

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,  
СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ  
ЗОН СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ  
И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ  
И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ**

**ГЕОКИНЕМАТИКА ТЕРРЕЙНОВ  
БУРЕЯ-ХАНКАЙСКОГО И СОЛОНКЕРСКОГО ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ  
ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ**

**Бретштейн Ю.С.**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, yurybr2007@yandex.ru*

В течение прошедшего десятилетия в пределах Бурей-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов, охватывающих (на российской территории) нынешние Западное Приморье и Юг Центрального Приамурья, было выполнено палеомагнитное изучение метаморфических пород протерозоя, а также осадочных комплексов нижнего и среднего палеозоя, которые отнесены к тектоно-стратиграфическим террейнам различного возраста и происхождения – Малохинганскому, Матвеевско-Нахимовскому, Кабаргинскому, Спасскому, Вознесенскому и Лаоэлин-Гродековскому [3].

По результатам полевых и лабораторных палеомагнитных исследований выделенные «первичные» (доскладчатые) ChRM-компоненты намагниченности, которые в этих породах характеризуются пологими векторными наклонениями (единицы и первые десятки градусов) прямого и обратного знака, преимущественно в ЮЗ-СЗ (реже – антиподальных к ним СВ-ЮВ) румбах стереографической проекции. Первые из них приняты за направления прямой полярности. Соответствующие графо-аналитические тесты, определяющие степень сохранности доскладчатой компоненты намагниченности в породах [4-6] – положительны. Расчет позиций среднего палеомагнитного полюса для каждого террейна производился по значениям координат соответствующих изученных геологических разрезов [1, 2].

В таблице представлены основные палеомагнитные данные для изученных опорных протерозойско-кембрийских, силурийских и девонских разрезов Бурей-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов Амурской плиты. Рассчитанные позиции палеополюса для Амурской плиты и ее террейнов в протерозое – кембрии в пределах статистической погрешности не отличаются друг от друга и образуют рой направлений, приуроченных к району нынешнего Индийского океана юго-западнее Австралии (для выбранной ChRM-полярности). Для силура и девона подобная картина практически сохраняется – позиции палеомагнитного полюса лишь смещаются к западу, в сторону нынешней Северной Африки и Средиземноморья. В целом, для всех террейнов палеомагнитные широты не выходят за пределы экваториальной области обоих полушарий, колеблясь от 6.0° ю.ш. до 14.6° с.ш.

При сравнении позиций палеомагнитного полюса для различных комплексов пород этих террейнов на протяжении раннего-среднего фанерозоя наблюдается их отчетливый разброс по склонению вдоль дуги большого круга с центром вращения (эйлеровым полюсом), приблизительно

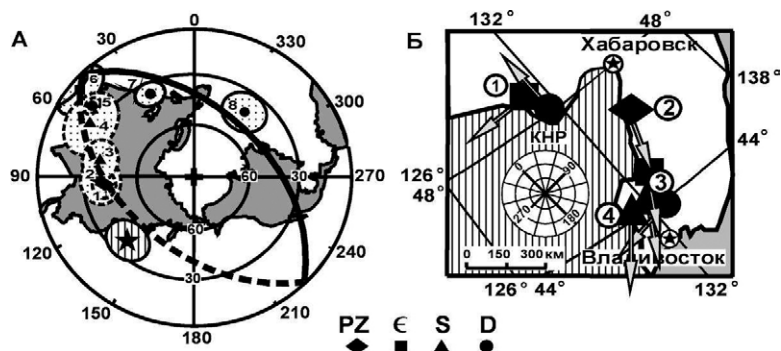
**Таблица.** Палеомагнитные данные для позднепротерозойских, раннекембрийских и девонских пород террейнов Бурей-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов

Объект, координаты $\varphi$ , $\lambda$	$\frac{N/n_p/n}{N/R}$	D (g/s)	I (g/s)	K (g/s)	$\alpha_{95}$ (g/s)	$\varphi_m$	$\Lambda$	$\Phi$	A95
I. МАТВЕЕВСКО-НАХИМОВСКИЙ И КАБАРГИНСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ (средний протерозой)									
1. Западное Приморье, $PR_2$ 45.3 133.4	$\frac{11/178/156}{104/52}$	207.6 207.8	-25.1 -5.7	4.0 23.8	26.1 9.5	-13.2 -2.9	88.4 95.2	-50.3 -41.1	20.6 6.8
McF + ( $\xi_{1s} = 6.500$ ; $\xi_{c99} = 5.378$ ; $\xi_{1u} = 2.132$ ) NFT +; DC +					DC = 109.4% ( $\Delta\% = 92.6 \div 126.7\%$ ); при «распрямлении» $K_{max} = 25.2$ ; $\alpha_{95} = 9.3$				

II. СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний кембрий и поздний девон)										
2. Юго-Западное При-морье, $\epsilon_j$ ; 44.4 132.6	$\frac{8/165/146}{94/52}$	210.8 209.8	-13.3 -1.7	2.5 12.3	45.1 16.5	-6.7 -0.9	87.9 92.8	-43.8 -39.1	32.9 11.7	
McF + ( $\xi_{1s} = 6.954$ ; $\xi_{c99} = 4.562$ ; $\xi_{1u} = 0.487$ ) NFT +; DC +				DC = 97.9% ( $\Delta\% = 88.2 \div 108.6\%$ ); при «распрямлении» $K_{max} = 12.3$ ; $\alpha_{95} = 16.5$						
3. Реттиховка*, $D_3ln$ ; 44.2 132.7	$\frac{1/26/22}{3/29}$	82.4 68.5	40.9 10.2	40.3 39.5	5.5 5.0	-23.4 -5.1	30.3 54.3	-21.4 -18.9	5.2 3.6	
Тест складки DC неопределён; при «распрямлении» 55.5% $K_{max} = 41.0$ ; $\alpha_{95} = 8.5$										
III. ВОЗНЕСЕНСКИЙ ТЕРРЕЙН (нерасчленённый силур и средний девон)										
4. Буянки, Кремово, $Srt$ ; 44.2 132.5	$\frac{4/61/59}{59/-/-}$	212.0 219.1	-56.7 -10.3	2.9 41.8	66.9 14.4	-37.3 -5.2	47.4 79.5	-65.0 -38.1	82.5 10.4	
McF + ( $\xi_{1s} = 3.060$ ; $\xi_{c95} = 2.335$ ; $\xi_{1u} = 1.806$ ) NFT +; DC +				DC = 125.3% ( $\Delta\% = 114.2 \div 136.5$ ); при «распрямлении» $K_{max} = 147.5$ ; $\alpha_{95} = 7.9$						
5. Виноградовка, Фе- дорин ключ, Артём, $D_2lt$ ; 43.6 132.6	$\frac{5/74/69}{64/5}$	319.7 307.1	12.4 27.6	4.4 72.0	41.0 9.1	6.3 14.6	8.0 26.7	38.6 36.7	29.8 7.3	
McF + ( $\xi_{1s} = 4.284$ ; $\xi_{c99} = 3.573$ ; $\xi_{1u} = 2.160$ ) NFT +; DC +				DC = 92.0% ( $\Delta\% = 78.0 \div 104.7$ ); при «распрямлении» $K_{max} = 82.9$ ; $\alpha_{95} = 8.5$						
IV. МАЛО-ХИНГАНСКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний кембрий и девон)										
6. Чагоян, Союзное-1, 2; Известковая, Столбовое-1, 2; Теплое Озеро, $\epsilon_j$ ; 49.2 130.7	$\frac{7/85/76}{25/51}$	269.9 258.6	-1.8 4.6	2.3 13.8	51.2 16.8	-0.9 2.3	40.2 50.9	-0.7 -5.7	36.2 11.9	
McF + ( $\xi_{1s} = 6.115$ ; $\xi_{1c99} = 4.253$ ; $\xi_{1f} = 1.804$ ) NFT +; DC +				DC = 92.7% ( $\Delta\% = 80.0 \div 106.0$ ); при «распрямлении» $K_{max} = 14.4$ ; $\alpha_{95} = 16.5$						
7. Биджан, $D_{1-2}$ , 47.9 131.8	$\frac{1/22/20}{17/3}$	181.1 171.4	-40.4 -5.2	4.6 5.1	17.2 16.1	23.1 2.6	309.4 323.8	65.1 44.1	16.2 11.4	
Тест складки DC положительный; $K_{max}$ при «распрямлении» отсутствует										
V. ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний силур)										
8. Застава, Софье-Алек- сеевское, Мудуха, Старатели, Кордонка, $S_{1kr}$ ; 44.2 131.3	$\frac{5/132/117}{49/47/21}$	221.1 239.1	-0.9 -7.2	2.2 13.4	68.0 21.7	-0.5 -3.6	79.6 61.3	-33.1 -24.3	48.1 15.5	
McF + ( $\xi_{1s} = 4.592$ ; $\xi_{1c99} = 3.573$ ; $\xi_{1f} = 0.775$ ) NFT +; DC +				DC = 103.8% ( $\Delta\% = 97.8 \div 109.9$ ) при «распрямлении» $K_{max} = 13.5$ ; $\alpha_{95} = 21.7$						

**ПРИМЕЧАНИЕ:**  $N/n_0/n$  – общее количество изученных геологических разрезов / измеренных штудфов / в т.ч. использованных при расчетах палеополюса;  $N/R$  – количество образцов прямой (N) и обратной (R) полярности (согласно выбранного направления ChRM);  $D, I$  – склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной компоненты ChRM при определении палеомагнитного полюса; индексы  $g, s$  – соответственно географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) системы координат;  $K$  – кучность распределения единичных векторов ChRM;  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности  $1-p = 0.95$ ;  $\varphi_m, \Lambda, \Phi (A_{95})$  – геомагнитная широта (палеоширота) района, долготы и широты (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности  $1-p = 0.95$  (в градусах);  $\%, \Delta\%, K_{max}$  – параметры теста складки:  $\%$  – процент «распрямления» складок, при котором достигается наибольшая кучность  $K_{max}$  в тесте DC;  $\Delta\%$  – доверительный интервал «распрямления»; Тесты «распрямления» (складки): McF – [McFadden, 1990], NFT – [Шипунов, 1995], DC – [Enkin, 2003];  $\xi_{1s} (\xi_{1f})$  – параметры теста McF *in situ* (после распрямления) для варианта теста McF FOLD1,  $\xi_{c95, 99}$  – критические значения коэффициентов корреляции для уровней вероятности  $1-p = 0.95, 0.99$ ; Звездочкой показан объект, где значения  $D$  и  $J$  при вычислении координат обращены на  $180^\circ$ . Данные по объекту Биджан – предварительны.

совпадающим с районом исследований (рис. А). Величина разворота отдельных разнонаправленных внутриплитных геблоков, например для Малохинганского (МХ) и Спасского (СП) террейнов, составляют относительно друг друга в кембрии  $59.1^\circ$ , в девоне и  $98.7^\circ$ . Повороты по часовой стрелке на протяжении кембрия-девона составили: для СП –  $52.6^\circ$ , а для МХ –  $92.1^\circ$  (рис. Б).



**Рис. А** – Распределение палеопозиций геомагнитного полюса (значки с овалами доверия) в позднем протерозое – девоне. Террейны: 1 – Матвеевско-Нахимовский; 2, 5 – Спасский; 3, 7 – Вознесенский; 4 – Лаоэлин-Гродековский; 6, 8 – Малохинганский. Сплошная (штриховая) дугообразные линии – проекции большого круга на верхнее (нижнее) полушария. Звёздочка с овалом доверия – среднее местоположение района исследований. **Б** – Схема азимутальных склонений средних векторов ChRM-компоненты намагниченности (стрелки) для разновозрастных пород террейнов: 1 – Малохинганского; 2 – Матвеевско-Нахимовского; 3 – Спасского и Вознесенского; 4 – Лаоэлин-Гродековского.

В целом, рассматриваемые геоблоки, будучи расположенными на стыке Сибирской, Северо-Китайской и Тихоокеанской плит и находясь в зоне «влияния» (взаимодействия) последних, на разных временных этапах имели сложный характер движений, подвергаясь разнонаправленным дифференцированным широтным сдвигам и вращениям в процессе замыкания реликтового Палеоазиатского океана в направлении с запада на восток.

Генеральное влияние на кинематику подобных трансформаций могли оказывать именно эти permanently развивавшиеся процессы локального вращения отдельных террейнов в рамках общей коллизии и скольжения соответствующих плит на позднепалеозойско-мезозойском этапе тектогенеза, что отражается, в частности, в схожем («унаследованном») тренде их вращения по часовой стрелке на протяжении почти всего позднего палеозоя и мезозоя.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц Юга Дальнего Востока. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 206-225.
2. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физ. Земли, 2007. № 10. С. 95-109.
3. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
4. Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли, 1995. № 4. С. 67-74.
5. Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 212. P. 151-166.
6. McFadden P.L. A new fold test for paleomag. studies // G. J. Int., 1990. V. 103. P. 163-169.



**ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАЛЫГЫЧАНСКОГО ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА  
(АРМАНО-ВИЛИГИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА, СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): НОВЫЕ ДАННЫЕ**

**Бяков А.С.<sup>1,2</sup>, Ведерников И.Л.<sup>1</sup>, Иванов Ю.Ю.<sup>1</sup>, Колесов Е.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН  
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

<sup>2</sup>Северо-Восточный государственный университет  
г. Магадан, ул. Портовая, 13

Пермские разрезы Арmano-Вилигинской складчатой зоны (Северо-Восточное Приохотье) интересны прежде всего тем, что здесь, по данным предыдущих исследователей [6] вскрыты существенно вулканогенные толщи, являющиеся, по-видимому, индикаторами деятельности в перми Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Ее существование до сих пор не получило достаточно надежных подтверждений, не смотря на ряд фактов, явно свидетельствующих в его пользу [4, 5]. Кроме того, следует отметить, что возраст пермских толщ, развитых здесь, был мало обоснован, отсутствовали детальные седиментологические и петрологические исследования.

Летом 2010 г. нами были проведены рекогносцировочные полевые работы, позволившие впервые надежно датировать часть пермского разреза Арmano-Вилигинской складчатой зоны, установить его сходство с разрезами Охотского задугового бассейна [1, 3] и подтвердить присутствие вулканитов. Кроме того, нами впервые здесь выявлены турбидиты, а также диамиктиты – специфические породы, интерпретируемые нами как своеобразные вулканогенные гравититы – свидетельство существования в перми Охотско-Тайгоносской вулканической дуги [4].

По р. Нявленга (приток р. Тахтояма) описан следующий разрез пермских отложений:

1. Грубопластовые массивные серые и зеленовато-серые песчаники разнозернистые вулканомиктовые. В средней части пачки – прослой раковин колымиид *Kolymia* sp. indet. и обломки их призматического слоя, залегающие отдельными прослоями. Мощность 125 м.

2. Покровы трахибазальтов и трахиандезибазальтов (1–3 м мощности) переслаивающиеся с маломощными (20–30 см) кристалло-литокластическими туфами среднего и основного состава и пластами разнообразных светло-серых, зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников разнозернистых с массивной текстурой; мощность пластов 1–3 м. Мощность пачки 80 м.

3. Грубопластовые массивные диамиктиты с пластами песчаников. Песчаники серые, светло-серые разнозернистые массивные, в подошве – тонко-горизонтально-слоистостые. Песчаники отдельными прослоями плавно переходят в гравелиты за счет сгущения рассеянных гравийных зерен. Характерны «плавающие» включения галечной размерности, остатки раковин и обломки призматического слоя колымиид. Обломки ориентированы параллельно напластованию, образуют прослой, в которых обломки залегают пунктирно. Прослой группируются в пакеты по 5–7 прослоев через 5–15 см друг от друга. Пакеты встречаются через 5–7 м. В низах пачки – единичные метровые покровы риолитов. В средней части – единичные покровы трахибазальтов небольшой (первые метры) мощности. В середине пачки найдены многочисленные остатки колымиид: *Kolymia multiformis* Biakov, *Kolymia* aff. *multiformis* Biakov, *Cigarella licharewi* (Muromzeva), *Maitaia* sp. Мощность 60 м.

4. Кремнистые серые, зеленовато-серые турбидиты (аналогичные пачке 5) с пакетами таких же кремнистых массивных диамиктитов. Включения галечной и валунной размерности в диамиктитах средне и плохо окатаны. Матрикс диамиктитов – серый кремнистый песчанистый алевролит с рассеянным гравием. Для диамиктитов характерны обрывки слоев пепловых туфов. Во включениях преобладает галька кислых эффузивов и кремней, встречается галька гранитов. В кровле – массивные диамиктиты мощностью 30 м. Мощность пачки 115 м.

5. Кремнистые серые, зеленовато-серые турбидиты, переслаивающиеся с пакетами таких же кремнистых слоистых диамиктитов. Циклиты в турбидитах представляют собой градационные

переходы от светло-серых, светло-зеленовато-серых алевролитов, и мелкозернистых песчаников к темно-серым, иногда серым аргиллитам кремнистым, тонкоотмученным. Мощность циклитов в турбидитах 10–25 см, обычно 25 см. На контрастных слоевых швах в подошве циклитов характерны следы плотностной дифференциации слабо литифицированного осадка и единичные ходы илоедов, в поперечном сечении круглые, диаметром 2–3 мм. Реже циклиты начинаются со среднезернистого или грубозернистого песчаника. Встречаются пакеты (1 м), где мощности циклитов составляют 0.5–1 см. Диамиктиты в переслаивании с турбидитами – тонко-горизонтально-слоистые. Включения галечной и гравийной размерности часто приурочены к отдельным слоям. Окатанность крупных включений в слоистых диамиктитах заметно лучше, чем в массивных. В низах пачки встречаются мощные (до 10 м) слои массивных гравелитов и разномасштабных песчаников с рассеянной галькой. К верхам пачки мощность этих слоев сокращается до 0.5–1 м. Мощность пачки 120 м.

Общая мощность описанного разреза – 500 м. Найденные остатки фауны позволяют уверенно относить пачки 1–3 к бивальвиевой зоне *Kolumia multiformis* олонского регионального надгоризонта средней перми Северо-Востока России, примерно отвечающей второй половине ворда. Пачки 4–5, не содержащие окаменелостей и фиксирующие значительное углубление бассейна (появление в разрезе турбидитов и диамиктитов), относятся уже (по аналогии с другими разрезами северо-восточной Азии), скорее всего, к гижигинскому региональному горизонту и маркируют крупный событийный рубеж [2].

Итак, полученные материалы свидетельствуют о достаточно интенсивном проявлении в Армано-Вилигинской складчатой зоне пермского вулканизма, интерпретируемого нами как свидетельство существования в позднем палеозое на окраине северо-восточной Азии Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Положение фигуративных точек составов пермских вулкаников разреза р. Нявленга на дискриминационных диаграммах М.Р. Бхатия и Пирса так же может свидетельствовать, что они формировались в геотектонической обстановке энсиматической островной дуги. Аналитическая обработка материалов (U-Pb SHRIMP-датирование, исследования геохимии вулкаников) и продолжение полевых исследований должны послужить проверке наших построений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 11-05-00053, 11-05-98569-р\_восток и ДВО РАН, проект 10-III-Д-08-044.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Бяков А.С.** Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. Корреляция, 2007. Т. 15. № 2. С. 47-71.
2. **Бяков А.С.** Пермские двусторчатые моллюски Северо-Востока Азии: зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография. Автореф. дисс. ... доктора г.-м. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 42 с.
3. **Бяков А.С., Ведерников И.Л.** Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
4. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.
5. **Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.** Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 81-85.
6. **Скибин Ю.П.** Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXIV. Москва: Мингео СССР, 1977. 84 с.

## ХАРАКТЕР СТРОЕНИЯ САМАРКИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ КАК СЛЕДСТВИЕ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ КОСОЙ СУБДУКЦИИ

Войнова И.П.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65*

Самаркинская аккреционная призма входит в состав мезозойской Сихотэ-Алинской аккреционной системы. Ее описанию посвящены работы, освещающие как отдельные участки, так и ее положение в тектонической структуре Дальнего Востока [5-7 и др.]. На геологических картах Сихотэ-Алинской складчатой системы, из-за сложности геологического строения и оставляющей желать лучшего обнаженности, геологическое строение отображено стратиграфическими подразделениями (свитами, толщами), объединяющими в себе разнофациальные образования (кремни, песчаники, алевролиты, базальты), сформированные в различных геодинамических условиях.

Поэтому для выявления характера строения Самаркинской аккреционной призмы были собраны и проанализированы данные геолого-съёмочных и тематических материалов по геологии, стратиграфии и магматизму, вещественной и фаунистической характеристике отложений с точной привязкой разрезов, местонахождений макро- и микрофауны и размещения магматических образований, а также данные собственных наблюдений на опорных участках и разрезах и имеющиеся в литературе. По материалам геологической съёмки, с учетом не только карт, но и прилагаемых разрезов, для наиболее охарактеризованных участков оказалось возможным построение тектонических схем на фациальной основе с показом пелагических, гемипелагических, окраинно-континентальных образований и ассоциирующих с ними базальтов. Это позволяет рассмотреть распределение разнофациальных образований, а в совокупности с фаунистическими данными – и их возрастные соотношения по латерали.

В описываемой аккреционной системе в составе аккреционных комплексов имеют место образования возрастного диапазона от позднего карбона до раннего мела (берриас). Наиболее древний возраст ( $C_3$ -P) имеют известняки, слагающие глыбы в микститовых образованиях. Встречены глыбы известняков и более молодого ( $P_2$ ) возраста. Для кремнистых образований и алевролитов имеются определения пермского, триасового и юрского возраста, для песчаников – юрско-раннемелового. Микститы также имеют различный возраст, наиболее молодые – берриасские (по находкам микрофауны в матриксе). Аккреционные образования перекрываются терригенными отложениями берриаса и валанжина и прорываются постаккреционными (коллизонными) интрузиями хунгарийского комплекса готеривского возраста (K-Ag возраст: габброидов – 123-138 млн. л., высокоглиноземистых двуслюдяных гранитов – 96-112 млн. л.).

Первичная структура аккреционной призмы нарушена многочисленными разломами, среди которых часты надвиги и сдвиги СВ-простираения. Сеть разломов разбивает тело аккреционной призмы на линзовидные домены, ограниченные разломами.

Таким образом, Самаркинский террейн представляет собой коллаж линзовидных тектонических доменов, которые в качестве элементарных тектонических единиц формируют структуру аккреционной призмы. Пространственное расположение доменов в современной структуре обусловлено тектоническими процессами как постаккреционными (в т.ч. левосторонними сдвигами), так и синаккреционными, создающими изначальную аккреционную структуру, зависящую от геодинамического характера аккреции и условий процесса субдукции.

Домены сложены образованиями вулканогенно-кремнисто-терригенной ассоциации, сформированными на различном удалении от зоны субдукции в различных условиях, впоследствии аккретированными в зоне конвергенции. Частым атрибутом являются микститовые образования. Иногда имеют место массивы ультрабазитов. Океанические пелагические отложения представлены ленточными кремнями, встречающимися в виде протяженных пластин – фрагментов абис-

сальных равнин. Гемипелагические отложения представлены кремнисто-глинистыми, глинистыми породами – кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Переход от кремненакопления к терригенному осадконакоплению постепенный. Приконтинентальные (присубдукционные) образования представлены как песчаниками, так и олистостромами. Для геологического строения вообще очень характерны микститы, в составе которых имеют место как олистостромовые, так и меланжевые образования, часто трудно различимые в условиях плохой обнаженности. В микститах беспорядочно распределены обломки и линзы песчаников, алевролитов, кремней, вулкаников, реже – глыбы известняков, размером от первых сантиметров до десятков метров. Матрикс олистостромом образован комковатыми алевролитами с примесью псаммитового материала, иногда наблюдается обтекание олистолитов матриксом, оползневые текстуры, слоистость и переслаивание насыщенными обломками микститов с алевролитами и песчаниками и постепенный фациальный переход. В меланже тектонические линзы и чешуи заключены в рассланцованный алевролитовый матрикс.

Выделяемые тектонические домены в целом характеризуются типичной океанической последовательностью – постепенным переходом во времени от кремненакопления к терригенному осадконакоплению и однонаправленной сменой с востока на запад пелагических отложений гемипелагическими, а затем приконтинентальными (присубдукционными). Присубдукционные зоны маркируются распространением микститов (олистостром) и песчаников, иногда развитием ультрабазитовых массивов. В различных доменах может иметь место полный набор описанных образований (например домены Катенского и Анюйского участков) или тектонически сокращенный (Хима-Матайский участок).

Фациальный анализ слагающих выделенные домены отложений и анализ имеющихся определений макро- и микрофауны выявили наличие возрастной зональности. При этом, внутри доменов и для доменов в целом возможны перекрытия возрастных диапазонов выделяемых фациальных толщ. Домены с наиболее древними отложениями развиты вдоль западной границы, к востоку происходит омоложение отложений и, соответственно, доменов.

Неотъемлемой частью аккреционных комплексов наряду с терригенно-кремнистыми отложениями являются океанические вулканики. Они ассоциируют как с пелагическими, так и с гемипелагическими отложениями, представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиадокластитами, лавобрекчиями. В ассоциации с кремнистыми образованиями лавы формируют линзы, потоки и покровы значительной мощности. Размещение вулкаников может иметь и явно «островной» характер, реконструируемый по концентрации вулканических потоков невыдержанной мощности, концентрической зональности размещения склоновых фаций и ассоциации с известняками (участки рр. Барахта, Кия). Такие «островные» образования, которые можно параллелизовать с гайотами и вулканическими океаническими поднятиями, обычно реконструируются в областях развития гемипелагических и присубдукционных отложений.

Вулканики соответствуют базальтам с петрогеохимическими характеристиками, свойственными океаническим базальтам. В их составе присутствуют пикробазальты, базальты, трахибазальты, гавайиты, относящиеся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. Юрские щелочные базальты подразделяются на 2 типа: натровый (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) и калиевый («островные» базальты). Для базальтов характерна проявленная в разной степени ферро-титановая специализация. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормализованных составов REE и редких элементов графики распределения показывают обогащение легкими элементами в среднем в 100 раз, а в К-базальтах – более значительное, а также характерно отсутствие Ta-Nb минимумов и даже наличие Ta-Nb максимумов. Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулкаников, свидетельствуют об океанической обстановке их формирования. Пермо-триасовые вулка-



ниты представлены спрединговыми базальтами и внутриплитными базальтами натровой серии. Юрский этап характеризуется наиболее широким спектром базальтов: от близких к E-MORB, сформированных в СОХ над плюмовыми источниками, до субщелочных внутриплитных натровых и «островных» щелочных калиевых, вероятно образовывавшихся на значительном удалении от СОХ [1-4].

Линзовидная форма доменов, характер их взаиморасположения обуславливают своеобразную «будинообразную» доменную структуру призмы. Выявленные будинообразный доменный характер структуры призмы, вид разломной решетки, тип разломов, зональное строение доменов могли быть сформированы при косой субдукции сегментированной океанической плиты. В таких условиях формируются взбросо-надвиговые сколы и ромбовидные блоки (обычно размером первые сотни километров). Косая субдукция таких блоков приводит к «разновременному» входу в погружение их частей и формированию при аккреции в условиях синаккреционных левосдвиговых (для описываемой призмы) скольжений отдельных доменов соответствующей формы, слагающих аккреционную призму.

Таким образом, пространственное расположение доменов в современной структуре аккреционной системы определяется: 1) процессом аккреции в зоне конвергенции; 2) левосдвиговым скольжением относительно друг друга отдельных фрагментов в условиях косой субдукции; 3) постаккреционными левосторонними сдвигами. Представляется, что такое доменное «будинообразное» строение характерно для аккреционных призм, сформированных в условиях косой субдукции.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Войнова И.П.** Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня на примере Катенского фрагмента // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 3. Магадан, 2003. С. 166-168.
2. **Войнова И.П.** Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. С. 97-100.
3. **Войнова И.П.** Вулканыты плиты Изанаги (ретроспекции по аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Москва, 2008. Т. 1. С. 153-157.
4. **Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.** Кремнисто-вулканогенный комплекс западной части Самаркинской аккреционной призмы (северный Сихотэ-Алинь) // Материалы VI Косыгинских чтений. Хабаровск, 2009. С. 6-9.
5. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
6. **Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
7. **Ханчук А.И., Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

## СВОДНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

### И ПРИНЦИПЫ ЕЕ СОСТАВЛЕНИЯ

**Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Голубенко И.С., Лямин С.М.**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
г. Магадан*

В сфере региональных геологических исследований Северо-Востока России, впрочем, как и всей территории страны, в последние десятилетия складывается неблагоприятная обстановка, обусловленная усиливающимся противоречием между, с одной стороны, растущими потребностями геологоразведочной отрасли в обеспечении полноценной современной геологической основой, с другой – постепенной деградацией геологического картирования, создающего эту основу. Известно, что любой картографический материал в геологии неизбежно морально

устаревает через 10-15 лет, в связи с уточнением теоретических концепций, появлением новых фактических данных, изменением кондиций, разработкой новых методов и методик и т.д. и т.п. Как же обстоит дело в регионе? Создание первого поколения Государственных геологических карт по итогам среднемасштабного геологического картирования территории области (на общей площади в 136 топографических планшетов масштаба 1:200000) завершено в 60-70 гг. прошлого столетия. За последние 15 лет карты нового поколения составлены лишь на 10% общей площади, т.е. скорость «обновления» в среднем 1 планшет в год. Такими темпами на пересоставление карт даже на половину оставшейся площади, безусловно относящейся к категории высокоперспективных, потребуется не меньше 60 лет.

В чем же дело? Парадоксальность ситуации усугубляется тем, что суммарные годовые затраты на региональные исследования в области составляют около 3% от ассигнований, выделяемых Министерством природных ресурсов на поисковые работы, хотя отдача от них окупается многократно. Не лучше обстоит дело с мелкомасштабными картами, представляющими собой надежную основу для определения стратегии геологоразведочных работ целых регионов. Кроме того, современная геологическая карта региона срочно потребовалась для успешного выполнения ряда фундаментальных научных проблем, в частности, в качестве геологической основы для ГИС месторождений благородных металлов, разработка которых составляет основу экономики области, для создания Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения. Эти причины побудили авторский коллектив СВКНИИ ДВО РАН приступить к составлению сводной среднемасштабной Геологической карты Магаданской области.

Главные принципы, положенные в основу создания карты, следующие. Во-первых, создана принципиально новая система условных обозначений. Трудность возникла в определении методов генерализации картографируемых подразделений при переходе от средне- и крупномасштабных исходных материалов к мелкому масштабу создаваемой карты. За основу были приняты методологические разработки, предложенные в легенде Верхояно-Колымской серии листов миллионного масштаба для магаданского региона, утвержденные НРС МПР РФ, но еще не прошедшие апробацию на практике [7]. В качестве главной картографической единицы для стратифицированных (осадочных и вулканических) подразделений принята **серия**, как единица местной стратиграфической шкалы, объединяющая «две или более свиты, образующие крупный цикл осадконакопления и (или) охарактеризованные какими-либо общими признаками...» [6, с. 37]. В соответствии с этим *осадочная серия* для морских отложений отвечает, как правило, единому трансгрессивно-регрессивному циклу (например, существенно карбонатная омулевская серия ордовика Омулевского поднятия, терригенная тенькинская серия поздней перми и чай-юринская серия глинистых сланцев триаса Аян-Юряхского антиклинория); в отдельных случаях серии выделены по признаку специфичности структуры и состава (кедонская серия девона-раннего карбона Омолонского массива, характеризующаяся резко выраженным преобладанием красноцветных континентальных вулканогенно-осадочных отложений). Осадочная серия объединяет свиты и толщи как в вертикальном разрезе, так и по латерали, охватывая крупные морфоструктурные области (шельф, континентальный склон, межгорная впадина или система впадин, и т.д.).

*Вулканическая серия* – конкретная вертикальная и латеральная последовательность вулканических комплексов, связанных между собой сходством вещественного состава и близкой направленностью его изменения. Типичным примером могут служить охотская, эвенская и янская вулканические серии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [3]. Кроме стратифицированных тел (свиты, толщи) в вулканическую серию входят и рвущие (экструзивные и субвулканические) вулканогенные образования определенного состава. Таким образом, «вулканическая серия» объединяет два понятия – «серия», как подразделение местной стратиграфической шкалы, и «вулканическая», отражающая эндогенный источник материала. По характеру изменения состава выделены серии с гомодромной и антидромной направленностью, а также с контрастной дифференциацией вулканитов и слабо дифференцированные.



Анализ известных на рассматриваемой территории нестратифицированных (плутонических, гипабиссальных и метаморфических) образований показывает, что к ним может быть применен тот же принцип генерализации [4, 7]. Соответственно выделены «*плутонические серии*» и «*серии гипабиссальных интрузивных комплексов*» с собственными географическими наименованиями. Так, выделены позднеюрская колымская гранодиорит-гранитовая серия, включающая нера-бохапчинский, басугуньинский, колымский, каньонский и сибердыкский плутонические комплексы, ранне-поздне меловая северо-приохотская габбро-гранодиорит-гранитовая серия (дукчинский, пенжинский, быстринский, иретьско-малкачанский, гармандинский комплексы), поздне меловая неорчанская гранодиорит-гранит-лейкогранитовая серия (верхнеямский, наяханский, ахавеемский комплексы), нижнеколымская и верхнесугойская серии гипабиссальных интрузий основного состава. Следует отметить, что в большинстве случаев плутонические и гипабиссальные комплексы могут быть картографически выражены на мелкомасштабной карте без потери информации, поэтому они оставлены в легенде наряду с плутоническими сериями в качестве основных картографируемых подразделений.

При расчленении метаморфических образований раннего докембрия традиционно используется терминология «*метаморфические серии*» [2] – золотогорская серия двупироксеновых сланцев, рассошинская гнейсово-кристаллосланцевая, грозненская плагиогнейсовая, ксантипская амфиболитовая и др. Наряду с этим применяется название *ультраметаморфический комплекс* [5], для отображения ореолов распространения метаморфических тел, не поддающихся стратификации вследствие интенсивного преобразования процессами ультраметаморфизма или гранитизации – анманджинский комплекс чарнокитоидов, ноддинский плагиомигматитовый, верхнеомолонский «очковых гнейсов» и др.

Среднемасштабная геологическая карта Магаданской области построена методом генерации непосредственно из ГИС-проектов – одним из самых распространенных в настоящее время. Это обусловлено как наличием цифровых данных, структурированных в виде геоинформационных систем Колымо-Омолонского и Охотско-Колымского регионов, так и удобством преобразования имеющихся и получения новых данных. При построении единой геоинформационной системы использованы материалы Государственного банка цифровой геологической информации, дополненные данными более поздних геологических съемок различного масштаба. Предполагается, что созданная карта является, с одной стороны, вполне законченным документом, «каркасом» для подготовки картографической продукции металлогенического, тектонического и пр. содержания, с другой – рабочей основой, обеспечивающей возможность внесения последующих необходимых изменений и дополнений.

Изложенные принципы позволили четко, не отвлекаясь на нюансы, представить общую картину истории развития бассейнов осадконакопления, вулканических, плутонических поясов и областей регионального метаморфизма, а в последующем – предоставляют возможность уверенно проводить геодинамические реконструкции и выявлять региональные закономерности размещения полезных ископаемых. Авторы надеются, что представленная карта является логически увязанной геоисторической моделью нашего региона.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Зинкевич А.С., Лямин С.М. Разработка ГИС благородно-металльных месторождений Магаданской области // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 57-62.
2. Жуланова И.Л., Карсаков Л.П., Кузьмин В.К. Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона. Тихоокеанская геол., 2006. Т. 25. № 2. С. 24-38
3. Палымский Б.Ф. Меловые формационные комплексы Северного Приохотья // Современное состояние наук о Земле. Междунар. конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Москва, МГУ, 1-4 февраля 2011 г. М.: МГУ, 2011. С. 1477-1481.
4. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Масштабы геокартирования и размерность геологических тел // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания

по Северо-Востоку России. Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 14-16.

5. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

6. Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

7. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 104-108.

## **КОНВЕРГЕНТНОЕ И ТРАНСФОРМНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ: ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ**

**Гранник В.М.**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН  
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б*

Установленные особенности геологического строения острова Сахалин и дна прилегающих акваторий позволяют реконструировать и охарактеризовать геологические процессы, сопровождавшие формирование геологической структуры обозначенного региона в обстановке конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит [2 и др.].

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сутуры (швы субдукционных палеозон), Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [2]. Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые кайнозойскими отложениями, залегающими с разрывом, но без видимого структурного несогласия. Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов (Тонино-Анивского, Вальзинского, Гомонского, Набильского Восточно-Сахалинского составного) апт-сеноманских и альб-сеноманских аккреционных призм, восточной зоны террейнов (Терпеньева, Рымникского, Шмидтовского) аккреционно-коллизионных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (восточной части Шмидтовского, Озерско-Свободненского, Северо-Набильского) и Тюленева террейна океанской плиты, перекрытых кайнозойскими отложениями, залегающими с разрывом и структурным несогласием. Эти тектонические элементы сформировались в процессе развития раннемеловой, поздне-меловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных тихоокеанских окраин Азиатского континента, обусловленного конвергентным и трансформным взаимодействием литосферных плит. Взаимодействие литосферных плит сопровождалось проявлением надсубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых глубоководных впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов, а в кайнозое, кроме того, – деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма.

Сусунайский терреин океанской плиты сложен разнообразными базальтами, долеритами и габбро, а также осадочными песчано-глинистыми, кремнистыми, карбонатными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений и глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений и низких температур. Установленный по органическим остаткам возраст метаморфических пород считается позднепермским и триасовым-раннемеловым. Радиологический возраст пород укладывается в ряд значений от 206-178 млн. лет до 28-1.8 млн. лет, соответствующих различным этапам перемещений по разломам и деформаций. По петрохимической зональности вулканических пород установ-

лено перемещение Сусунайского террейна (85×35 км) до начала субдукции над горячей точкой в интервале времени 206-178 млн. лет на расстояние не менее 80 км со средней скоростью не менее 0.8 мм в год – 1 этап метаморфизма пород этого террейна [2]. В раннемеловое время (135-133 млн. лет) происходила субдукция Сусунайского, Таулан-Армуданского, Хановско-Краснотымовского, Александровского, Красногорского, Холмского и Ульяновского террейнов океанской плиты, которая сопровождалась формированием аккреционных призм и метаморфизмом. Установлено, что Сусунайский террейн в это время субдуцировал в Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону до глубины 10 км и затем дополнительно испытал поддвиг на глубине более 10 км [6] – 2 и 3 этапы метаморфизма пород этого террейна. Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, судя по степени метаморфизма, испытали частичное погружение в зону субдукции. Александровский, Красногорский, Холмский и Ульяновский террейны предположительно палеозойской-раннемезозойской океанской плиты субдуцировали в Центрально-Сахалинскую зону субдукции с различной скоростью до глубин от 5 до 14.5 км. В интервале 96-90 млн. лет произошла блокировка субдукционной палеозоны Поронайским микроконтинентом, вызвавшая деформации и метаморфизм пород перечисленных террейнов – 4 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна [2]. В интервале 77-55 млн. лет происходили деформации и метаморфизм пород Сусунайского террейна, связанные с блокировкой Охотоморской субдукционной палеозоны одноименным микроконтинентом – 5 этап метаморфизма пород этого террейна. 68 млн. лет тому назад Сусунайский террейн испытал деформации и метаморфизм пород, связанные с поддвиганием его под Западно-Сахалинский террейн, а в интервале времени 61.9-59.7 млн. лет – складчатые деформации [2, 3] – 5 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна. 43.5 млн. лет тому назад произошел взброс Сусунайского террейна в юго-восточном направлении [3], сопровождавшийся деформациями и метаморфизмом пород – 6 этап метаморфизма пород этого террейна. В интервале времени 34-28, 28-1.8 млн. лет произошел перескок Охотоморской зоны субдукции в район Курильских островов, что способствовало эксгумации Сусунайского террейна – 7 этап регрессивного метаморфизма пород этого террейна [3]. Установлено, что базальты Сусунайского, Таулан-Армуданского и Хановско-Краснотымовского террейнов сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках океанских островов (WPB) и, очень редко, в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Присутствующие в их составе континентальные базальты обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород. В конце раннего мела Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона, как отмечено выше, была заблокирована Поронайским микроконтинентом, что способствовало завершению развития раннемеловой континентальной окраины, обусловило образование одноименной субдукционной сутуры, деформации накопившихся отложений, миграцию субдукционной палеозоны на восточный край микроконтинента и перестройку раннемеловой континентальной окраины в ее восточных районах.

