7 – Алучинский гипербазитовый массив; 8 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – разломы; 10 – район работ.

Буквы на рисунке: АТ – Атамановский массив, ВУР – Громадненско-Вургувеемский массив, АЛУ – Алучинский массив.

эти породы как габброанортозиты. Возраст вторичной роговой обманки в габброидах массива, согласно данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования, составляет 320 млн лет [2]. Близкие датировки (332 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar метод) получены для плагиогранитизированного габбро [9]. Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону. В подчиненном количестве присутствуют редкие небольшие тела куммулятивных перидотитов, иногда содержащих плагиоклаз. Габброиды Громадненско-Вургувеемского массива прорываются двумя сериями даек. Первые, возможно, являются гипабиссальной фацией вышележащих позднепалеозойских вулканитов. Дайки представлены субвертикальными те-

лами северного простирания мощностью до 2 м и сложены диабазами, габбродиабазами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Другая группа даек приурочена к центральной части массива, представлена порфировыми базальтами. Эти дайки имеют различную ориентировку, мощность от 10 см до 0,5 м и протяженность не более 5–10 м. Возраст даек не известен, но за пределами массива подобные породы не встречались.

Основанием для выделения массива в качестве офиолитового послужило предположение, что среди редких перидотитовых тел, ассоциирующих с габброидами, присутствуют альпинотипные (мантийные

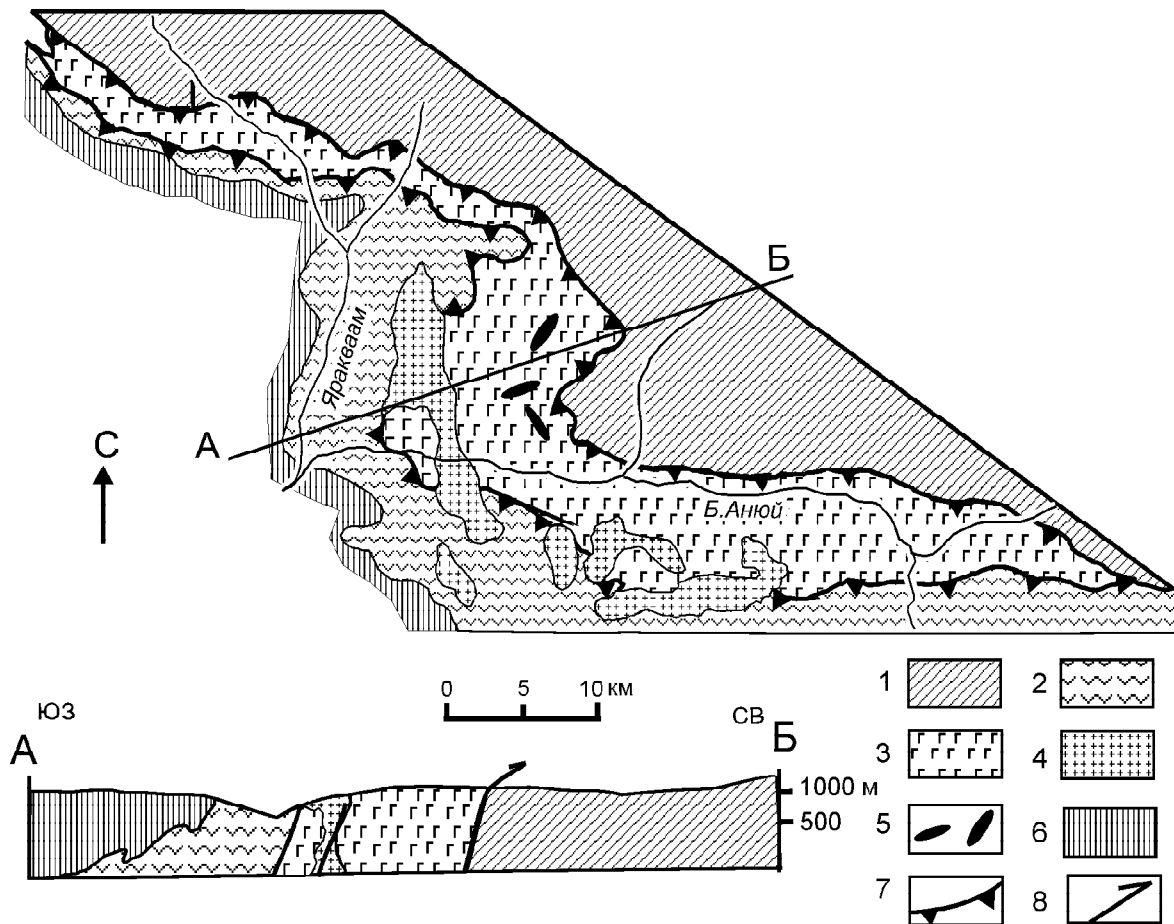


Рис. 4. Схема строения Громадненско-Вургувеемского массива по [27].

1 – нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые комплексы Южно-Аньюйской сутуры; 2 – позднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования; 3 – габброидные комплексы Громадненско-Вургувеемского массива; 4 – плагиограниты позднепалеозойского Вургувеемского комплекса; 5 – тела троктолитов и перидотитов; 6 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 7, 8 – надвиги, ограничивающие Громадненско-Вургувеемский массив: 7 – на карте; 8 – на разрезе.