Конвергентное взаимодействие литосферных плит в поздне меловое-палеогеновое время сопровождалось формированием аккреционных призм и Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, Восточно-Сахалинской вулканической островной дуги (ВОД), преддугового прогиба и глубоководного желоба. Кроме того, установлено, что Терпеньевский террейн включает фрагменты юрской-раннемеловой Шельтингской ВОД [1], а Шмидтовский – фрагмент раннемеловой-палеогеновой островной дуги мыса Марии [5], принадлежащий Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД, вулканогенно-кремнистые породы юрской-раннемеловой орлинской толщи и офиолитовую ассоциацию Восточно-Шмидтовского хребта. Базальты террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (Озерско-Свободненского и Северо-Набильского террейнов) сформировались в спрединговых зонах (MORB), во внутриплитных обстановках океанских островов (WPB), и в единичных случаях – в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Базальты орлинской толщи, как и базальты над-

виговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта, сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB) и в единичных случаях – в обстановке океанских островов (WPB). Присутствующие в их составе континентальные базальты также обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород. Установлено, что в составе позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии преобладают континентальные изверженные породы, при этом базальты имеют петрохимический состав типичный для континентальных островодужных пород. Весьма неожиданным результатом является то, что островодужные андезито-базальты, андезиты и трахиты этой ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют океанский окраинно-морский или островодужный петрохимический состав (IAB). Установлено, что среди изверженных пород позднемелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы, при этом базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря имеют континентальный островодужный петрохимический состав. В начале палеогена Охотоморская субдукционная палеозона была заблокирована одноименным микроконтинентом. Коллизионное взаимодействие Шельтингской энсиматической дуги, располагавшейся вдоль восточной кромки Охотоморского микроконтинента, с Восточно-Сахалинской энсиалической дугой способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

Процессы конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит в кайнозое происходили на восточном крае Охотоморского региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивались Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы. На рубеже мела и палеогена плиты Кула и Тихоокеанская трансформно перемещались в субмеридиональном направлении вплоть до второй половины эоцена. В позднем эоцене (43 млн. лет назад) движение плит резко поменялось на субширотное [4]. Одновременно с этим на территории Сахалина, Хоккайдо и большей части дна Охотского моря происходило формирование структурных элементов континентальной кайнозойской тихоокеанской окраины Азиатского континента, которое сопровождалось зарождением и развитием в задуговой обстановке рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов и задуговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Проявление интенсивного сжатия в предсреднемиоценовое (алеутская фаза) и плиоцен-четвертичное время (сахалинская фаза) положили начало формированию складчатой структуры Сахалина, которое продолжается в современное время совместно с развитием структурных элементов дна прилегающих акваторий, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Высоцкий В.С., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.** Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология, 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.
2. **Гранник В.М.** Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. **Жаров А.Э.** Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.
4. **Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000** / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000. 193 с.
5. **Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Малиновский А.И., Чашин А.А.** Раннемеловые вулканы и раннекайнозойские экструзии мыса Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 3. С. 75-88.
6. **Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Lushenko V.** A deep section of accretionary complex: Susunay Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin // The Island Arc, 1992. V. 1. P. 166-175.



**АССОЦИАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ОСАДКОВ  
КАК ИНДИКАТОР СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ  
БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ: ВОЗМОЖНОСТИ И РЕАЛЬНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ**

**Деркачев А.Н., Николаева Н.А.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43*

Осадки и осадочные породы несут многообразную информацию об условиях сопутствующих их формированию, являясь своеобразной летописью происходящих событий. В связи с этим, разработка критериев диагностики обстановок осадконакопления осадочных бассейнов по комплексу вещественных характеристик современных отложений приобретает важное значение в качестве актуалистической модели при реконструкции условий образования древних толщ. Одним из информативных параметров, который заключает значительную информацию о процессах, протекающих как в бассейнах осадконакопления, так и на прилегающих участках суши, является минералогический состав аллотигенных (кластогенных) компонентов осадков. Наиболее известны диагностические диаграммы, характеризующие тектонические обстановки областей питания и бассейнов седиментации, основанные на исследованиях главных пороодообразующих компонентов песков и песчаников [6 и др.].

Другая, не менее важная, хотя количественно и уступающая в большинстве случаев, часть компонентного состава осадков представлена тяжелыми пороодообразующими и аксессуарными минералами. Значение их при характеристике условий осадкообразования весьма высоко, а порой и более существенно, чем легких пороодообразующих минералов. Необходимо отметить, что, несмотря на большое количество публикаций по проблемам осадкообразования, вопросы формирования минералогических ассоциаций осадков раскрыты еще явно не достаточно. Имея представительную выборку по составу минеральных ассоциаций осадков разных районов Мирового океана, мы попытались восполнить этот пробел в данной области знаний.

Изучение и систематизация обширного фактического материала (около 5 тысяч минералогических анализов), позволили нам получить новые данные, раскрывающие особенности формирования ассоциаций тяжелых минералов в отложениях окраинно-морских седиментационных бассейнов активной континентальной окраины в зависимости от геологического строения прилегающей суши, вулканизма, климата, гидродинамических условий среды осадконакопления. Широкое применение математических методов многомерной статистики (корреляционный, факторный, кластерный и дискриминантный анализы), способствовало установлению статистически выдержанных парагенезов тяжелых минералов, закономерно повторяющихся в отложениях седиментационных бассейнов, близких по структурно-тектоническим (геодинамическим) и ландшафтно-динамическим (литодинамическим) условиям осадконакопления. В результате проведенного анализа установлено, что минеральный состав осадков окраинно-морских седиментационных бассейнов наследует черты индивидуальности петрографических типов питающих провинций независимо от ландшафтно-климатических факторов среды осадкообразования. Исходя из этого, сделан вывод, что существенного изменения минерального состава обломочного материала при переходе от источников сноса к бассейнам осадконакопления не происходит, т.е. ведущим фактором кластогенеза, ответственным за формирование облика ассоциаций тяжелых минералов в осадках морских бассейнов, является неоднородность состава пород питающих провинций (опосредованно структурно-тектонический контроль) и синседиментационный вулканизм. Учитывая это, нами предложен принципиально новый тип дискриминантных диаграмм, названных **индикационными литогеодинамическими диаграммами**, позволяющих по ассоциациям тяжелых минералов проводить оценку принадлежности исследуемых отложений к определенным структурно-тектоническим (геодинамическим) обстановкам их формирования [2, 5].

Разработанные диаграммы просты в построении и дают достаточно надежные результаты при идентификации геодинамических особенностей обстановок осадконакопления [1].

На предложенных диаграммах наиболее уверенно распознаются отложения седиментационных бассейнов, сопряженных со следующими геодинамическими обстановками: энсиматическими островными дугами, энсиалическими островными дугами, окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами, разновозрастными складчатыми (складчато-надвиговыми) областями, выступами кристаллического фундамента (щитами), древними платформами, областями тектоно-магматической активизации с проявлениями базальтового магматизма, глубоководными желобами. Результаты исследований показали, что известная индикаторная роль магматизма в отражении геодинамических обстановок находит подтверждение и в составе минеральных ассоциаций осадков сопредельных осадочных бассейнов. Так, достаточно уверенно на диаграммах прослеживаются два генеральных тренда, характеризующих минеральные ассоциации осадков, сопряженные с областями проявления магматизма фемического типа, который свойственен геодинамическим обстановкам режима сжатия (субдукционного типа) и режима растяжения (рифтогенного внутриплитного типа).

В данном контексте возникает вопрос: в какой мере и насколько объективно ассоциации тяжелых минералов могут отображать условия формирования древних отложений (пород)? Большая выборка по минеральному составу осадков современных морских бассейнов позволила проверить «работоспособность» предложенных литогеодинамических диаграмм при оценке структурно-тектонической позиции седиментационных бассейнов в приложении к древним осадочным толщам. В качестве примера был проведен сравнительный анализ с плейстоценовыми отложениями Охотского моря, кайнозойскими отложениями ряда районов Мирового океана, вскрытых скважинами глубоководного бурения, отложениями древних складчатых и складчато-надвиговых областей суши (Сихотэ-Алинь и Камчатка). Некоторые из этих объектов были выбраны целенаправленно, ибо по ним имелись сведения с довольно подробным анализом особенностей формирования состава отложений с реконструкцией условий и источников поставки обломочных компонентов и обоснованием геодинамической позиции бассейнов осадконакопления [3, 7 и др.].

В результате было установлено, что в кайнозойских отложениях (в том числе вскрытых скважинами глубоководного бурения) в значительной мере сохраняются основные тенденции при формировании минеральных ассоциаций в зависимости от структурно-тектонических обстановок, установленные для современных отложений. С другой стороны, задача идентификации обстановок осадконакопления докайнозойских отложений складчатых и складчато-надвиговых областей суши по ассоциациям тяжелых минералов не всегда решается однозначно, а порой может приводить, по нашему мнению, и к ложным выводам. Основная причина подобных несоответствий кроется либо в значительных изменениях состава исходных (первичных) минеральных ассоциаций в результате прошедших постседиментационных процессов внутрислойного растворения неустойчивых минералов (что более приемлемо), либо в отсутствии в рассматриваемые геологические эпохи геодинамических обстановок, близких современным аналогам.

Достаточно уверенно среди древних отложений диагностируются внутриплитные (океанические) обстановки и обстановки островных дуг на океаническом основании (энсиматические островные дуги). Наибольшую сложность и неоднозначность вызывает идентификация отложений, формирующихся в обстановках, сопоставимых с современными энсиалическими островными дугами, а также активными континентальными окраинами андийского или калифорнийского типов. Это несоответствие в составе ассоциаций тяжелых минералов сравниваемых отложений выражается, прежде всего, в резком дефиците ортопироксенов и в относительно высоких концентрациях устойчивых минералов, свойственных породам зрелой континентальной коры. Такие особенности минеральных парагенезов свидетельствуют об отсутствии четко выражен-



ного островодужного тренда в распределении минеральных ассоциаций, характерного для современных геодинамических обстановок субдукционного ряда. Это дает основание предполагать, что формирование рассматриваемых нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня происходило в других тектонических структурах, отличных от современных энсиалических островных дуг. В этом плане прав В.П. Нечаев с соавторами [4], которые отмечали, что литосфера западной Палеопафики в раннемеловое время была отлична от ныне существующей в этой части Тихого океана. Она изобиловала микроконтинентами (?) и различными внутриокеаническими поднятиями, т.е. выявленные несоответствия и разногласия в идентификации геодинамической позиции бассейнов могут быть следствием общего состояния проблемы палеогеодинамических реконструкций – неоднозначности существующих концепций и гипотез становления и развития земной коры зоны перехода континент-океан.

Необходимо также отметить, что для древних отложений во многих случаях (например, отложений нижнего мела Сихотэ-Алиня) свойственны ассоциации устойчивых минералов (особенно с высоким содержанием циркона), что совершенно не характерно для современных обстановок приконтинентального осадконакопления. Скорее всего, подобные отложения практически утратили первоначальный облик минерального состава, так как претерпели существенные изменения в ходе последующих постседиментационных процессов. В данной ситуации, если следовать канонам метода актуализма, любые попытки использовать различные соотношения отдельных минералов или их групп (как тяжелых, так и легких породообразующих минералов) с целью диагностики обстановок осадконакопления, скорее всего малоперспективны без привлечения дополнительных данных.

Дальнейшее усовершенствование предложенного метода идентификации обстановок осадконакопления по комплексу тяжелых минералов авторам видится в более широком охвате и характеристике типовых бассейнов осадконакопления, а также в детализации исследований, прежде всего с учетом особенностей типоморфизма минералов и их химического состава.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.
2. Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Николаева Н.А., Уткин И.В. Структурно-минералогические компоненты осадков как индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования // Дальневосточные моря России (гл. редактор В.А. Акуличев). Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 392-418.
3. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
4. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология, 1996. № 3. С. 14-24.
5. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A. Multivariate analysis of heavy mineral assemblages of sediments from the marginal seas of the Western Pacific // Developments in Sedimentology, 2007. Elsevier. V. 58. P. 439-464.
6. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Amer., 1983. V. 94. P. 222-235.
7. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology, 1991. V. 97. P. 167-190.

## МЕЛОВАЯ СУБДУКЦИОННАЯ АККРЕЦИЯ И ПОСТ-АККРЕЦИОННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Зябрев С.В.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия*

В меловой период океанические плиты Пацифики перемещались в северном направлении со значительными скоростями. С субдукцией океанических плит под восточную окраину Азиатского континента связано интенсивное формирование аккреционных призм. На территории Даль-

него Востока России в это время образовались Амурская, Киселевско-Маноминская и Восточно-Сахалинская аккреционные призмы.

Амурская и Киселевско-Маноминская аккреционные призмы являются составными элементами раннемеловой Хингано-Охотской аккреционной системы и связаны с развитием Хингано-Охотского вулканического пояса. Амурская аккреционная призма (шириной около 100 км) сложена преимущественно турбидитами, сформированными предположительно в пределах глубоководного океанического желоба и континентального склона. Океанические пелагические кремни и гемипелагические алевропелиты присутствуют в крайне незначительном объеме в виде мало мощных тектонических пластин среди обширных полей турбидитов. В северо-западной части Амурской аккреционной призмы возраст гемипелагических алевропелитов средне-позднеюрский, от бата-келловея до титона, а возраст турбидитов позднеюрско-раннемеловой, от позднего титона до валанжина. В юго-восточной части призмы возраст гемипелагических отложений раннемеловой, от позднего готерива до апта, а возраст терригенных отложений альбский. Формирование Амурской аккреционной призмы предполагается с конца юры, титона до конца раннего мела, альба.

Киселевско-Маноминская аккреционная призма (шириной 5-15 км) расположена во фронтальной части Амурской. Пакет тектонических пластин юго-восточной вергентности сложен преимущественно океаническими отложениями: юрско-раннемеловыми кремнями, включающими внутриплитные базальты, и в меньшей степени – баррем-аптскими гемипелагическими кремнистыми алевропелитами. Формирование этой аккреционной призмы в альбе предполагается в условиях тектонического подслаивания под фронтальную часть Амурской призмы.

Восточно-Сахалинская аккреционная призма (шириной более 70 км) является частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, эволюция которой связана с формированием раннемеловой Кемско-Самаргинской островной вулканической дуги и позднемелового-палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса. В центральной части Восточно-Сахалинских гор (в пределах Набильской и Рымникской зон) структура аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин восточной вергентности. Эти тектонические пластины сложены различными терригенными обломочными отложениями, формировавшимися на конвергентной границе плит, и в меньшей степени – океаническими пелагическими кремнями и базальтами, гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами. Терригенные отложения включают алевропелиты и турбидиты глубоководного желоба и отложения покровного комплекса аккреционной призмы. Структура аккреционной призмы предположительно формировалась в результате как фронтальной аккреции, так и тектонического подслаивания. Последующее совмещение фронтально аккрецированных и тектонически подслоенных фрагментов, а также отложений покровного комплекса, вероятно, происходило по вторичным надвигам. В Набильской зоне возраст пелагических кремней охватывает диапазон от поздней юры до раннего мела, баррема, возраст гемипелагических отложений лежит в интервале раннего апта – среднего альба, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднеальбский. В Рымникской зоне возраст кремней определен в интервале от поздней юры до раннего мела, среднего апта. Возраст гемипелагических отложений лежит в интервале среднего апта – среднего сеномана, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднесеноманский. В восточном направлении, от тыловых частей призмы к фронтальным, происходит омоложение стратиграфических границ между разнофациальными отложениями. В западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части Рымникской – в среднем сеномане.

Западная часть Набильской зоны Восточно-Сахалинской аккреционной призмы была аккрецирована синхронно с Киселевско-Маноминской аккреционной призмой, расположенной западнее на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвер-

гентной границы плит. Восточно-Сахалинская аккреционная призма располагалась в альбе к югу от Киселевско-Маноминской и переместилась в ее современную позицию вдоль левостороннего сдвига значительной амплитуды после формирования последней.

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ОСТРОВОДУЖНОГО ТИПА:  
ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД  
(НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ)**

**Калачева Е.Г.**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9*

Гидротермальные системы, локализованные в различных геологических средах, классифицируются по расположению в земной коре и предполагаемому источнику тепла (Henley, 1985). Среди гидротермальных систем, связанных с активным вулканизмом, особое место занимают системы островодужного типа (Lawless, 1993). Пониженный уровень подземных вод, обусловленный высоким расчленением рельефа, специфическая гидрологическая обстановка, ограниченный восходящий и длинный латеральные потоки флюида приводят к формированию разнообразных по химическому составу и местоположению термопроявлений, несущих значительную минеральную нагрузку. Подобные системы приурочены к постройкам вулканов Эбеко (о. Парамушир), Синарка и Кунтоминтар (о. Шиащкотан). Эти вулканы имеют сходное строение (типа Сомма-Везувий), подобный вещественный состав (двупироксеновые андезиты), характеризуются активной сольфатарной деятельностью в привершинной части постройки, а на из склонах разгружаются различные типы (от ультракислых хлоридно-сульфатных до близнеутральных хлоридно-натриевых) термальных вод, с минерализацией до 10 г/л и температурой до 98° С.

Однако местные гидрологические и геологические условия привели к ряду различий в условиях формирования и разгрузки гидротермальных систем, приуроченных к постройкам вышеперечисленных вулканов.

Термопроявления вулканов Кунтоминтар и Синарка встречаются на протяжении 5-8 км зоны растёка и имеют классическую вертикальную зональность для гидротермальных систем вулканических дуг. В зоне основного восходящего потока располагаются гидротермальные сольфатары. Проекция восходящих гидротерм на дневной поверхности ассиметричны и отдельные потоки от них простираются по нескольким главным направлениям, определяемым тектоникой, и совпадают с региональным потоком подземных вод. В связи с этим, разгрузка гидросольфатар происходит на нескольких термальных площадках в прикратерной части вулканов. По химическому составу это ультракислые (рН > 2), сульфатные алюминиевые (кальциевые) воды с общей минерализацией до 8 г/л и температурой 80° С. На склонах вулкана на средних отметках разгружаются кислые (рН 2.5-4) сульфатно-кальциевые воды с повышенным содержанием железа. Кипящие хлоридные натриевые источники встречаются у уреза моря. Общая минерализация их достигает 15 г/л.

Источником тепла для гидротермальных систем вулканов о.Шиащкотан служат остывающие малоглубинные магматические тела (< 2-3 км), которые приносят значительные количества магматических газов, солей и металлов в циркулирующую гидротермальную систему.

В постройке влк. Эбеко (о. Парамушир) сформирована локальная гидротермальная система, основными водовмещающими породами является комплекс четвертичных вулканогенов. Источником тепла служит остывающая интрузия неглубокого залегания. Растворение части магматических газов (в основном HCl и SO<sub>2</sub>) в зоне аэрации в грунтовых водах приводит к формированию резервуара ультракислых хлоридно-сульфатных рассолов непосредственно под кратерной частью постройки вулкана. Существование подобного подземного «озера» подтверждается

геофизическими исследованиями (Бортникова и др., 2010). Специфические климатические условия обеспечивают постоянное пополнение резервуара за счет большого количества атмосферных осадков, а структурные, стратиграфические и топографические особенности вулкана Эбеко определяют ограниченный сток из «озера» в северо-западной части вулкана. Серия проницаемых крупнообломочных переслаивающихся лав, которые обнажаются в бассейне реки, формирует гидравлический канал между подземным «озером» и ультракислыми хлоридно-сульфатными Верхне-Юрьевскими источниками, разгружающимися в долине р. Юрьевой. Термопроявления представлены высокотемпературными (42-85.5° С), высокоминерализованными (до 14 г/л), ультракислыми (рН < 2) водами хлоридно-сульфатного состава. Основную роль среди катионов играют ионы алюминия и железа.

Остается неясным вопрос, связанный с наличием и ролью глубинного резервуара хлоридных-натриевых вод в недрах вулкана Эбеко. Разведочной скважиной в окрестностях г. Северо-Курильска вскрыты слабощелочные (рН 7.5-8.0) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые подземные воды с температурой до 95° С и общей минерализацией до 9.5 г/л. (Калачева, 2005), являющиеся дериватами глубинных гидротерм. Однако на поверхности выходов хлоридных-натриевых термальных вод не зафиксировано. Отсутствие их разгрузки на склонах вулкана Эбеко может быть связано с двумя факторами: 1) неглубокое залегание магматического очага приводит к тому, что дегазация происходит непосредственно в вышележащую по уровню приповерхностную систему подземных вод; 2) кроме того, специфические условия района привели к формированию мощного потока холодных подземных вод, разгружающихся на контактах четвертичных вулкаников с нижезалегающими туфогенно осадочными отложениями в долинах рек, дренирующих восточные склоны вулкана (Калачева, 2008), который предотвращает формирование латерального потока глубинных флюидов и экранирует присутствие хлоридных-натриевых рассолов, которые могут существовать в глубоких частях постройки вулкана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Калачева Е.Г., Котенко Л.В., Котенко Т.А. Гидрогеохимия северной части о. Парамушир (Курильские острова) // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 303-317.
2. Калачева Е.Г. Применение метода водного баланса для изучения условий питания подземных вод северной части о. Парамушир, Курильские острова // Вестник КРАУНЦ, 2(12), 2008. С. 87-94.
3. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems, ancient and modern // Earth Science Reviews, 1983. N. 19. P. 1-50.
4. Lawless J.V. Variations in types of geothermal system with geological setting around the Pacific Rim, in: Islands and basins: correlation and comparison of onshore and offshore geology. G.E. Whiller (Ed.). SOPAC Miscellaneous Report 159, 1993. 22 p.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И СОВРЕМЕННЫЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ОСТРОВА САХАЛИН

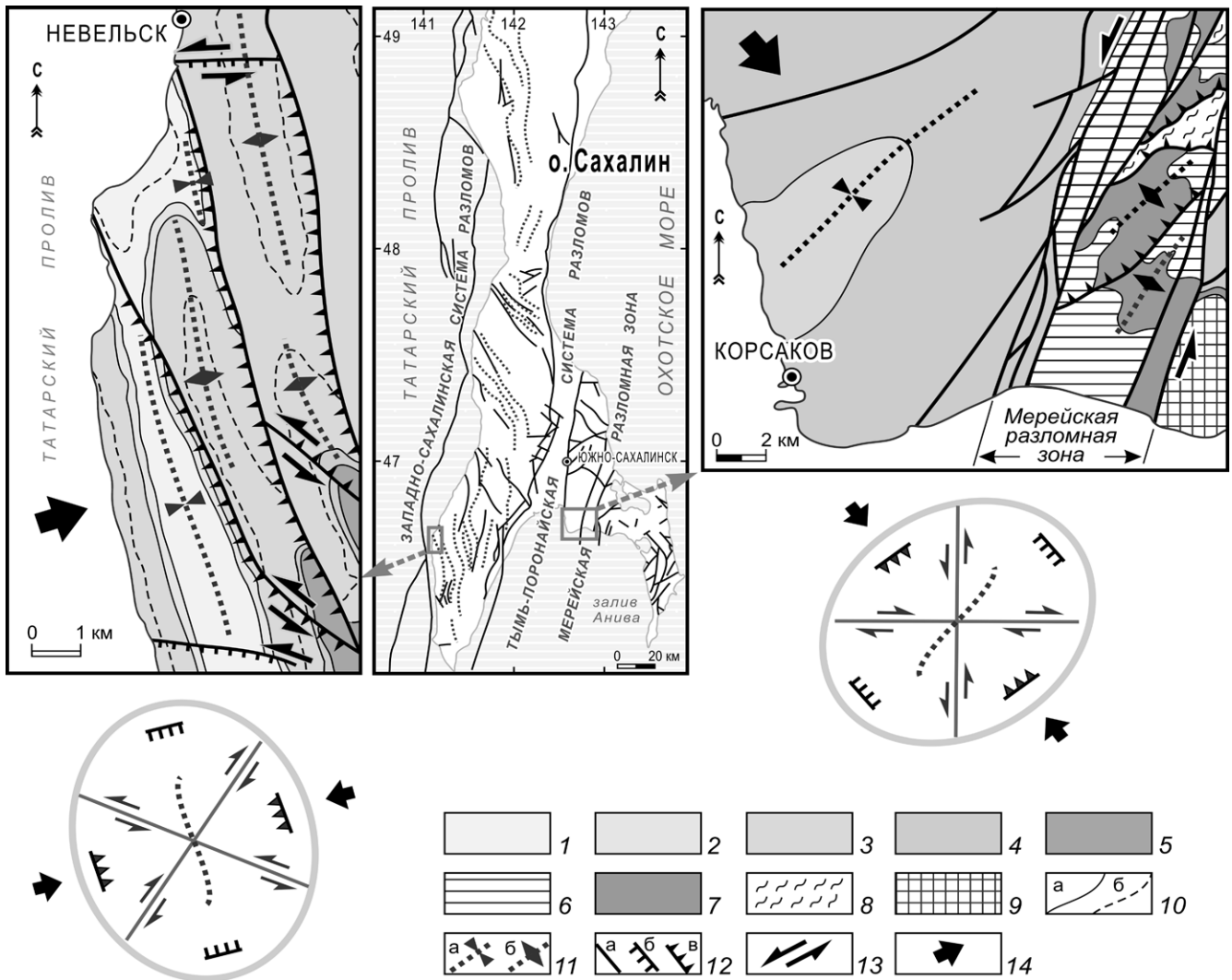
Касаткин С.А., Голозубов В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*г. Владивосток, kasatkin99@mail.ru*

Результаты изучения пространственных и динамо-кинематических параметров пликативных и разрывных дислокаций в меловых и кайнозойских образованиях южной части о. Сахалин показывают два одновременно действующих генеральных направления сжимающих напряжений – ВСВ и СЗ. Первое доминирует на западной окраине острова, а второе – на юго-восточной. Яркими примерами проявления этих палеострессов являются парагенезисы складчатых и разрывных структур в районе г. Невельск и г. Корсаков (рис. 1). Границей между структурными производными этих сжимающих напряжений является Тымь-Поронайская система разломов, простирающаяся в субмеридиональном направлении через весь остров. Об этом свидетельствуют как данные по расшифровке механизмов землетрясений, так и результаты GPS-наблюдений [1]. Отмечено





**Рис. 1.** Примеры структурных парагенезисов западной (Невельск) и восточной (Корсаков) окраин южной части о. Сахалин.

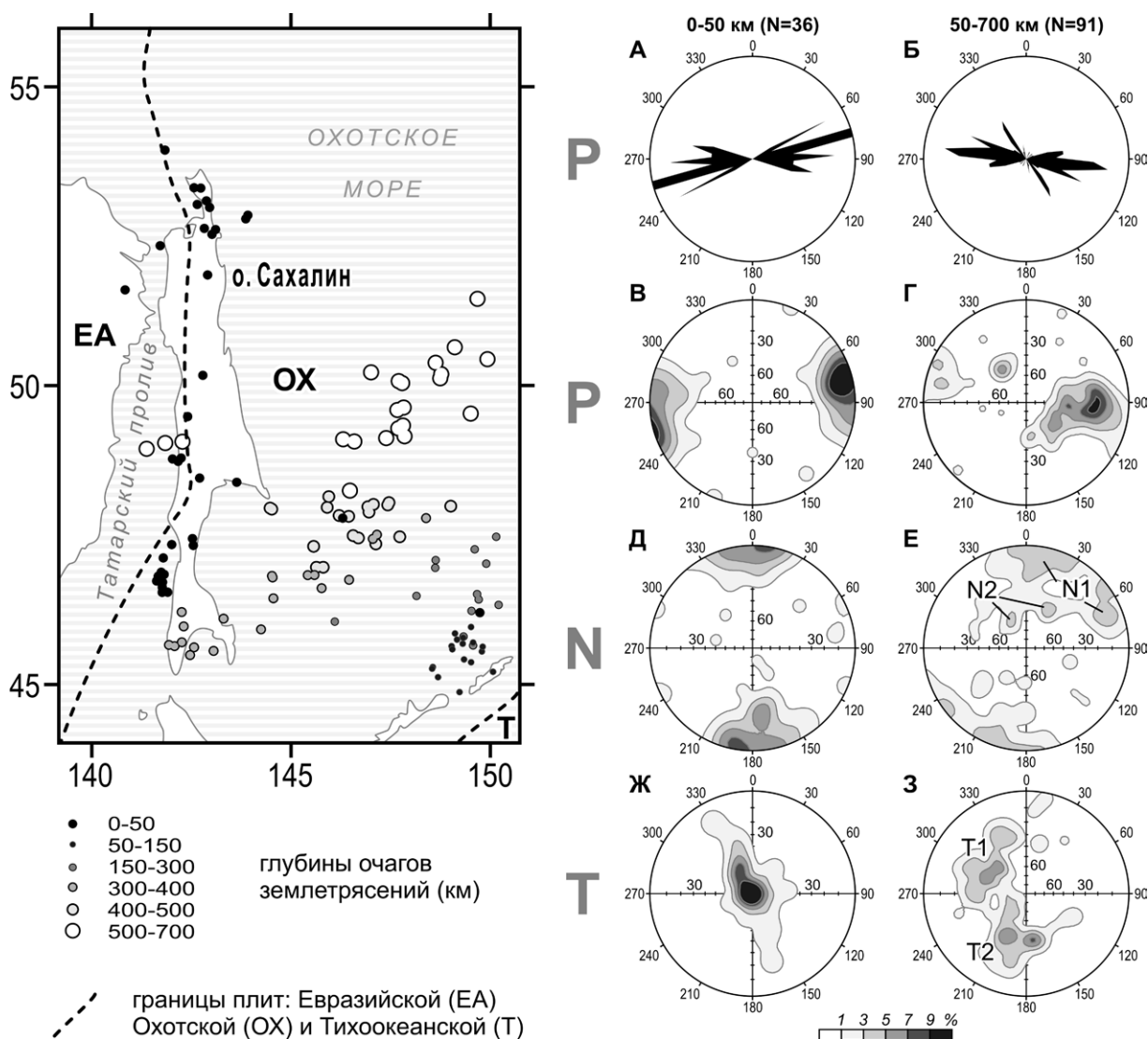
1 – верхнемиоценовая курасийская свита: кремнистые аргиллиты, опоки, песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедудьская свита: переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невальская свита: песчаники с прослоями алевролитов, переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита: алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцено-олигоценная аракайская свита: песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – ранний мел: туфо-терригенная толща; 7 – поздний мел-палеоцен: алевропелитовая толща; 8 – палеоцен-эоцен: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами кремней, базальтов, габброидов и серпентинитов; 9 – меловой аккреционный комплекс: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами позднермских и триасово-юрских базальтов и яшм; 10 – границы толщ и свит (а) и подсвет (б); 11 – оси складок: синклиналей (а) и антиклиналей (б); 12 – разломы (а), в том числе: с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми (в) компонентами перемещений; 13 – направления горизонтальных перемещений; 14 – направление сжатия. Эллипсы показывают идеализированное соотношение структурных парагенезисов под действием ВСВ (Невельск) и СЗ (Корсаков) сжатия.

уменьшение скоростей встречных годовых смещений: от 4-х мм – на восточной и западной окраинах острова, до 0,5 мм – по мере приближения к зоне Тымь-Поронайской системы разломов.

Наши представления о современных полях напряжений основаны на базе данных фокальных механизмов землетрясений [3] Охотоморского региона (45-55° с.ш. и 140-150° в.д.) с магнитудой 5 и более баллов, зарегистрированных в период с 1978 по 2009 гг. Очаги мелкофокусных (коровых) землетрясений с глубиной гипоцентров до 50 км распространены, главным образом,

в районе о. Сахалин – вблизи границы Евразийской и Охотской плит (рис. 2). Глубокофокусные (50-700 км) – локализованы в пределах сейсмофокальной зоны, образованной ЗСЗ погружением Тихоокеанской (Т) под Охотоморскую (ОХ) плиту (рис. 2). В соответствии с этим построены круговые диаграммы ориентировок погружения главных осей напряжений фокального механизма – сжатия (Р), растяжения (Т) и средних осей (N), а также розы-диаграммы простираний осей сжатия (рис. 2, диагр.).

Совокупность ориентировок главных осей мелкофокусных землетрясений указывает на одноплановое поле напряжений, когда в условиях близгоризонтального ( $\angle 0-30^\circ$ ) сжатия ВСВ ( $60-90^\circ$ ) направления (рис. 2 А, В) по С-Ю разрывам происходят взбросовые и надвиговые смещения, что устанавливается по крутонаклонным ( $\angle 60-90^\circ$ ) осям растяжения (рис. 2 Ж) и субмеридиональным пологим ( $\angle 0-30^\circ$ ) средним осям (рис. 2 Д). При этом рассмотренные нами структурные парагенезисы кайнозойских деформаций в пределах Западно-Сахалинского террейна [2] находятся в полном соответствии с современным полем напряжений ВСВ ( $60-90^\circ$ ).



**Рис. 2.** Схема распределения очагов землетрясений Охотоморского региона и диаграммы ориентировок главных осей современных полей напряжений мелкофокусных (0-50 км) и глубокофокусных (50-700 км) землетрясений. А, Б – розы-диаграммы простираний осей сжатия; В-З – диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) изолиний плотности ориентировок погружения: осей сжатия (В, Г), средних осей (Д, Е) и осей растяжения (Ж, З). N – количество землетрясений.



Пространственное распределение глубокофокусных землетрясений и ориентировка их осей сжатия отражают движение субдуцирующей Тихоокеанской плиты в ЗСЗ (280-290°) направлении (рис. 2 Б), с углами погружения около 45° (рис. 2 Г). В результате этого движения образуются две системы растяжения: поперечная (Т1) и продольная (Т2) (рис. 2 З). Оси первой – ориентированы субнормально к плоскости сейсмофокальной зоны и находится в соответствии с положениями ( $\angle 0-30^\circ$ ) средними осями ССЗ-СВ ( $\angle 350-60^\circ$ ) простирания (N1) (рис. 2 Е). Вторая система растяжения – продольная, с погружением осей на ССВ, вероятно, соответствует крутонаклонным ( $\angle 60-80^\circ$ ) средним осям (N2) (рис. 2 Е), которые следует рассматривать как признак проявления сдвиговых перемещений в сейсмофокальной зоне.

Предварительная оценка современного состояния полей напряжений говорит, что они наследуют характер геодинамики формирования кайнозойских структурных парагенезисов. При этом Тымь-Поронайская система разломов в настоящее время выступает в роли сейсmodинамического экрана между геодинамически разнородными участками о. Сахалин, трансформируя, вероятно, действие полей напряжений субдуцирующей Тихоокеанской плиты.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-A-08-399.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х. Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, Mw= 6/2. // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 5. С. 16-21.

2. Голозубов В.В., Касаткин С.А. Особенности дислокаций меловых и кайнозойских образований Западно-Сахалинского террейна // Современное состояние наук о Земле: Мат. международ. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина, Москва, 1-4 февраля 2011 г. Москва: Геол. факульт. МГУ. С. 843-848.

3. Сайт геологической службы США <http://neic/usgs/gov/>

## СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАДЖАЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮРСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА, СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Кемкин И.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, kemkin@fegi.ru*

Баджальский террейн расположен на левобережье р. Амур в бассейне ее левых притоков (рек Боктор, Горин, Силинка, Кур, Урми и др.) в пределах выделяемых здесь ранее Горинского синклинория и Урми-Курского и Баджальского антиклинориев. Ограничениями террейна служат крупные разломы – Куканский, Пауканский, Курский и, частично, Лимурчанский отделяющие его соответственно от Бурейинского блока Бурей-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна, Ниланского террейна Монголо-Охотской складчатой области, Хабаровского террейна юрской аккреционной призмы и Журавлевко-Амурского террейна раннемеловой трансформной окраины.

В строении террейна принимают участие вулканогенные, кремневые и терригенные образования, представления о строении, возрасте и генезисе которых менялись в течении более чем полувековых исследований несколько раз. В последней стратиграфической схеме, разработанной в конце 1990 – начале 2000 годов в ходе подготовки и проведения геологосъемочных работ м-ба 1:200000 (ГДП-200, 2-е поколение), слагающие террейн отложения выделены более чем в 20 стратонах (свит и толщ). Однако, все выделенные стратиграфические подразделения сложены однотипными литологическими разностями пород (алевролиты, песчаники, кремни, кремнистоглинистые породы, хаотические образования, реже известняки и основные вулканиты), но в разных соотношениях, либо с преобладанием или отсутствием каких-либо из них. Контакты между свитами и толщами тектонические. Примечательным является тот факт, что возраст палеозойских стратонах, содержащих, также как и мезозойские стратонах, терригенные породы, основывается только на фауне известняков и конодонтов из кремней. Раннемезозойские подразделения

охарактеризованы конодонтами и радиоляриями, выделенными только из кремней. Возраст же средне-верхнеюрских стратонов принят на основании остатков макро- и микрофауны, найденной в терригенных породах, хотя они, также как и раннемезозойские толщи, содержат в различном объеме кремнистые и кремнисто-глинистые породы, датированные конодонтами и радиоляриями среднего и позднего триаса и ранней юры.

Однообразие литологического состава отложений выделенных стратонов, сложное чешуйчато-надвиговое строение площади их распространения, а также определенные трудности датирования пород (в большинстве случаев только микрофауна) являются серьезным препятствием при идентификации того или иного стратиграфического подразделения при полевых исследованиях, поэтому проблема разработки кондиционной стратиграфической основы для рассматриваемого района остается все еще актуальной.

В ходе литолого-биостратиграфических исследований кремнисто-терригенных образований в Комсомольском районе автором получены дополнительные данные о возрасте этих пород, которые позволяют существенно уточнить наши представления о строении восточной части Баджальского террейна. Исследования проводились на левобережье р. Амур вдоль береговых обнажений ее левых притоков рек Горин и Силинка, а также в автодорожных карьерах трасс Комсомольск – Солнечный и Комсомольск – Боктор, в пределах распространения выделенных здесь ульбинской, силинской и падалинской свит.