перидотиты) [13], а также пространственная сопряженность plutонических габброидов массива с верхнепалеозойскими вулканитами. Присутствие мантийных перидотитов в структуре массива не подтвердилось, характер взаимосвязи позднепалеозойских вулканитов и plutонических пород массива остается неопределенным. В связи с этим рассмотрение plutонических пород Громадненско-Вургувеемского массива в качестве офиолитовых является дискуссионным, однако в данной статье они рассматриваются с целью приведения общей характеристики ультрамафит-мафитовых комплексов ЮАС.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время достаточно детально изучены базитовые (коровые) комплексы рассматриваемых массивов.

Габброиды

Громадненско-Вургувеемский массив. Характерными особенностями состава габброидов массива являются низкие относительно габброидов другой геодинамической природы содержания кремния, титана (TiO_2 около 1 вес. %), фосфора, щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,1-2,5$ вес. %), и, напротив, повышенные содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 10$ вес. % – в оливиновом габбро и 18–28 вес. % – в габбро и габброноритах) (табл.). Наблюдаются низкие значения магнезиальности – $100\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) = 67-27$, что свидетельствует о значительной эволюционированности родительских расплавов. Содержания и распределение РЗЭ в габброидах близки к таковым в океанических толеитах типа *N-MORB* (рис. 5, А). Спектры редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, для всех исследованных образцов

Таблица. Представительные анализы магматических пород офиолитов Южно-Анюйской сутуры и Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	OIG	G	D	D	GD	D	G	G	B	B
SiO ₂	41,26	43,88	50,18	51,58	49,25	47,48	48,38	47,38	47,82	46,23
TiO ₂	0,16	1,13	1,43	1,24	1,93	0,62	0,29	1,76	2,43	2,69
Al ₂ O ₃	9,53	19,88	15,67	15,32	14,10	15,54	16,54	14,94	12,70	13,47
FeO	-	-	7,47	7,26	8,48	7,41	4,64	8,97	10,17	9,13
Fe ₂ O ₃	-	-	3,8	4,79	3,38	1,90	1,99	1,85	3,69	7,93
FeO*	12,93	13,36	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,21	0,27	0,24	0,21	0,09	0,10	0,12	0,18	0,09	0,11
CaO	10,28	11,73	6,75	4,26	9,13	9,79	13,08	10,56	7,42	6,67
MgO	18,96	5,20	4,42	4,83	7,25	9,93	10,59	9,01	8,40	10,28
Na ₂ O	0,11	2,42	4,76	4,8	3,24	2,37	1,98	2,57	6,47	2,70
K ₂ O	0,00	0,16	0,38	0,17	0,20	0,29	0,18	0,09	0,65	0,58
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,23	0,15	0,15	0,09	0,03	0,14	0,16	0,20
ППП	5,14	1,26	4,03	5,15	2,12	4,60	1,49	2,40	1,00	1,31
Сумма	98,61	99,36	99,36	99,76	99,32	100,12	99,32	99,86	101,00	101,31
Cr	643	27	42	26	60	167	399	271	126	157
Ni	179	8	31	26	40	62	186	-	60	100
V	8	56	368	343	375	200	-	-	442	370
Co	92	32	33	28	35	32	-	-	42	44
Ba	76	148	108	137	45	130	51	133	33	86
Rb	-	-	2	5	1	3	43	10	1	9
Sr	105	235	174	268	140	200	154	135	110	213
Cu	26	49	137	58	-	-	-	-	-	-
Zr	2	5	46	56	98	32	18	96	121	152
Y	2	5	23	29	36	14	18	24	39	35
Nb	0,05	0,13	0,94	1,37	2,40	1,00	7,2	7,2	1,9	11,2
Ta	0	0,01	0,06	0,07	-	-	0,31	0,31	-	0,61
Hf	0,27	0,29	1,50	1,63	-	-	0,96	2,57	-	3,76
Th	0	0	0,59	0,58	-	-	0,41	0,41	-	0,91
U	0	0	0,26	0,25	-	-	-	-	-	0,54
Zn	7,4	14	93,54	86,56	-	-	-	-	-	-
Pb	1,8	1,1	2,67	1,51	-	-	-	-	-	-
La	0,1	1	4,57	5,83	3,00	1,20	0,52	3,39	3,42	10,16
Ce	0,4	2,4	11,66	14,58	10,00	3,40	2,66	12,31	10,04	26,41
Pr	0,1	0,39	1,80	2,18	-	-	-	-	-	-
Nd	0,5	1,9	8,82	10,71	9,70	3,10	5,11	10,26	10,04	18,28
Sm	0,23	0,68	2,72	3,24	3,90	1,10	0,66	3,90	4,62	5,18
Eu	0,13	0,51	1,06	1,24	1,30	0,56	0,38	1,45	1,21	1,86
Gd	0,37	0,94	3,23	3,81	-	-	-	-	-	-
Tb	0,07	0,17	0,55	0,63	1,00	0,33	0,25	0,84	1,31	1,12
Dy	0,48	1,29	3,83	4,27	-	-	-	-	-	-
Ho	0,1	0,28	0,85	0,97	-	-	-	-	-	-
Er	0,29	0,85	2,34	2,61	-	-	-	-	-	-
Tm	0,04	0,11	0,34	0,38	-	-	-	-	-	-
Yb	0,26	0,88	2,30	2,54	4,20	1,40	0,91	3,18	5,22	2,95
Lu	0,03	0,13	0,34	0,38	0,59	0,20	0,16	0,61	0,86	0,51

Примечание. Главные элементы (вес. %) определены: 1–4 – рентгено-флуоресцентным анализом: (лаборатория ГЕОХИ РАН); 5–10 – силикатным анализом (лаборатория ГИН РАН). Элементы-примеси (г/т) определены: 1–4 – методом ионно-связной плазмы (ISP MS) (лаборатория ИГЕМ РАН); 5–10 – нейтронно-активационным анализом (лаборатория ГИН РАН); 1–4 – Громадненско-Вургувеемский массив; 5–6 – Атамановский массив; 7–10 – Уяндинский (Калгынский) офиолитовый комплекс.

Обозначения: OIG – оливиновое габбро, G – габбро, GD – габбро-диабаз, D – диабаз, B – базальт; FeO* = FeO + 0,9Fe₂O₃, прочерк – компонент не определялся, нулевые значения – содержания компонента ниже предела обнаружения.

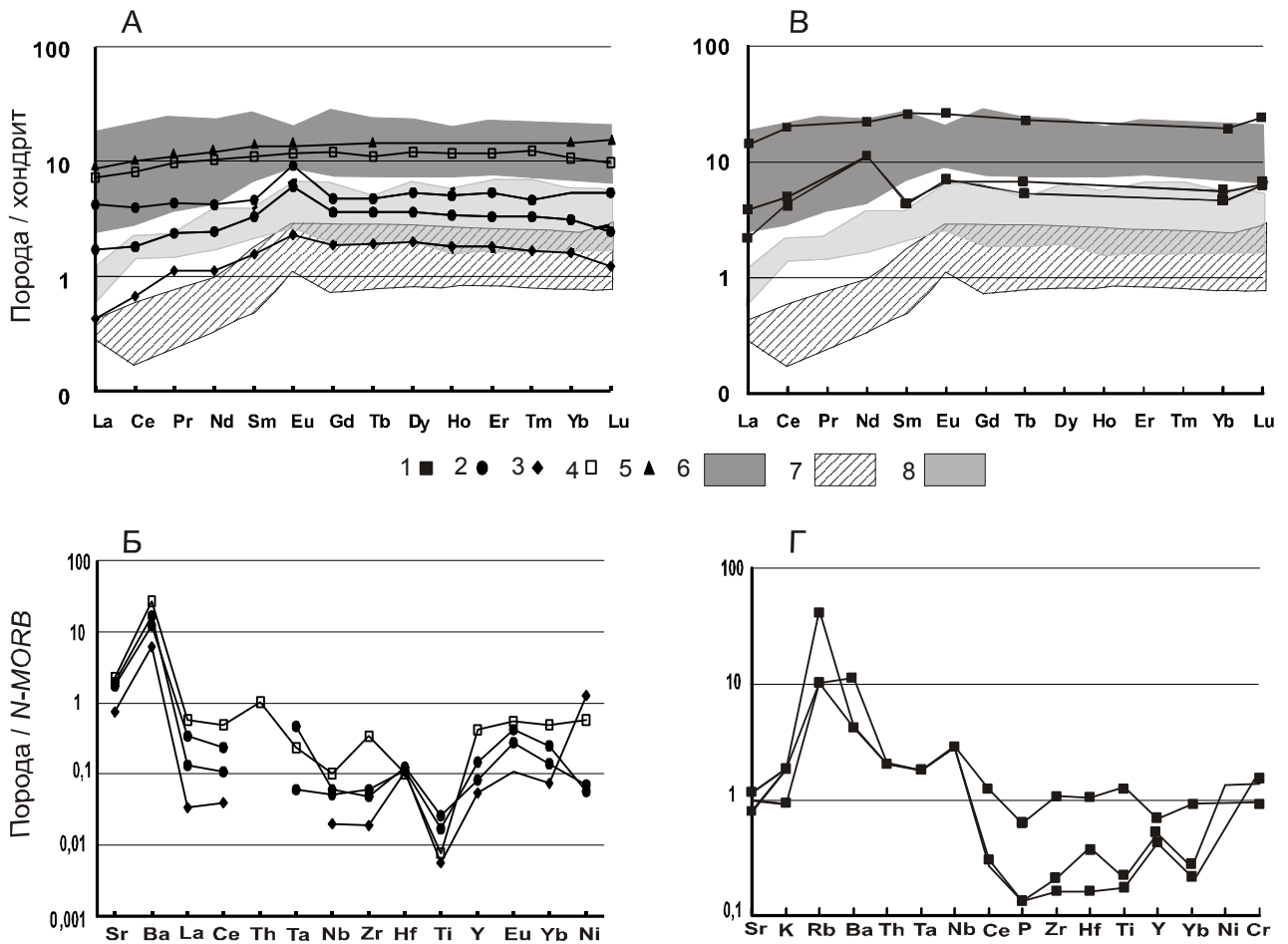


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ (А, В), нормированные по хондриту [32], и мультиэлементные диаграммы (Б, Г), нормированные по N-MORB [33], для габброидов Громадненско-Вургувеевского массива (ЮАС) (А, Б) и Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского (В, Г).

1 – габбро Калгынского офиолитового комплекса; 2–4 – Громадненско-Вургувеевский массив: 2 – габбронориты, 3 – оливиновое габбро, 4 – дайка порфирированного базальта; 5 – высокоглиноземистый толеит Южно-Сандвичевой островной дуги [36]; 6 – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия [44]; 7 – габбро офиолитов Троодоса [37]; 8 – габбро Кемпирсайского массива [29].