На правом борту р. Горин в 5 км ниже по течению п. Боктор в частых береговых обнажениях и делювиальных свалах фиксируются выходы как кремневых, так и терригенных пород. Они слагают многократно чередующиеся различной мощности тектонические пластины, слои в которых под крутыми углами наклонены на север и северо-восток, либо юг и юго-запад. В пределах рассматриваемого участка совокупность кремневых и терригенных пластин обнажена четыре раза. При этом состав и строение отложений в них немного различны. Это дает основание разделить данный пакет тектонических пластин на четыре блока. В первом блоке по литологическим, структурным и микрофаунистическим данным реконструируется следующая последовательность отложений: среднеанизийско-раннеюрские серые и желтовато-серые разноплитчатые кремни с пачками яшм (видимая мощность 65-70 м). Они согласно перекрыты байос – раннекимериджскими зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами (видимая мощность около 10 м), которые сменяются средне-кимеридж – ранне-титонскими темно-серыми алевроаргиллитами, мощность которых в пределах блока 100 м. Далее разрез наращивают песчаники с прослоями алевролитов. В втором блоке реконструируется следующая последовательность: нижнюю часть слагают желтовато-серые пелиты (глинисто-гидрослюдистые породы) мощностью 10 м. Они постепенно сменяются темно-серыми глинистыми кремнями (5 м), на которых согласно залегают среднетриасово-раннеюрские тонко- и среднеплитчатые кремни. Мощность их в пределах пластин составляет порядка 50 метров. Терригенные породы, занимающие, судя по последовательности в первом блоке, более верхнее стратиграфическое положение, представлены серыми слоистыми алевроаргиллитами, мощностью более 100 м. Третий блок сложен поздне-триасовыми серыми плитчатыми кремнями, мощность которых в пределах пластин 30 м. По разлому они контактируют с кирпично-красными кремнистыми туфоаргиллитами (мощность которых около 10 м), переходящими в вишнево-красные и зеленовато-серые туфы основного состава (видимая мощность около 40 м). Четвертый блок сложен желтовато-серыми пелитами с прослоями глинистых кремней (видимая мощность 10 м), постепенно сменяющимися их средне-поздне-триасовыми серыми тонко- и среднеплитчатыми кремнями (мощность в пределах пластин около 60 м). По тектоническому контакту они сменяются серыми рассланцованными алевроаргиллитами (более 100 м).

Анализ данных по составу, строению и возрасту пород в разных блоках показывает, что в пределах рассматриваемой площади обнажен фрагмент разреза единой, но интенсивно дислоцированной последовательности отложений, нижняя часть которой сложена кремневыми породами,

постепенно сменяющимися вверх терригенными.

На левобережье р. Силенка (в 90 км юго-западнее первого участка), также как и в бассейне нижнего течения р. Горин, домеловые образования представлены кремнисто-терригенными отложениями, слагающими серию чередующихся крутопадающих тектонических пластин северо-восточного простирания. В пределах данного участка по соотношению кремневых и терригенных пластин выделяется три блока. Самый представительный первый блок, так как в нем присутствуют пластины всех литологических разностей. Кроме того, здесь в пределах одной тектонической пластины фиксируется седиментационный контакт между кремневыми и терригенными породами. По совокупности литологических, структурных и микрофаунистических данных здесь реконструируется следующая последовательность отложений. Внизу залегают среднетриасово-среднеюрские серые с желтоватым или коричневатым оттенком тонко- и среднеплитчатые кремни (2-4, реже 7 см). В верхней части пачки они переходят в зеленовато-темно-серые глинистые кремни. Их суммарная мощность порядка 80 м. Вверх по разрезу кремни сменяются зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами мощностью около 25 м, возраст которых определен как средний кимеридж – начало позднего титона. Кремнистые аргиллиты сменяются пачкой алевролитов, нижняя часть которой (до 7 м) представлена черными алевроаргиллитами. Из алевролитов, мощность которых в пределах пластин порядка 140 м, выделены позднетитонские радиолярии. Алевролиты согласно сменяются пачкой переслаивания серых мелко-среднезернистых песчаников (5-60 см) и темно-серых алевролитов (2-10 см). Их видимая мощность более 400 м. Второй блок представлен исключительно пластинами терригенных пород. В них предшественниками найдены остатки титон-берриаской макрофауны. В третьем блоке доминирующими являются кремни, которые в виду отсутствия представительных обнажений изучены пока недостаточно. Однако общее представление об их составе было получено при изучении элювиальных развалов в районе горы Хорпы. В пределах юго-западного и восточного отрогов в элювиальных образованиях последовательно наблюдаются желтовато-серые тонкоплитчатые кремни, желтовато-серые с прослоями голубовато-серых тонко-среднеплитчатые кремни, голубовато-серые кремни, зеленовато-серые кремнистые аргиллиты, зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые кремни, желтовато-серые пелиты (глинисто-гидрослюдистые породы), коричневатокрасные кремнистые аргиллиты, розовато-желтые кремни, серые кремни и красные яшмы. В кремнях этого блока геологами комсомольской экспедиции были описаны средне- и поздне триасовые радиолярии. Литологические особенности кремневых пород третьего блока показывают, что они отличаются от таковых первого блока на рассматриваемом участке, но сходны с таковыми, распространенными на правобережье р. Горин, где также присутствуют кирпичнокрасные кремнистые аргиллиты, желтовато-серые пелиты и красные яшмы.

Результаты исследований показывают, что в геологическом строении территории, расположенной в междуречье рек Силенка и Горин, принимают участие кремневые и терригенные породы, слагающие пакет многократно чередующихся различной мощности тектонических пластин. Однако, детальным микрофаунистическим изучением пород в пластинах разного литологического состава реконструирована их первичная стратиграфическая последовательность. Она следующая: пелагические кремни – гемипелагические кремнисто-глинистые и глинистые породы – окраинноокеанические терригенные отложения. Такие последовательности отложений получили название *Oceanic Plate Stratigraphy Sequences*, т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от зоны спрединга до зоны субдукции. При движении океанической плиты от срединно-океанического хребта до глубоководного желоба она пересекает на своем пути различные фациальные зоны, что и отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических отложений гемипелагическими и, далее, окраинноокеаническими. Каждая группа отложений таких последовательностей обладает определенной информативностью. Кремни, например, характеризуют историю и особенности пелагической седиментации. Гемипелагические образова-

ния (кремнистые аргиллиты, аргиллиты и алевроаргиллиты) фиксируют подход участка океанической плиты к конвергентной границе. Терригенные породы, накопление которых осуществляется в желобе, индикаторы времени начала погружения участка океанической плиты в зону субдукции и, соответственно, последующей аккреции фрагментов ее осадочного чехла. Следовательно, зная возраст пород верхних частей этих кремнисто-терригенных последовательностей в различных тектонических пластинах, можно определить время аккреции отдельных фрагментов чехла океанической плиты и расчленить аккреционную призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы (своеобразные стратоны), характеризующие определенные этапы ее формирования и, соответственно, строение региона, сложенного образованиями этой призмы.

Накопленные на сегодняшний день данные о возрасте пород позволяют выделить в рассматриваемом районе две кремнисто-терригенные последовательности типа Oceanic Plate Stratigraphy Sequences, отличающиеся лишь временем аккреции и незначительными литологическими особенностями. В первой из них (назовем ее Горинский тектоно-стратиграфический комплекс) возраст терригенных пород и, соответственно, время начала аккреции устанавливается в интервале средний кимеридж – ранний титон, а во второй (Силинский комплекс) – конец титона. При этом, омоложение времени аккреции палеоокеанических образований, равно как и наращивание разреза призмы более молодыми комплексами осуществляется в юго-восточном направлении, что указывает на последовательный характер причленения фрагментов чехла океанической плиты к окраине Палеоазиатского континента. Выявленная особенность строения восточной части Баджальского террейна, а именно омоложение возраста породных ассоциаций и времени их аккреции от верхних структурных уровней к нижним, полностью соответствует строению других террейнов Сихотэ-Алинской юрской призмы – Самаркинского, Наданьхада-Бикинского и Хабаровского. Это дает возможность предполагать наличие несколько более древних тектоно-стратиграфических комплексов в центральной и западной части рассматриваемого террейна, тем более, что там широко развиты не только раннемезозойские, но и позднепалеозойские пелагические образования.

## **СДВИГОВАЯ ЗОНА И СОПРЯЖЕННЫЕ С НЕЙ ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВПАДИНЫ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

**Кудымов А.В.**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
г. Хабаровск*

На тектонических схемах и геологических картах Нижнего Приамурья никогда отчетливо не показывается система субпаралельных северо-западных разломов. Между тем, они дешифрируются на аэрофотоснимках и прослеживаются от берегов Амурского лимана на северо-запад, до Ульбанского залива и залива Александры. Рассматриваемую систему субпаралельных северо-западных разрывов можно воспринимать как единую разрывную зону. Она имеет огромную ширину, достигающую 160 км и распространяется от оз. Удиль на север до Сахалинского залива. Рассекает зона юрские и ранне-поздне меловые морские отложения на западе и поздне меловые-раннепалеогеновые вулканиты на востоке. Кроме этого, в зоне разлома закартированы палеоген-неогеновые базальтоиды в восточной и олигоцен-четвертичные осадки в средней ее частях. Осадки выполняют впадины Нижнеамурской группы (Усалгинская, Орельская, Уляская, Усть-Амгуньская, Мофетская [6]), которые в большинстве своем сливаются и прослеживаются в северном направлении. С северной стороны оз. Орель, в устье руч. Бол. Рогачен, в пределах Орельской впадины пробурена скважина глубиной 392 м (Козлов А.А., 1969). Скважина показала, что разрез впадины четко разделяется на три части. Нижняя часть (105 м) представлена чередованием пачек (10-48 м) неравномерного переслаивания (0.5-5.0 м) слабосцементированных алевролитов и алевропелитов, а также трепелов, диатомитов, диатомовых аргиллитов и песчаников. Начинается изученный разрез впадины песчаниками, мощностью 17 м. Возраст ниж-



ней части впадины определен по растительным остаткам и оценивается как олигоцен – миоцен. Средняя часть разреза (231 м), несогласно перекрывающая описанные осадки нижней части, сложена грубозернистыми отложениями плиоцен-среднечетвертичного возраста. Снизу зафиксированы валунно-галечниковые конгломераты (85 м) слабосцементированные гравийно-песчано-глинистым материалом. Выше они сменяются гравийно-галечниковыми конгломератами (117 м) с редкими валунами, слабосцементированные песчано-глинистым цементом. Завершается описываемая часть разреза песками, переходящими в алевролиты и туфопесчаниками (29 м). Песчаники содержат включения гравия, гальки, а также пласты до 2.0 м глины. Верхняя часть разреза впадины (56 м) представлена значительно более тонкозернистыми осадками верхнечетвертичного возраста. В ее состав входят глины и суглинки, а также прослои и пласты песков. В завершающих описываемый разрез глинах, суглинках и песках (21.5 м) появляется снизу-вверх гравийный затем и гравийно-галечниковый материал.

С целью расшифровки динамических обстановок формирования описываемой зоны разлома, на трех разобщенных участках (на юге зоны – в бассейне нижнего течения р. Амгунь, на севере – на побережье Сахалинского залива, между мысами Мофетта и Литке и в середине зоны – в районе п. Маго, вдоль Пальвинской протоки) с помощью изучения различных структурных элементов вязких зон нарушений, а также используя зеркала и штрихи скольжения, реконструировались локальные поля напряжения [1, 4, 5]. Восстановленные поля напряжения укладываются в четыре геологических типа. Первые два типа отвечают полям сдвигового характера [7], для которых свойственно субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения. Локальные поля напряжения третьего типа, судя по субвертикальному положению осей растяжения, относятся к взбросам [7], а четвертого, судя по субвертикальной ориентировки осей сжатия – к сбросу [7]. Реконструированные локальные поля напряжения различных типов, согласно проведенным ранее нашим исследованиям [2, 3], а также из за распространения их в совершенно в разных ареалах, являются разновозрастными, т.е. отвечают разным этапам деформаций. Кроме этого, эти же исследования позволили установить последовательность проявления отмеченных этапов. Анализ полей напряжения для различных этапов деформаций был проведен не только на отдельных указанных выше участках, а также и на площади между ними. Таким образом, были построены схемы ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений, характеризующие всю зону влияния описываемой разломной зоны.

Деформации **первого этапа** характеризуются полем напряжения сдвигового геологического типа. Статистические траектории оси сжатия по площади зоны разлома ориентированы: на юге – в северо-восточном, в средней части – в меридиональном и на севере – в северо-западном направлениях. Оси растяжения имеют: на юге – северо-западную, в средней части – широтную и на севере – северо-восточную ориентировку. В условиях данного поля напряжения по отдельным северо-западным разрывам можно предполагать правосдвиговые перемещения. Необходимо отметить, что рассматриваемые деформации начались с заложения вязких зон нарушений параллельно (и субпараллельно) крутопадающей слоистости [2]. Далее пластические деформации сменились обычными хрупкими дислокациями. Значимо то, что статистические траектории оси растяжения ориентированы поперек меридионально вытянутой системе олигоцен – четвертичных прогибов. Мы полагаем, что в период правосдвиговых смещений по частным северо-западным разрывам описываемой зоны, синхронно начинает закладываться Нижнеамурская группа впадин. Поскольку скважина не добурена до самых нижних слоев впадины, а остановилась в песчаниках олигоцена, считаем, что возраст пород основания впадины – палеоцен. Таким образом, палеоцен может маркировать время начала первого этапа деформаций. Переслаивающиеся, преимущественно тонкие породы нижней части впадины палеоцен-миоценового возраста (в таком случае), отражающие вероятно начальный этап его заложения, фиксирует возраст описанного этапа деформаций. Вышезалегающие разнообразные осадки Орельской впадины, описанные выше,

также как и других впадин Нижнеамурской группы, отражают последующие динамические обстановки района, которые будут охарактеризованы ниже.

В **последующий этап** деформаций, в условиях сохранившегося сдвигового поля напряжения, поменяли ориентировки статистические оси. Они стали значительно более выдержанными по площади и ориентированы: сжатие в северо-западном, а растяжение в северо-восточном направлениях. В обстановке данного поля напряжения большая часть северо-западных разрывов зоны уверенно сохраняет правосдвиговую кинематику. Однако, поскольку траектории оси сжатия параллельны некоторым нарушениям, возможно они приобретали и левосдвиговую кинематику.

**Третий этап** деформации характеризуется резкой сменой типа поля напряжения на взбросовый. Удивительно то, что сжатие сохранило свою северо-западную ориентировку, а произошла просто замена субгоризонтальной северо-восточной траектории оси растяжения на промежуточную ось, а ось растяжения стала субвертикальной. Таким образом, взбросовое поле напряжения обусловило взбросовое смещение по рассматриваемым разломам с сохранившейся правосдвиговой составляющей.

Грубозернистые осадки средней части разреза впадины плиоцен-среднечетвертичного возраста отражают условия формирования преимущественно взбросового поля напряжения третьего этапа деформации. Оно обуславливало воздымание обширных участков района и на фоне этого – резкое опускание днища прогиба. В таких условиях происходило быстрое накопление грубых несортированных осадков. Несогласное залегание грубозернистых отложений на тонких образованиях нижней части разреза прогиба, возможно, объясняет отсутствие пород, контролировавших динамическую обстановку второго этапа деформации. Исходя из этого, возраст второго и третьего этапов деформаций можно оценивать как миоцен–плиоцен.

В обстановке последующего (**четвертого**) этапа деформации поле напряжения приобретает сбросовый тип, т.е. крутыми становятся оси сжатия и соответственно разломы меняют свои кинематические характеристики на сбросы. Необходимо отметить, что данное поле напряжения очень слабо изучено и поэтому для него не строилась схема ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений. Однако, мы все же полагаем что, в обстановке сбросового поля напряжения накапливались глины и суглинки верхней части разреза впадин Нижнеамурской группы.

Таким образом, кайнозойская активизация описанной зоны разломов обуславливает заложение и формирование олигоцен – четвертичных впадин Нижнеамурской группы. Ранние и последующие палеоцен-плиоценовые правосдвиговые смещения по северо-западным разломам зоны отражают, вероятно, заложение и начало формирования отмеченных впадин. Именно в этот период началось раскрытие окраинных морей на востоке континента. Следующие взбросовые плиоцен-среднечетвертичные смещения отражают быстрое накопление грубых несортированных осадков основного объема впадин. Глины и суглинки самой верхней части впадин, возможно накапливались в обстановке сбросового этапа деформации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Гзовский М.В.** Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. **Кудымов А.В.** Постаккреционная дислоцированность и поля напряжения в нижнемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Геодинамика формирования подвижных поясов земли: Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 174-177.
3. **Кудымов А.В.** Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология, 2010. №. 6. С. 49-56.
4. **Очертенко И.А., Трощенко В.В.** Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Наука, 1978. 136 с.
5. **Парфенов В.Д.** К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984. С. 60-72.
6. **Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.** Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
7. **Anderson E.M.** The dynamics of faulting. – Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. P. 206.



**ФОРМАЦИИ СУБДУКЦИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ  
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТЕРСКОЙСКОГО ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА  
(СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ)**

**Максумова Р.А.**

*Институт геологии Национальной академии наук Кыргызской Республики  
720481, Кыргызстан, г. Бишкек, пр. Эркиндик, 30, Тел. 662831*

Во всех тектонических построениях в раннепалеозойской истории геологического развития Тянь-Шаня реконструируется палеоокеанический бассейн, именуемый Терскейским (= Северо-Тяньшаньским, = Сакским). Возникновение его связано с дроблением окраины суперконтинента Родинии, заложения континентальных рифтов Байконурского и Малокаройского в позднем рифее-венде [1, 3], дальнейшего раздвига и появлении собственно океанического бассейна в конце венда-раннем кембрии. В структуре палеоокеанического бассейна восстанавливаются континентальные блоки (террейны), играющие роль автохтонов. Это микроконтиненты Северо-Тяньшаньский, Таласо-Каратауский и Палеотарим. В аллохтонных соотношениях с ними размещены структурно-вещественные комплексы океанических бассейнов (ветвей Центральноазиатского палеоокеана) Ишим-Нарынского и Ишим-Каратауского, разделявших континентальные блоки [3].

Основание разрезов Ишим-Нарынского океанического бассейна составляют широко развитые в Северном Тянь-Шане вулканогенные формации (капкатаская, терскейская серии) и тесно связанные с ними вулканогенно-осадочные и терригенные образования. К последним относятся в Северном Тянь-Шане толщи, объединяемые под общим названием караджоргинской серии. Возраст терскейской серии ранее считался докембрийским. Находки фаунистических и микрофаунистических остатков в последние годы [5] позволили датировать её кембро-ордовикским возрастом. В результате новых определений возраста этой формации ранее выстроенную вертикальную последовательность слагающих толщ Северного Тянь-Шаня (терскейская серия верхнего рифея – капкатаская серия нижнего кембрия – караджоргинская серия среднего кембрия-нижнего ордовика) развернуть в латеральный ряд [4].

Изучение петрохимических особенностей вулканогенных формаций позволили определить структурную принадлежность их к образованиям островных дуг и задугового бассейна на этапе субдукционного процесса развития Ишим-Нарынского бассейна [2].

Однако большую информацию о морфометрии бассейна, его морфологических и структурных элементах можно получить по результатам изучения литолого-генетических типов породных комплексов, текстурных особенностей вулканогенно-осадочных и осадочных образований, тесно связанных с вулканогенными формациями.

Низы разрезов отложений субдукционного этапа начинаются комплексом толеитовых базальтов и андезитобазальтов. Петрография и петрохимия вулканитов хорошо изучены. Нижняя часть сложена преимущественно миндалекаменными базальтовыми порфиритами и спилитами, менее распространены диабазы и трахибазальты. Верхняя часть (андезитобазальтовая) отличается большим разнообразием состава вулканических пород. Они образуют быстро выклинивающиеся покровы и потоки лав очень часто с шаровой и подушечной отдельностью. Они разделяются горизонтными пирокластическими отложениями. Основной объём этой части вулканогенной серии определяют базальтовые порфириты и андезитобазальты. Менее широко развиты спилиты, вариолиты, трахибазальты, трахиандезиты, яшмы и кремни. Геодинамическая обстановка их формирования (подводные излияния, миндалекаменная структура и широкое развитие структур спинифекс) говорят о высокой газонасыщенности лавы и небольшой глубине излияний. Вулканизм протяжённых зон скорее всего имел характер трещинных излияний, подобных современным исландским. Мощные грубые пирокластические потоки, обилие туфов в разрезах вулканогенной толщи неко-

торых районов, разносившихся на большие расстояния и проникавших в соседние глубоководные депрессии, где формировались ритмиты, приближают тип извержений к пелейскому.

Толщи караджоргинского стратиграфического уровня испытывают большие латеральные изменения, что свидетельствует о значительной дифференциации рельефа дна океанического бассейна.

Наиболее характерным для этого стратиграфического уровня является присутствие комплекса гемипелагических пестроцветных красно- и зеленоцветных контуритов, сложенных аргиллитами, алевролитами и кремнистыми сланцами. Характерна небольшая мощность комплекса (150-200 м). Обильны остатки спикул губок, в кремнях радиолярий. Кремни обычно содержат примесь пирокластики. Структурно-текстурные особенности слагающих пород позволяют относить их к отложениям контурных течений в глубоководной обстановке. Изредка встречается прямая и обратная градационные слоистости в слоях песчаников, материал которых приносится дистальными турбидными выносами. Волноприбойные знаки отсутствуют, иногда встречается мелкая рябь течений. В редких горизонтах встречаются текстуры деформаций и оползания ила, имеются знаки внедрения.

Появление в некоторых районах в верхах комплекса маломощных линз и прослоев известняков свидетельствует о периодическом выводе дна бассейна седиментации выше уровня карбонатной компенсации.

Комплекс флюксотурбидитов и турбидитов сложен песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами. Редко встречаются аргиллиты. Состав песчаников отвечает типичным полевошпатовым грауваккам. Тектурно-структурные особенности песчаников и гравелитов позволяют относить их к отложениям автокинетических зерновых потоков. Флюксотурбидиты тесно сочетаются с турбидитами, отличающихся своей упорядоченной градационной слоистостью. Для них характерен более грубозернистый состав песчаников и отсутствие верхних тонкозернистых членов многослоёв.

Флюксотурбидиты и турбидиты образуют горизонты, иногда довольно мощные (до 300 м) среди пород гемипелагического пестроцветного комплекса и в некоторых разрезах обильно наполняют караджоргинскую свиту, что дает основание считать их накопившимися вблизи источников обломочного материала. Те районы, где в составе обломочных пород присутствует полимиктовый и аркозовый материал, скорее всего можно отнести к подножию континентального склона. Там же где преобладают кремни, туфы и тефроиды, обстановка отвечает прикордильерным участкам и подножиям вулканических поднятий. Во всех типах различаются проксимальные и дистальные разновидности составляющих пород.

Комплекс пирокластических потоков и тефротурбидитов также составляет значительный объём караджоргинской свиты. В некоторых районах слагают практически целиком всю свиту. Комплекс сложен вулканическими брекчиями, туфами, тефроидами, туфогенными песчаниками, туффитами, алевролитами, кремнистыми породами. Редко встречаются горизонты базальтов, андезитобазальтов, андезитов. Там, где пирокластические потоки достигают глубоководных частей бассейна, породы чередуются с зелено- и красноцветными глинисто-кремнистыми сланцами, силицитами. Кроме вулканогенного обломочного материала в составе комплекса присутствуют конгломераты, гравелиты, песчаники.

Олистоостромые слагают, как правило, верхи караджоргинской свиты. Это обломочные породы: песчаники, гравелиты, конгломераты, содержащие угловатые, неокатанные или слабо окатанные обломки красно- и зеленоцветных глинисто-кремнистых и кремнистых пород, известняков, песчаников, хаотически сгруженных, совершенно не сортированных. Они имеют очень малое количество заполняющего промежутки между обломками песчаного или гравийного материала. Характерно присутствие крупных экзотических обломков, глыб известняков.

По различиям генетических признаков среди них выделены тектоногравитационные и грави-

тационные микститы. Происхождение первых из них связано с надвигами и шарьяжами, вторых – с образованием в результате надвигов и шарьяжей уступов, кордильер, на склонах которых происходили обвальные и оползневые процессы.

Крупные тела – олистоплаки представлены чаще всего мраморизованными известняками. Они вместе с вмещающими породами смяты в складки и по всем признакам являются останцами карбонатного тектонического покрова. В карбонатных породах появляется чужеродная данному району окатанная галька гранитов, кварцитов, сланцев и др.

Караджоргинская свита со структурным несогласием перекрывается флишевой толщей песчаников, алевролитов долонской серии с граптолитами среднего-верхнего аренига, лавирна, лландейло, карадока. Флишевая долонская серия перекрывает караджоргинскую и более древние отложения Северного Тянь-Шаня. Это несогласие сопровождается складчатостью и интрузивным магматизмом.

Таким образом, в седиментационной истории Ишим-Нарынского раннепалеозойского бассейна отчётливо выделяются два этапа. Первый этап отвечает времени накопления гемипелагических осадков с турбидитами, флюксотурбидитами, эдафогенными брекчиями и синхронных им проявлений базальтового и андезитобазальтового вулканизма. Время проявления этих процессов  $\text{Є} - \text{O}_1 \text{tr}$ . Второй этап – с  $\text{O}_1 \text{ag}$  – время образования олистостромовых толщ, непосредственно предшествующих накоплению мощной флишевой формации  $\text{O}_1 \text{ag} - \text{O}_2$ .

Морфология бассейна была довольно сложной. Существовали отдельные глубоководные котловины, в которых контурными течениями разносились глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые илы, тонкозернистый песок. Осадконакопление происходило в глубоководных условиях ниже уровня карбонатной компенсации. Рельеф глубоководной котловины осложнялся локальными поднятиями тектонического и вулканического происхождения, которые влияли на седиментацию, поставляя в бассейн осадконакопления вулканокластику, граувакковый и кремнёвый материал. Они приносились в зону захоронения осадков оползнями, зерновыми и турбидными потоками, возникавших на склонах этих поднятий. Влияния привноса обломочного сиалического материала здесь, за редким исключением, не отмечается, что свидетельствует о больших размерах глубоководного бассейна.

Глубоководные котловины сопрягались с протяжёнными поясами вулканических построек, возвышавшихся над ними.

Практически по всем районам Северного Тянь-Шаня сохранились останцы преаренигского тектонического покрова, шарьированного на вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Судить о составе слагающих покров пород можно по относительно слабо нарушенным останцам его в виде олистоплак и глыб в олистостромах. Возраст карбонатных пород по обнаруженной в них фауне и аренигских граптолитов в перекрывающих слоях, определяется интервалом  $\text{Є}_2 - \text{O}_1$ . Поскольку тем же возрастом датируются вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, на которые были шарьированы карбонатные пластины, области карбонатонакопления представляли собой самостоятельные фациальные зоны, существовавшие параллельно с другими зонами. Положение их в седиментационном бассейне не ясно, поскольку не обнаружены места их автохтонного залегания. Ими могли быть зоны шельфа или области внутренних поднятий с сиалической корой.

Время формирования олистостром раннего аренига датирует начало тектонического сучивания, приведшего к замыканию раннегеосинклинальной структуры Северного Тянь-Шаня. Процесс этот сопровождался интрузивным магматизмом (гранодиориты, кварцевые диориты и монзониты). Процесс сучивания и шарьирования создал сильно расчленённый рельеф дна бассейна. В остаточных глубоководных котловинах происходило накопление мощных флишевых толщ среднего аренига-среднего ордовика. В составе обломков в обилии появляется сиалический материал (граниты, кварциты, аркозовые песчаники), свидетельствующий о приближении зон

седиментации к континентальному шельфу. Этот процесс привёл к максимальному пространственному сближению и шарьированию описанных разнофациальных комплексов раннего палеозоя, которое наблюдается в современной структуре Северного Тянь-Шаня. Формации  $S + O_1$  превращены в узкую полосу с высокой степенью сгущения и представляют собой пакет тектонических пластин с различным формационным наполнением.

Переменяемость структур с субокеаническим и континентальным типом земной коры, тип осадочного процесса и характер вулканизма позволяют сравнивать палеоструктуру раннепалеозойского Ишим-Нарынского (основной ветви Терской) океанического бассейна с современными краевоморскими областями типа Филиппинского или Японского морей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. и др. Геологический очерк Кыргызского Тянь-Шаня. Путеводитель международной экскурсии. Строение земной коры и тектоническая эволюция Тянь-Шаня и сопредельных областей Центральноазиатского складчатого пояса. Бишкек, Кыргызстан, 2009. С. 18-28.

2. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня. Бишкек: Изв. НАН КР. Спецвыпуск, 1999. С. 33-42.

3. Максумова Р.А. Строение и геодинамическое развитие Северо-Тяньшаньской сутурной зоны Кыргызстана // Геология и полезные ископаемые. Тр. Министерства природных ресурсов Кыргызской Республики. Бишкек, 2009. С. 15-30.

4. Максумова Р.А., Захаров И.Л. и др. Покровно-чешуйчатое строение ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144-156.

5. Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Кыргызского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 43-64.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА)

Малиновский А.И., Голозубов В.В.

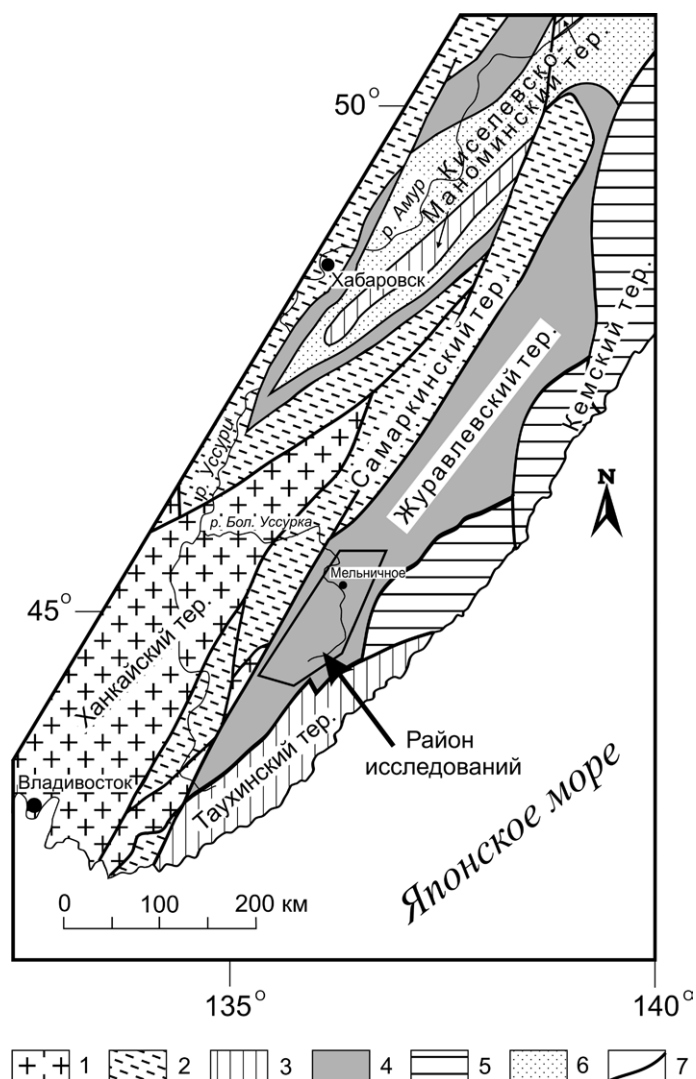
*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккрецированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит [1, 2, 4]. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн, образованный мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород.

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причлененных в палеозое и мезозое к восточной окраине Азиатского материка, имеющих различную геодинамическую природу и формирование которых связано с существовавшим режимом взаимодействия Евразийского континента и прилегающей океанической плиты Иванаги [3, 5] (рис. 1).

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, он отделен системой разрывов крупного Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, а с востока – также раннемеловой Кемский террейн, фрагмент задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной





**Рис. 1.** Схема террейнов юга Дальнего Востока России, по [3].

1-6 – террейны: 1 – домезозойские, 2 – юрской аккреционной призм, 3 – раннемеловой аккреционной призм, 4 – раннемеловые трансформных окраин, 5 – раннемеловые островодужные, 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойские; 7 – разломы.

системы. В Северном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Гур, Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются от приустьевой части р. Усури на северо-восток вдоль право- и левобережья р. Амур.

Стратиграфическая колонка террейна включает разрез 8 свит, возраст которых от берриаса до позднего альба, а общая мощность около 11 тыс. м. Отложения представлены главным образом терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами, многочисленными пачками турбидитов, а также горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов и микститов. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, нарушенных, в свою очередь, многочисленными разломами преимущественно север-северо-восточного и меридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них. Характерными особенностями строения и состава отложений террейна является отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части свойственно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов и маломощных потоков базальтов. Особенностью готерив-альбской части разреза является преобладание песчаников и наличие многочисленных пачек турбидитов. В целом, разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью от 1,5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок

формирования Журавлевского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по пороодообразующим компонентам относятся главным образом к граувакковым аркозам, и, реже, к кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Преимущественно аркозовый состав песчаников позволяют предполагать, что исходные породы главной питающей провинции, в период накопления отложений Журавлевского террейна, были сложены комплексом кислых интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Можно также предполагать, что кремневые и терригенные породы, составляющие порою значительную часть обломков песчаников, а также гравелитов и конгломератов, являются результатом размыва фрагментов юрской аккреционной призмы (Самаркинский террейн), в современной структуре непосредственно примыкающих с запада-северо-запада к Журавлевскому террейну. Геологическая интерпретация состава пороодообразующих компонентов песчаников свидетельствует об их формировании за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным с континентальными окраинами, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма. Эти выводы подтверждаются особенностями химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, а также набором тяжелых обломочных минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). В подчиненном количестве находятся минералы фемической ассоциации: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала размывавшаяся зрелая континентальная окраина, сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Кроме того, можно предполагать участие в составе источников питания юрской аккреционной призмы, в строении которой участвовали пластины кремней и офиолитовые комплексы.

Характерной особенностью отложений Журавлевского террейна является большого количества пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, формирование которых происходило высокоплотностными зерновыми и дебризными потоками. Незначительна роль доннотечениевых (контурных) образований. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины. Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, а также донные течения, интенсивно перерабатывавшие осадочный материал, доставляемый в область седиментации турбидными потоками. С гравитационными и доннотечениевыми отложениями обычно тесно связаны мощные толщи глинисто-алевритовых пород, которые могут рассматриваться как гемипелагические осадки, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях. Еще одним широко распространенным типом отложения являются мощные толщи песчаников, содержащих прослойки и линзы конгломератов и гравелитов, а также обильный растительный детрит и мелководную фауну. Осадки, вероятно, накапливались в относительно мелководных условиях, характерных для обстановок литорали и сублиторали открытого моря.

Таким образом, строение, вещественный состав и текстурные особенности терригенных отложений Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основными источниками обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, сложенной фрагментами аккреционных призм, в строении которых участвовали пластины кремней и офиолитов. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и харак-

терным признаком седиментации в обстановке трансформного скольжения литосферных плит когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккрецированные к ним фрагменты активных окраин.

Преимущественно сиалический состав кластики позволяют предполагать, что рассматриваемый палеобассейн при своем формировании примыкал к краю Евразийского континента. Мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины полностью открытого в сторону океана окраинного моря. Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль разграничивающей континентальную и океаническую плиты системы левосторонних сдвигов Тан-Лу при малой роли вулканических процессов [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-A-08-404).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 2. С. 13-25.
3. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
4. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science, 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.
5. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 1626. 2000. 122 p.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БАДЖАЛО-ГОРИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ Медведева С.А.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65*

На Восточно-Азиатской окраине в юре и мелу происходили разномасштабные тектонические события. В средней юре в результате коллизии Сино-Корейского и Северо-Азиатского кратонов закрылся Монголо-Охотский океан. Косая субдукция Евразийской и Фаралон-Изанаги плит в поздней юре – раннем мелу приводила к формированию на некоторых участках границы плит трансформной окраины [2]. В конце раннего мела реконструируются островные дуги. Становление Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса приходится на границу раннего и позднего мела, на поздний мел – формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

В работе рассмотрен состав среднеюрско-раннемеловых песчаников и алевропелитов между речья Пильда-Лимури и на его основе определены палеотектонические обстановки осадконакопления в этот временной промежуток.

Реконструкции тектонических обстановок седиментации проводятся с использованием разных методов, в том числе при помощи вещественного состава терригенных пород. Попытки реконструировать тектонические обстановки, с которыми были сопряжены среднеюрские – раннемеловые бассейны седиментации, предпринимались нами ранее и базировались на литохимических данных. Применялись диаграммы М. Бхатия [3] и Б. Роузера и Р. Корша [5]. Считают, что они хорошо отработаны, достаточно надежны и используются многими исследователями. В данной работе фактологическая база будет расширена за счет использования данных по петро-

графии и по геохимии малых элементов.

По структурному положению терригенные образования междуречья Пильда-Лимури относятся к Баджало-Горинской структурно-формационной зоне. Стратиграфические подразделения представлены среднеюрской ульбинской, позднеюрской силинской, раннемеловыми (берриас-валанжин) горинской и пионерской свитами [1].

В составе ульбинской свиты преобладают алевролиты и аргиллиты. Иногда они содержат маломощные прослои базальтов и их туфов, кремнисто-глинистых и кремневых пород, а также мелкозернистых песчаников. По радиоляриям возраст принят среднеюрским.

Силинская свита согласно наращивает разрез ульбинской свиты. В ее составе преобладают песчаники. Они преимущественно мелко-среднезернистые, хотя имеются и мелкозернистые, а также крупнозернистые разности. В свите содержатся слои алевролитов, пачки переслаивания песчаников и алевролитов, прослои и линзы гравелитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Ее возраст определяется стратиграфическим положением выше ульбинской свиты.

Горинская свита также преимущественно песчаниковая. Песчаники содержат прослои алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий и пачки переслаивания.

Пионерская свита согласно перекрывает отложения горинской свиты. Она сложена в основном алевролитами, среди которых отмечаются массивные и слоистые разности. Кроме этого, рассматриваемые отложения содержат слои мелкозернистых песчаников, пачки ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. Возраст обоснован находками фауны.

Петрографическое изучение показало, что песчаники состоят из кварца, полевых шпатов, обломков пород, иногда слюд. Обломки угловатые, реже слабоокатанные. Сортировка плохая, реже средняя и хорошая. Эти признаки говорят об относительно небольшом кратковременном переносе, характерном для тектонически активных областей. На классификационном треугольнике В.Д. Шутова фигуративные точки большинства песчаников расположены в полях граувакковых аркозов и полевошпатовых граувакк, немногие точки находятся в поле мезомиктовых песчаников или в поле полевошпатовых пород. Эти разновидности песчаников имеют распространение в активных обстановках.

На треугольниках типов бассейновых обстановок по Ж. Мейнардю с соавторами [6], основанном на петрографическом составе, фигуративные точки изученных песчаников располагаются в полях активных обстановок, в том числе сопряженных со сдвиговыми дислокациями.

На диаграммах с использованием данных валового химического состава по М. Бхатия [3] фигуративные точки песчаников также тяготеют к полям бассейнов, связанных с активными континентальными окраинами (active continental margin C). Фигуративные точки песчаников ульбинской свиты обнаруживают более близкое положение к полям пассивной континентальной окраины (passive continental margin D).

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  Б. Роузера и Р. Корша [5] большинство фигуративных точек песчаников и алевропелитов находятся в поле активных континентальных окраин (active continental margin АСМ). Две фигуративные точки песчаников горинской свиты расположены в поле пассивных континентальных окраин (passive margin РМ).

Нами исследованы содержания La, Th, Sc, Cr, Y, Ti, Zr, Co в песчаниках (таблица) и рассмотрено положение фигуративных точек на диаграммах М. Бхатия и К. Крука [4], использующих сведения о содержаниях этих элементов.

На диаграмме Th–La фигуративные точки песчаников находятся в поле континентальных вулканических дуг (continental island arc B) или примыкают к нему. Следует отметить близкое расположение к полю океанических вулканических дуг (oceanic island arc A) некоторых фигуративных точек песчаников горинской свиты, но не характеризующих данную обстановку. Два образца являются мезомиктовыми песчаниками, упоминавшимися ранее. Высокие содержания  $\text{SiO}_2$  в них объясняют более низкие содержания лантана и тория, которые обуславливают близость к полю А. На диаграммах  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2, (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  [3] фигуративные



**Таблица.** Значения отношений и содержания элементов в песчаниках Баджало-Горинской СФЗ. Нижнее Приамурье

Свиты Хемотипы	горинская + пионерская		силинская	ульбинская
	нормосилиты (2)	миосилиты	миосилиты	миосилиты
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO, %	2,3	2,7-4,5 (11)	3,9-4,2 (3)	2,6-3,6 (2)
TiO <sub>2</sub> , %	0,27-0,3	0,4-0,65 (11)	0,45-0,57 (3)	0,46-0,49 (2)
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,0-1,25	0,70-1,1 (11)	0,58-0,74 (3)	0,73-0,88 (2)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,13-0,16	0,20-0,24 (11)	0,19-0,20 (3)	0,17-0,18 (2)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O)	3,9-4,4	2,8-3,6 (11)	3,0-3,3 (3)	3,1-3,4 (2)
La, г/т	16,8-19	16,0-38,8 (12)	20,8-31,7 (8)	23,5-26,2 (9)
Th, г/т	5,5-6,0	4,5-11,3 (12)	7,0-9,1 (8)	6,9-8,3 (9)
Sc, г/т	3,3-4,1	4,0-6,6 (12)	3,2-9,0 (8)	4,0-6,4 (9)
Cr, г/т	15,8-18,4	19,6-36,6 (12)	25,7-35,6 (8)	25,3-31,6 (9)
Y, г/т	7,2-8,8	9,2-16,5 (12)	7,5-15,6 (8)	10,7-14,0 (9)
Zr, г/т	33,3-42,7	33,7-104,1 (12)	59,4-96,2 (8)	54-99 (9)
Co, г/т	3,0-4,4	4,4-6,2 (12)	5,8-7,8 (8)	3,3-7,8 (9)

В скобках – количество определений.

точки этих песчаников находятся в полях пассивных континентальных окраин (passive margin D); на диаграммах (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> и (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O они равноудалены от полей С и D. На диаграмме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O [5] они характеризуют поле пассивных континентальных окраин (PM).

На диаграмме Sc/Cr–La/Y М. Бхатия и К. Крука [4] «эталонные» поля всех предложенных тектонических обстановок расположены в интервале значений La/Y от близких к 0 до 1,6. Значения La/Y (1.59-2.9) в изученных песчаниках выше этих значений, поэтому их фигуративные точки находятся вне «эталонных» полей. На «тектоническом» треугольнике La-Th-Sc фигуративные точки образуют компактный рой, захватывая часть объединенного поля CD и небольшую часть поля В.

На треугольнике Sc–Th–Zr/10 фигуративные точки песчаников локализируются в его центральной части и находятся в поле С. Их позиция схожа с позицией полей на треугольнике Co–Th–Zr/10, но разделение менее отчетливое.

Наиболее отчетливо различие между стратонами проявлено на треугольнике Co–Th–Zr/10, на котором фигуративные точки песчаников разных свит образуют отдельные поля, расположенные, в основном, в поле С. Вместе с тем поле силинской свиты более тяготеет к полю В, чем поле ульбинской свиты. Фигуративные точки песчаников горинской свиты наиболее удалены от поля В.

Анализ расположения фигуративных точек песчаников на разных диаграммах показывает следующее. В поле С находятся точки на диаграммах SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O [4], (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>, (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O) [3] и треугольниках Co–Th–Zr/10, Sc–Th–Zr/10 [4]. На границах полей С и D локализируются точки на диаграммах (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–TiO<sub>2</sub> и треугольнике Th–La–Sc. На диаграммах (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*+MgO)–K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, Sc/Cr–La/Y, La/Sc–Ti/Zr фигуративные точки песчаников находятся вне полей А, В, С, D, тяготея, тем не менее, к каким-либо из них. И лишь на одной диаграмме [4] Th–La точки локализируются в поле В.

При интерпретации следует привлекать комплекс методов и приемов обработки данных. Не следует ограничиваться отдельными диаграммами и параметрами, поскольку можно получить искаженные выводы.

В целом, значения параметров и положение фигуративных точек песчаников на большинстве диаграмм, характеризуют седиментацию в бассейнах активных континентальных окраин не связанных с вулканическими дугами. На исследованной территории вулканогенные породы весьма редки, а интрузивных нет вообще. Можно предположить, что положение фигуративных точек среднеюрских песчаников вблизи границы пассивной и активной окраин отражает относитель-

но спокойную обстановку после коллизии кратонов. Нахождение некоторых фигуративных точек раннемеловых песчаников в полях пассивных окраин отражает, вероятно, особенности питания различных частей бассейна или режим трансформной окраины.

Работа выполнена при поддержке проекта «Геодинамика северо-западного обрамления Палеоокеана в мезозое и кайнозое», грант ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-01 в рамках программы ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. Лист М-54-1. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.
2. **Кириллова Г.Л.** Позднемезозойские - кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго - восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-68.
3. **Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology, 1983. V. 91. N. 6. P. 611-627.
4. **Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Mineralogy and Petrology. V. 92. N. 2. 1986. P. 181-193.
5. **Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // The Journal of Geology, 1986. V. 94. N. 5. P. 635-650.
6. **Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology, 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551-561.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КЮСЮ-ПАЛАУ (ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ)

**Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43*

Подводный хребет Кюсю-Палау (КП) протяжённостью более 2700 км разделяет разные в тектоническом отношении структуры Филиппинского моря. К западу от него находится котловина, фундаментом которой служит плита мезозойского океана. Её возраст подтверждают раннемеловые радиоизотопные определения [3]. Восточнее хребта КП располагается часть плиты, которая в ходе кайнозойской деструкции трансформировалась в тафрогенную окраину с котловинами, рифтами, линейными грабенами и хребтами. Она составляет фрагмент зоны трансформных линейментов и глубинных разломов 140° в. д., которая протягивается разными авторами от хребта Ломоносова в Арктическом океане и до залива Спенсера на юге Австралии. Поэтому в характеристиках КП отражена геодинамическая обстановка, которая сложилась в позднем мезозое – кайнозое в период развития впадины Филиппинского моря. В тектоническом отношении хребет КП рассматривался Д. Каригом (1975) как остаточная островная дуга, имеющая исключительно вулканическое происхождение. Дж. Мацуда с соавторами (1977) придерживались взгляда о переходном типе развития структуры хребта от океанической коры к островной дуге. В строении меридионального южного фрагмента хребта Ю.Б. Евланов (1977) нашел элементы двойной островной дуги. Нами хребет КП разделяется на три фрагмента – Северный, Центральный и Южный Кюсю-Палау [2, 6]. В целом, плановые очертания хребта имеют двойственный характер. От о-ва Кюсю до 17° с.ш. хребет фронтом обращен к востоку, оставляя в тылу систему подводных глыбовых плато и хребтов. Примерно с 23° до 13° с.ш. изгиб дуги, напротив, обращен в сторону Западно-Филиппинской котловины, оставляя в тылу рифтовую впадину Паресе-Вела и далее систему Марианской дуги с одноименным желобом.

В этой работе приводятся результаты геодинамической интерпретации материалов исследования наиболее изученного в батиметрическом и геолого-геофизическом отношениях Центрального КП (14°-23° с.ш.). Работы здесь проводились в экспедициях на НИС «Пегас» (1985 г.), «Морской геофизик» (1985, 1988 гг.), «Профессор Гагаринский» (1988 г.), «Профессор Богоров»

(1989, 1990 гг.), «Академик Александр Виноградов» (1990 г.). Южная часть Центрального КП ( $14^{\circ}$ - $17^{\circ}$  с.ш.) и северная часть Южного КП довольно детально изучена нами в 4-х экспедициях.

Северная часть Центрального КП ( $23^{\circ}$ - $18^{\circ}$  N) состоит из 9 отдельных гор, вероятно, вулканических построек, вытянутых в северо-северо-восточном направлении [4]. Надежные геологические данные по ним отсутствуют, хотя известно, что на 4-х из них были подняты единичные мелкие обломки вулканических пород. Южная часть Центрального КП ( $14^{\circ}$ - $17^{\circ}$  с.ш.) имеет сложное строение [1, 2, 6]. Хребет образован здесь совокупностью гор разных размеров, конфигураций, расчлененности и высоты. Их общий цоколь шириной 90-120 км выделяется по изобате 4000 м и от котловин, глубина которых составляет 5000-5500 м, отделяется крутыми уступами дна высотой 700-1000 м. Монолитное основание хребта часто выполаживается и переходит в равнины соседних котловин. Горы объединяются в массивы, создают плато, линейные своды или представляют отдельные куполообразные и конические поднятия. Они разделяются участками выровненной поверхности, депрессиями и долинами. Здесь выделяются вулканические постройки 3-х типов: щитовые вулканы и стратовулканы 1-го и 2-го типов. Каждая из них характеризуется особенностями геологического строения и различным типом вулканизма (толеитовым, щелочным и островодужным), что указывает на сложные геодинамические процессы, сформировавшие эту часть хребта КП [2, 6, 7].

Щитовые вулканы гавайского типа сложены базальтами, трахиандезитами и натровыми трахитами, по составу близкими породам океанических островов и поднятий [2, 5-7]. Они локализируются исключительно севернее сочленения КП с Центральным разломом со стороны Западно-Филиппинской котловины и приурочены к зоне глубинного разлома северо-северо-восточного направления, практически трассируя его. Эти вулканические постройки выделяются в виде плато – приподнятого тектонического блока, ограниченного крутыми 1000-1500 метровыми уступами. Подошва построек размером 40-60 км, окруженная депрессиями, отмечается на глубинах 3000-3500 м, а вершина – на глубинах примерно 2500 м. Их относительная высота едва превышает 2000 м. На вершине одного из них обнаружены руины кратера-кальдеры с прикратерным валом, который в виде узкой ложбины имеет выход почти до основания постройки. Пористая структура и стекловатая корка закаливания базальтов свидетельствуют об их подводном (мелководном) формировании. Отсутствие рифовых известняков на вулканах указывает на то, что они не выходили на поверхность. Возраст осадочных пород на одном из щитовых вулканов (определения С.В. Точиной по радиояриям) соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62.5-60.0 млн. лет) [2, 5, 6]. Для вулканических пород с двух других щитовых вулканов изотопный возраст (К-Аг метод) составляет –  $30.0 \pm 3$  млн. лет (трахит);  $8.4 \pm 0,7$ ;  $9.0 \pm 2$ ;  $10.0 \pm 3$  и  $12.0 \pm 4$  млн. лет (базальты). Эти данные указывают на наличие 3-х эпизодов вулканизма на щитовых постройках – позднемелового, позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового.

Стратовулканы 1-го типа характеризуются породами (от базальтов до риодацитов) близкими вулканитам толеитовой и известково-щелочной серии островных дуг. В рельефе они выделяются в виде одиночных построек, часто с конусообразными вершинами, коротких (до 90 км) хребтов и горных массивов. Относительная высота вулканов составляет 2000-4000 м. Основание шириной 30-40 км выделяется на глубинах 3000-4000 м и, как правило, сопровождается депрессиями дна. Склоны крутые (до  $40^{\circ}$ ), часто осложнены вулканотектоническими структурами высоких порядков, кратеры захоронены или разрушены. Постройки этого типа локализируются в основном на Южном КП. Севернее сочленения хребта КП с Центральным разломом ( $14^{\circ}$ - $17^{\circ}$  N) они располагаются всегда восточнее щитовых вулканов. Наличие на этих вулканах пирокластических пород и рифовых известняков свидетельствуют о том, что их вершины когда-то выходили на поверхность. Время проявления островодужного вулканизма определяется по стратиграфическому разрезу скважины 448 DSDP как позднеэоцен-раннеолигоценное. Такое же время подтверждается и определениями изотопного (К-Аг и Аг-Аг методы) возраста для базальтов этой

скважины ( $30.60 \pm 0.86$ ;  $36.360 \pm 0.58$ ;  $31.45 \pm 1.52$  и  $34.88 \pm 1.60$  млн. лет), что хорошо соответствует положению базальтов в стратиграфическом разрезе.

Стратовулканы 2-го типа сложены породами (от базальтов до К-На трахитов), относимыми к щелочной серии [2, 5-7]. В рельефе они выделяются в виде куполовидных сводовых поднятий. Эти структуры формируются в условиях тафрогенной деструкции хребта КП и сопровождаются поперечными к нему депрессиями. Подобные структуры выявлены нами в области сочленения Кюсю-Палау с Центральным и Широтным разломом (район  $14^\circ$  N). Предполагается подводная (мелководная) обстановка извержений этих вулканов. Время проявления вулканизма определяется по изотопным данным (К-Аг метод)  $25.6 \pm 1.2$  млн. лет (трахит) и  $30.0 \pm 3$  млн. лет (базальт) и соответствует позднему олигоцену. С этим же временем совпадает появление геотермической аномалии с возрастом 25 млн. лет, которая выделена В.В. Жигулевым (1994) в районе стыка ( $14^\circ$  N) Центрального разлома и хребта КП.

Таким образом, в формировании Центрального КП ( $14^\circ$ - $17^\circ$  N) выделяются четыре тектономагматических этапа: позднемезозойский, позднеэоцен-раннеолигоценовый, позднеолигоцен-раннемиоценовый, позднемиоценовый. И только один из них (позднеэоцен-раннеолигоценовый) отражает конструктивный этап островодужного вулканизма (южная часть Центрального и Южный КП), который проявляется в режиме преобладающего сжатия. Активные процессы вулканизма этого типа сопровождались увеличением мощности коры под хребтом до 12 км, что обусловило появление низкоскоростного слоя в разрезе земной коры. В целом развитие дуги КП контролировалось разломами, осуществлялось на океанической коре и происходило в условиях деструкции океанической плиты. Появление субщелочного вулканизма свидетельствует о переходе горной страны в посторогенную (тафрогеническую) стадию. Она характеризуется распадом КП на глыбы по системам крупных разломов, что связано с началом развития котловины Паресе-Вела [4]. Деление Кюсю-Палау на остаточные горсты представляет основной результат этих процессов. Одновременно развиваются формы деструктивной морфоструктуры (абразионно-тектонические воронки, обвально-оползневые формы, тектонические уступы, горсты, грабены) как следствие гравитационного оползания.

На основе комплексного анализа морфологических, структурных и геологических характеристик Центрального Кюсю-Палау ( $14^\circ$ - $23^\circ$  N) можно представить следующий сценарий развития геодинамических обстановок при его формировании. В позднем мелу глубинный разлом северо-северо-восточного направления отделяет Западно-Филиппинский литосферный блок от плиты мезозойского океана. В зоне разлома развивается термохимический плюм и формируются толеитовые вулканы, образование которых послужило началом становления жесткого барьера между блоком и остальной частью океана. Такая обстановка с периодической активизацией разлома сохранялась здесь примерно 30 млн. лет до позднего эоцена. Следующим событием является образование субмеридиональной системы островодужных стратовулканов восточной части хребта. Они формировались в субэаральных условиях на границе существующего тектонического барьера. Их появление в обстановке тектонического сжатия происходит в условиях геодинамического воздействия Австралийской плиты на Тихоокеанскую, когда (поздний эоцен – ранний олигоцен), вероятно, осуществилось «схлопывание» юго-восточного сегмента тетического палеоокеана. Развитие щелочного вулканизма (поздний олигоцен), в свою очередь, отражает обстановку тафрогенной деструкции палеоостровной дуги. Она сложилась в условиях прогрессирующего сдвига с сильным боковым давлением Австралийской плиты относительно Тихоокеанской. В это время по поперечным к хребту рифтогенным разломам происходит подъем магмы. Деструкция палеоструктуры Кюсю-Палау и гравитационное оседание масс в позднем олигоцене положило начало формирования бассейна Паресе-Вела к востоку от дуги. Развитие в позднем олигоцене – раннем миоцене усиливающихся по амплитуде тектонических напряжений восток – северо-восточного направления, вероятно, привело к погружению хребта Кюсю-Палау.



В позднемиоценовое время произошла очередная тектоно-магматическая активизация структуры Кюсю-Палау в пределах щитовых вулканов, приуроченных к разлому северо-северо-восточного простирания. Эта активизация совпала по времени с формированием в Филиппинском море внутридугового Марианского трога.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-322).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Съедин В.Т., Точилина С.В. Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 16-35.
2. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филипп. море) // Матер. 39 Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 273-276.
3. Deschams A.P et al. Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett., 2000. V. 179. P. 503-516.
4. Kasuga S, Ohara Y. A new model of back-arc spreading in the Parese Vela Basin, northwest Pacific margin // The Island Arc., 1997. N. 6. P. 316-326.
5. Melnichenko Y.I. et al. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillip. Sea // Zeitschrift fur geomorphologie, Berlin-Stuttgart, 1999. V. 118. P. 183-192.
6. Melnichenko Y.I., S'edin V.T. Geomorphology and Evolution of the Kyushu-Palau Ridge (the Philippine Sea) // The 1st China-Russia Symposium on marine Science. Marine Environment and Resources in the 21st Century. Programme. 22-24 October 2009. Qingdao, P.R. China. P. 61.
7. Shcheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea Floor // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251-278.

## СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОРОД СИЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Митрохин А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, stakhor@yandex.ru*

О синсдвиговом характере мелового магматизма Комсомольского рудного района (КРР), свидетельствуют наши исследования морфологии и инфраструктуры апт-кампанских гранитоидных интрузий и их комагматов мяочанской серии, которая включает в себя четыре вулканоплутонических комплекса КРР: пурильский риолитовый → холдаминский риодацитовый → силинский андезитовый → чалбинский гранитный [1, 3, 4 и др.].

Здесь же ставится акцент на проявлениях силинского комплекса, являвшегося главным поставщиком олова в КРР [1, 3, 4 и др.], но и их структурно-динамическую корреляцию невозможно проводить в отрыве от других рудно-магматических и тектонических элементов КРР – настолько, как это будет видно далее, тесно все они были взаимосвязаны между собой всю эпоху становления района.

Полученная нами структурно-динамическая картина выглядит так.

1. Многие проявления мелового магматизма КРР, включая наиболее крупные: эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные бассейны и батолитоподобные интрузии – контролируются пликативными формами сдвиговых дислокаций. Региональная апт-кампанская синсдвиговая складчатость сформировалась в виде единой линейной системы пологих, равномерных, субпараллельных конседиментационных структур: синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий – шириной до 18 км каждая, наложенных на доаптское терригенно-шлишевое основание по типу продольной складчатости [5, 7 и др.]. При этом эпиконтинентальные бассейны компенсируют прогибы, а батолитоподобные массивы (Чалбинский, Силинский) приурочены к сводовым частям поднятий. Все крупные складчатые структуры имеют СВ (40-50°) простирание,

закономерно ориентируясь под косым углом к ССВ (10-30°) Комсомольской сдвиговой зоне (КСЗ) [5-7 и др.], где наиболее крупными разломами являются Чалбинский, Мяочанский и Холдаминский левые сдвиги, чья левосторонняя активизация под действием СЗ (340-350°) сжатия, как и везде в Сихотэ-Алине, определила структурный стиль и геодинамику апт-кампанского складко- и разломообразования, а также геодинамические условия локализации синхронных магматических и постмагматических (в т. ч. рудных) образований.

2. Крупнейшие поднятия и прогибы совместно с названными левыми сдвигами контролируют пространственное размещение выделяемого геофизиками [2 и др.] пологого линзовидного Комсомольского «криптоплутона» мощностью 0-5 км, который включает в себя практически все проявления пурильского и чалбинского комплексов. При этом рельеф кровли криптоплутона является полностью конкордантным структурному рисунку основной складчатой системы, который фиксируется также морфологией поверхности доаптского основания. Особенно четко это видно в зоне сопряжения Чалбинского сдвига и Чалбинского поднятия, где расположен Чалбинский массив, рассматривающийся как эродированная часть криптоплутона [2 и др.].

3. Точно такая же картина имеет место и для особенностей локализации силинских монцонитоидов. Как оказалось, хорошо известный Силинский массив, лежащий на криптоплутоне [2 и др.], приурочен к Центральному поднятию, что подчеркивается его лакколитообразной формой с утолщением к замку поднятия. Это является еще одним подтверждением того, что СВ региональная складчатость является подобной [7 и др.]. При этом в массиве от апикальных его частей к центру наблюдается изменение состава пород от основных (габбро) разностей к диоритовым и далее к гранитным. Следует подчеркнуть, что такая зональность – плавная, иначе говоря, не фазовая, а фациальная – с проявлением промежуточных разностей пород без резких переходов одних в другие. Имеются прямые структурные данные о том, что конфигурация фациальной зональности массива совпадает с его морфологией и, следовательно, является конкордантной Центральному поднятию. А указанная зональность полностью соответствует последовательности внедрения силинских монцонитоидов – от габбро до гранитов, которая наблюдается как в экзоконтатах массива, так и на удалении от него, в частности, в Западном и Восточном прогибах. Это указывает на кристаллизацию пород массива в обстановке растяжения в пределах соскладчатой зоны декомпрессии, существовавшей в замковой части Центрального поднятия весь период формирования интрузий силинского комплекса. Причем монцонитоиды внедрялись в зону декомпрессии вдоль ССВ левых сдвигов, что фиксируется наличием неконформных тел в подошве массива, например, в пределах Солнечного сдвига. Между прочим, наличие подобного тела выявлено геофизическими методами и для Комсомольского криптоплутона по нарастанию его мощности до 7-7,7 км в пределах Мяочанского сдвига [2 и др.].

4. То что наложенная на основание меловая синсдвиговая складчатость являлась подобной, фиксируется также конседиментационным ее характером. Эпиконтинентальные бассейны КРР сложены в своей нижней части ритмично переслаивающимися осадочными (типа континентальной молассы) породами с риолитовыми и (выше) риодацитовыми пирокластами (холдаминская свита,  $K_{apt}-K_{tur}$ ). Их верхняя часть венчается андезитовыми, андезибазальтовыми и порфирировыми пирокластами и лавами (амутская свита,  $K_{tur-con}$ ). При этом риолиты нижней части холдаминской свиты комагматичны пурильским гранодиоритам, верхняя ее часть образует самостоятельный холдаминский вулканический комплекс, а вулканы амутской свиты – это комагматы силинских монцонитоидов. Причем в этих свитах снизу вверх при общем увеличении мощности разреза четко наблюдается плавное нарастание доли вулканогенного материала от чисто обломочных пород к пирокластам и затем к лавам с синхронной заменой продуктов кислого вулканизма на продукты среднего и основного [3, 4, 7 и др.]. Анализ их строения [5-7 и др.] показывает, что проявленная здесь совокупность пликативных и наложенных на них деструктивных дислокаций характеризует структуру фронта миграции сдвигов от нижних уровней коры к верхним, про-

исходившей в условиях ССЗ (340-350°) латерального сжатия. Почти повсеместное развитие этих деформаций в основании, их строгая упорядоченность, четкая соорганизованность с конседиментационными структурами бассейнов свидетельствуют, что основание деформировалось синхронно с вулканогенно-осадочной толщей путем повторного продольного и отчасти поперечного его кливажирования. Причем, судя по составу континентальной молассы в холдаминской свите [3, 4, 7 и др.], «растущие» выступы (антиклинали) сопровождалась пенепленизацией основания и служили источниками сноса обломочного материала, а прогибы (синклинали) – бассейнами седиментации. То есть, апт-кампанское сокращение коры в КРР несет на себе признаки взаимодействия двух процессов: как веерного кливажирования по типу соскладчатых взбросов, так и формирования подобной складчатости в сочетании с надвигами.

Наиболее контрастно представленная картина видна как раз на примере проявлений силинского монзонитоидного комплекса. Мощность входящих в его состав эффузивов амутской свиты (более 2 км) в верхах Западного и Восточного прогибов вполне сопоставима с мощностью Силинского лакколитообразного массива (2.5-3 км), приуроченного к своду смежного Центрального поднятия и вмещающего комагматичные им монзонитоиды.

Для складчатых форм как результата повторного синсдвигового апт-кампанского смятия коры по типу подобной складчатости под действием СЗ латерального сжатия здесь это выразилось в почти синхронном формировании эпиконтинентальной толщи амутских вулканитов в виде лав и туфов в СВ синсинклинальных прогибах доаптского основания и интрузивных фаций батолитоподобного Силилинского массива. Для сколово-раздвиговых форм – в локализации экструзивных и жерловых фаций, дайковых и штоковых тел на сопряжении или пересечении ССВ левых сдвигов с СЗ (соскладчатые и сосдвиговые сбросы и раздвиги) и ВСВ-СВ (взбросы и надвиги) разломами преимущественно на крутонаклонных участках сквозной СЗ декомпрессии, обеспечивавшейся динамическим взаимодействием сдвигового и соскладчатого (который, как мы помним, тоже является синсдвиговым) планов деформаций. Стиль последнего, повторимся, обусловил существование в замках складчатых сооружений пологих депрессионных камер, послуживших структурными ловушками для расплавов в период их миграции. Это нашло свое отражение (кроме наличия в замке Центрального поднятия полого лежащего Силинского массива) в повышенной (с СВ трендом) концентрации вулканоструктур в смежных прогибах. Причем это, подчеркнем, допускает, что данные ловушки в антиформах тормозили, а в синформах, наоборот, – за счет все возрастающего литостатического давления формирующейся вулканогенной толщи (артезианский эффект) – ускоряли продвижение расплавов наверх<sup>1</sup>.

Отсюда вытекает, что в процессе излияния амутских лав происходило «схлопывание» синформных зон декомпрессий в их замках, расположенных ниже поверхности подошвы чехла (с дальнейшим наложением экструзий), и синхронное формирование их интрузивных разностей в Силинском лакколитообразном массиве с последующим наложением на него дайковых и мелких штоковых тел выше поверхности подошвы. Справедливость такой схемы подтверждается всей совокупностью буровых и проходческих работ в КРР.

Такая структурно-динамическая ситуация справедлива для всех магматитов КРР и предполагает, что вначале происходило синхронное с сокращением коры нагнетание магматического ма-

<sup>1</sup> Здесь к месту будет вспомнить о почти 1,2 км отложений предшествующей холдаминской свиты и о тренде поступательного нарастания мощностей вулканических отложений от древних к молодым в эпиконтинентальных бассейнах, что говорит в пользу ускорения интенсивности вулканизма во времени с апта по кампан, в т.ч. за счет нарастания стратифицированной вулканогенной толщи. Все это, еще раз подчеркнем, происходило синхронно с формированием сдвиговых зон в терригенном основании, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста [5 и др.], указывающие на то, что, когда кристаллизовались последние (континентальные!) лавы амутской свиты, ниже уже формировались (одновременно!) оловоносные турмалиниты в сдвигах основания.

териала в соскладчатые декомпрессионные камеры в сводах поднятий и под прогибами с его проникновением затем (по мере заполнения камер) во вмещающую толщу по ВСВ-СВ и СЗ разломам и ССВ левым сдвигам КСЗ, с его последующим извержением в прогибах (где сосредоточена основная масса вулканов) со схлопыванием магматических камер в их замках и далее повсеместным наложением дайковых и жерловых фаций на массивные породы мяочанской серии на зрелых стадиях развития региональных левосдвиговых дислокаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
2. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969. С. 21-32.
3. Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
4. Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др. Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 181-201.
5. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология, 1995. Т. 14. № 5. С.46-56.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
7. Mitrokhin A.N. Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal, 1998. V. 2. N. 3. P. 124-133.

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АВАНГАРДНОГО ЛЕВОГО СДВИГА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ) И ЗОНЫ ЕГО ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ

Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, stakhor@yandex.ru*

Авангардный левый сдвиг (АЛС) протягивается в субмеридиональном (3-5°) направлении в пределах площади позднеордовикского Тафуинского гранитного массива на юго-восточной оконечности Ливадийского п-ова между б. Восток и Средняя [2]. Детально он исследован нами в двух естественных подсечениях: (1) – в береговых обнажениях правого борта устья р. Волчанки (далее – Северный фрагмент) и, южнее (2), – в обнажениях северного берега б. Средней (далее – Южный фрагмент). Структурно обе эти группы обнажений протяженностью 200-250 м каждая приурочены к западному крылу АЛС, где, кроме синсдвиговых деформаций, фиксируются также тесно сближенные серии даек габброидов, относящихся предположительно [следя за Коваленко и др., 1995 г.] к меловым либо ольховому, либо успенскому (4-я фаза) комплексам. Все это было охвачено непрерывной геолого-структурной документацией. Между названными подсечениями разлом пунктирно прослеживается по поселку Авангард в отдельных рывинах до коренных, где наблюдаются признаки тектонического расщепления тафуинских гранитоидов, и по водяным скважинам.

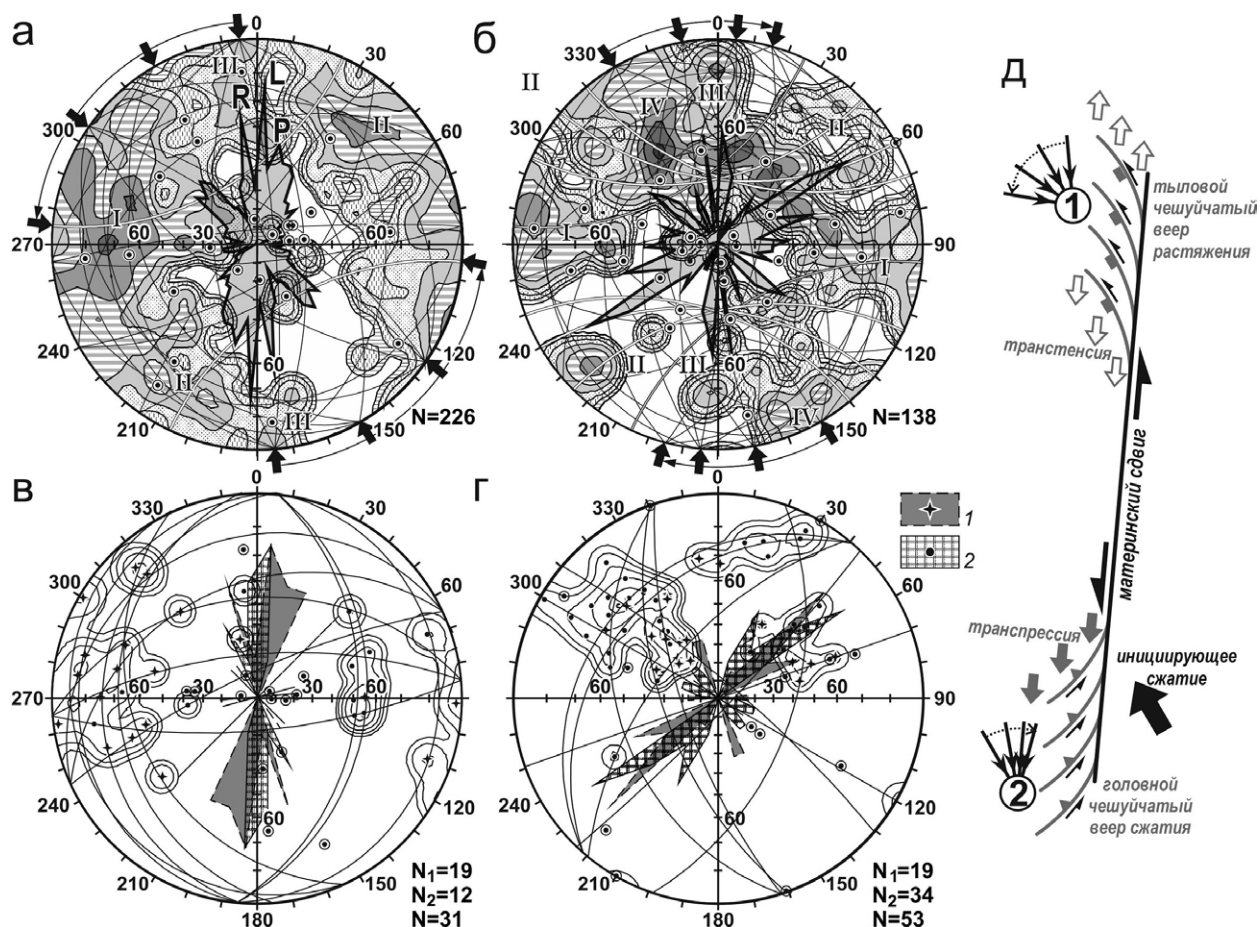
Северный фрагмент Авангардного сдвига представляет собой группу тесно сближенных субмеридиональных сколов-сместителей с пологими штрихами скольжения на их поверхностях, ориентированных почти параллельно линии берега, которая сопровождается зоной тектонической переработки локализованных в ней габброидов и вмещающих тафуинских гранитов в виде дробления, смятия и осветления этих пород. При этом вытянутость тел габброидов имеет преимущественно ССВ и субмеридиональную, реже ССЗ направленность. Поверхности сколов-сдвигов – от ровных и до волнообразных с пологой тектонической штриховкой. В междвиговом простран-



стве деформации зачастую приобретают складчатый или псевдоскладчатый стиль. Это выражается в формировании складок волочения (вплоть до рулонообразных) с пологими и крутыми шарнирами, куда вовлечены и тонкие дайковые тела габброидов. А параллельная контактам внутренняя слоистость даек габброидов, равно как и вмещающих их тафуинских гранитоидов, субпараллельная сдвигам-сколам, обретает иногда складкоподобный вид.

Южный фрагмент фиксируется прежде всего по аномальному левостороннему развороту слоевидно построенной гранитоидно-сланцевой толщи в створе южного фланга АЛС, где она меняет свое простирание с исходного, почти поперечного к сдвигу (СЗ), на ССВ и, далее, на параллельное сдвиганию (С-Ю), как это видно на примере шовного сместителя этого фрагмента разлома, где геометрия левосторонних подворотов сланцев вкпе с обособлениями тафуинских гранитоидов очень сильно напоминает синсдвиговые флексуры в более молодых осадочных образованиях, в т.ч. того же Приморья. Прямо к западу от этой флексуры локализована серия даек меловых габброидов разной ориентации с доминантой СВ-ВСВ простирания.

Приводимые здесь диаграммы ориентировки разрывов и тел габброидов (рис. 1а-г) свидетельствуют о том, что названные естественные подсечения приходится на два отличных друг от дру-



**Рис. 1.** Диаграммы ориентировки разрывов (а, б) и контактов меловых габброидов (в, г) и структурно-динамическая схема расположения зон присдвиговых полей напряжений и дочерних структур (д, по [3 с изменениями и дополнениями]) в зоне и западном крыле Авангардного левого сдвига.

На диаграммах (а-г) изображены: изолинии плотности полюсов разрывов, контактов габброидов со следами смещений (1) и без (2), %: 0.2-0.4-0.6-1-2-3-4-7 (а, б), 2-3-4-7-11 (в, г); их розы-диаграммы; пояса (дуги больших кругов) с осями (кружки); конусы (дуги малых кругов двойной линией) и оси сжатия (черные стрелки) с направлениями их разворота (дуги со стрелкой); системы разрывов (I-IV); N – количество замеров. На схеме (д) 1-2 – направление разворота сжатия в зонах трансенсии (1) и транспрессии (2). Остальные объяснения см. в тексте.

га в структурно-динамическом отношении ареала западного крыла АЛС.

Диаграммы по Северному фрагменту (рис. 1а, в) отражают прежде всего картину, очень типичную для инфраструктуры любой сдвиговой зоны. В самом деле, здесь проявлены главным образом только те системы разрывов, которые составляют основу структурного каркаса сдвиговой зоны. В нашем случае это в первую голову СЮ левые сдвиги I пространственной системы, распадающейся еще на 3 подсистемы, соответствующим R-, L- и P-сколам в общеизвестной схеме Риделя [3, 4 и др.]. Далее, это система СЗ разрывов (II система), куда входят и система ранних сопряженных с левыми собственно правые сдвиги, и антитетические R'-сколы, находящиеся в динамопаре с R-сколами, и более поздние сбросы/раздвиги, трансформированные частью (по мере развития Авангардного сдвига) в левые сдвиги высоких порядков. Последние, как оперяющие к сдвигу, на ощутимом удалении от него к западу начинают превалировать, фиксируя таким образом признаки проявления зоны присдвиговой трансформации. Об этом же говорит и характер наложения локальных присдвиговых полей напряжения, который выражается на диаграмме (рис. 1а) в развороте фиксируемых ею осей сжатия влево, против часовой стрелки, от регионального [4 и др.] ССЗ 355° через СЗ 330° (основное для АЛС), СЗ 305° до, по крайней мере, субширотного ЗСЗ 275° (субнормального к сдвигу) сжатия, что отвечает схеме Муди и Хилла [1, 3 и др.]. Хотя, в дополнение к этой схеме, возможен доворот еще на 25-30° [1 и др.]. Кроме названных, отбываются еще субширотные разрывы III системы, поперечные к региональному ССЗ сжатию или (более пологие) к направлению сдвигания, заложившиеся, соответственно, как самостоятельные взбросы либо как присдвиговые инерционные.

Сказанному не противоречат и особенности морфологии тел габброидов, контролируемых теми же элементами инфраструктуры Авангардного сдвига (ср. рис. 1а и 1в). Особенно отчетливо это заметно при сравнении роз-диаграмм на рис. 1а и 1в. При этом роза-диаграмма контактов тел габброидов (рис. 1а) подчеркивает также, что контакты без следов смещений отклонены влево от контактов со следами таковых. Вторые таким образом фиксируют в телах габброидов звенья скольжения (левостороннего сдвигания), а первые — звенья приоткрывания (растяжения) при них.