габбро имеют субпараллельные графики, с некоторым обеднением ЛРЗЭ ($La/Sm = 0,3-0,5$) и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ. Концентрации РЗЭ последовательно возрастают от оливинового габбро к лейкократовым габброноритам ($La+Sm+Yb = 0,59-2,56$ г/т). Во всех спектрах наблюдается положительная аномалия Eu, отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. На рис. 5А видно, что спектры РЗЭ габброидов Громадненско-Вургувеевского массива попадают в области спектров РЗЭ габброидов из офиолитов, сформированных в обстановках над зоной субдукции. Габброиды сильно обеднены большинством элементов-примесей, а спектры их распределения имеют U-образную форму, характерную для спектров бонинитов (рис.

5Б). Таким образом, геохимия РЗЭ и низкая щелочность свидетельствуют о кристаллизации габброидов из расплавов, близких к толеитам типа N-MORB. В то же время, породам свойственны низкие содержания титана и высокие содержания глинозема, что характерно для островодужных обстановок. Сильное обогащение глиноземом может быть связано с кристаллизацией высокоглиноземистого толеитового расплава, который является дифференциатом примитивных океанических толеитов. Для сравнения на диаграммы распределения редкоземельных элементов (рис. 5А) нанесены точки составов высокоглиноземистого толеита Южно-Сандвичевой дуги [36], габбро офиолитов Троодоса [37], габбро Кемпирсайского массива [29] и состав порфирированного базальта (Al_2O_3

– 17,5 вес. %) из дайки, прорывающей габброиды в центральной части массива.

Видно, что спектры РЗЭ для составов высокоглиноземистого толеита Южно-Сандвичевой дуги и порфирированного базальта очень близки и соответствуют спектрам толеитов типа *N-MORB*. Спектр распределения элементов-примесей в образце порфирированного базальта так же, как и спектры габброидов, имеет U-образную форму, характерную для бонинитов. Таким образом, можно предположить, что дайки порфирированных базальтов представляют собой вулканические аналоги рассматриваемых габброидов. Полученные данные позволяют сделать вывод, что габброиды Громадненско-Вургувеевского массива формировались из высокоглиноземистых океанических толеитов при участии (характер которого пока неясен) бонинитовых расплавов. Условия для проявления этих процессов могли сложиться на ранних стадиях развития островных дуг.

Уяндинский (Калгынский) офиолитовый комплекс. Ранее проведенное исследование особенностей габброидов офиолитового комплекса позволило различить в них две геохимические разновидности, первая из которых по комплексу признаков сопоставима с составами океанических базальтов, вторая – с островодужными толеитами [7, 8]. Габброиды Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса отличаются, сравнительно с габброидами Атамановского и Громадненско-Вургувеевского комплексов, широкими вариациями содержания титана (TiO_2 – 0,24–1,8 вес. %), низкими количеством глинозема (Al_2O_3 – 15–16,9 вес. %). Величина магнезиальности ($Mg^* = 100MgO/(MgO+FeO^*)$) последовательно уменьшается от наименее титанистых к более титанистым, составляя диапазон 82,63–60,1, соответственно. Для габброидов характерны высокие содержания РЗЭ: сумма $La+Sm+Yb$ колеблется от 12,34 до 60,53 хондритовых норм в наиболее и в наименее примитивных образцах, соответственно. Наблюдается незначительное обеднение легкими РЗЭ ($La/Sm = 0,49–0,54$) по сравнению со средними и тяжелыми. Как видно из рис. 5 В, спектры распределения РЗЭ описываемых габброидов наиболее близки к области спектров габбро из Восточно-Тихоокеанского поднятия. Распределение элементов-примесей (рис. 5 Г) свидетельствует о близости составов габброидов к составам толеитов *N-MORB*. Обедненность наиболее "примитивных" образцов (продукты кристаллизации базальтов, близкие к первоначальному составу расплава по повышенным значениям магнезиальности и пониженным концентрациям несовместимых элементов) высокозарядными элементами не носит характера, свойственного островодужным составам с характер-

ными минимумами Ta, Nb, Ti, Zr, и, скорее всего, является следствием кумулятивной природы пород.

Таким образом, габброиды Уяндинского (Калгынского) комплекса могут представлять породы, отражающие последовательные стадии кристаллизации единого родительского расплава типа *N-MORB*.

Дайковые серии и базальты

Диабазы и габбродиабазы *Атамановского комплекса* характеризуются колебаниями TiO_2 (1,43–1,93 вес. %) при низких содержаниях калия (0,16–0,31 вес. %), что соответствует толеитам типа *N-MORB*. В то же время, отмечаются невысокие содержания Ni и Cr: 40–60 и 60–180 г/т соответственно. На дискриминационных диаграммах, отражающих распределение некогерентных высокозарядных элементов (рис. 6 А, Б), фигуративные точки составов диабазов Атамановского комплекса попадают в поля толеитов *N-MORB*. На диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (рис. 6В) фигуративные точки составов пород характеризуются широким разбросом, попадая в различные поля, что не согласуется с геохимическими данными и связано, вероятно, с вторичными изменениями пород. Распределение РЗЭ и элементов примесей (рис. 7 А, Б) также свидетельствует, что описываемые породы очень близки к океаническим толеитам. Пониженные содержания Cr и Ni позволяют предположить, что формирование диабазов Атамановского массива происходило в обстановке окраинного бассейна.