Диаграммы же по Южному фрагменту (рис. 1б, г) однозначно указывают на обстановку фронтального присдвигового сжатия (транспрессии). Об этом говорит и характерное для таких зон [3 и др.] преобладание систем оперяющих взбросов и надвигов (субширотные, СВ-ВСВ разрывы III-IV систем и промежуточные разности) при широком проявлении правых сдвигов (II система) и подавлении развития левых сдвигов I системы (трансформировавшихся нередко в сбросы). То же дает и фиксируемая узором диаграммы обстановка одноосного сжатия, в целом параллельного сдвигу, но с типичной для транспрессии тенденцией поступательного наложения его локальных проявлений с разворотом осей сжатия вправо, по часовой стрелке, на угол, если брать от основного сжатия СЗ 330°, до 45°. Тела габброидов здесь, как и в Северном фрагменте, опять же наследуют геометрию присдвиговых деформаций (ср. рис. 1б и 1г), хотя и опосредованно, поскольку характер распределения замеров их контактов больше отвечает уже обстановке одноосного растяжения, но тем не менее улавливается и влияние левосдвиговых дислокаций, судя по отклонению влево контактов габброидов без признаков смещения относительно несущих таковые (рис. 1г).

Сказанное выше достаточно наглядно иллюстрируется схемой 1д.

Таким образом, Авангардный сдвиг вместе с комплексом сопутствующих ему дислокаций (рис. 1) является еще одним наглядным свидетельством в пользу справедливости набирающего силу синергетического подхода к изучению разломов как генераторов и регуляторов полей напряжений. А архитектура и морфология роев даек меловых габброидов, аналогичных рассмотренным, могут рассматриваться как индикаторы локальных полей напряжений, которые вполне могут стать хорошим подспорьем при изучении инфраструктуры и взаимоотношений разрывов различного, не только сдвигового, генезиса.

Работа выполняется при поддержке гранта ДВО РАН (проект 09-III-A-08-405).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: Мат. Всеросс. Совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 112-114.
2. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (Южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология, 2010. Т. 29. № 4. С. 64-81.
3. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
4. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

### ДИНАМИКА ПОЗИЦИОНИРОВАНИЯ И СТРУКТУРИРОВАНИЯ ТЕРРЕЙНОВ, СШИВАЮЩИХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ В ЮЖНОМ ОБРАМЛЕНИИ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, nevpeter@yandex.ru*

Структурно-динамические исследования южного обрамления Ханкайского массива проведены при доизучении площадей масштаба 1:200 000 (ГДП -200) (рис.). Здесь вместо структурно-формационных зон (СФЗ) [1] выделены: Лаоелин-Гродековский (LG), Вознесенский (VZ) и Спасский (SP) террейны [5]. Результаты наших исследований показывают, что террейны объединены некоторой структурной общностью: в каждом из них проявлены три деформационных плана. Каждый план соответствует собственному геодинамическому периоду фанерозоя: позднепротерозойско-раннепалеозойскому (PR) с доминантой близмеридионального сжатия, средне-позднепалеозойскому (PZ) при преобладании субширотного сжатия и мезозойско-кайнозойскому (MZ), когда главенствовало сжатие ССЗ направления. В соответствие с динамическими условиями этих периодов структурированы сшивающие и перекрывающие комплексы вплоть до кайнозойских, угленосных.

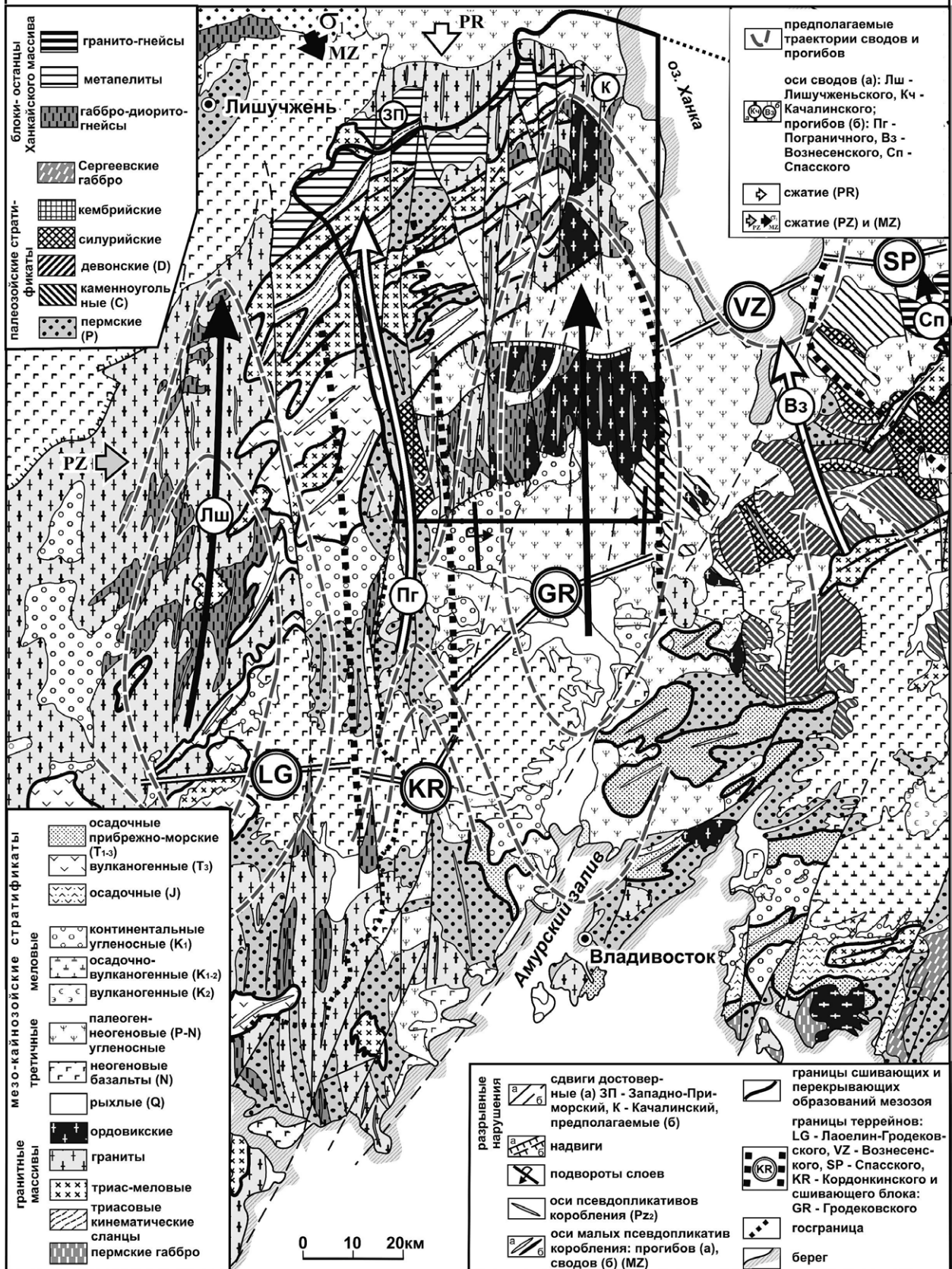
**В протерозойско-раннепалеозойский период (PR) меридиональное сжатие (СЮ) – ось  $\sigma_1$ , при субгоризонтальной оси  $\sigma_2$  обусловило складчато-надвиговый режим и пологую, вергентную к северу складчатость в рифейских габбро-диорито-гранито-гнейсах, метапелитах кристаллического основания, проявленную в террейнах и мелких ядрах, не переориентированных позднее процессами сшивания. Затем, СЮ сжатие, но при крутой  $\sigma_2$ , привело к дезинтеграции фундамента на СЮ приподнятые и опущенные крупные и мелкие блоки-ядра, с широтной внутренней структурой. Опущенные – депрессионные Вознесенская и Кордонкинская рифтогенные структуры – аккумулялировали базальтово-кремнисто-терригенные, вулканогенные, известняковые и переходные стратифицированные образования палеозоя. Приподнятые Спасский, Гродековский и Лаоелин-Гродековский блоки (рис.) стали на тот период выступами рифейско-кембрийских метаморфитов. Те и другие блоки по главным сходным и отличительным признакам обозначились как террейны. Так Вознесенский террейн (VZ) близко совпадает с Вознесенским прогибом. Качалинский свод в рамках логической линии террейновой терминологии можно назвать сшивающим Гродековским блоком (GR). По-видимому, придерживаясь террейновой концепции, следует выделять и сложенный толщами палеозоя Кордонкинский террейн (KR) – принципиально аналогичный Вознесенскому (VZ). Первый из них гораздо интенсивнее тектонитизирован, вероятно, поэтому, он представляет собой достаточно узкий блок, в рамках которого обнажены лишь силурийские и пермские осадочные комплексы. Синхронизированы с этим и крупные меридиональные Западно-Приморский, Качалинский и серии сближенных сбросов и сдвигов.**

**В средне-позднепалеозойский период (PZ) доминировало субширотное сжатие  $\sigma_1$  и фронтальное сплющивание, с пологой  $\sigma_2$ . Сформированы унаследовано-наложенные прогибы: Вознесенский (Вз) и Пограничный (Пг), и своды: Спасский (Сп), Качалинский (Кч), Лишучжень-**



# Структурно-динамическая схема южного обрамления Ханкайского массива

составлена П.Л. Неволиным с использованием материалов [4, 5; Белянский и др., 2006 г.; Кутуб-Заде и др., 2002 г., 2010 г.]





ский (Лш). Сводобразование тесно связано со сшивающей гранитизацией и структурированием ее производных. Своды и прогибы – крупные элементы архитектуры всего юго-западного Приморья. Сшивающая гранитизация, наиболее изучена в *Качалинском своде*. Меридиональная ось свода обозначена цепью останцев древних пород, гранитизированных, в ордовике и поздней перми, область развития их определялась как Гродековский батолит, разделенный, по ГДП-200 несколько субъективно, на более мелкие массивы. Гранитизация происходила путем замещения рифейских и палеозойских комплексов без переориентировки и искажения их структурных рисунков. В поле широтного сжатия совершенно закономерно, что конфигурация в плане массивов палеозойских гранитов имеет вид крупных меридиональных линз. Ордовикские и пермские граниты сконцентрированы в ядре Качалинского свода и образуют в плане закономерную для антиформы подковообразную конфигурацию. *Прогибы и своды* осложнены дополнительными мелкими геометрически подобными 2-4 порядков субмеридиональными складками. Среди них выделяются обычные складки по осадочным породам с развитием кливажа и будинажа; складки в метаморфических породах, которые возникли, вероятно, путем динамических преобразований вещества, теневые складки в сшивающих гранитах, а также вторичные – сколовые – складки, проявленные по самим гранитам. Они являются, преимущественно, складками продольного сжатия [6]. Меридиональные разрывные деформации оказались главным образом трансформированными в надвиго-взбросы.

К сшивающим и перекрывающим относятся и комплексы, локализованные в структурах *мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ)* с доминантой северо-северо-западного сжатия. Сжатие предопределило новый структурный план, состоящий опять-таки из чередующихся сводов и прогибов, но ВСВ направления, овеществленных уже поздне триасовыми гранитными интрузивами и преимущественно средними вулканогенными образованиями триаса и юры. Те и другие сшивают террейны точно гвозди ( $45 \times 3$  км<sup>2</sup>). Гранитизация также тяготеет к антиформным сводам. Стратифицированные образования смяты в дополнительные складки. Здесь проявлены экструзивы, контролируемые крутопадающими СЗ раздвигами. По такому же механизму, выразившемуся в сочетании структур сжатия и растяжения, формировались меловые и третичные угленосные депрессии, которыми обозначены новые импульсы ССЗ сжатия. Фронтально впадины ограничиваются надвигами или взбросами одинаковой, либо разной полярности, на что указывает характер асимметричного строения ложа впадин, а на их флангах развиты крутые сбросы СЮ и СЗ направления, производные растяжения в условиях доминанты левосдвиговых смещений, характерной для мезозойского и кайнозойского развития Приморья. В левые сдвиги оказались преобразованными серии ранее заложенных меридиональных разломов, в том числе Западно-Приморский и Качалинский.

Итак, геодинамические процессы оставили вполне расшифровываемые фактологические признаки, способные прояснять и доказывать представления о природе, в том числе и террейнового строения земной коры, следовательно, и о главных чертах минерагении. Представления о связи минерагении и тектоники в целом изложены ранее [2]. Установленные геодинамические периоды в эволюции юго-запада Приморья обеспечили интерференционную структурную картину, выразившуюся в разделении площади на террейны, их сплющивании с унаследованным наложением сводов и прогибов и последующем в мезозое дальнейшем сшивании при преимущественно трансляционных (скользящих) – надвиговых и сдвиговых дислокациях. Установленные ортогональные переориентировки сжатия, по-видимому, связаны с ротационным механизмом деформаций, обусловленных изменениями латеральных смещений Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, вызванным ускорением и замедлением вращения Земли, согласно ранее обоснованным представлениями [3].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: в 3-х частях. Часть III Основные черты тектоники и истории развития // Препринт. Дальневост. Геол. ин-т. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.
2. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н. Западное Приморье: геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-299.
3. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций // Докл. АН СССР, 1979. Т. 249. № 2. С. 425-429.
4. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология, 2007. Т. 26. № 4. С. 3-21.
5. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
6. Ramberg H. Evolution of drag fold. Geol. Mag. V. 100. N. 2. 1963. P. 97-106.

## ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ В ОБСТАНОВКАХ КОЛЛИЗИИ НА ПРИМЕРЕ СИСТЕМЫ БУКАНТАУ – ЮЖНО-ФЕРГАНСКИХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ Нуртаев Б.С.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан  
100041, Узбекистан, г. Ташкент, ул. Ходжибаева, 49*

Рассмотрение территорий сутурных зон с позиции современной геодинамики, позволяет существенно по-иному трактовать его строение и эволюцию [1, 2, 3, 4]. Однако сложная покровно-складчатая тектоника Южного Тянь-Шаня, широкое развитие осадочных и тектонических микститов и явлений переотложения фауны приводят к тому, что остается место для сомнений в правильности выводов и надежности данных, использованных для их обоснования.

Южный Тянь-Шань представляет собой дивергентный складчато-надвиговой пояс, сформировавшийся в результате закрытия Туркестанского палеоокеанического бассейна в позднемосковское время на северной (Букантау-Кокшаальской) и южной (Восточно-Алайской) окраине Алай-Таримского микроконтинента. В структурном отношении он представляет собой серию аккреционных комплексов: докембрийский (кремнисто-вулканогенные толщи); раннепалеозойский (карбонатно-терригенный флиш и черносланцевые толщи); два среднепалеозойских (катармайский и терригенно-вулканогенно-кремнистые образования туркестанского палеоокеана). Эти комплексы находятся в шарьяжно-складчатых взаимоотношениях и перекрываются позднепалеозойскими молассами краевых прогибов и вулканогенно-осадочными формациями Палеотетиса [2].

Офиолитовая ассоциация прослежена по всему протяжению Южного Тянь-Шаня от Южного Приаралья до Восточного Тянь-Шаня, что позволяет говорить о единой области с океаническим строением – Туркестанском океане. Формации океанского или аккреционного происхождения примыкают к окраине Срединного Тянь-Шаня, образуя здесь Южно-Тяньшанскую сутуру. Граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем в основном погребена под чехлом молассовых образований (поздний карбон-пермь), континентально-морских (средняя юра-палеоцен) и неоген-четвертичных отложений. Эта граница, представляющая собой сутуру, маркируется высокобарическими метаморфическими сланцами маджерумской, кумбулакской, учкудуктауской свит и канской серии, занимающих самое верхнее положение в аккреционной призме [3].

В основании метаморфических сланцев, как правило, залегает серпентинизированный гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс в виде тектонических линз, реже расслоенных массивов. Метаморфические сланцы и подстилающие гипербазиты имеют сложную историю формирования и представляют собой аккретированные фрагменты разрезов коры океанического типа и островных дуг (от ордовика до карбона), погруженных в зоне субдукции до глубин до 15 км и эксгумированные в раннем-среднем карбоне. Метаморфический комплекс тектонически подстилается схожими, но слабоизмененными вулканогенно-кремнистыми образованиями [4].

Аллохтонные комплексы океанической коры шарьированы на разрезы Кызылкумо-Алайского пояса. Главная роль в строении этого пояса принадлежит осадочным и вулканогенным толщам от позднего рифея до верхнего карбона.

Докембрийские образования широко распространены в Кызылкумах и Нуратинских горах, они слагают небольшие тектонически обособленные выходы в ядрах антиформных структур. К ним относят метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенно-кремнистые и кремнисто-терригенные породы. Сформировав в позднем докембрии аккреционный пояс, они стали основанием Южно-Тяньшаньского складчатого комплекса.

Кембрийские породы, распространены слабо, они представлены карбонатно-терригенным флишем, и обнажены в виде вытянутых узких полос. Известняки с фауной нижнего, среднего и верхнего кембрия слагают олистолиты в олистостромах и глыбы в тектоническом микстите в Тамдытау и Нуратау. Верхнекембрийские породы представлены мелководными карбонатными осадками с бентосной фауной и отложениями континентального склона – карбонатно-терригенными турбидитами с конодонтами и глинисто-кремнисто-карбонатными осадками с конодонтами и радиоляриями. Породы ордовика – это глубоководные осадки: алевроглинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, известково-углеродисто-глинистые сланцы.

Ордовикские и нижнесилурийские образования представлены многократно повторяющимися фрагментами разреза различных, в том числе и граптолитовых, сланцев (2000-4000 м) глубоко-водной седиментации, образуя раннепалеозойский аккреционный комплекс.

Окраины Алай-Таримского континента в среднем палеозое оставались пассивными. На континенте в разных районах происходили процессы рифтогенеза, сопровождаемые вулканизмом. В Кызылкумах и Восточном Тянь-Шане присутствует угловое несогласие, свидетельствующее о складчатости в силуре. В позднем силуре обстановка осадконакопления существенно меняется. Происходит дифференциация тектонического рельефа, возникают относительные поднятия и прогибы, в которых формируются различные типы осадков. Венлок и верхний силур включают вулканомиктовый материал известково-щелочного состава, конгломераты и известняки. Это должно указывать на образование верхних слоев силура в результате размыва островодужной постройки и в целом переход региона к конвергентному развитию, включая субдукцию, связанный с ней вулканизм и сокращение площади бассейна. Переход от силура к девону в континентальном типе Южного Тянь-Шаня сопровождается сменой терригенных пород карбонатными. Последние накапливались вплоть до середины московского века среднего карбона. Верхняя часть этого яруса, как правило, представлена флиш-олистостромовой толщей, сформировавшейся во фронтальных частях тектонических покровов герцинского коллизионного этапа.

В раннекаменноугольное время от Алай-Таримского континента откололся Каракумский блок и между ними возник Гиссарский рифт с океанической корой, который на востоке был открыт в Куньлунский океанический бассейн. В позднем карбоне рифт был закрыт и Каракумский террейн соединился с Алай-Таримским.

В визейском веке возобновилась субдукция туркестанской океанической коры под Казахстано-Киргизский континент. К середине московского века туркестанская океанической кора была полностью субдуцирована и произошла коллизия. Субдукция океанической коры перешла в континентальную. Следствием этого было начало процесса формирования южно-тяньшанских коллизионных шарьяжей.

Верхнепалеозойские отложения Южного Тянь-Шаня отличаются преимущественно терригенным составом, причём нижняя часть толщи характеризуется сланцами, песчаниками, известняками, а верхняя – конгломератами.

Таким образом, система Букантау – Южно-Ферганских глубинных разломов – это протяжённый долгоживущий тектонический шов, сочетающий в своём строении глубинную крутопадающую зону разграничения кор разного типа с офиолитовой сутурой – выходом на поверхность

среднепалеозойских океанических и островодужных комплексов. Такое сочетание возникло закономерно в связи со сближением края континента с субдукционной зоной и последующей обдукцией океанической коры по той же зоне [3].

Этой системой нарушений породы разбиты на многочисленные блоки, будины – линзы и пластины самых различных размеров. Внутренняя структура пластин и блоков представлена фрагментами разрезов различных формаций разного возраста, часто принадлежащим различным зонам и подзонам и имеют очень пестрый литологический состав. Характерно почти полное отсутствие нормальных стратиграфических взаимоотношений между слоистыми толщами, проявление продуктов базальтоидного магматизма, развитие шарьяжных структур.

Складчатая система Юго-Западного Тянь-Шаня отделяется Зеравшанским разломом, протягиваясь от гор Кульджуктау (на западе), через Зирабулак-Зияэтдинские возвышенности, к Зеравшанскому и Гиссарскому хребту, охватывая Байсун-Кугитангскую зону.

Наиболее древние породы – метаморфические и интрузивные образования условно рифейского возраста, представленные мета-вулканогенно (базальт-андезитовая, базальт-риолитовая) – терригенной, гипербазитовой, габбро-диабазовой формациями, сформированными в условиях континентального рифтогенеза. Этот комплекс пород относится к основанию Каракумо-Таджикского микроконтинента.

Ордовик представлен терригенными, вулканогенно-терригенными и метатерригенными формациями, накапливавшимися в условиях островной дуги и подводного рифтогенеза.

Начиная с силура и до раннего карбона включительно, в условиях шельфа пассивной окраины континента формировался осадочный карбонатный чехол.

Закрытие Туркестанского палеобассейна в среднекарбовое время сопровождалось коллизией с внедрением, на заключительных этапах, в образовавшуюся аккреционную призму гранитоидов S-типа, а ближе к зоне столкновения и I-типа. Последние, как правило, сопровождаются широко проявленной свитой жильных пород (диабазы, гранитоид-порфиры, лампрофиры). Для пород также характерны метасоматические изменения – фельдшпатизация и пропилитизация. Эти комплексы объединены в Южно-Тянь-Шаньский коллизионный гранитоидный пояс  $C_3$ - $P_1$  [4].

В междуговом бассейне при коллизии Казахстанского с Устюртским и Алайским микроконтинентами в позднем карбоне – перми формировался вулканогенно-молассовый комплекс.

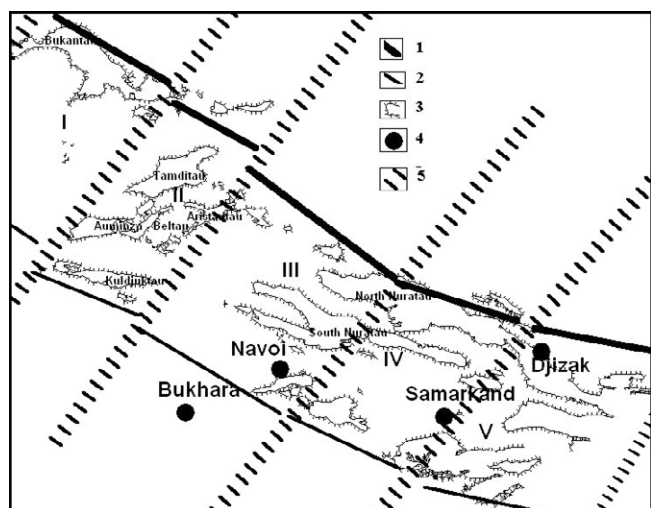
Часть интрузий гранитоидного ряда, главным образом А-типа, отнесены к Западно-Узбекстанскому тыловодужному магматическому поясу Палеотетиса  $P_1$ . Они развиты в основном в южной части территории, образуя вытянутую в северо-западном направлении, более чем на 1000 км полосу, шириной не менее 250 км. Обнаженные и частично обнаженные массивы известны в Кызылкумах, Нуратау, Южном Гиссаре и Байсун-Кугитангских горах [5].

Вулканогенно (трахибазальт-трахиандезитовая)-терригенная  $P_1$  и молассовая  $P_2$ - $T_1$  формации, широко развитые в пределах Восточно-Устюртского, Бухаро-Амударьинского и в гораздо меньшей степени Байсун-Кугитангского районов, представляют задуговой бассейн Палеотетиса  $P$ - $T_1$ . Эти образования перекрыты мощным чехлом мезозоя-кайнозоя и вскрыты буровыми скважинами.

Крупные месторождения рудных полезных ископаемых зарождаются, эволюционируют и консервируются в шовных зонах – длительно функционирующих зонах высокой проницаемости, дренажа и сдвиговых деформаций, развивающихся на границах тектонически разнородных сред. Они концентрируются в узлах многократного подвода энергии и вещества, фиксируемых высокоградиентными аномалиями геофизических и геохимических полей, полихронными проявлениями метаморфизма, магматизма и пневмато-гидротермальных процессов [6].

Блоково-ступенчатое строение Южно-Тяньшаньского аккреционного пояса [7] отчетливо подчеркивается региональным смещением зон по конседиментационным разрывам (трансформным разломам?) «анти Тяньшаньского» северо-восточного направления – Букантауского, Тамдытауского, Западно-Нуратинского, Нуратинского и Джизакского (рис. 1).





**Рис. 1.** Схема геотектонической зональности западной части Южного Тянь-Шаня. 1 – сутурная зона Южного Тянь-Шаня; 2 – южная ветвь Южнотяньшанских герцинид; 3 – выходы палеозоя; 4 – города; 5 – северо – восточные (трансформные?) разломы. Геотектонические блоки: I – Букантауский; II – Тамдытауский; III – Западно-Нуратинский; IV – Нуратинский; V – Джизакский.

Для структурно-металлогенических зон характерен однотипный, но достаточно контрастный по отношению к другим зонам состав геологических формаций (осадочный, осадочно-метаморфический, магматический и гидротермально-метасоматический), генетические и исторические особенности размещения и формирования, геохимическая и металлогеническая специализация. В пределах блоков вскрываются однотипные для данной зоны геологические формации, отличающиеся фаціальными условиями образования (глубина, температура, окисло- и щелочнометалльность и т.д.) или масштабом вскрытия формаций на современном эрозионном срезе.

С Южно-Тяньшаньским аккреционным поясом связаны, главным образом, золоторудные и серебро-золоторудные месторождения, месторождения урана и железа. При этом Букантауская часть имеет отчетливую золото-вольфрамовую специализацию. Тамдытауский сектор получил широкую известность во всем мире своими золотыми, а также урановыми месторождениями, с минерализацией золото-серебряного профиля, Западно-Нуратинский характеризуется урановыми и в меньшей степени золоторудными, Нуратинский – золотыми и вольфрамовыми, Джизакский – месторождениями полиметаллов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПбГУ, 1996. 190 с.
2. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 2006. 215 с.
3. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А., Пятков А.К. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 151 с.
4. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1993. 207 с.
5. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Гл. ред. Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов. Ташкент: Университет, 1998. 723 с.
6. Нуртаев Б.С., Харин В.Г. Северо-Нуратинский глубинный разлом: строение и этапы формирования. Материалы конференции «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 84-90.
7. Нуртаев Б.С. Глубинное строение Западного и Южного Узбекистана по данным сейсмотомографии. Мат. науч. конф. «Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение». Ташкент: «Фан», 2005. С. 280-282.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ХЭНТЭЙ-ДАУРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г.

*Институт земной коры СО РАН*

*664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, irig@crust.irk.ru*

Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие (ХДП) представляет собой восточный сегмент крупной структуры, возникшей в результате коллизии трех литосферных плит: Евразийской, Индостанской и Амурской. Это горная страна, разделяющая бассейны рек Северного Ледовитого и Тихого океанов. Основную роль в геологическом строении территории играют гранитоиды мезозойского возраста. Подчиненное значение имеют осадочно-метаморфические отложения палеозоя. Четвертичные отложения представлены водно-ледниковыми образованиями, склоновым делювием и аллювием долин рек.

Современная морфология ХДП сформировалась в результате складчато-глыбовых неотектонических движений, которые сопровождались образованием глубоких разломов. К этим разломам приурочены выходы термальных вод. Современная гидротермальная деятельность свидетельствует об активном геодинамическом режиме территории ХДП. Источники термальных вод также широко распространены в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), развивающейся в отличие от смежных коллизионных структур, в условиях растяжения и характеризующейся высокой сейсмичностью. Основным параметром, характеризующим отличия термальных вод, формирующихся в условиях растяжения и сжатия, может служить их анионный состав. Если в термальных источниках БРЗ, расположенных на относительно низких абсолютных отметках (примерно на уровне впадины оз. Байкал) создаются условия для формирования сульфатного состава вод [2], то на территории сводовых поднятий гидротермы имеют гидрокарбонатный состав.

В настоящее время на территории ХДП зафиксировано 10 очагов разгрузки термальных вод с температурой от 20 до 86° С, изученность которых до последнего времени оставалась на уровне 60-х годов XX в. [4]. В 2011 г. опубликована работа [3], в которой дается развернутая физико-химическая характеристика 3-х термальных источников ХДП: Былыринского, Улурийского (12 ключей) и Кыринского зимнего.

Настоящее сообщение посвящено описанию результатов обследования некоторых минеральных источников ХДП в период 2007-2010 гг. Исследования проводились в рамках научного сотрудничества с Сохондинским заповедником в России, в Монголии – совместно с обществом врачей-курортологов этой страны (табл. 1).

Источники Ендинский, Нижний Салбартуй и Талачинский имеют относительно низкую температуру для термальных вод, но повышенные концентрации фтора и кремнекислоты, присутствие сероводорода, который в соответствии с величиной рН содержится в основном в виде гидросульфид-иона позволяют считать их своеобразными реликтами гидротерм, которые имели в относительно недалеком прошлом более высокую температуру. Анализ химического состава воды произведен в лаборатории ИЗК СО РАН, значения Eh определены в поле (табл. 2).

В водорастворенном газе термальных источников территории преобладает азот. По данным сокращенного анализа, произведенного в лаборатории ИЗК СО РАН (не определялись содержания водорода, метана и благородных газов) доля азота составляет 95-99%. Анализ газового состава воды источника Халуун-Ус произведен методом газовой хроматографии в лаборатории НПФ «Экосервис» (г. Иркутск). Содержание аргона определено по разности, результат анализа пересчитан на безвоздушную форму (табл. 3).

В газовом составе изученных источников велика концентрация растворенного гелия. По данным определений с помощью прибора ИНГЕМ-1 его содержание составило: Халуун-Ус –  $1.93 \times 10^{-3}$ ;

**Таблица 1.** Основные сведения об изученных источниках

Источник	Дата обследования	Координаты	Абс. отметка, м	Тводы, °С	Измер. дебит, л/с
Халуун-Ус, Монголия	28.03.2007	48°57,249' с.ш. 109°00,697' в.д.	1420	86	1.4
Верхне-Ингодинский, Россия	09.07.2008	49°54,661' с.ш. 111°10,862' в.д.	1375	29.5	0.1
Ендинский, Россия	12.07.2008	49°29,802' с.ш. 110°47,760' в.д.	1250	6.3	0.03
Нижний Салбаргуй, Россия	15.07.2008	50°01,333' с.ш. 111°49,618' в.д.	1150	6.1	< 0.01
Семиозерский, Россия	10.02.2009	49°39,105' с.ш. 110°27,359' в.д.	1470	35.7	1.5
Талачинский, Россия	24.04.2010	49°50,972' с.ш. 111°41,910' в.д.	1070	12.8	0.015
Естий, Монголия	02.08.2010	48°36,128' с.ш. 107°50,505' в.д.	1450	35.3	3.0

**Таблица 2.** Химический состав воды источников (мг/л)

Показатели	Источники						
	Халуун-Ус	Верхне-Ингодинский	Ендинский	Нижний Салбаргуй	Семи-озерский	Талачинский	Естий
pH	8.85	8.65	8.55	7.60	8.10	8.95	9.00
Eh, мВ	-212	-291	-194	-134	-232	не опр.	-113
K <sup>+</sup>	2.14	0.99	0.45	1.40	1.31	1.37	1.39
Na <sup>+</sup>	48.95	50.00	65.50	75.25	54.60	60.38	52.38
Ca <sup>2+</sup>	2.00	3.40	3.21	9.02	3.01	1.80	1.60
Mg <sup>2+</sup>	0.24	0.73	0.61	0.85	0.24	0.85	0.24
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	109.83	89.09	64.68	141.56	89.09	95.80	84.21
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	3.60	1.80	1.20	0.00	0.60	4.80	4.20
Cl <sup>-</sup>	10.64	14.18	44.67	29.43	7.45	17.37	10.64
F <sup>-</sup>	9.60	6.30	7.20	10.00	9.88	10.25	7.00
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	4.00	14.00	26.13	10.00	36.21	12.76	31.69
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.44	< 0.44
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	222.2	135.0	96.2	105.0	144.9	156.2	111.1
H <sub>2</sub> S+HS <sup>-</sup>	0.10	1.67	1.79	1.11	4.09	0.28	0.08
Минерал.	413.7	315.5	309.8	382.5	347.3	361.6	304.5

**Таблица 3.** Газовый состав воды источника Халуун-Ус

Вид газа	Содержание в % об.						Газонасыщенность, мл/л
	He	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	Ar	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	
Свободный	0.016	4.96	1.61	8.91	84.41	0.095	50
Растворенный	0.179	0.005	0.506	1.99	97.33	0.0007	

Верхне-Ингодинский –  $1.97 \times 10^{-2}$ ; Ендинский –  $3.12 \times 10^{-2}$ ; Нижний Салбартуй –  $1.9 \times 10^{-1}$ ; Семиозерский –  $8.61 \times 10^{-3}$ ; Естий –  $6.37 \times 10^{-3}$  мл/л при величине атмосферного фона  $5.2 \times 10^{-5}$  мл/л.

ХДП относится к территориям, где происходит взаимопроникновение гидроминеральных провинций азотных термальных и холодных углекислых вод. Этот регион на границе мезозоя и кайнозоя характеризовался «пульсационным» тектоническим режимом [1], а в настоящее время здесь происходит затухание гидротермальной деятельности. Термальные воды здесь имеют гидрокарбонатный натриевый состав. По периферии сводовых поднятий широко развиты холодные углекислые воды, связанные с остывающими магматическими очагами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дислер В.Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971. Т. XLVI(3). С. 114-124.
2. Замана Л.В. О происхождении сульфатного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны. // Доклады РАН, 2000. Т. 372. № 3. С. 361-363.
3. Замана Л.В., Аскаров Ш.А. Физико-химические характеристики азотных термальных источников бассейна реки Кыра (Юго-Восточное Забайкалье). // Ученые записки Заб ГГПУ. Чита, 2011. № 1. С. 173-178.
4. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. I. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 345 с.; т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 199 с.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ОКРАИННО-МАТЕРИКОВЫХ ТЕРРЕЙНОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ТАУХИНСКОГО, КЕМСКОГО, КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО)

Петрищевский А.М.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН  
г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхима, 4*

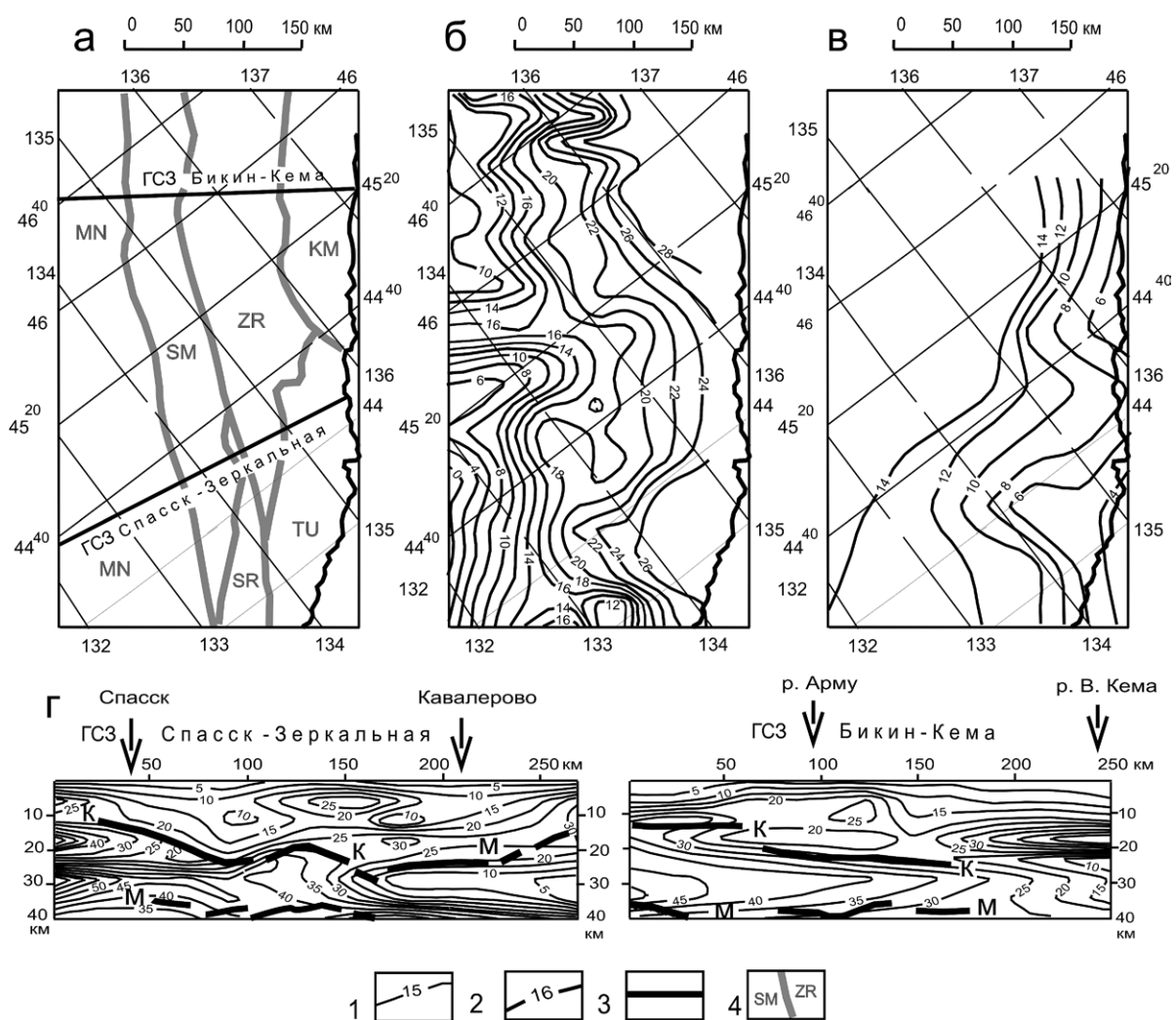
Сихотэ-Алинская складчато-надвиговая системы (САСНС) располагается в Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинском орогенном поясе [1] и ее геологическое строение характеризуется тесной пространственной сопряженностью различных по возрасту, составу, формам и происхождению тектонических и магматических тел и структур: блоками и глыбами протерозойских и палеозойских метаморфических комплексов, юрско-меловыми, преимущественно аллохтонными терригенными, карбонатными и вулканогенно-кремнистыми толщами, позднепалеозойскими и меловыми гранитоидами. Более, чем на треть, аккреционные и складчато-надвиговые комплексы Сихотэ-Алиня перекрыты вулканическими поясами: Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинскими. Последние 20 лет образование и эволюция тектонических комплексов Сихотэ-Алиня трактуются [1, 2] исходя из террейновой концепции. Здесь выделяют метаморфические террейны континентального происхождения (Матвеевско-Нахимовский, Сергеевский), турбидитовые террейны аккреционных призм (Самаркинский, Журавлевский) и террейны неясного (континентального, островодужного или океанического ?) происхождения в Прибрежной зоне САСНС (Таухинский, Кемский, Киселевско-Маноминский). Вопреки современным геологическим данным о преобладающей роли горизонтальных движений при формировании структур САСНС [1, 2], геофизические модели до сих пор поддерживают [3] архаичную концепцию прогиба кровли «гранитно-метаморфического» слоя и подошвы земной коры Сихотэ-Алиня под мезозойскими складчатыми комплексами.

Новая гравитационная модель глубинного строения САСНС [5] построена с помощью внутренне однозначных формализованных расчетных процедур [4, 5], не требующих привлечения априорной геолого-геофизической информации на начальном этапе моделирования, и предварительных тектонических концепций. В этих процедурах гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами в традиционном горно-породном смысле, а характеризуют только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства, отражаю-



щей его реологические свойства [4]. В результате вычислений, методика которых описана в работах [4, 5], в южном и северном районах САСНС построены 45 разрезов, описывающих распределения градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий ( $\mu_z$ -параметра), эквивалентных многосвязным системам плотностных неоднородностей компактного типа.

В опорных разрезах Южного Сихотэ-Алиня, совпадающих с разрезами сейсмических зондирований (рис. 1-г), распределения  $\mu_z$ -параметра хорошо согласуются с положением главных скоростных (в большинстве – отражающих) границ: поверхности кровли нижнего («базальтового») слоя и подошвы земной коры, за исключением прибрежных районов Сихотэ-Алиня, в которых эти границы прослеживаются не уверенно. В обоих разрезах сейсмические границы очерчивают клинообразный максимум градиентов плотности (жесткий слой), простирающийся со стороны Матвеевско-Нахимовского террейна под мезозойские складчато-надвиговые комплексы. В этих и большинстве других разрезах САСНС ясно проявлены асимметрия глубинных структур Сихотэ-Алиня и дискордантные взаимоотношения нижнекорового и среднекорового жестких тектонических слоев (соответствующих максимумам  $\mu_z$ -параметра) – плавное юго-восточное погружение



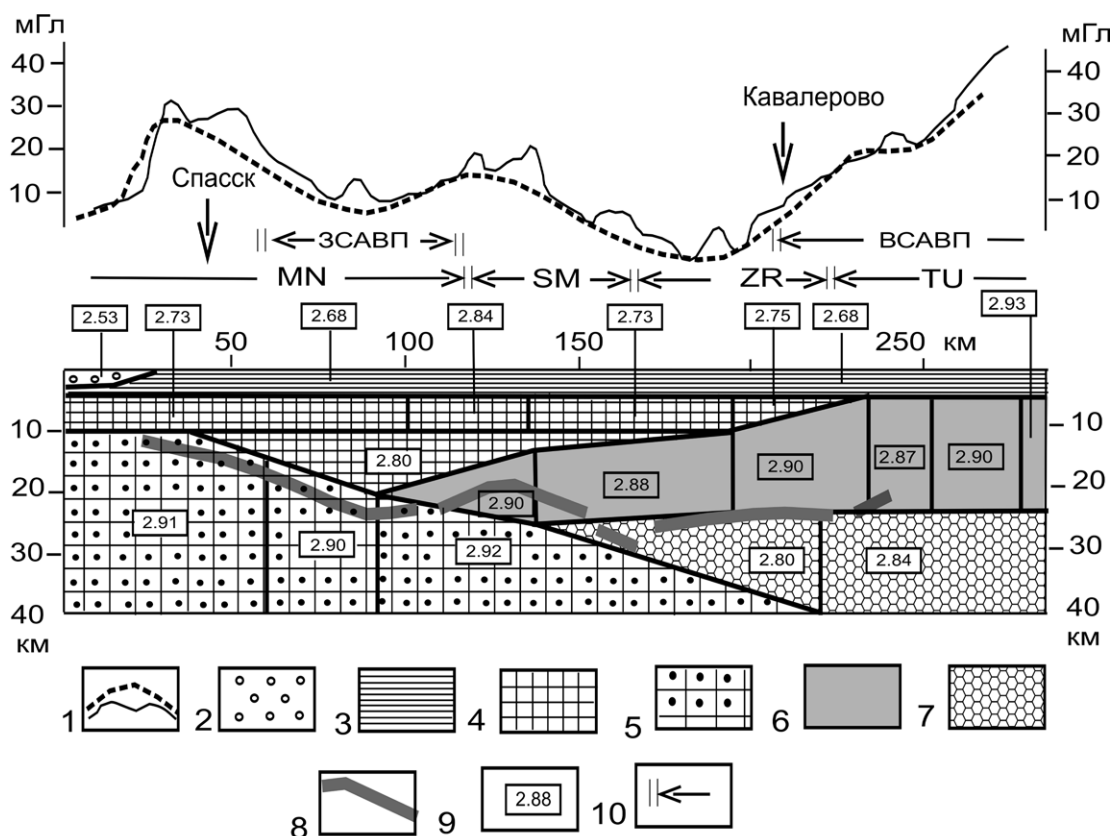
**Рис. 1.** Террейны (а), статистический рельеф кровли континентальной (б) и океанической (в) коры; распределения градиентов плотности в сейсмических разрезах (г) Южного Сихотэ-Алиня.

1 – изолинии градиента сферической плотности (1 усл. ед. = 10-2 кг/м<sup>2</sup>/км); 2 – изолинии глубин залегания кровли жестких слоев, км; 3 – скоростные границы Конрада (К) и Мохо (М); 4 – границы террейнов [1]: MN – Матвеевско-Нахимовского, SM – Самаркинского, ZR – Журавлевского, SR – Сергеевского, TU – Таухинского, К – Кемского.

континентального нижнекорового слоя и противоположное погружение прибрежно-материкового тонкого среднекорового жесткого клина, с надвиганием второго на первый. На втором этапе моделирования значения глубин залегания кровли жестких слоев вынесены на планы и построены структурные схемы «статистического рельефа» кровли кристаллической континентальной коры (соответствующей границе Конрада) в западной части САСНС (рис. 1-б) и океанической коры (рис. 1-в) – в ее восточных районах. В рельефе статистических гравитационных границ отчетливо проявлены противоположные горизонтальные тренды распределений плотностных неоднородностей в западных и восточных районах Сихотэ-Алиня. Угловое несогласие между структурами рельефа кровли континентальной и океанической коры может быть следствием сдвиговой составляющей [1] при надвигании океанических пластин на континентальную кору.

На территории, относящейся к Матвеевско-Нахимовскому террейну (Ханкайскому массиву), позиционируются два блока, различающихся гипсометрическим положением статистической границы: южный и северный. В южном приподнятом блоке обнажаются архейско-протерозойские метаморфические комплексы, а северный опущенный – соответствует Алчанской зоне Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Формализованные модели распределений  $\mu_z$ -параметра были трансформированы в плотностные (рис. 2), которые объяснили существование Сихотэ-Алинского гравитационного минимума не одной, как считалось до последнего времени [3], а двумя тектоническими границами разного происхождения. Полученные модели полностью объясняют происхождение и особенности строе-



**Рис. 2.** Плотностная модель земной коры по профилю ГСЗ «Спасск-Зеркальная».

1 – наблюдаемая (сплошная линия) и расчетная (пунктир) кривые аномалий Буге; 2 – кайнозойские впадины; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитно-метаморфический слой; 5 – нижний слой континентальной коры; 6 – океаническая кора; 7 – вязкий подкорковый слой; 8 – скоростные границы; 9 – плотность сред,  $г/см^{-3}$ ; 10 – границы тектонических структур. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Другие обозначения на рис. 1.

ния приповерхностных юрско-меловых аккреционных комплексов, олистостромовых толщ и тектонических покровов, а также океаническую и островодужную петрохимию вулканитов Сихотэ-Алиня. По полученным данным, глубинная граница между Амурской плитой и океаническими террейнами располагается не в области континентального склона [3], а значительно западнее, на расстоянии 100-120 км от побережья Японского моря. В прибрежных районах Сихотэ-Алиня отсутствует «гранитно-метаморфический» слой. Таухинский, Кемский и Киселевско-Маноминский террейны имеют океаническое (или субокеаническое) происхождение и на небольшой глубине (20-25 км) подстилаются вязким (полурасплавленным) подкорковым слоем верхней мантии – источником вулканических магм в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** Книга 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. **Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н.** Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48-52.
4. **Петрищевский А.М.** Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли, 2006. № 8. С. 43-59.
5. **Петрищевский А.М.** Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская Геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 50-65.

## ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ЗОНЕ КОНТАКТА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

(НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

ТОНГА-КЕРМАДЕК, ВАНУАТУ, МУССАУ И РАЗЛОМА ХАНТЕР)

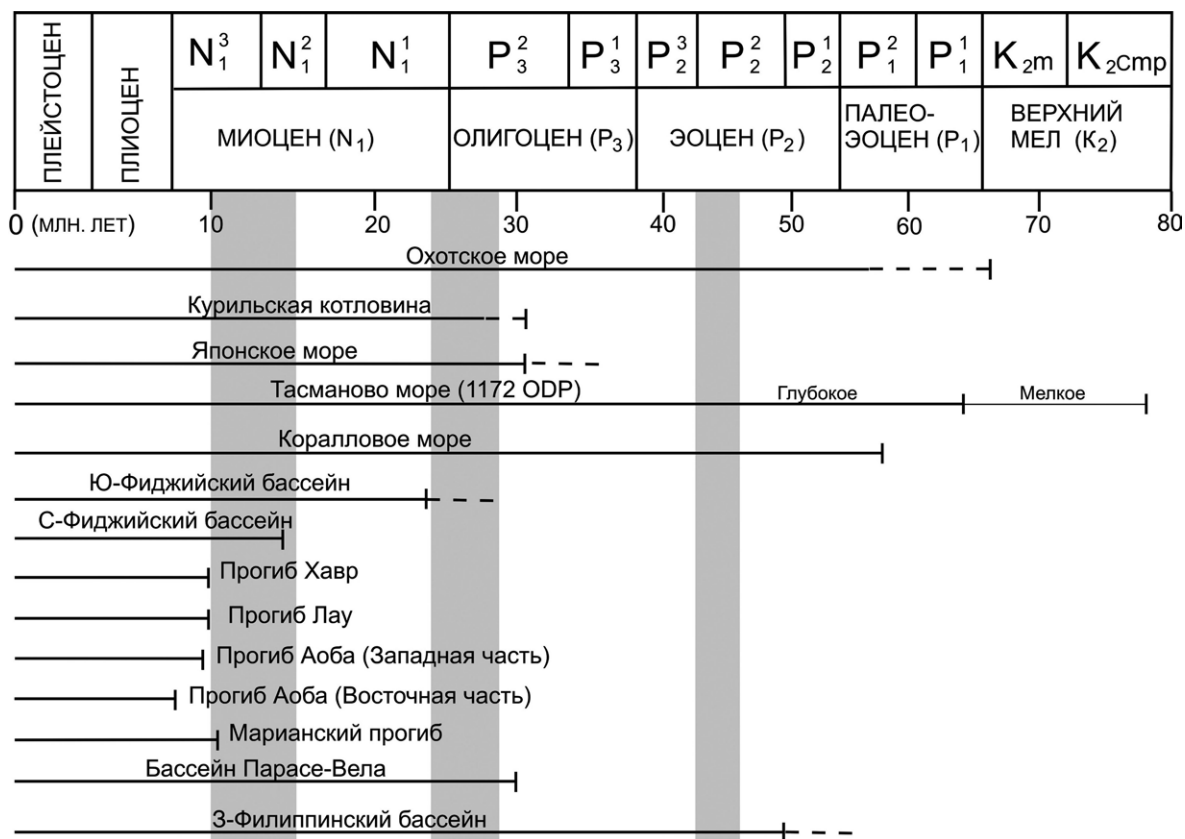
Плетнев С.П.<sup>1</sup>, Мельников М.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

<sup>2</sup>*ГНЦ Южморгеология, г. Геленджик*

Юго-западная часть Тихого океана имеет сложное геологическое строение, которое, обусловлено взаимодействием Тихоокеанской и Австралийской литосферных плит в последние 70 млн. лет. В докладе обобщены результаты лито- и биостратиграфических исследований по ряду желобов и разломов юго-западной части Тихого океана, полученных во время экспедиций на судах ДВО РАН. Актуализация этих данных востребована в свете новых результатов абсолютного датирования коренных пород [3] и глубоководного бурения (рейсы 134, 135 и 189 ODP), которые вместе дополняют и расширяют уже сложившие представления о палеогеографических обстановках в исследуемых зонах субдукции.

Незначительные мощности осадочных образований в желобах Тонга-Кермадек, Вануату (Новогебридский), Муссау и разломе Хантер предполагают в них наличие тектонической эрозии на контакте литосферных плит. В пользу этого указывает присутствие древних базальтов и известняков, а также наличие относительно мелководной фауны бентосных фораминифер с карбонатным скелетом на ультраабиссальных глубинах желобов. Так во внутритрокеаническом желобе Муссау наряду с верхнеолигоценными отложениями встречены пелагические и органогенно-детритовые известняки в интервале глубин 2300-2500 м. В первых из них обнаружены маастрихтские планктонные фораминиферы с участием *Abamphalus mayaroensis* (Bolli), *Heterohelix* cf. *H. americana* (Ehrenberg) и др. Не исключено, что органогенно-детритовые известняки имеют более древний возраст, что развивает тезис О.Г. Сорохтина [1] о раннемеловом возрасте магматического цоколя хребта Муссау. Древние (среднеэоценовые) вулканиты в островодужной платформе Тонга отмечены в фундаменте передовой дуги (841 ODP), а также на островах Эуа и Тонгатупу. Наибо-



**Рис.** Время начала морской седиментации в ряде осадочных бассейнов юго-западной и северо-западной [2] части Тихого океана. Темными полосами показана возможная перестройка в движении плит.

лее отчетливо следы тектонической эрозии просматриваются в Северном Новогейбридском желобе, где с глубин 8500-5000 м подняты мелоподобные глыбы известняков до 40-60 см. В этих породах обнаружены среднеэоценовые планктонные фораминиферы [*Globigerinatheca index* (Finlay), *Hantkenina longispina* Cushman, *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *Pseudogloboquadrina primitiva* (Finlay), *Acarinina pentacamerata* Subbotina], близкие по составу к биозоне *Globigerinatheca index* новозеландской шкалы. Так как современный уровень карбонатной компенсации в Коралловом море расположен на глубине около 4500 м, то сохранность карбонатных планктоногенных известняков на таких больших глубинах в желобе можно объяснить только их эфемерным появлением.

Проведенный нами сравнительный анализ комплексов планктонных фораминифер в междууговых бассейнах Хавр в системе Кермадек; Лау в системе Тонга (834-841 ODP); Аоба (832-833 ODP) в системе Новых Гебрид и Марианском тропе (453-456 DSDP) показал, что осадконакопление в этих морфоструктурах началось в пределах возрастного диапазона верхнемиоценовой биозоны *Globorotalia acostaensis*, в интервале 10-5.2 млн. лет. Более того, положение «datum-level» отдельных видов в сочетании с имеющимися датировками базальтов в исследуемых бассейнах позволяет сузить этот диапазон до 7-5 млн. лет. Общее ядро биозонального комплекса планктонных фораминифер объединяет наличие таких видов как *Globorotalia acostaensis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulins*, *Pulleniatina primalis* и *Globigerina nepenthes* и такой доминантный состав данной биозоны встречен нами на широком палеогеографическом пространстве (гайоты Мейджи и Иомей Императорского хребта, Магеллановых гор, бассейны Японского, Филиппинского, Кораллового и Тасманово морей). Устойчивость видового состава на разных климатических широтах Западной Пацифики определенно свидетельствует об особых условиях океанологической среды в период формирования этой биозоны.



Полученного нами биостратиграфического материала явно недостаточно для выработки обстоятельных выводов о развитии разлома Хантер. Однако, отсутствие в изученном материале микрофоссилий старше позднего олигоцена (биозона *Globigerina opima opima*) может указывать на одновременность становления разлома Хантер и Южно-Фиджийского плато. И этот же факт дает основание считать разлом Хантер самостоятельной морфоструктурой, а не продолжением зоны Новогейбридского желоба как предполагалось ранее.

Обобщающим итогом выполненного анализа стала временная матрица (см. рис.) образования отдельных седиментационных бассейнов в юго-западной части Тихого океана. В ее основу положены наиболее древние находки морской биоты в базальных слоях осадочного чехла исследуемых бассейнов. Данная схема носит рабочий характер и требует дальнейшего совершенствования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское плато, Тихий океан) // ДАН СССР, 1985. Т. 285. № 1. С. 191-195.
2. Хейс Д. Окраинные моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура / Материалы 27 Международного Геологического конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 30-43.
3. Ballance P.F., Ablaev A.G., Pushchin I.K., Pletnev S.P. et al. Morphology and history of the Kermadec trench-arc-backarc basin-remnant arc system at 30 to 32°S: geophysical profile, microfossil and K-Ar data // Marine Geology, 1999. 159. P. 35-62.

### РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ВЕРХОЯНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ, КУЛАР-НЕРСКОГО СЛАНЦЕВОГО ПОЯСА И ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Прокопьев А.В.<sup>1</sup>, Миллер Э.Л.<sup>2</sup>, Торо Х.<sup>3</sup>, Герелс Дж.Э.<sup>4</sup>, Соловьев А.В.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
г. Якутск, Россия, prokopiev@diamond.ysn.ru*

<sup>2</sup>*Стэнфордский университет, г. Стэнфорд, США, miller@pangea.stanford.edu*

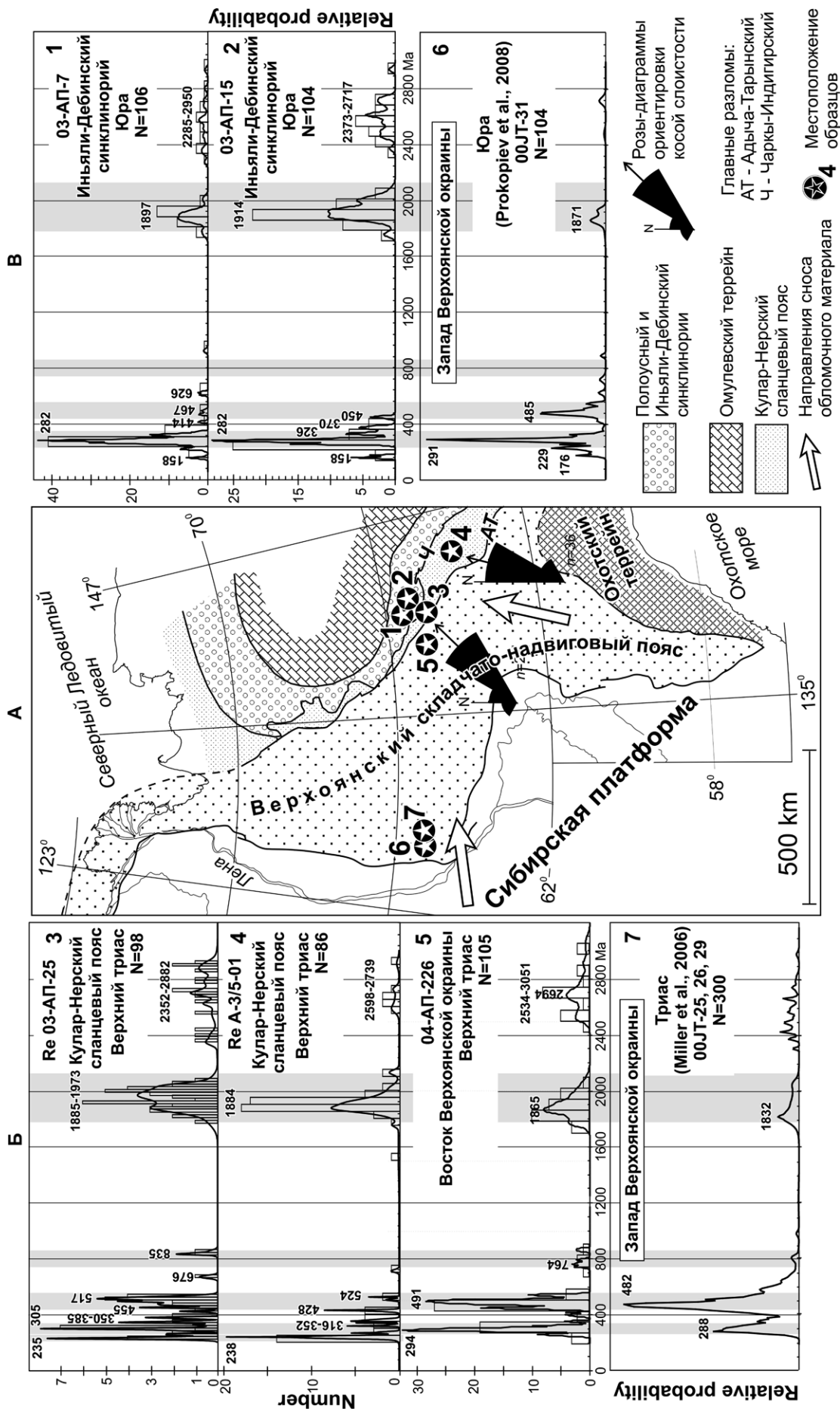
<sup>3</sup>*Университет Западной Виргинии, г. Моргантаун, США, jtoro@wvu.edu*

<sup>4</sup>*Университет Аризоны, г. Тусон, США, ggehrels@geo.arizona.edu*

<sup>5</sup>*Геологический институт, г. Москва, Россия, solov@ilran.ru*

С целью установления источников сноса обломочного материала и питающих провинций восточной части Верхоянского палеобассейна, центральных частей Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория определен U-Pb возраст 499 зерен детритовых цирконов (LA-MC-ICPMS, Университет штата Аризона, <http://www.geo.arizona.edu/alc/>) из пяти образцов песчаников верхнего триаса и средней-верхней юры (рис. 1А).

Сравнительный анализ полученных возрастных пиков и известных датировок магматических пород Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), Охотского террейна, Сибирской платформы и ее обрамления позволяет предположить следующие источники их поступления. Норийские песчаники востока Верхоянской окраины (рис. 1Б, диагр. 5) имеют возрастную спектр цирконов, идентичный полученному нами ранее для ее западной части ([6, 7], рис. 1Б, диагр. 7): 288–294 млн. лет – Ангаро-Витимский батолит; 482–491 млн. лет – магматиты Алтае-Саянской области; 1832–1865 млн. лет – гранитоиды Северного Забайкалья и восточной части Алтае-Саянской области, Алданский щит; 2300–3000 млн. лет – Алданский щит. В возрастном спектре цирконов норийских песчаников Кулар-Нерского пояса (рис. 1Б, диагр. 3 и 4) наряду с аналогичными пиками, появляются пики в 235–238 и 350–385 млн. лет, а пик в 1865–1973 млн. лет является одним из наиболее интенсивных. На Сибирской платформе и ее обрамлении не обнаружены среднетриасовые магматические породы, но они известны на п-ове Тайгонос, а также на Омолонском террейне [1, 2]. Источником цирконов девон-каменноугольного



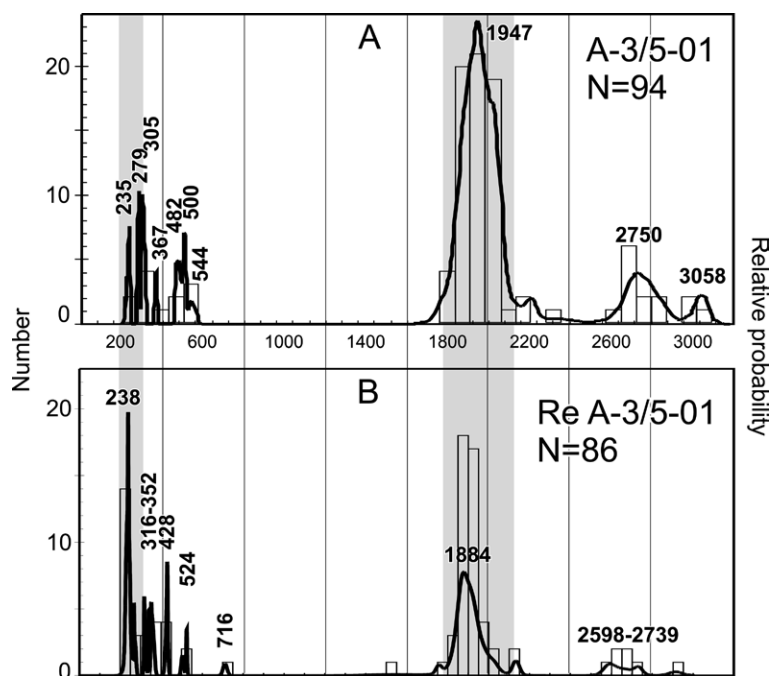
**Рис. 1.** Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой области. Показано местоположение датированных образцов, потенциальные источники и направления сноса обломочного материала (А). Диаграммы распределения U–Pb возрастов обломочных цирконов из триасовых (Б) и юрских (В) песчаников востока диссертальной части Верхоянской окраины, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория. Серыми полосами показана корреляция основных возрастных пиков. N – количество датированных зерен циркона.

возраста могли бы быть вулканиты Вилнойского палеорифта, однако зерен такого возраста крайне мало в триасовых песчаниках запада Верхоянской окраины [6, 7]. Широко распространенные на Омолонском террейне девон-каменноугольные вулканиты, как и породы его фундамента (1850–2000 млн. лет), также не могли быть источниками цирконов для толщ Кулар-Нерского пояса, т.к. седиментационные текстуры пород указывают на снос кластики с юго-запада и юга – со стороны платформы, Южного Верхоянья и Охотского террейна. Здесь источниками цирконов могли быть давшие возрастные пики 235–238 млн. лет – триасовые вулканиты Охотского террейна; 350–385 млн. лет – девон-каменноугольные вулканиты и многочисленные дайки Сетте-Дабанского рифта, гранитоиды и вулканиты Верхне-Майского поднятия Охотского террейна; 1865–1973 млн. лет и 2350–2880 млн. лет – докембрийские породы фундамента Охотского террейна [4].

Средне-верхнеюрские песчаники Иньяли-Дебинского синклиория (рис. 1В, диагр. 1, 2) содержат обломочные цирконы с возрастным спектром очень близким полученному ранее для западной части Верхоянской окраины ([7], рис. 1В, диагр. 6), что позволяет предполагать для пород обоих районов одни, западные, источники их поступления. Мы предполагаем, что были и дополнительные источники в Южном Верхоянье и на Охотском террейне. На это указывают: единичные зерна с возрастом около 158 млн. лет (дайки диорит- и гранит-порфиров Южного Верхоянья [5]); возрастные пики 326–370 млн. лет – девон-карбоновые вулканиты и дайки Сетте-Дабана, гранитоиды и вулканиты Верхне-Майского поднятия Охотского террейна; возрастные пики 450–467 млн. лет – ордовикские гранитоиды Верхне-Майского поднятия Охотского террейна [3]; пики 1897 и 1914 млн. лет, и 2286–2950 млн. лет – фундамент Охотского террейна и восток Алданского щита. Хорошо датированных магматических пород такого возраста на востоке ВКСО нет, за исключением девон-карбоновых и палеопротерозойских пород Омолонского террейна [1].

Итак, для триас-юрских пород востока Верхоянской окраины, Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклиория предполагается два источника поступления обломочного материала – со стороны Сибирской платформы и ее юго-западного и южного обрамления и со стороны Южного Верхоянья и Охотского террейна. Это свидетельствует, что накопление юрских отложений Иньяли-Дебинского синклиория происходило в пределах дистальной части Верхоянского палеобассейна, а не на краю Колымо-Омолонского микроконтинента [5]. Это ставит под сомнение существование Оймяконского океана, разделявшего Кулар-Нерский сланцевый пояс и Иньяли-Дебинский синклиорий и отнесение последнего к структурам микроконтинента.

Необходимо отметить, что при изготовлении шашек (mounts) для датирования обломочных цирконов методом LA-MC-ICPMS ни в коем случае нельзя отбирать зерна циркона вручную (hand-pick)! В этом случае исследователь в силу субъективных причин выбирает только зерна хорошего качества, как правило, идиоморфные или слабо окатанные, а многочисленные обломки цирконов или зерна плохого качества обычно игнорируются. В результате датирование таких зерен не отражает реального спектра возрастов цирконов в исследуемом образце и приводит к неверной последующей интерпретации полученных данных. Таким образом, в результате неправильной пробоподготовки возникают ошибки, оценка которых невозможна. Единственный выход из этого – помещать в шашку после квартования всю мономинеральную фракцию цирконов из исследуемого образца. В этом случае в шашку попадут зерна циркона любого качества и датирование нужно осуществлять методом случайной выборки («вслепую»). Полученный результат будет более адекватно отражать распределение возрастов обломочных цирконов. На рис. 2 приведено сравнение данных из одного и того же образца. Как видно, на гистограмме распределения возрастов, полученных из зерен, выбранных вручную, выражен очень интенсивный палеопротерозойский пик, тогда как фанерозойские возраста крайне немногочисленны. После повторного датирования методом случайной выборки доля фанерозойских возрастов значительно возросла, а также появились новые датировки. При этом доля палеопротерозойских возрастов значительно уменьшилась, а доля триасовых возрастов увеличилась в несколько раз.



**Рис. 2.** Сравнение гистограмм распределения возрастов обломочных цирконов из одной и той же пробы: А – первичное датирование (зерна циркона отбирались вручную), Б – повторное датирование (зерна датировались методом случайной выборки). N – количество датированных зерен циркона.

Исследование выполнено при поддержке грантов: РФФИ 10-05-00718 и 09-05-98536, ОНЗ-10.2 и ОНЗ-10.3.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313-318.
2. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
3. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 2. С. 228-232.
4. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. // Докл. РАН, 1995. Т. 342. № 6. С. 789-791.
5. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al. // Tectonics, 2006. V. 25. TC3013.
7. Prokoviev A.V., Toro J., Miller E.L. et al. // Geology, 2008. V. 36. N. 9. P. 699-702.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рапацкая Л.А., Иванов А.Н.

*Национально-исследовательский Иркутский государственный технический университет  
г. Иркутск*

Становление новой парадигмы эволюции литосферы – тектоники литосферных плит заставило пересмотреть теоретические воззрения на условия образования и миграции углеводородов (УВ). Согласно мобилистской концепции, генерация УВ могла происходить в различных геодинамических обстановках: в областях устойчивого и длительного прогибания с накоплением мощных осадочных толщ; в узких, линейно вытянутых рифтовых бассейнах с особым геодинамическим режимом; в зонах столкновения литосферных плит, где процессы субдукции на конечных этапах переходили в субдукционно-обдукционные. По мнению В.П. Гаврилова, наиболее благоприятными моделями для генерации УВ являются рифтогенная и субдукционно-обдукционная (аккреционно-коллизонная) [1]. Такие же идеи, еще в 1984 году, высказывал В.Е. Хаин, подразделявший все нефтегазоносные бассейны (НГБ) на деструкционные, коллизонные и конструкционные.

Важнейшим событием в истории развития Сибирской платформы в раннерифейское время явля-



ется раскрытие континентальных рифтов, положивших начало образованию осадочных бассейнов (Е.Е. Милановский, 1983), значение которых заключается прежде всего в генерации нефтяных и газовых УВ, сохранившимися от предвендского размыва под молодыми рифейскими углеродистыми толщами.

По нашим представлениям генерация УВ на Сибирском кратоне происходила по аккреционно-коллизивной модели: пассивная окраина активизируется вследствие островодужного наращивания и последующего столкновения с новообразованным орогеном. На окраине кратона формируются перикратонные прогибы, в т.ч. Преденисейский, Предверхожанский, Предпатомский и др., служившие впоследствии палеоочагами генерации УВ при перекрытии их надвинутыми с соседней складчатой области-аккреционного орогена-чешуйчатыми блоками новообразованной континентальной коры. Разновозрастные аккреционные орогены, прилегающие к Сибирскому кратону, определяли время закрытия – «захлопывания» палеобассейна, образование перикратонного (краевого) прогиба-палеоочага генерации УВ и, соответственно, определяют возраст нефтегазоносных комплексов.

Для геодинамической реконструкции нефтегазоносности территорий следует определить их структурное положение с позиций тектоники литосферных плит. Согласно современным представлениям, Сибирский и Северо-Китайский кратоны в неопротерозойское время входили в состав суперконтинента Родиния и составляли единый Сино-Сибирский праcontinent. Время распада этого континента разными авторами трактуется неоднозначно и охватывает период от 1 млрд. до 650 млн. лет, но все признают, что в результате его раскола образовались отдельные сегменты и произошло раскрытие Палеоазиатского океана (ПАО), т.е. внутриконтинентальный рифтинг по мере своего развития привёл к образованию обширного океанического бассейна. По краям океана возникали пассивные окраины, где происходило формирование мощных толщ осадков, сносимых с континента и накопление массы органического вещества (ОВ), которое впоследствии послужило источником генерации нефти.

Для того чтобы провести более или менее корректное сопоставление разновозрастных структурно-вещественных комплексов, образовавшихся в сходных геодинамических обстановках, использованы классические опорные разрезы докембрия Сибирской платформы и её южного обрамления и докембрия Северо-Китайской платформы (табл. 1). Частью этих комплексов в отдельных стратиграфических диапозонах являются и нефтегазоносные комплексы (НГК), но их возраст, литологический состав, мощность и взаимоотношения с вмещающими толщами свидетельствуют о существенных различиях в дальнейшей истории развития Сибирского и Северо-Китайского сегментов. На пассивных палеоокраинах Сибирского кратона в позднем протерозое—алеозое в условиях теплых мелководных морских бассейнов в приэкваториальных широтах формировались мощные толщи шельфовых, преимущественно карбонатно-терригенных и эвапоритовых осадков (первые впоследствии стали служить коллекторами нефти и газа, а вторые – покрышками).

Примером служит Юрубчено-Куюмбинское газо-нефтяное месторождение в отложениях рифея – супер-гигант с запасами в 1 млрд. тонн, приуроченное к Байкитскому своду (рис. 1) Сибирской платформы, к которому примыкает складчато-надвиговая горная система Енисейского кряжа и Преденисейский прогиб. Состав, структуры, текстуры и комплекс биоты рифейских отложений позволяют считать, что седиментация происходила в теплом мелководном морском бассейне. Преобладание среди карбонатных отложений доломитов свидетельствует о высокой щелочности рифейского бассейна, так как магнезиальные соединения осаждаются при значениях рН не ниже 9. Такую среду создавали цианобактериальные сообщества, которые в процессе жизнедеятельности усваивали растворенный в воде углекислый газ, что вело к повышению рН морской воды до 9.5 и даже 11.0. Среди карбонатных пород рифея преобладают доломиты разной структуры, наиболее широко развиты строматолитовые, реже встречаются известняки. Среди некар-

**СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ  
ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-КИТАЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ**

Абсол. возраст млн. лет	Структурно- вещественные комплексы Китая	Тектонические шкалы по возрасту заключительной складчатости			Структурно- вещественные комплексы Сибири	
		Китая	Международная	России		
570 700 850	Синий РС <sup>4</sup> <sub>3</sub>	Движение Динь Нинь	Grenville 1100-800 млн. лет	Байкальская 850-570	Юдомий РС <sup>2</sup> <sub>3</sub>	
1000 1050	Чинь Бэйко РС <sup>3</sup> <sub>3</sub>			Движение Чиньюй	Hudsonian 1800-1600 млн. лет	Гренвильская складчатость
	Ди Щань РС <sup>2</sup> <sub>3</sub>	Средний Rf <sub>2</sub>				
1350 1400	Чан Чень РС <sup>1</sup> <sub>3</sub>	Складчатость Люлян	Выборгская 1800-1600	Карельская 2100-1900	Ульканий РС <sup>2</sup> <sub>2ul</sub>	
1500 1650 1800						Хуто РС <sup>2</sup> <sub>2</sub>
1900	Утай РС <sup>1</sup> <sub>2</sub>	Складчатость Фулин	Kenorian 2900-2500 млн. лет	Алданская 3000-2600 млн. лет	Алданий РС <sub>1Al</sub>	
2000						Фулин РС <sub>1</sub>
2050	3000 3100					
2500		3500				
2600	4000					

бонатных пород встречены аргиллиты, алевролиты и песчаники, среди глинисто-карбонатных – мергели доломитового и кальцит-доломитового составов. Терригенные породы в разрезе имеют подчиненное значение: т.е. формирование коллекторов связано с фациальной обстановкой и именно крайне мелководные фации являются наиболее благоприятными для образования строматолитовых доломитов – хороших коллекторов. Это не исключает развития других типов коллекторов, в частности чисто трещинного типа, в других фациальных зонах.

На территории Китая 75% разведанных запасов нефти и газа расположены в восточном Китае (бассейны Суньяо и Северо-Китайский), 25% приходится на Центральный и Западный Китай (бассейны Переднанышаньский, Цайдамский, Сычуаньский и Джунгарский). Китайские исследователи [4] выделяют три генетических типа нефтегазоносных бассейнов: рифтогенные, кратонные и форландовые. Число крупнейших открытых месторождений – 92.7% приходится

на рифтогенные бассейны мезо-кайнозойского возраста, т.е. их можно отнести к типу субдукционно-обдукционной модели образования нефтегазовых месторождений.

Специфической особенностью месторождений Китая является существенное преобладание среди нефтематеринских отложений терригенных коллекторов – пород континентальных фаций. И лишь в синии – раннем палеозое шло формирование морских осадков в Ордосском и Таримском бассейнах. С позднего палеозоя и до раннего мезозоя, по-видимому, происходило закрытие ПАО на окраинах Северо-Китайского и Таримского кратонов, которое продолжалось до раннего неогена, когда морские воды полностью регрессировали с Китайского континента [4]. Поэтому в мезозое–кайнозое были распространены многочисленные небольшие по площади озёрные бассейны, в которых преобладали континентальные фации с многообразием типов пород, большой мощностью отложений и богатством органики. Покрышки представлены, в основном, однородными глинами и редко – солями и гипсами. Именно в этих озёрных бассейнах происходило накопление мощных толщ осадочных образований с большой массой органики. В дальнейшем эти бассейны служили, по-видимому, палеоочагами генерации УВ.

Так, НГБ Сунляо в северо-восточной части Китая с самым его крупным месторождением Дацин ограничен палеозойскими горными сооружениями Большого и Малого Хингана. Месторождение приурочено к Дацинскому валу. Мощность осадков от юрского до палеогенового возраста – более 8 км. Коллекторы представлены песчаниками и алевролитами озёрного и дельтового генезиса.

Сычуанский нефтегазоносный бассейн в центральной части Китая общей площадью 200 тыс. км<sup>2</sup> расположен в межгорной впадине и ограничен палеозойскими горноскладчатыми сооружениями. Мощность выполняющих его осадков от синия до мела – 12 км. В нём расположены до трёх десятков небольших месторождений нефти и газа, самые крупные из которых – Наньчук и Луннюсы находятся на Луннюском своде.