Дайковый комплекс Громадненско-Вургувеевского массива. Породы комплекса отличаются низкими содержаниями TiO_2 (не более 1 вес. %), повышенными содержаниями Al_2O_3 (15–17 вес. %) и низкими значениями Cr и Ni (40–60 и 30–40 г/т соответственно). На всех приведенных дискриминационных диаграммах (рис. 6 А, Б, В) точки составов диабазов комплекса попадают в поля островодужных серий, что подтверждается характером распределения РЗЭ (рис. 7В). Спектры диабазов показывают 20-кратное обогащение редкоземельными элементами относительно хондрита с преобладанием ЛРЗЭ над средними и тяжелыми ($La + Sm + Yb = 9,6–11,6$ г/т, $La/Yb = 1,9–2,3$). Для образца дацита эти параметры составляют: ($La + Sm + Yb = 17,8$ г/т и $La/Yb = 2,6$). На мультиэлементных диаграммах (рис. 7 Г) спектры имеют характерные для пород островодужного генезиса отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, Zr. Приведенные особенности состава позволяют характеризовать дайки Громадненско-Вургувеевского массива как типичные островодужные толеиты.

Метабазальты Уяндинского (Калгынского) комплекса. Ранее на основании анализа геохимических особенностей метабазальты разделены на два

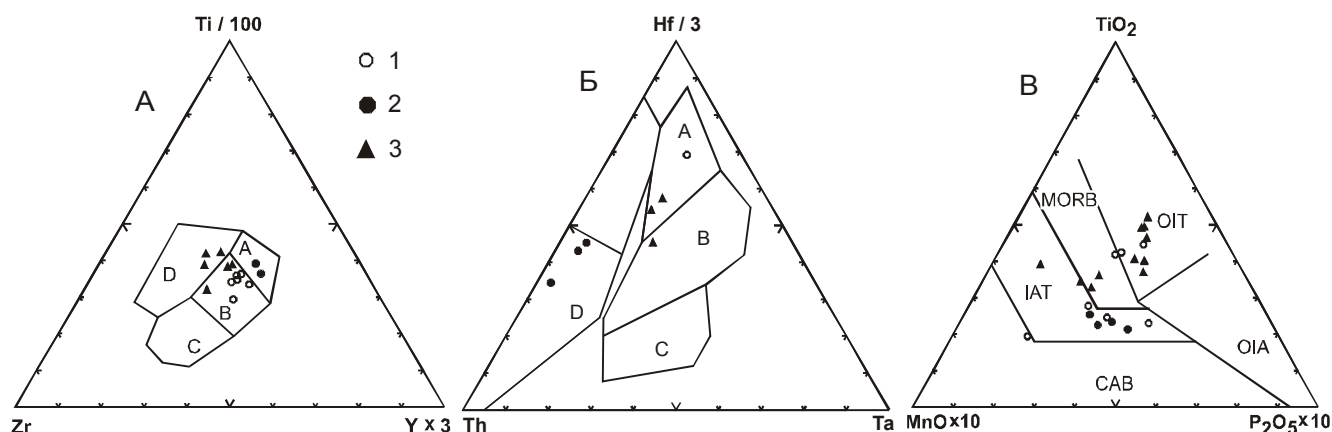


Рис. 6. Дискриминантные диаграммы для пород дайковых серий офиолитов ЮАС и metabазальтов Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского.

1,2 – дайковые серии офиолитов ЮАС: 1 – дайки Атамановского массива, 2 – дайки Громадненско-Вургувеевского массива; 3 – metabазальты Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса.

А – диаграмма Zr-Ti/100-Y/3 [44], поля: А – толеиты островных дуг, В – базальты срединно-океанических хребтов, С – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты. Б – диаграмма Th-Hf/3- Ta [45], поля: А – *N-MORB*, В – *E-MORB*, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг. В – диаграмма MnO×10-TiO₂-P₂O₅×10 [38]; CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

типа: низкотитанистые (TiO₂ < 1,8 %) и высокотитанистые (TiO₂ > 1,8 %) [7, 8].

На дискриминационных диаграммах точки составов metabазальтов попадают как в поля толеитов *N-MORB*, так и в поля внутриплитных обстановок (рис. 6А) или базальтов типа *E-MORB* (рис. 6Б). Из диаграммы MnO-TiO₂-P₂O₅ (рис. 6В) следует, что часть анализов metabазальтов соответствует толеитам внутриокеанических островов и внутриплитных базальтов, а часть сопоставима с базальтами *N-MORB*. Наличие двух геохимических типов подтверждается также характером распределения РЗЭ и элементов-примесей (рис. 7 Д, Е). Низкотитанистые различия близки к толеитам типа *N-MORB*, а более высокотитанистые обнаруживают обогащение ЛРЗЭ и крупноионными литофилами и соответствуют по этому признаку толеитам типа *E-MORB*.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Относительно природы океанических бассейнов, в которых могли быть генерированы рассматриваемые в статье офиолиты и фрагментами которых они являются, существуют разные точки зрения. Одни исследователи [6, 13, 15, 34] считают, что в палеозое существовал крупный океанический бассейн, являющийся частью (заливом или проливом) Палеопацифики, соединявший последнюю с Палеоуральским океаническим бассейном, другие [20, 21, 26, 40]

предполагают, что это были малые океанические бассейны, отделенные от Пацифики конвергентной границей плит, третьи отрицают существование таких бассейнов [30] или трактуют их как зоны континентального рифтогенеза [23, 24].