Сложно говорить о палеоочагах генерации УВ без специальных исследований, но судя по запасам УВ и мощности нефтегазоносных отложений крупного месторождения Тахэ в Таримском бассейне, такими очагами служили шарьяжно-глыбовые сооружения, окружающие бассейн.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Опираясь на позиции тектоники литосферных плит, следует отметить, что генерация УВ проходила в краевых (перикратонных) прогибах, служивших окраинами ПАО и которые впоследствии охватили Сибирский кратон почти сплошным кольцом.

2. Эти прогибы сформировались на пассивных окраинах Палеоазиатского океана, образовавшегося после распада суперконтинента Родиния на несколько крупных сегментов около 1000-600 млн. лет назад. В них происходило образование огромных толщ осадков мощностью до 8-15 км в результате обрушения краёв континента и накопление массы органики

3. Закрытие («захлопывание») отдельных частей ПАО путём причленения мелких плит, островодужных систем, офиолитовых комплексов при коллизионно-субдукционно-обдукционных процессах приводило к формированию на месте прогибов палеоочагов генерации УВ. Огромные мощности осадков до 8-12 км, массы ОВ, их интенсивный прогрев в ходе шарьяжно – надвиговой тектоники создавали благоприятные условия для генерации нефти.

4. Несколько иная обстановка на складывалась на Северо-Азиатском кратоне, где воды ПАО отступали очень медленно с конца синия по неоген, оставляя за собой множество озёрных бассейнов, в которых шло накопление терригенных осадков и ОВ. Закрытие бассейнов, замкнутых в кольцо горно-складчатых сооружений, также привело к формированию палеоочагов генерации УВ и образованию многочисленных месторождений нефти и газа, но редко крупных по масштабам и запасам.

5. Различия в возрасте месторождений УВ, по-видимому зависят от времени закрытия отдельных частей ПАО.

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД  
ТУКУРИНГРА-ДЖАГДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА АККРЕЦИОННОГО КЛИНА  
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА**

**Семенова Ю.В.<sup>1</sup>, Дриль С.И.<sup>1</sup>, Сорокин А.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
г. Иркутск, semenova@igc.irk.ru*

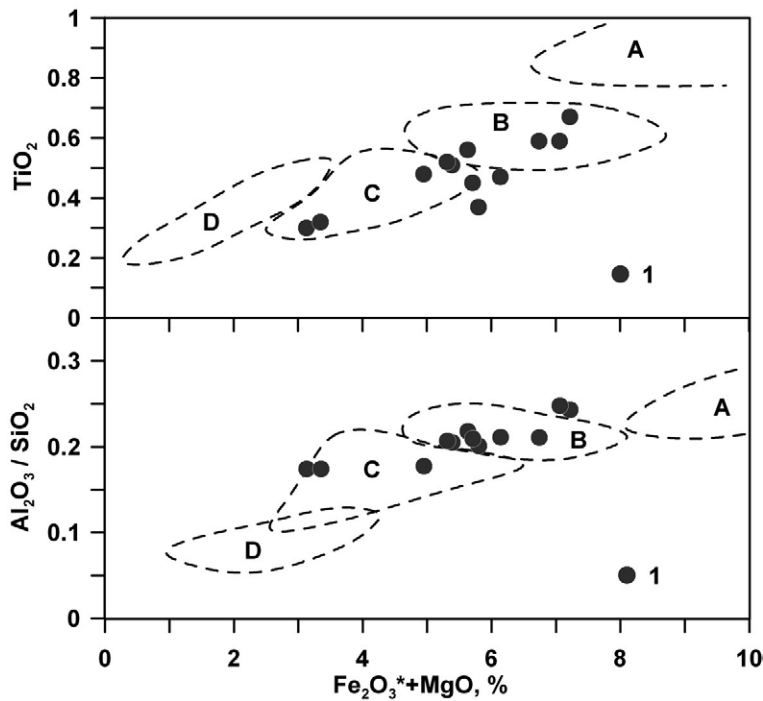
<sup>2</sup>*Институт геологии и природопользования ДВО РАН  
г. Благовещенск, sorokin@ascnet.ru*

Исследования геохимических особенностей осадочных пород континентов и океанов для целей идентификации источников вещества и их геодинамической типизации долгое время оставались в тени успехов, достигнутых в этом направлении эндогенной геохимией. Только с появлением ряда работ, среди которых следует отметить [3, 5, 6], появилась надежная основа для использования данных по макро- и микроэлементному составу терригенных пород с целью реконструкции как источников осадочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления, так и для выяснения геодинамического положения последнего. Подобный подход в последние годы получил широкое признание среди геологов [4] и был успешно применен при исследовании метаосадочных пород разновозрастных складчатых поясов континентов.

Монголо-Охотский складчато-надвиговой пояс (МОП) является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона. На всем своем протяжении он маркируется фрагментами аккреционных призм, объединенных в составе Ононского и Тукурингра-Джагдинского террейнов [2]. В настоящее время вполне определено выявлены важнейшие источники сноса осадочного материала, формирующие аккреционные призмы [1]. Одним из них являются пелагические отложения первого слоя субдуцируемой океанической плиты. Другим, не менее важным источником, являются продукты размыва пород прилегающей островной дуги, а также тефра, поставляемая в осадочный бассейн в результате интенсивной вулканической деятельности последней. Кроме того, в некоторых случаях важную роль может играть материал дельтовых выносов крупных рек.

Для выяснения природы первичного осадочного протолита и для обоснования геодинамической природы пород исследованы литохимические особенности метаосадков Тукурингра-Джагдинского террейна. Террейн представлен вулканогенно-осадочными толщами условно силлурийско-девонского возраста, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Среди метаосадков выделяются кварц-хлорит-серицитовые сланцы, слюдистые кварциты, филлиты, редко – карбонатные породы. Опробование метаосадочных пород проводилось в двух пересечениях отложений террейна, расположенных в нижнем течении р. Тукси. Классификационная диаграмма  $\text{Log}(\text{N}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})-\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  Ф. Петтиджона (1972) показывает, что составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев соответствуют главным образом полю составов граувакк, тогда как в поля составов лититов и аркозов попадают лишь единичные составы пород. Слюдистые кварциты соответствуют полям составов субаркозов, сублититов и кварцевых аренитов. Следует заметить, что соотношения элементов-гидролизатов ( $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) в кварц-хлорит-серицитовых сланцах образуют вполне четкие парные корреляции, что свойственно тонким пелитовым осадкам и может свидетельствовать о преимущественно глинистом хорошо отсортированном характере осадочного протолита. Обратная корреляция зависимости величины титанового модуля ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.045-0.013$ ) от кремне содержания пород также поддерживает этот вывод. Для составов слюдистых кварцитов подобные зависимости отсутствуют, указывая на второстепенную роль динамических факторов осадкообразования при формировании протолита этих пород. Величина алюмокремниевого модуля ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) в метаосадках четко обратно коррелируется с кремне содержанием пород и лежит в пределах 0.01-0.31. При этом составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев имеют величины  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (0.14-0.31) ( $n = 17$ ), что соответствует протолиту, представ-





**Рис. 1.** Дискриминационные диаграммы  $TiO_2-(Fe_2O_3^* + MgO)$  и  $Al_2O_3/SiO_2-(Fe_2O_3^* + MgO)$  [6] для метатерригенных пород Тукурингра-Джагдинского террейна (1). Буквами обозначены поля составов пород: А – океанических островных дуг, В – континентальных островных дуг, С – активной континентальной окраины, D – пассивной континентальной окраины.

ленному полимиктовым песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми породам. Учитывая характер вариаций элементов-гидрализатов, следует принять, что преобладающим типом пород протолита являлись глинистые породы. Слюдистые кварциты имеют наименьшие величины  $Al_2O_3/SiO_2$  (0.01-0.06) ( $n = 5$ ), соответствующие исходным кремнистым породам. Отсутствие корреляций между элементами-гидрализатами, повышенные содержания суммарного железа  $Fe_2O_3^*$  (0.94-3.06%) и  $MnO$  (0,14-0,87%) указывают на пелагические кремнистые осадки, как на наиболее вероятный первичный осадочный протолит для слюдистых кварцитов.

На дискриминационных диаграммах М. Бхатия (рис. 1) составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев располагаются в полях псаммитов как континентальных островных дуг (В), так и активных континентальных окраин (С). Некоторая растянутость тренда составов метаосадков может быть обусловлена тем, что для кварц-хлорит-серицитовых сланцев предполагается преимущественно глинистый тип протолита, испытавший гравитационную дифференциацию при своем формировании. В связи с этим, соотношения  $TiO_2-(Fe_2O_3^* + MgO)$  и  $Al_2O_3/SiO_2-(Fe_2O_3^* + MgO)$  могут отражать не только состав источника сноса осадочного материала, поступавшего в палеобассейн, но и влияние динамического фактора на отложение осадочного вещества. Тем не менее, представляется очевидным, что первичный осадочный протолит метатерригенных пород Тукурингра-Джагдинского террейна МОП формировался вблизи активной континентальной окраины МОП, существовавшей на зрелой континентальной коре.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
4. Чамов Н.П. Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов // Литология и полезные ископаемые, 2008. №4. С. 377-395.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
6. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983. V. 91. N. 6. P. 611-627.

# ЭОЦЕНОВАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (ЮЖНАЯ КОРЯКИЯ, КАМЧАТКА)

Соловьев А.В.<sup>1</sup>, Шапиро М.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, solov@ilran.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

## Введение

Исследования последних 15 лет [1, 2, 4, 5], проведенные в пределах Корьякско-Камчатской аккреционно-коллизийной области, позволили предложить модель эоценовой геодинамики региона нового поколения [4, 6, 7]. Эта модель опирается, прежде всего, на данные, полученные прецизионными геохронологическими методами [3, 4, 7], структурные наблюдения [4, 7] и исследования вещественного состава [например, 3]. Новые данные требуют существенного пересмотра предшествовавших представлений о тектонической эволюции северо-восточной окраины Евразии.

Согласно концепции аккреционной тектоники складчатые области, на активных окраинах континентов, формируются в результате двух главных процессов. Первый из них – это длительная субдукция океанической литосферы под континент. В результате этого процесса образуются аккреционные призмы и надсубдукционные магматические пояса. Второй процесс – коллизия – происходит, когда субдукция прерывается в результате причленения к континенту (или островной дуге) внутриокеанических поднятий слишком легких и крупных, чтобы целиком погрузиться в мантию. В результате причленившийся блок становится частью континентальной плиты, которая в этот момент увеличивается по площади и по объему.

## Строение северо-восточной окраины Азии (южная Корьякия и Камчатка)

Структура северо-восточной окраины Азии сформирована в результате двух последовательных коллизий Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской островных дуг с континентом, которыми закончился их длительный северо-западный дрейф. В качестве грубого обобщения в фундаменте Олюторско-Камчатской области можно выделить четыре террейна: Омгоно-Укэляятский, Ачайваям-Валагинский, Ветловско-Говенский и Кроноцко-Командорский [5, 6].

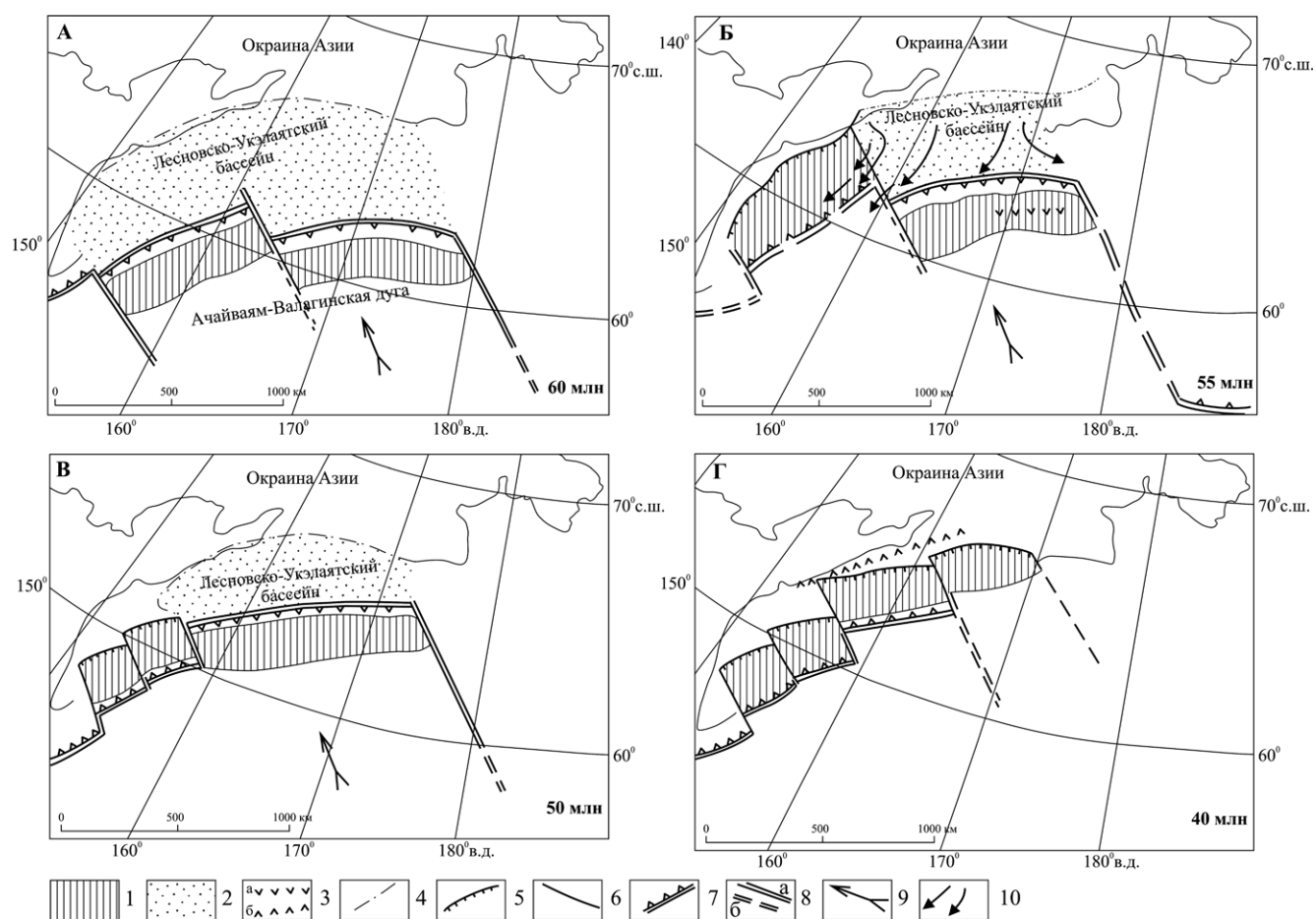
Омгонско-Укэляятский террейн сложен мел-среднеэоценовыми преимущественно терригенными отложениями, снесенными с континентальной окраины Азии. Комплексы Омгонско-Укэляятского террейна интерпретируются как образования аккреционной призмы и преддугового прогиба. Ачайваям-Валагинский террейн представлен осадочно-вулканогенными отложениями верхнего мела – нижнего палеоцена, сформированными в пределах энсиматической островной дуги и окраинного моря, отделявшего эту дугу от континентальной окраины. В составе Ветловско-Говенского террейна, сложенного кремнисто-туфогенно-терригенными отложениями верхнего палеоцена – среднего миоцена, выделяются комплексы аккреционной призмы и окраинного моря. Ветловско-Говенский террейн выражен полосой чешуйчатых надвигов и сжатых опрокинутых складок юго-восточной вергентности, разделяющей Ачайваям-Валагинский и Кроноцко-Командорский террейны. Кроноцко-Командорский террейн, представленный верхнепалеоценовыми и эоценовыми надсубдукционными вулканитами, рассматривается как палеостроводужная система.

## Эоценовая геодинамика

Установлена латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии мел-палеоценовой Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. На севере Камчатки границей Омгонско-Укэляятского и Ачайваям-Валагинского террейнов является Лесновско-Ватынский надвиг, формирование которого завершилось около 45 млн. лет назад [4]. На юге Камчатки (Малкинское поднятие Срединного хребта) коллизия дуги и континента началась 55-53 млн. лет назад, а завершилась до 50 млн. лет назад [3, 4, 7]. И на севере, и на юге Камчатки коллизийные структуры сформированы за короткие отрезки времени, не пре-

вышающие 5 млн. лет, а, возможно, и быстрее [4]. Сравнение Малкинского (юг) и Лесновского (север) поднятий показывает также, что становление коллизионных структур на границе континента и палеодуги происходило диахронно: 55-50 млн. лет назад на юге и 48-45 млн. лет назад на севере. Вероятно, что коллизия в Олюторской зоне завершилась еще позднее. Коллизионные деформации на границе дуги и континентальной окраины везде начинаются с формирования пологого надвига островодужных комплексов на терригенные толщи. В северной части региона они на этом практически заканчиваются (Ватынско-Лесновский надвиг). На юге после формирования надвига начинается совместная деформация автохтона и аллохтона на фоне быстрого прогрева коры. В результате этого прогрева происходит метаморфизм как терригенных комплексов окраины Азии, так и островодужных формаций Ачайваам-Валагинской дуги.

Диахронность коллизии, скорее всего, была связана с тем, что дуга была разделена на два сегмента трансформным разломом северо-западного простирания (рис. 1). Коллизия южного сегмента в начале эоцена (см. рис. 1 Б) не привела к остановке дрейфа на севере, где до середины эоцена между дугой и континентом сохранялся бассейн, в котором продолжали накапливаться турбидиты (см. рис. 1 Б, В). Литосфера этого бассейна медленно поглощалась в зоне субдукции, наклоненной под дугу (см. рис. 1 Б, В). Прекращение этого дрейфа в середине эоцена



**Рис. 1.** Тектоническая схема коллизии Ачайваам-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Реконструкции на 60 (А), 55 (Б), 50 (В) и 40 (Г) млн. лет назад.

1 – Ачайваам-Валагинская дуга; 2 – Лесновско-Укэляятский бассейн терригенной седиментации; 3 – вулканизм в Говено-Карагинской дуге (а) и Кинкильском поясе (б); 4 – условная северо-западная граница Лесновско-Укэляятского бассейна; 5 – надвиги дуги на континентальную окраину; 6 – сдвиги; 7 – зоны субдукции; 8 – трансформные разломы (а), предполагаемые тектонические зоны (б); 9 – направление движения океанической литосферы; 10 – направление сноса терригенного материала 55 млн. лет назад.

на севере региона являлось, по-видимому, запоздавшей реакцией на коллизию южного сегмента дуги в раннем эоцене, с общей реорганизацией плит северной Пацифики и ее континентального обрамления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и 6.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

- 1. Коваленко Д.В.** Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- 2. Константиновская Е.А.** Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
- 3. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.** Два этапа формирования гранитоидов Среднего хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника, 2008. № 4. С. 49-69.
- 4. Соловьев А.В.** Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
- 5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
- 6. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.** Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника, 2008. № 6. С. 70-91.
- 7. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al.** Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. V. 309. 2009. P. 333-396.

### **ДЕГАЗАЦИЯ НЕДР ЗЕЙСКО-БУРЕЙСКОГО БАССЕЙНА – РЕГУЛЯТОР СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ**

**Сорокина А.Т., Шерман С.И., Попов А.А.**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН  
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1*

Материалы геологических и геофизических работ, гелиометрических и сейсмологических исследований, а также результаты изучения кинематики Амурской литосферной плиты свидетельствуют о высокой проявленности в Верхнем Приамурье геодинамических и сейсмических процессов. Они сопровождаются разрывами, смещениями блоков относительно друг друга, различными скоростями их движения, формированием геодинамической напряженности и повышенной сейсмичности. Эти особенности обусловлены в значительной мере положением региона – его приуроченностью к зоне взаимодействия Амурской, Охотской и Евразийской литосферных плит.

Активные геодинамические процессы, происходящие на границе Амурской и Охотской литосферных плит, обусловили сложную мозаику разломно-блоковых структур, взаимодействие которых осуществляется преимущественно по разрывным нарушениям, на контактах между блоками [2]. В этих зонах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и межблоковым деформациям, что нередко служит пусковым механизмом для формирования очагов землетрясений с различной магнитудой.

Для установления характера и специфики активизации крупных разломов Приамурья, а также пространственного положения формирующих их дислокаций на современном этапе была использована методика на основе проведения сейсмического мониторинга в зонах динамического влияния разломов Байкальской рифтовой зоны и прилегающих территорий [3]. В качестве критериев активности разломов были приняты такие показатели, как характер расположения очагов землетрясений (сосредоточенный или рассредоточенный, расстояние между очагами, линейная направленность и т.д.). Установлено, что групповая линейная концентрация очагов землетрясений, накопленных за последние пятьдесят и более лет, отражает развитие зоны современной деструкции литосферы. Группы же отдельных близко расположенных очагов (не менее 4-х, расстояние между которыми не превышает 40 км, размещающиеся по одному простиранию)



рассматриваются в качестве критериев современной активности разлома.

Анализ пространственного расположения очагов землетрясений с  $M \geq 3$  на территории Приамурья за последние 50 лет (1960-2010 гг.) позволил впервые для Приамурья выделить зоны современной деструкции (Становая, Монголо-Охотская, Нэньцзян-Селемджинская и Тан-Лу) и активные в реальном времени разломы. Зоны деструкции, активные разломы и локальные дислокации формируют сложный тектонический каркас с нарушениями северо-восточного, близмеридионального, северо-западного и близширотного направлений. Большинство из них трассируются на значительные расстояния, формируя разломно-блоковые структуры межрегионального и локального масштаба, подвижки между которыми определяют степень напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры.

Межплитные и межблоковые деформации и смещения, происходящие на восточной окраине Амурской литосферной плиты, являются генераторами возникновения деформационных волн и напряжений, которые распространяются по ослабленным зонам на прилегающие территории, в том числе и на Зейско-Буреинский бассейн. Характер проявления геодинамических процессов в пределах этой структуры несколько своеобразен, вследствие чего южная его часть была выбрана в качестве полигона для изучения активности разломов, степени их проницаемости и связи с сейсмичностью.

Зейско-Буреинский бассейн характеризуется блоковым строением, структурно-тектонической неоднородностью. В строении его выделяются системы чередования погруженных (Зейско-Селемджинская, Екатеринославская, Архаринская) и приподнятых (Завитинско-Майкурская, Притуранская) зон. Погруженные зоны состоят из серии локальных прогибов глубиной до 4.5 км (Лермонтовский, Козьмодемьяновский, Дмитриевский, Михайловский, Райчихинский и Архаринский) северо-восточной и близмеридиональной ориентировки. Они разделены внутренними поднятиями с глубиной залегания фундамента до 300 м – Благовещенским, Гродековским, Полтавско-Ильиновским, Воскресеновским, Украинским и др. Указанные структуры ограничены и осложнены системами региональных разломов Нижнезейским, Лермонтовско-Белогорским (Харбинским), Западно-Туранским, Селемджинским, Сюньхэ-Бирским [1] и локальными (Мельгинский, Духовской, Раздольненский, Куропатинский и др.), выявленные в процессе геофизических работ.

Анализ распределения очагов землетрясений за последние 20 лет, отраженных в каталоге Международного сейсмического центра, показывает, что южная часть Зейско-Буреинского бассейна характеризуется в целом дифференцированной по площади активностью: на западной половине – единичные рассредоточенные очаги с магнитудой 2.5-4.5, на восточной – многочисленные рои землетрясений, избирательно приуроченные к узлам пересечения Западно-Туранского с Мельгинским и Сюньхэ-Бирским разломами с магнитудой 2.3-5.6.

Новые данные, полученные в результате совместных исследований, проведенных сотрудниками Института земной коры СО РАН и Института геологии и природопользования ДВО РАН с использованием GPS технологии по профилю, пересекающему часть Зейско-Буреинского бассейна, подтверждают активность современных движений, происходящих на северо-восточной окраине Амурской литосферной плиты, и свидетельствуют о разнонаправленных смещениях блоков относительно друг друга и различных скоростях их движения. В местах пересечения разломов формируются зоны повышенной проницаемости, служащие каналами для дегазации недр и разгрузки флюидов, которые фиксируются аномалиями газов и повышенными концентрациями микроэлементов в воде. Для их выявления был использован комплекс гелиеметрических, атмосфернохимических и гидрохимических исследований, включающих водно-гелиевое, водно-газовое и гидрогеохимическое опробование более 300 гидрогеологических скважин. На участках, где последние отсутствовали, проводилось опробование шлама из специально пробуренных неглубоких скважин.

Результаты гелиеметрических и атмосфернохимических исследований, проведенных в южной части Зейско-Буреинского бассейна, свидетельствуют о дискретном размещении активно «дышащих»

узлов, к которым приурочены аномалии водорастворенного гелия и водорода. Повышенные концентрации водорастворенного гелия от  $1500 \cdot 10^{-5}$  до  $30000 \cdot 10^{-5}$  мл/дм<sup>3</sup> при фоне  $71,7 \cdot 10^{-5}$  мл/дм<sup>3</sup> выявлены в узлах пересечения вышеуказанных разломов, ограничивающих Благовещенское, Гродековское и Полтавско-Ильиновское поднятия. На этих участках установлены также высокие значения растворенного в воде водорода с концентрациями  $800 \cdot 10^{-4}$ - $1100 \cdot 10^{-4}$  мл/дм<sup>3</sup> при фоне  $10 \cdot 10^{-4}$  мл/дм<sup>3</sup>. На Благовещенском и Гродековском поднятиях, частично перекрытых маломощным чехлом кайнозойских отложений, участки интенсивной дегазации фиксируются также аномалиями сорбированного в породах водорода, содержания которого достигают  $380$ - $628,3$  см<sup>3</sup>/кг.

В зоне сопряжения Михайловского и Архаринского прогибов с Воскресеновским и Украинским внутренними поднятиями в структурно-тектонических узлах, наряду с гелием и водородом, отмечаются высокие концентрации сорбированного в породах метана (более  $3000 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/кг) и тяжелых углеводородов, что подтверждает процессы углеводородной дегазации недр в юго-восточной части Зейско-Буреинского бассейна. В пределах приграничной с КНР территории, совпадающей с зоной Сюньхэ-Бирского сейсмогенного разлома близширотного простирания, на берегу р. Амур выявлен очаг разгрузки минеральных ( $1,5$ - $1,6$  г/дм<sup>3</sup>) хлоридных натриевых вод.

Узлы пересечения разнонаправленных региональных и локальных разломов фиксируются гидрохимическими аномалиями, к которым отнесены концентрации микроэлементов, превышающих фоновые более чем в 3 раза. Все гидрохимические аномалии установлены в пределах площади с повышенным содержанием гелия и водорода, что подтверждает их глубинную природу.

Среди гидрохимических аномалий выделяются одно-, двух- и многокомпонентные. Многокомпонентные наиболее характерны для Сюньхэ-Бирского разлома, вытянутого вдоль левобережья р. Амур, который контролирует поля эффузивов среднего и основного состава. Они представлены повышенными концентрациями В, Мо, Ti, Se, Pb, Ge, Au, V, Ce, La, Hg, As. Для Западно-Туранского разлома, заложенного в мезозойских магматических породах, характерны повышенные концентрации Hg, В, Se, Ce, La, Be. Узлы пересечения Лермонтовско-Белогорского разлома с локальными фиксируются гидродинамическими аномалиями – самоизливами из скважин, в воде которых отмечается также значительный спектр микроэлементов. Однокомпонентные аномалии установлены в структурно-тектонических узлах Нижнезейского разлома и представлены либо As, либо U, реже Se. Микроэлементный состав воды определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе JCP-MS Elan DRS II Perkin Elmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре.

Приведенные материалы свидетельствуют о широко проявленных процессах дегазации недр на территории Зейско-Буреинского бассейна при невысокой ее сейсмичности. По мнению авторов каналы миграции флюидов и проницаемые узлы могут рассматриваться не только в связи с дизъюнктивными деформациями, но и как очаги разгрузки глубинной энергии. Вследствие постоянно действующих и различных по интенсивности очагов дегазации недр и разгрузки флюидов на этих участках происходит релаксация сейсмических напряжений. Немаловажны здесь и гидрогеологические особенности Зейско-Буреинского бассейна – повышенная обводненность пород, напорный характер вод, отжим их из глубоких горизонтов к зонам разгрузки. Известно, что водонасыщенная среда при деформациях играет роль смазки, облегчая перемещение блоков. Возможно, по этой причине сейсмичность Зейско-Буреинского бассейна в целом невысокая. На восточной окраине бассейна она периодически усиливается за счет влияния разломов зоны Тан-Лу. Условия дегазации, гидрогеологические и гидродинамические особенности обеспечивают снижение силы сейсмоударов и делают большинство из них менее ощутимыми.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (09-05-00703-а) и инициативного проекта ДВО РАН (09-111-А-08-436).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:250 000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
2. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины Амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 1. С. 16-29.
3. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Доклады РАН, 2005. Т. 401. № 3. С. 395-398.

## КАЙНОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ЛИНЕАМЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В.

*Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65*

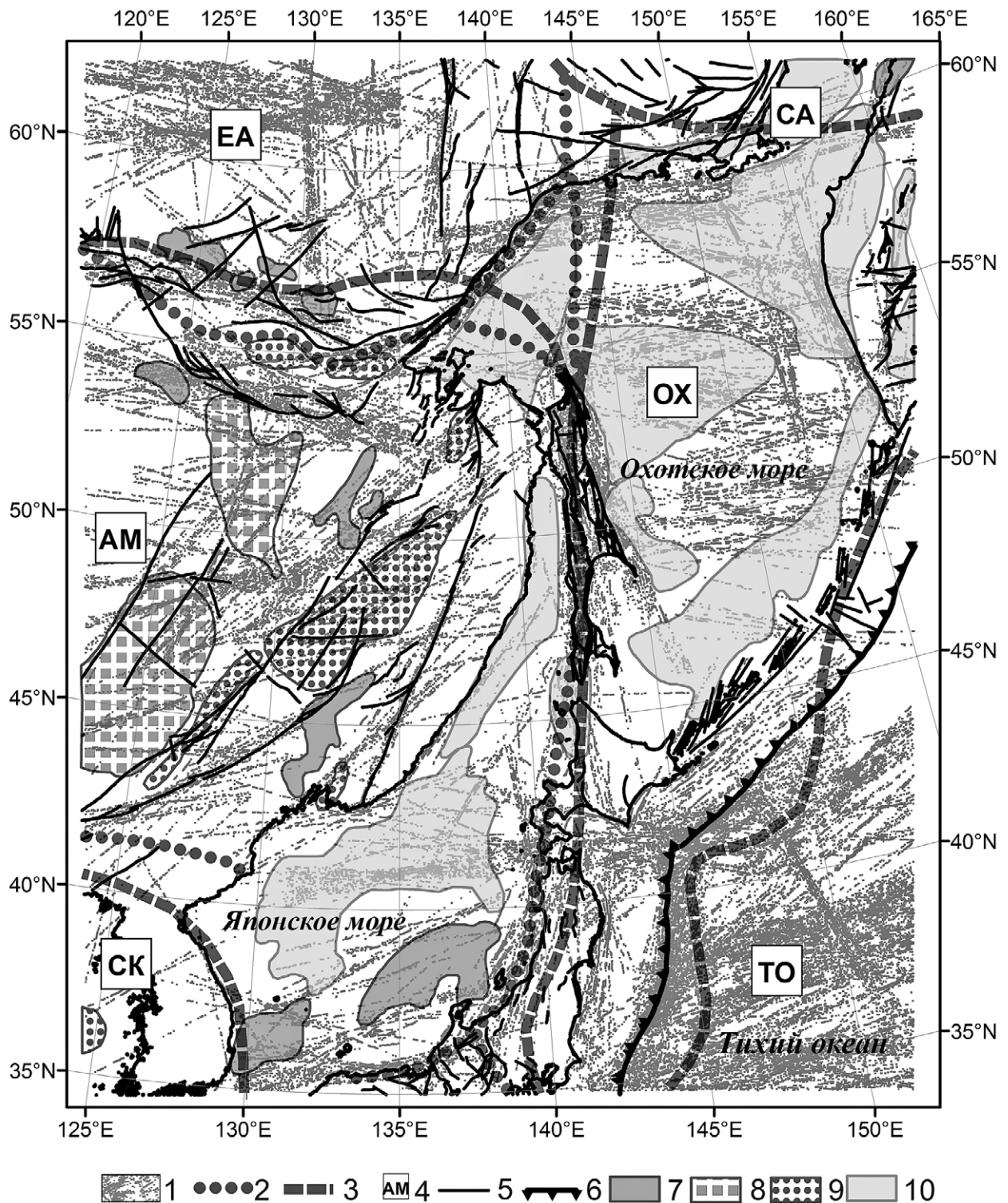
В период становления Амурской тектонической плиты и её последующей эволюции произошло формирование значительного количества осадочных бассейнов с различной геодинамической предысторией [1]. Особый интерес представляют осадочные бассейны обусловленные рифтогенными процессами охватывающими не только земную кору, но и литосферу в целом [2, 6]. Как правило, подобные осадочные бассейны расположены в пределах соответствующих тектонических структур – рифтовых зонах. В данном исследовании авторы используют термин рифт, рифтовая зона в широком смысле [3].

При изучении рифтогенных структур важной предпосылкой исследований, особенно в области сочленения континент – океан, где широко проявлены позднекайнозойские рифтогенные процессы [4], является наличие базы однородных данных позволяющих проводить сопоставление исследуемых структур на суше и в пределах морской акватории. В качестве исходных данных, помимо геолого-структурных, с целью проведения подобного сопоставления была использована модель глубинного строения литосфер восточной части Амурской и сопредельных с нею плит и модели (данные расчетов) космического изображения поверхности Земли (радарная съёмка). Составленная цифровая модель рельефа с целью повышения информативности исходных данных, была обработана программным способом (реализация алгоритма О.В. Рыбаса). Результат этой обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) изучалась на наличие разнообразных структурных и статистических параметров (линеаменты, распределение плотности штрихов – элементарных линеаментов, линии вытянутости роз-диаграмм и т.д.) отражающих тектонические особенности Амурской плиты. Эти структурные статистические характеристики были получены с помощью программы WinLESSA [7].

Наиболее информативными в отношении палеогеодинамического режима отдельных областей континентальной части восточного фрагмента современной Амурской тектонической плиты оказались расчеты по распределению плотности штрихов (элементарных линеаментов) МГР. Установлено, что областям с повышенной плотностью штрихов (области растяжения литосферы) соответствуют мезозойско-кайнозойские рифтовые структуры. Это впадины Сунляо, Средне-амурская, Торомская, частично Амуро-Зейская, а так же расположенные практически на внешней границе плиты Верхнезейская и Удская.

На основании схемы изопакит литосферы Амурский, Охотский и фрагментов иных сопредельных с ними тектонических плит [5] для пространства, занимаемого Амурской плитой, выполнена интерпретация геодинамического состояния литосферного слоя. В начале, по значениям изопакит и их морфологии, были выделены области с относительно пониженными, 100 км и менее, и относительно повышенными, 120 км и более, значениями мощности литосферного слоя. Затем, исходя из представлений о том, что за счет литостатической нагрузки области с повышенными значениями мощности литосферы находятся преимущественно в состоянии сжатия, а областям





**Рис. 1.** Осадочные бассейны и линейные структуры модуля градиента рельефа земной поверхности, морского дна восточной части Амурской и сопредельных с нею тектонических плит.

1 – линейные структуры модуля градиента рельефа земной поверхности и морского дна; 2 – поверхностные границы Амурской тектонической плиты (системы разломов); 3 – глубинные границы тектонических плит; 4 – тектонические плиты: АМ – Амурская, ЕА – Евразийская, СК – Северокитайская, СА – Североамериканская, ОХ – Охотоморская, ТО – Тихоокеанская; 5 – основные разломы, установленные по геологическим данным; 6 – оси глубоководных желобов; осадочные бассейны с признаками рифтогенеза: 7 – кайнозойские, 8 – меловые (поздний мел – ранний палеоген); 9 – юрские (поздняя юра – ранний мел); 10 – прочие осадочные бассейны.



пониженных значений мощности литосферы соответствуют областям относительного растяжения, были выделены соответствующие области деформации литосферного слоя. Области с минимальными значениями мощности литосфера (60 км и менее) соответствуют рифтогенным бассейнам. На суше это Сунляо, в море – Япономорская глубоководная впадина.

Распределение рифтогенных осадочных бассейнов относительно линейных зон МГР, их особенности – расположение осевых частях бассейнов (рис. 1) в сочетании с иными статистическими характеристиками и глубинными признаками в виде особенностей морфологии подошвы литосферы и земной коры позволили сформировать комплекс признаков, характерных для кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов восточной части Амурской плиты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 629-647.
2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские – кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-82.
3. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Изд. ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
4. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь – южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005. 264 с.
6. Шенгёр А.М. Джелал, Натальин Б.А. (пер. с англ.) Рифты Мира. М.: Геокарт-Геос, 2009. 188 с.
7. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences, 1997. V. 23. N. 1. P. 45-62.

## ВЛИЯНИЕ СИЛЫ КОРИОЛИСА НА МАНТИЙНУЮ КОНВЕКЦИЮ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
г. Якутск, пр. Ленина, 39, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

В настоящее время получено множество доказательств определяющего влияния мантийной конвекции на тектонические и магматические процессы. Но многие детали этого влияния остаются неясными. Это нашло отражение в происходящей за рубежом дискуссии, в которой ставится под сомнение существование мантийных плюмов. Одним из оснований для таких сомнений является отсутствие в мантии по данным сейсмической томографии (Su et al., 1994) четко выраженных вертикальных струй малоплотного вещества. Несмотря на массово постулируемое в литературе их существование в мантии реально обнаружены лишь горизонтальные или наклонные линзы или неправильные тела вещества различной плотности.

Выполненные расчеты показали, что причиной отсутствия в мантии вертикальных струй вещества является сильное влияние на его движение силы Кориолиса. Возникновение ее обусловлено вращением Земли вокруг своей оси, вследствие которого каждая точка на земной поверхности в районе экватора движется со скоростью  $V_1 = L/t = 4 \cdot 10^7 \text{ м} / (24 \cdot 3600 \text{ сек}) = 463.5 \text{ м/сек}$  ( $L$  – длина экватора,  $t$  – продолжительность суток), которая сопоставима со скоростью полета пули. На глубине 2900 км в подошве мантии эта скорость снижается до  $V_2 = 252.5 \text{ м/сек}$ , а в центре Земли – до нуля. Всплывающее вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку. Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса при перемещениях вещества в мантии, равна  $\Delta W_k = mV_1^2/2 - mV_2^2/2$ , где  $m$  – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет  $\Delta W_k = 1 \text{ кг} \cdot (463.52 - 252.52) \text{ м}^2 \text{ сек}^{-2} / 2 = 151006 \text{ Дж}$ . Энер-

гия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна  $\Delta W_b = mv\Delta Tgh$ . Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы  $v = 3 \cdot 10^{-5} (\text{°})^{-1}$ , средняя разница температур плюма и вмещающей мантии  $\Delta T = 160^\circ \text{C}$ , мощность мантии  $h = 2.9 \cdot 10^6 \text{ м}$ . В этом случае для 1 кг всплывающего вещества  $\Delta W_b = 1 \text{ кг} \cdot 3 \cdot 10^{-5} (\text{°})^{-1} \cdot 160^\circ \cdot 9.81 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-2} \cdot 2.9 \cdot 10^6 \text{ м} = 136560 \text{ Дж}$ . То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса, несколько больше такой, выделяющейся при всплывании плюмов. Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества по крайней мере в низких широтах, где величина силы Кориолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. Современный угол наклона всплывающих струй на экваторе должен быть равен  $42^\circ$  по отношению к земной поверхности. В раннем архее скорость вращения Земли была примерно в 8 раз больше современной, потому этот угол был равен около  $6^\circ$ .