Офиолиты пояса Черского, судя по полученным возрастным датировкам, являются фрагментами коры раннепалеозойского океанического бассейна и древнее офиолитов Южно-Аньюйской зоны. Результаты геохимического анализа metabазальтов Уяндинских (Калгынских) офиолитов свидетельствуют о том, что они могли быть генерированы в палеогеодинамической обстановке окраинноморского, задугового бассейна, либо в срединно-океаническом хребте. Кумулятивные габбро-амфиболиты по геохимическим особенностям разделяются на две группы: первая сопоставима с составами океанических базальтов, а другая – с островодужными толеитами. Габброиды Уяндинского (Калгынского) комплекса, с другой стороны, отражают последовательные стадии кристаллизации единого родительского расплава типа *N-MORB* в океанической геодинамической обстановке. Такая неоднородность может говорить о том, что в составе Калгынского офиолитового комплекса принимают участие разные части земной коры океанического бассейна, совмещенные в процессе наложенных дислокаций. Возможно, что кумулятивные габбро и metabазальты Уяндинского комплекса представлены одной ассоциацией, генерированной и

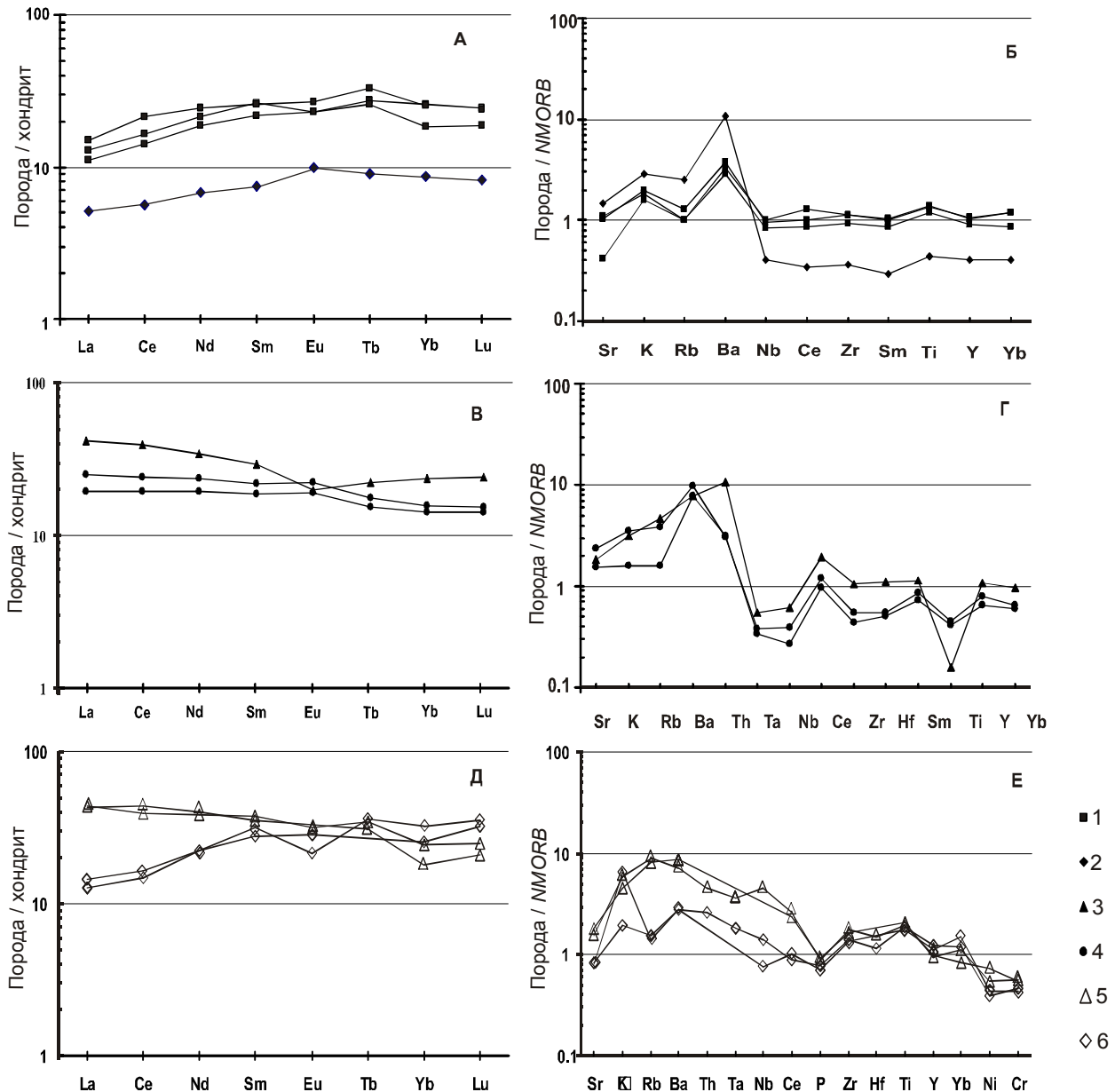


Рис. 7. Графики распределения РЗЭ (А, В, Д), нормированные по хондриту [32], и мультиэлементные диаграммы (Б, Г, Е), нормированные по N-MORB [33], для дайковых комплексов офиолитов ЮАС и metabазальтов Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса.

1,2 – дайки Атамановского массива: 1 – высокофракционированные диабазы, 2 – слабо фракционированные – "примитивные" диабазы; 3, 4 – дайки Громадненско-Вургувеевского массива: 3 – дацит, 4 – базальты, андезибазальты; 5, 6 – metabазальты Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса: 5 – обогащенный тип (*E-MORB*), 6 – нормальный тип (*N-MORB*).

(или) трансформированной в супрасубдукционной обстановке. По-видимому, такие обстановки существовали в раннепалеозойскую эпоху, к востоку (в современных координатах) от Верхоянской континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. Достоверный возраст протолита офиолитов остается неизвестным. Возможно, фрагменты раннепалеозой-

ского океанического бассейна представлены зафиксированными в Омудевских горах олистостромой и серпентинитовым меланжем, обломки и матрикс которых сложены офиолитокластитами [10, 31]. В девонское время офиолиты пояса Черского и ассоциирующие с ними полиметаморфические (вулканогенно-осадочные) толщи подверглись деформациям и

синхронному среднебарическому, среднетемпературному метаморфизму с образованием глубинных надвигов.

Традиционно принималось, что офиолиты пояса Южно-Аньюйской сутуры имеют позднеюрский–раннемеловой возраст [12, 15, 26, 39]. Согласно вновь полученным геохронологическим датировкам (^{39}Ar - ^{40}Ar метод), возраст раннего метаморфизма (развитие вторичной роговой обманки) Громадненско-Вургувеемского массива составляет 312–320 млн лет [2], а плагиогранитизированного габбро – 332 млн лет [9]. Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону. Громадненско-Вургувеемские офиолиты прорваны плагиогранитами с возрастом 250 млн л. (К-Аг метод), а Алучинские офиолиты – плагиогранитами с возрастом 374 млн л. [2]. На западе Южно-Аньюйской сутуры (о. Бол. Ляховский) известны палеозойские офиолиты и метаморфические сланцы [5]. Полученные датировки позволили предположить позднепалеозойский возраст генерации офиолитов. В тесной ассоциации с верхнепалеозойскими–нижнемезозойскими офиолитами находятся островодужные комплексы позднего палеозоя (рис. 3). Последнее обстоятельство позволяет выдвинуть косвенное предположение о том, что нижняя возрастная граница Южно-Аньюйского палеобассейна может иметь позднепалеозойский возраст [9, 13]. В позднем палеозое габброиды Громадненско-Вургувеемского массива прорываются островодужными толитами (дайки) (возраст предполагается на основании связи даек с позднепалеозойскими вулканитами). Возраст габброидов Атамановского массива (Алучинские офиолиты) оценивается как поздне триасовый. В метаморфической истории ЮАС выделено три этапа [2]: 1) конец среднего–начало позднего триаса, 2) поздняя юра–неоком, 3) альбский. Эти этапы связаны с различными стадиями эволюции Аньюйского бассейна и тектоническими преобразованиями в регионе [2]. Полученные данные по вещественному составу габброидов Громадненско-Вургувеемского массива свидетельствуют о том, что возможно габброиды не являются офиолитами, а представляют собой плутон, кристаллизовавшийся внутри камеры в фундаменте островной дуги.

Вероятным продолжением Южно-Аньюйской сутуры в Северной Америке, на Аляске является сутура Кобук (складчато-надвиговый пояс Брукса) (рис. 1). Время существования океана Ангаючам, реликты которого представляют офиолиты сутуры Кобук, охватывает позднепалеозойский–раннемеловой интервал [35]. Установлено, что офиолиты Аньюйской зоны и сутуры Кобук сформированы в едином протоАрктическом бассейне Анюй-Ангаючам, который в палео-

зое и раннем мезозое разделял Евразию и Северную Америку [2]. С юго-запада этот бассейн мог быть ограничен Алазейской островной дугой, возраст формирования которой также определяется позднепалеозойской эпохой [17, 40]. В этом случае офиолиты пояса Черского в познепалеозойскую эпоху располагались в задуговом бассейне океана Анюй-Ангаючам или окраинноморском бассейне и соединялись с ним проливом.

В мезозойскую эру офиолитовые пояса арктических регионов располагались вдоль конвергентных границ и подверглись интенсивным деформациям и зеленосланцевому метаморфизму разных температур и давлений. Офиолиты пояса Черского испытали деформации и зеленосланцевый метаморфизм в процессе коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента с образованием Верхояно-Колымского орогена в средне-позднеюрское время [28, 40]. Офиолиты Южно-Аньюйской сутуры подверглись этим изменениям несколько позже, в позднеюрское–меловое время в процессе взаимодействия новообразованной окраины Сибирского кратона и Чукотского микроконтинента и формирования Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аньюйского) коллизионного орогена

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитовые пояса Черского и Южно-Аньюйской сутуры арктических регионов Верхояно-Чукотской складчатой области являются реликтами земной коры соответственно раннепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского океанических бассейнов. Офиолиты пояса Черского генерированы в задуговом, или окраинноморском бассейне. В среднепалеозойскую эпоху по серии глубинных надвигов и пластичных послонных срывов были совмещены различные части офиолитовой ассоциации и вулканогенно-осадочные отложения, отмечается синхронный среднетемпературный, среднебарический метаморфизм. Офиолитовый пояс Южно-Аньюйской сутуры сформирован в результате закрытия Анюйско-Ангаючамского океана [26]. Данный океан разделял в палеозойскую и мезозойскую эпохи Северо-Азиатский и Евро-Американский кратоны [24, 26]. Широкое распространение в южном обрамлении ЮАС геодинамических комплексов палеозойско-мезозойской конвергентной окраины, данные о возрасте и составе наиболее крупных Громадненско-Вургувеемского массива и Алучинских офиолитов свидетельствуют о позднепалеозойском возрасте океанического бассейна, реликтами которого являлись офиолиты. Габброиды Громадненско-Вургувеемского массива сформированы на самой ранней стадии заложения остров-

ной дуги не позднее среднекаменноугольного времени (320 млн лет), т.е. к этому времени существовал развитый океанический бассейн с внутриокеаническими дугами.

В первую половину мезозойской эры по периферии Анюйско-Ангаро-Чукотского океана существовала система островных дуг и окраинных морей. Офиолиты пояса Черского (задуговой бассейн Алазейской дуги) и ЮАС (Атамановский массив) могут представлять фрагменты литосферы бассейнов с океанической корой, развитых по периферии данного океана. Последующие этапы метаморфизма офиолитов и ассоциирующихся метаморфических пород связаны с процессами амальгамации, аккреции и коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов к Северо-Азиатскому или Сибирскому кратонам.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке проектов IGCP 453 "Modern and ancient orogens", РФФИ (гранты 01-06-64535, 02-05-64217, 03-05-64915, 03-05-96074 p2003 Арктика, 03-05-96079 p2003 Арктика), ФЦП «Интеграция» (грант Э0382), программы Университеты России (грант УР-09-01-033). Авторы благодарны рецензентам за высказанные замечания и пожелания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1: 500 000). М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
2. Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Анюйского палеоокеана по данным Ag/Ag датирования // Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 60–64.
3. Ганелин А.В., Силантьев С.А., Базылев Б.А. Состав и палеогеодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Анюйской сутуры (северо-восток России) // Материалы 7-й международной конференции по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М., 2001. С. 98–99.
4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100.000 (новая серия). Объясн. зап. Лист Q-56-57, Среднеколымск. (Отв. ред. Л.М. Натапов, Шульгина В.С.). Л.: Недра, 1991. 111 с.
5. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские о-ва) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
7. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс: геологическое строение и геохимия пород (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 232–237
8. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селенныхского кряжа (северо-восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, Вып. 6. С. 24–33.
9. Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Анюйской складчатой зоны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан, 2000. С. 27–36.
10. Кропачев А.В., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитоластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 941–944.
11. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые 40Ar/39Ar определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, № 5. С. 621–624.
12. Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 33–41.
13. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеевского габброноритового массива (Южно-Анюйская складчатая зона). Магадан, 1991. 45 с.
14. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны. Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан, 1991. С. 140–157.
15. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
16. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–70.
17. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
18. Оксман В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Ганелин А.В., Морозов О.Л. Офиолитовые и метаморфические пояса мезозойского Верхояно-Чукотского орогена (Северо-восток Азии) // Тектоника и металлогения центральной и северо-восточной Азии: Тез. Междунар. конф., 16-18 сентября 2002 г. Новосибирск: Гео, 2002. С. 114–115.
19. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
20. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78
21. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
22. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген. // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 15–28.
23. Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 56–68.
24. Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

26. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
27. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”, 2001. 571 с.
29. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов. // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218
30. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
31. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С. 5–27.
32. Anders, E. & Grevesse, N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
33. Bevins R.E., Kokelaar B.P., Dunkley P.N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition // *Proc. Geol. Ass.* 1984. V. 95. P. 337–347.
34. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. V. 89, N 1–3. P. 337–357.
35. *Geology of northern Alaska // The geology of North America / G. Plafker, H.C. Berg (eds) Boulder, Colorado. 1994. V.G-1. 1055 p.*
36. Hawkesworth C.J., et al. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia sea // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36, N 2. P. 253–262.
37. Kay R.W., Senechal R.G. The Rare Earth Geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81, N 5. P. 964–970.
38. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53–62.
39. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D. W., and Fujita Kazuya. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey. Professional Paper 1626, US Department of the Interior, 2001. 133 p.
40. Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Nedosekin Y.D., Layer P.W., Fujita K. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia. // *Journal of Geology*. 1995. V. 103, N5. P. 539–556.
41. Oxman V.S., Bondarenko G.E., Sokolov S.D. The collision belts of the Verkhoyansk-Chukotka orogenic area (Northeast of Asia) // *Journal of the Geol. Soc.* V.45, N 3-4. Abs vol. Prague 2000. P. 248–249.
42. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk–Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
43. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V.19. P. 290–300.
44. Pedersen R.B., Malpas J., Falloon T. Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks from site 894, Hess Deep. *Proc. ODP, Sci. Results*. 1996. V. 147. P. 3–19
45. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

V.S. Oxman, A.V. Ganelin, S.D. Sokolov, O.L. Morozov, F.F. Tretyakov, S.A. Silantyev

Ophiolite belts of the Arctic regions, Verkhoyansk-Chukotka orogenic area: a geodynamic model for their formation

Ophiolite belts of the Chersky and South-Anyuy suture (SAS) have been recognized in the Verkhoyansk-Chukotka orogenic area (Arctic and Sub-Arctic) confined to the axial parts of the Verkhoyansk-Kolyma and Novosibirsk-Chukotka (Chukotka-Anyuy) collision orogens, respectively. Ophiolite fragments of the Chersky belt are the relics of the Earth's crust of an Early Paleozoic back-arc, or marginal-sea basin; and ophiolites of the South-Anyuy suture, of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Anyuy-Angayucham Ocean. A conclusion is made about SAS continuation to the north-west of Alaska, where the Kobuk ophiolite suture is its likely analogue. The indicative oceanic complexes of both sutures of the Late Paleozoic-Mesozoic represent fragments of the basin which separated Eurasia and Northern America in the Paleozoic-Early Mesozoic; and Eurasia and Chukotka, in the Late Mesozoic. Subsequent stages of metamorphism of ophiolites and associated volcanogenic-sedimentary rocks are related to the processes of amalgamation, accretion and collision of the Kolyma-Omolon and Chukotka microcontinents to the North-Asian and Siberian cratons.