Отклонение всплывающего вещества к западу под влиянием силы Кориолиса в низких широтах должно приводить к повышенной скорости отодвигания океанической литосферы в субмеридиональных зонах спрединга от их осей в западном направлении по сравнению с восточным и к возникновению здесь более широких полос новообразованной коры. Средняя суммарная ширина западных полос по 17 сериям замеров действительно оказалась в 1.19 раз больше, чем восточных.

Постоянное воздействие отклоняющихся к западу больших масс всплывающего разогретого вещества должно приводить к общему перемещению литосферы в этом направлении. Геологические признаки такого перемещения описываются в литературе еще с начала прошлого столетия и рассматриваются как доказательства существования западного дрейфа литосферы. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость этого дрейфа оценена в  $0.11^\circ$  за миллион лет (Ueda, Kanamori, 1979). Под воздействием этой силы крупные блоки земной коры и литосферы, перемещающиеся из низких широт в высокие в северном полушарии, должны вращаться по часовой стрелке. Такое вращение недавно установлено в восточной части Балтийского щита.

В отличие от литосферы внешнее ядро должно медленно вращаться в восточном направлении по отношению к мантии в результате механического воздействия на него опускающихся потоков более холодного вещества, частично сохраняющих свою повышенную линейную скорость движения на восток. Этот вывод подтверждается данными о более быстром, на  $1.1^\circ$  в год, вращении внутреннего ядра по сравнению с внешним (Yong, Richards, 1996).

Вследствие отклонения к западу поднимающихся струй абсолютная скорость западного и северо-западного движения плит в Тихом океане (Тихоокеанской и Филиппинской) в среднем примерно в 2 раза больше, чем перемещений плит (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях. Скорость конвергенции плит в западных зонах субдукции в этом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном. При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции эта скорость в среднем уменьшается. С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кориолиса связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества. Данное явление видимо является причиной утонения и разрыва литосферы в тылу островных дуг и формирования здесь окраинно-континентальных морей, весьма характерных для западной части Тихого океана и отсутствующих в настоящее время в восточной. Все эти явления определяют ярко выраженную асимметрию строения Тихого океана.

Более сильное давление океанических плит на Азиатский континент, по сравнению с Американскими, видимо, является причиной различий их магматизма и металлогении. Судя по Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса (главный редактор Е.А. Радкевич, 1979), по лосу интенсивного развития связанного с Тихим океаном мезозойского магматизма и орудене-

ния на Азиатском континенте примерно в 1.5-2 раза шире, чем в Северной и Южной Америке. Площадь развития мезозойских кислых магматических пород и число вынесенных на карту месторождений в западном и северо-западном обрамлении Тихого океана обычно на 10-15% больше, чем на восточном и северо-восточном на той же широте.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Su W., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // Journ. Geophys. Res., 1994. V. 99. N. B4. P. 6945-6980.
2. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction // Journ. Geophys. Res., 1979. V. 84. N. B3. P. 1049-1061.
3. Yong X., Richards P.S. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature, 1996. V. 382. N. 6588. P. 221-224.

### ЛИТОГЕНЕЗ ФЛИШОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ПАЛЕОЗОН

**Юркова Р.М., Воронин Б.И.**

*Институт проблем нефти и газа РАН  
г. Москва, Россия, bivrmrzb@mtu-net.ru*

Обсуждение основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных флишоидных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: о-ва Сахалин, Карагинский, п-ов Камчатка, Корякский хребет. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон примитивной дуги представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары островная дуга-желоб [2]. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1-2 мм), среднее (3-5 мм) и толстое (10-25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1-7 до 20-30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0.35 до 2.5 м, реже до 4.0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градиционнослоистых. Характерны многослойные турбидиты АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе многократно повторяются прослои измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопелловых метасоматитов мощностью от 5-10 см до 2.5-3.0 м. По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения вполне сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканического, вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации. В составе вулканотерригенного и терригенного материала установлены следующие группы обломков пород и минералов.

1. Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры.
2. Измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластика.
3. Кератофиры, кварцевые кератофиры и плагиограниты.
4. Продукты пропилитизации основных и кислых вулканитов.
5. Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные кри-

талло-витрокластические туфы.

6. Кристаллы: кварца, плагиоклазов (от альбита до андезина), клинопироксенов, роговых обманок, биотита и рудных минералов.

7. Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а также яшмоиды и кремни.

Для песчаников характерны высокие (25%) содержания обломков пород. Они отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым грауваккам [1]. Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0.2-0.5 мм, а также в дебритах и грейнитах. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5-7 до 10-12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны высокие (100г/т) содержания Zn в граувакках.

На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород установлено, что главным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканиты контрастной спилит-кератофировой серии, формирование которой частично совпало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса [2].

Это подтверждается так же составом обвального-оползневых горизонтов мощностью от 4-6 до 45-50 м, которые прослеживаются в разрезах внутри алевролитопесчаных ритмических пачек. Они имеют брекчиево-блоковое строение, сформированы, по-видимому, за счет раздробления, брекчирования крутых стенок склона или каньонов по которым транспортировался обломочный материал. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью областей осадконакопления, которые располагались на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба. Наиболее массового поступления вулканогенного и вулканотерригенного материала в бассейн седиментации можно ожидать на этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль нарушенных (конволютных) слоистых текстур пород оползание, подвороты, расщепление, обрывы слоев, микросбросы, проседания, размывы и др.

Контрастность состава вулканотерригенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиогранит-кварц-кератофировых. Граувакки первого типа тяготеют к спилито-диабазам, второго типа имеют состав дацитов. С высокой флюидонасыщенностью исходной магмы связано седиментационно-диагенетическое преобразование слоёв пепла. Апопепловые метасоматиты состоят из альбита с кварцем, гидрослюдой и хлоритом. Влияние вулканизма спилит-кератофировой серии сказалось на контрастности состава апопеловых метасоматитов по соотношению кварца с альбитом и хлорита.

Для флишоидных комплексов развитой палеодуги в составе обломочных компонентов алеврито-песчаных пород характерны основные плагиоклазы (лабрадор-битовнит) и мегаплагиофировые базальты. Пепловые слои преобразованы в ломонтитовые метасоматиты, что связано с субсинхронным вулканизмом мегаплагиофировой серии (рис. 1). Для флишоидных комплексов зрелой Тайгоносской палеодуги характерны апопепловые метасоматиты с кварцем, высококремнистым кальциевым гейландитом, хлоритом, гидрослюдой.

Таким образом, главный породообразующий минерал апопеловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-





**Рис. 1.** Ломонтитовые апопелловые метасоматиты (светлые) во флишоидных комплексах хребта Северный Кумроч. Фрагмент разреза мощностью 12,5 метра.

щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги – альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги – высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

Кроме того, следует обратить внимание на биметасоматические изменения преддуговых турбидитно-гемипелагических флишоидных комплексов и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами, которые характерны как для приматериковых (Маметчинский полуостров), так и приокеанических (п-ов Шмидта и хребет Кумроч) палеодуг. При этом биметасоматические слои, судя по особенностям структуры ксонотлитов, формировались в условиях гидротермально-метасоматического (при температурах 350-160° С) метаморфизма [3]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей формирования аккреционных структур. Условия статичного термального (350-160° С) по ксонотлитовому геотермометру, а не динамометаморфического взаимодействия (с формированием милонитов и филлонитов) этих комплексов трудно объяснимы с позиций шарьирования океанических офиолитовых пластин на островодужные комплексы и более подходят для геодинамической ситуации диапирового становления офиолитов [4].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 107 с.
2. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Формирование нефтегазоносных бассейнов в предостроводужных палеозонах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 186-220.
3. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Ксонотлит как индикатор условий биметасоматоза // Теория, история, философия и практика минералогии. Матер. V минер. семинара. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 208-209.
4. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.

# VOLCANIC AND SEDIMENTARY SEQUENCES OF UPPER CARBONIFEROUS BASHAN FORMATION IN THE JUNGGAR BASIN, NW CHINA

Weihua Bian<sup>1</sup>, Pujun Wang<sup>1</sup>, Rukai Zhu<sup>2</sup>, Zhiguo Mao<sup>2</sup>, and Huafeng Tang<sup>1</sup>

<sup>1</sup>College of Earth Sciences, Jilin University  
Jianshe Str. 2199, Changchun 130061, China

<sup>2</sup>Petroleum Exploration & Development Research Institute, PetroChina  
Xueyuan Road 20, Beijing 100083, China

The Junggar Basin in the Xinjiang Uygur Autonomous Region of NW China is one of the most prominent walled sedimentary basins in western China surrounded by active mountain ranges but little internal deformation and exceptionally long history of subsidence and impoundment of sediments [2]. These basins developed since the late Palaeozoic after amalgamation of microcontinents, ocean basins, and island arcs forming the Altaid orogenic belt, also called the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) which represents the largest crustal growth in Paleozoic time [3].

The Bashan formation is the uppermost elements of the basin basement. The thickness of basin fill ranges from 2 km to 16 km and decrease gradually from south to north (Fig. 1), that is, the shallowest burial depth of the basement should exist in the north part of the basin. Most of the petroleum wells revealing the Bashan formation have been drilled in this area. According to the wells and seismic data, there is a regional unconformity between the Bashan formation and the overlying stratigraphic units.

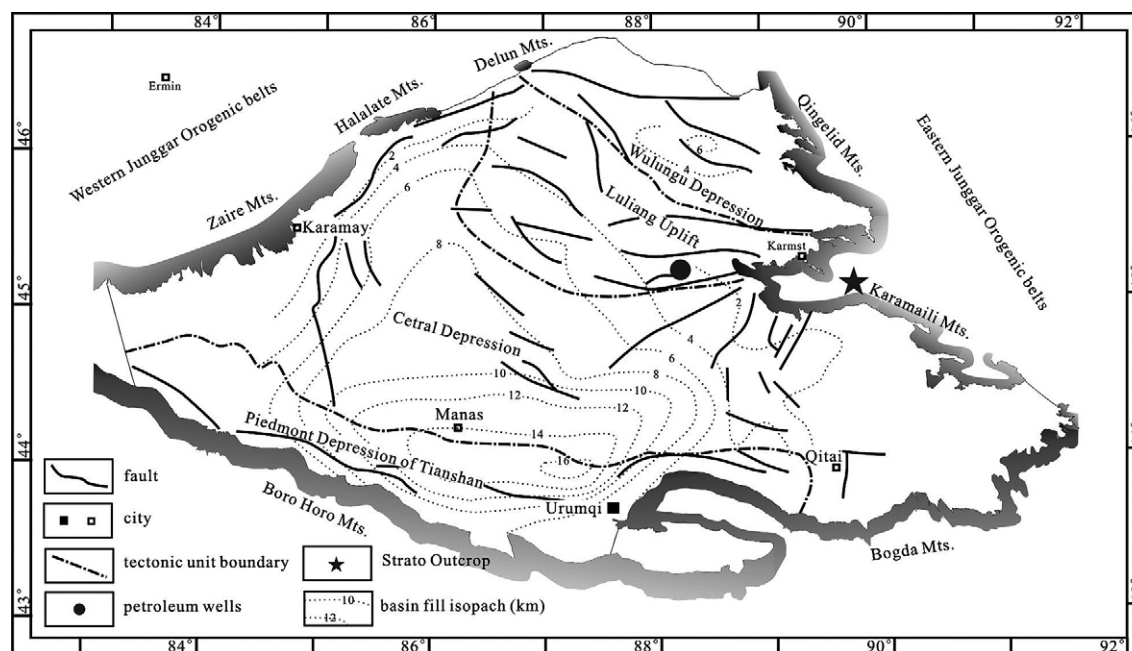


Fig. 1. Geological map of the Junggar basin (modified after Bian et al. [1]).

Since the geological information of the wells is limited and discrete, the strato-type outcrop at the NE boundary of Junggar basin is employed here for detailed volcanic and sedimentary study. The strato-type outcrop situats in Shuangjingzi, Qitai county, Xinjiang Uygur Autonomous Region, NW China. It starts at (E:90°25'27.06", N:44°48'20.40") and ends at (E:90°21'05.64", N:44°50'13.68") with a real thickness of 4129.12 m (Fig. 2).

According to volcanic facies classification [4], five volcanic facies, explosive, effusive, extrusive, conduit, and volcanic-sedimentary facies, have been identified in the outcrop. The volcanic eruptive cycles are separated based on the lithological combination, volcanic facies sequence and the character-

Integrated vertical section of the strato-type outcrop for Bashan Fm. at the NE boundary of Junggar basin

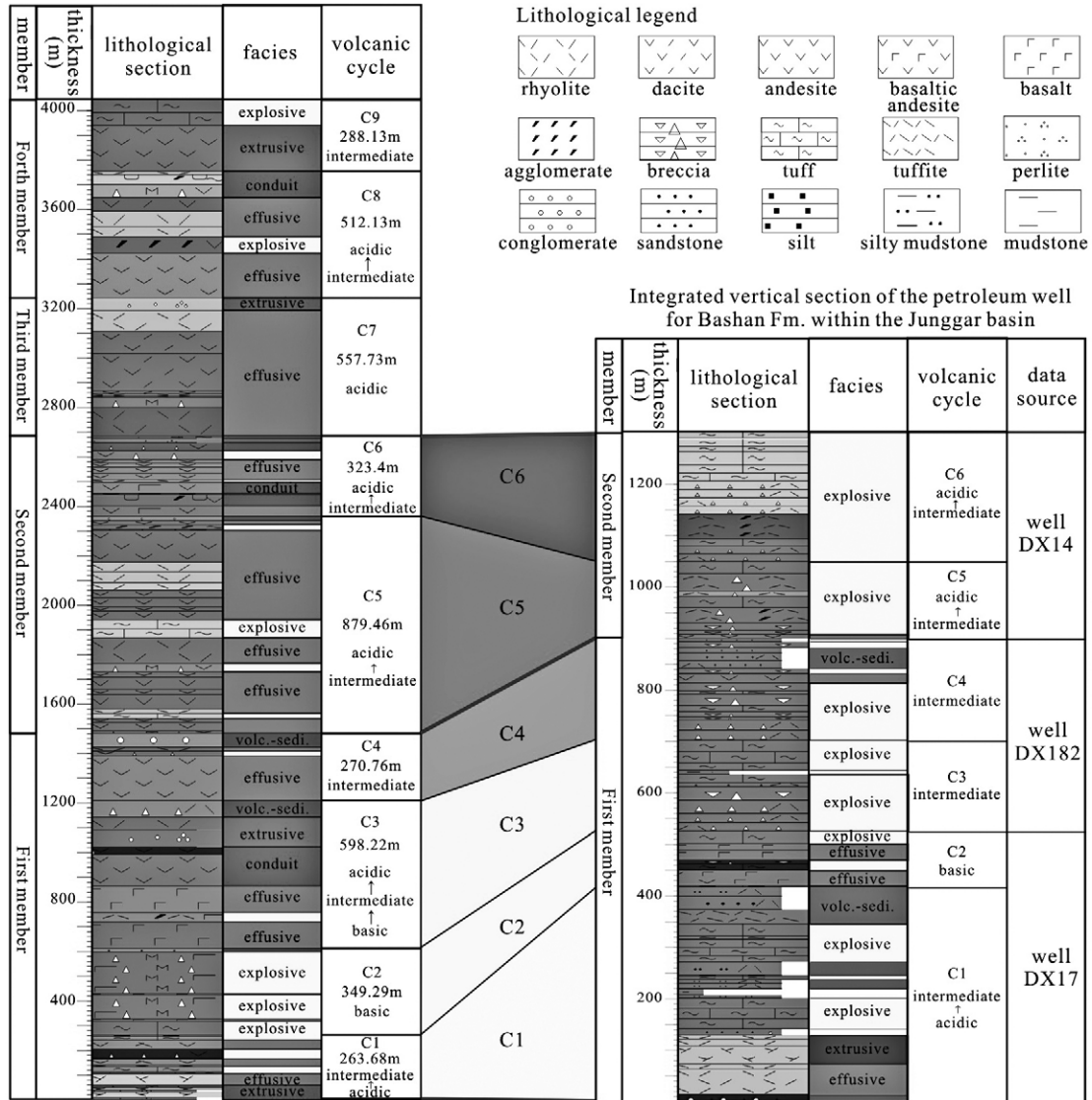


Fig. 2. Volcanic and sedimentary sequences correlation between outcrop and well section of the Bashan formation, Junggar basin.

istic geological interface [5]. The tuffite and sedimentary bedding are the typical signals for the end of a volcanic cycle.

There are nine volcanic cycles are recognized in the outcrop, named as C1 to C9 upward (Fig. 2). The cycles start from basic rocks, then transfer to intermediate rocks and acidic rocks, start from effusive facies, explosive facies of breccias or agglomerate, end with conduit facies, extrusive facies or volcano-genic sedimentary facies.

The lithological section of Bashan formation within the Junggar basin is integrated from three representative wells based on the seismic data and well information (Fig. 2). There are merely lower six cycles from C1 to C6 under the subsurface of Dixi area of Junggar basin. The rest upper three cycles missed which is corresponding to the regional unconformity on the top of the Bashan formation.

Volcanic rocks have great potential as hydrocarbon reservoir, especially under a relative deep burial depth of 3000m. There have been four commercial oil and gas field developed within the volcanic reservoirs of Bashan formation. The clarification of volcanic and sedimentary sequence will benefit the regional volcanic reservoir study.



This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19305), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

## REFERENCES

1. **Bian W.H., Hornung J., Liu Z.H., Wang P.J., Hinderer M.** Sedimentary and palaeoenvironmental evolution of the Junggar Basin, Xinjiang, Northwest China. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 2010. 90(3): 175-186.
2. **Carroll A.R., Graham S.A., Smith M.** Walled sedimentary basins of China. *Basin Research*, 2010. 22(1): 17-32.
3. **Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 1993. 364(6435): 299-307.
4. **Wang P.J., Chi Y.L., Liu W.Z., Cheng R.H., Shan X.L., Ren Y.G.** Volcanic facies of the Songliao basin: classification, characteristics and reservoir significance. *Journal of Jilin University (Earth Sciences Edition)*, 2003. 33(4): 449-456 (in Chinese with English abstract).
5. **Wang P.J., Wu H.Y., Pang Y.M., Men G.T., Ren Y.G., Liu W.Z., Bian W.H.** Volcanic facies of the Songliao basin: sequence, model and the quantitative relationship with porosity & permeability of the volcanic reservoir. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2006. 36(05): 805-812 (in Chinese with English abstract).

## CHINESE CRETACEOUS CONTINENTAL SCIENTIFIC DRILLING (CCSD-SK-IN, CCSD-SK-IS) IN SONGLIAO BASIN, NE CHINA

**Youfeng Gao<sup>1</sup>, Pujun Wang<sup>2</sup>, Rihui Cheng<sup>2</sup>, and Guodong Wang<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Research Center of Palaeontology & Stratigraphy, Jilin University  
Ximinzhu Street 6, Changchun 130026 China, gaoyoufeng@jlu.edu.cn*

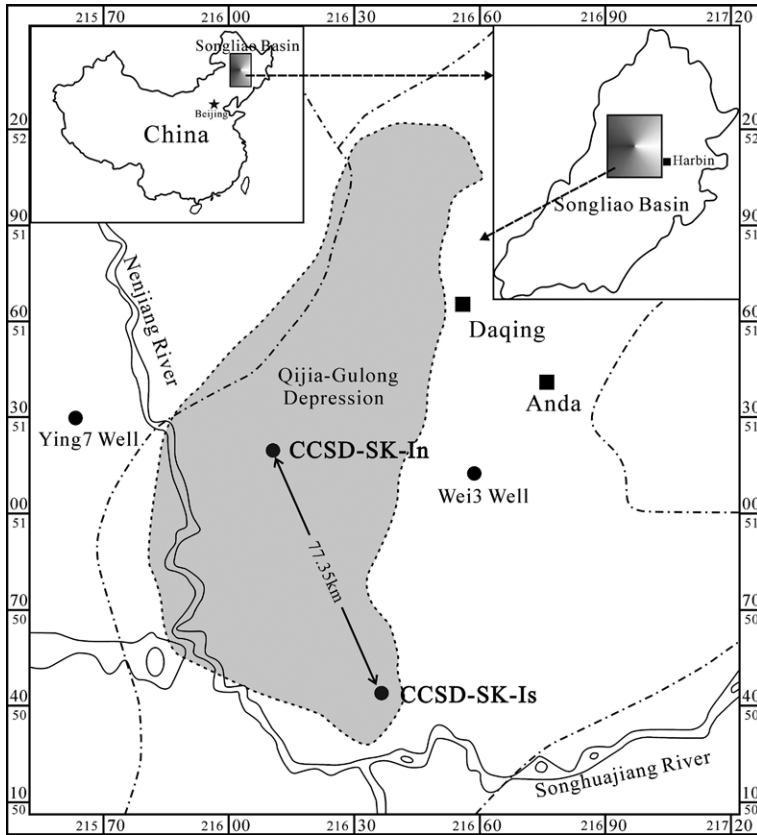
<sup>2</sup>*College of Earth Sciences, Jilin University  
Jianshe Street 2199, Changchun 130061, China, wangpj@jlu.edu.cn*

Cretaceous deposits in China are mostly of non-marine origin; marine sediments occur only in parts of Tibet and Xinjiang[1,2]. During the Cretaceous, Songliao Basin of northeastern China was a large rift basin that hosted a long-lived deep lake[1]. This history caused the basin to become the largest oil and gas producing basin in China, with China's largest oilfield, Daqing, situated in the central part of the basin.

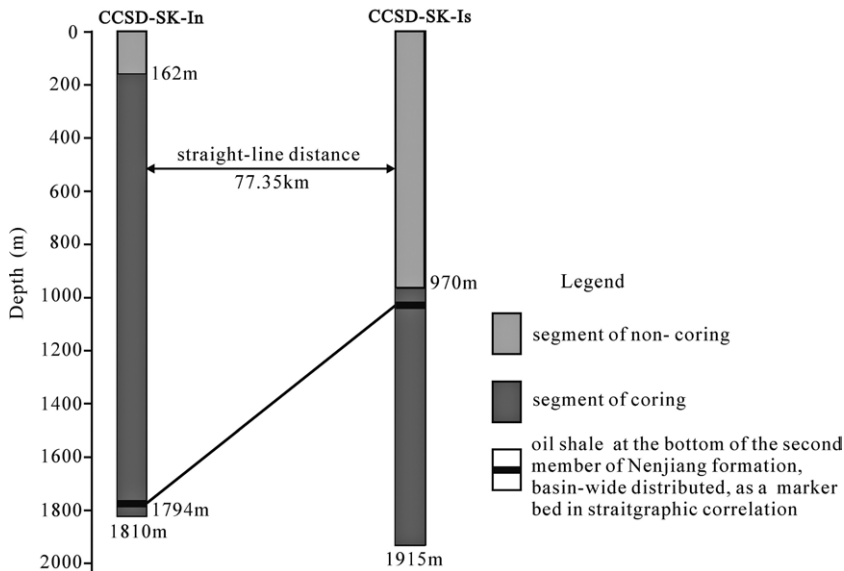
Based on our survey of prior domestic and international scientific drilling programs on the land and in the sea (ICDP & IODP) and accumulated geological data of the past 50 years in Songliao Basin, the «Cretaceous Continental Scientific Drilling Program of China», the SK drilling program (-I and -II), supported by the Ministry of Science and Technology of China (MOST) and the Daqing Oilfield (the latter also contributed its drilling expertise to the program), was initiated and conducted to recover full cores from the Quantou to Taikang Formation in this basin, i.e., the sequence of ~ Albian through K/T boundary[6]. The principles for the site selection of this scientific drilling program are: 1) most continuous strata with almost no hiatus; 2) minimal drilling thickness; 3) recovery of core of predominantly deep lake facies; 4) least difficulty for engineering. According to this strategy, a «one well- two holes» plan was implemented from August 18, 2006, to October 20, 2007 (Fig. 1). The northern hole, SK-I, recovered 1541.66 m continuous core from Knj1 through Yi'an Formation of oldest Tertiary with recovery ratio of 94.56%; and the southern hole, SK-2, obtained 944.23 m of core from Kqt3 through bottom of Knj2, with a recovery ratio of 99.73% [5]. The two holes, 77.35 km apart, can be correlated via the basin-wide oil-shale in Knj2 (Fig. 2). During the validation of the geological design of the two holes, numerous factors (especially strata thickness, properties of lower and upper stratigraphic boundaries, sedimentary facies and seismic stratigraphy of the adjacent wells of the potential site) were analyzed in detail to meet the needs of site selection principles, which resulted in a composite lithologic column for the two holes before drilling. A series of coring technologies including regular, confined, directional and sealed coring, have been utilized to ensure a higher recovery ratio for the core.

Well logging of the SK drilling program includes three suites: conventional 5700 log suites, unconventional log suites and cement evaluation log suites. The conventional 5700 logs include DLL (dual Laterolog), CAL (caliper log), temperature log, fluid resistivity log, drift azimuth log, array induction





**Fig. 1.** The locations of two drillings (CCSD-SK-In, CCSD-SK-Is).



**Fig. 2.** Sketch map of «one well with two drillings» framework.

log, GR (gamma ray log), micro- laterolog, DAL (digital acoustic log), SL (compensated neutron log), and ZDEN (lithological density log). The unconventional log suites include SL (natural gamma-ray spectral Log), XMAC- (Cross Multipole Array Acoustic Log), ECS (element content log), and FMI (Formation Micro Imager). The cement evaluation log suites include acoustic variable density log, magnetic locating log and gamma ray log.

A detailed work plan has been implemented for the core material of SK-I and -II. The objective for the work plan is to establish ten depth profiles, to facilitate research of paleoclimatic and paleoenviron-

mental change during this time interval (~ Albian-K/T boundary). The ten high-resolution records will be acquired by assembling and intergrating the high-resolution records of lithology [4, 7], well-logging (3 suites, see the previous paragraph), element geochemistry, integrated stratigraphy [3, 4], geomicrobiology, organic geochemistry, stable isotope geochemistry, and core-fluid. The sampling protocols have also been defined for preservation of the core, timely analysis and best utilization of the samples, coordinated sampling for the key segments of the core, and data sharing. The most important principle is the preservation of the core, which means that half of the core after sampling should remain continuous for later research. These protocols will ensure the best utilization of the core material, so as to leave samples shared by as many interested geoscientists as possible. The present sampling distances are often at centimeter scale, for example 5 cm for environment magnetics, 10 cm for geomagnetics, 100 cm for total organic carbon, stable isotopes (carbon, oxygen, sulfur). The accumulation rate of the lacustrine facies in Songliao Basin is approximately 7-10cm/ka, so the time resolution of the acquired records of the core will be about ten thousand years. At present, more than twenty thousand samples are in the process of analysis, resulting in preliminary results described later.

**Keywords:** Cretaceous, Continental Scientific Drilling, Songliao Basin, Non-marine.

**Acknowledgements.** This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No.2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

## REFERENCES

1. **Chen P.J.** Cretaceous paleogeography of China. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 1987. 59: 49-56.
2. **Chen P.J., Chang Z.L.** Nonmarine Cretaceous stratigraphy of eastern China. *Cretaceous Research*, 1994. 5(3): 245-257.
3. **Cheng R.H., Wang G.D., Wang P.J., Gao Y.F.** Microfacies of deep-water deposits and forming models of the Chinese Continental Scientific Drilling-SKII. *Acta Geologica Sinica*, 2007. 81(6): 1026-1032.
4. **Gao Y.F., Wang P.J., Cheng R.H.** Description of Cretaceous sedimentary sequence of the first member of the Qingshankou Formation recovered by CCSD-SKIs borehole in Songliao Basin: lithostratigraphy, sedimentary facies, and cyclic stratigraphy. *Earth science frontiers*, 2009. 16(2): 314-323.
5. **Gao Y.F., Wang P.J., Wang C.S.** Well site selecting, core profile characteristics and distribution of the special lithology in CCSD-SKII, *Acta Geologica Sinica*, 2008. 82(5): 669-675 (in Chinese with English abstract).
6. **Wang C.S., Feng Z.Q., Wu H.Y.** Preliminary achievement of the Chinese Cretaceous continental scientific drilling Project-SK-I. *Acta Geologica Sinica*, 2008. 82(1): 9-20 (in Chinese with English abstract).
7. **Wang P.J., Gao Y.F., Cheng R.H.** Description of Cretaceous Sedimentary Sequence of the Second and Third Member of the Qingshankou Formation Recovered by CCSD-SK-Is Borehole in Songliao Basin: Lithostratigraphy, Sedimentary Facies and Cyclic Stratigraphy. *Earth science frontiers*, 2009. 16(2): 288-313.

## TECTONIC REVOLUTION AND PETROLEUM ACCUMULATION IN THE RIFT BASIN OF THE EASTERN CHINA: TAKE LIAOHE BASIN AS AN EXAMPLE

**Yulong Huang, Pujun Wang, Xiaomeng Sun, Xiaojian Yu**

*Jianshe Street 2199, Changchun 130061, China, long@jlu.edu.cn*

Liaohe Rift Basin is a Cenozoic intra-continental rift basin, being part of the Cenozoic Bohai rift system [4-6]; it lies in the northeastern part of Sino-Korean platform with the northern branch of Tanlu fracture zone goes across in the east. It spreads in northeast directions and ranges 200 km long and 49 km wide, appears as an elongated valley and is divided into three depressions and one bulge which are zonal in NW direction and alternately distributed.

There were two different stages of tectonic evolution in Liaohe Rift including the Paleogene rifting stage and the Neogene-Quaternary post-rifting stage. Tectonic movements indicated episodic in time domain and directional migration in the space. The rifting center had been migrating from north to south and west to east since Cenozoic which was indicated by the sedimentary sequences, volcanic activities and earthquake distributing characteristics [5]. During the late Mesozoic, the crust was uplifted as

a result of plate movements, the old basement became thinner by erosion, and the rigid crust was pulled apart by tensile stress, thus forming a series of deep fault belts. Controlling by the development of Tanlu fault, the Cenozoic were successively deposited with six stratum series composed of volcanic and clastic rocks.

During the depression stage (from Eocene to Oligocene), rapid subsidence and deposition formed very thick layers of source rocks mainly composing of dark mudstone, thus laid a foundation for the abundant hydrocarbon resources in Liaohe rift basin. Meanwhile, oil-bearing fault blocks became a basic model as a result of the horst-graben structure, and the three sags were separated petroleum reservoir systems due to the independent features of the rift basin.

In recent years, there have been great achievements in the petroleum explorations with relation to igneous rocks which have already turned to be a new exploration domain and petroleum reserve increase [2, 3]. During the Paleogene rifting stage, mafic magma of mantle-source upwelling through deep fractures and result as intermittent eruptions, thus built the formation constructions with basalts and clastics alternately.

According to eruption intensity and volcanic rock distributions, there had been almost four stages and twelve times of volcanic eruptions related to the multiple tectonic movements since Paleogene. Diverse hydrocarbon accumulations related to volcanic rocks had been revealed by petroleum explorations, indicating that volcanic rocks played an important role in hydrocarbon formation and accumulation in rift basins of eastern China [2]. The abnormal thermal effects of volcanic activities accelerated the thermal evolution of organics[3], and volcanic rocks also turned to be fine reservoirs and covers for hydrocarbon accumulations while diverse traps were formed by igneous rocks and related clastic rocks.

**Keywords:** rift basin, tectonic revolution, petroleum accumulation, Liaohe Basin, Eastern China.

**Acknowledgements.** This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

## REFERENCES

1. **Chen Z.L., Ma Y.S., Wang X.F., Wu T.S., Wu H.L.** Dynamic model of the Cenozoic tectonic evolution of the Liaohe Basin. *Journal of Geomechanics*, 1999. 5(2): 83-89.
2. **Chen Z.Y., Li J.S., Zhang G.** Relationship between volcanic rocks and hydrocarbon within Liaohe Depression of Bohai Gulf Basin, China. *Petroleum Exploration and Development*, 1996. 23(3):1-5.
3. **Jin Q.** Volcanic activities and oil/gas accumulation in the rift basins of the Eastern China. *Journal of the University of Petroleum, China*, 2001. 25(1): 27-29.
4. **Liu H.F., Liang H.S., Li X.Q., Yin J.G., Zhu D.F., Liu L.Q.** The coupling mechanisms of Mesozoic-Cenozoic rift basins and extensional mountain system in Eastern China. *Earth Science Frontiers*, 2000. 7(4): 477-485.
5. **Xu K., Fu W.** The tectonic genesis in Liaohe Basin. *Journal of Liaoning Normal University (Natural Science)*, 1996. 19(1): 56-61.
6. **Zhao J.M., Lu Z.X.** Lateral migration of deep structure and rifting movements in Liaohe Rift Basin. *Seimology and Geology*, 1998. 20(3): 225-231.

## UPLIFTING OF THE JIAMUSI BLOCK IN THE EASTERN CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT, NE CHINA: EVIDENCE FROM BASIN PROVENANCE AND GEOCHRONOLOGY

**Yongjiang Liu, Xingzhou Zhang, Quanbo Wen, Guoqing Han, and Wei Li**

*Jilin University, College of Earth Sciences  
Changchun, China, yongjiang@jlu.edu.cn*

The main part of Jiamusi Block, named as Huanan-Uplift, is located in the northeastern Heilongjiang, China. The Huanan-Uplift is surrounded by many relatively small Mesozoic- Cenozoic basins, e.g. Sanjiang Basin, Hulin Basin, Boli Basin, Jixi Basin, Shuangyashan Basin and Shuanghua Basin. However previous research works were mainly focused on stratigraphy and palaeontology of the basins, therefore, the coupling relation between the uplift and the surrounding basins have not been clear. Based on the field investigations, conglomerate provenance studies of the Houshigou Formation in Boli Basin,

geochronology of the Huanan-Uplift basement, we have been studied the relationships between Huanan-Uplift and the surrounding basins.

The regional stratigraphic correlation indicates that the isolated basins in the area experienced the same evolution during the period of the Chengzihe and the Muling Formations (the Early Cretaceous). The paleogeography reconstructions suggest that the area had been a large-scale basin as a whole during the Early Cretaceous. The Huanan-Uplift did not exist.

The paleocurrent directions, sandstone and conglomerate provenance analyses show that the Huanan-Uplift started to be the source area of the surrounding basins during the period of Houshigou Formation (early Late Cretaceous), therefore, it suggests that the Jiamusi Block commenced uplift in the early Late Cretaceous.

The granitic gneisses in Huanan-Uplift give 494-415 Ma monazite U-Th-total Pb ages, 262-259 Ma biotite and 246-241 Ma K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. The cooling rates of 1-2° C/Ma from 500-260 Ma and 10-11° C/Ma from 260-240 Ma have been calculated based on the ages. This suggests that the Jiamusi Block had a rapid exhumation during late Permian, which should be related to the closure of the Paleo-Asian Ocean between the Siberian and North China continents.

It is concluded that during the late Paleozoic the Jiamusi Block was stable with a very slow uplifting. With the closure of the Paleo-Asian Ocean the Jiamusi Block underwent a very rapid exhumation in the late Permian. In the early Mesozoic the area went into a basin developing stage and formed a large basin as a whole during the Early Cretaceous. In the Late Cretaceous the Jiamusi Block started uplifting and the basin was broken into isolated small basins.

## REFERENCES

1. **Lang Xiansheng.** Biologic Assemblage features of Coal-bearing Strata in Shuangyashan-Jixian coal-field. Coal geology of China, 2002. 14(2): 7-12.
2. **Wang Jie, He Zhonghua, Liu Zhaojun, Du Jiangfeng, Wang Weitao.** Geochemical characteristics of Cretaceous detrital rocks and their constraint on provenance in Jixi Basin. Global Geology, 2006. 25(4): 341-348.
2. **Maruyama S., Isozaki Y., Kimura Gand Terabayashi M.C.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Island Arc, 1997. 6: 121-142.

## TECTONIC STRUCTURES OF SOUTHWESTERN PART OF DEEP WATER BASIN OF EASTERN VIETNAM SEA **Phùng Văn Phách<sup>1</sup>, V.V. Golozoubov<sup>2</sup>, Manuel Pubellie<sup>3</sup>, Trần Tuấn Dũng<sup>1</sup>, Nguyễn Trọng Tín<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Marine Geology and Geophysics (IMGG)-  
Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)*

<sup>2</sup>*Far East Geological Institute (FEGI) Russia*

<sup>3</sup>*L'Ecole Normale Supperrier, Paris (ENS)*

<sup>4</sup>*Vietnam Petroleum Institute (VPI)*

The SW part of deep water basin of Eastern Vietnam Sea and adjacent area has quite complicated tectonics and geodynamic regime. Our detail analysis of new data of geology, geomorphology, remote sensing, tectonic structures and geodynamics led to some new interpretations that help to make the relationship between the structures of the region clearer. In particular it concerns a transition crust on the SW tip of Eastern Vietnam Sea. This once more confirms the strong influence of collision tectonics on tectonic structures and geodynamic conditions of Indochina in general, and continental shelf of Southern part of Central Vietnam in particular, rather than other hypothesizes of opening of Cenozoic Eastern Vietnam Sea by approaching of microplates from the east and southeast or by rotation of the blocks around certain poles .

Consequently the oceanic crust could not went that far as it was described in some literatures, but it should be stop by a NW-SE striking fault, which is boundary between the true oceanic crust from NE



and transition crust (rifted attenuated oceanic crust) from SW. This NW-SE fault must be continuation of mega-strike slip Alao Shan-Red River master fault.

After cessation of oceanic crust spreading (at about 15.5 My ago), the activity of right lateral strike slip of N-S direction Eastern Vietnam Fault scarp (EVFS) has made the tertiary basins on Vietnam shelf deepened. Among them SW part of deep water basin of Eastern Vietnam Sea. The activity of EVFS may be related to some deep mantle flows in the low and middle crust. These flows should origin from India-Asia collision tectonics.

## **TECTONIC AND SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE SONGLIAO BASIN, LATE MESOZOIC, NE CHINA**

**Wang PuJun**

*College of Earth Sciences, Jilin University*

*Jianshe Str. 2199, Changchun 130061, China, Wangpj@jlu.edu.cn*

Situated in the northeast the Songliao basin (SB) is an important oil & gas basin of China. The SB developed on a basement of the Mongolia-North China block which is composed of Paleozoic metamorphosed marine/continental facies sediments (slate, phyllite), carbonates; Hercynian/Indosinian andesite and granites and pre-Cambrian gneiss and schist [13]. The basin fillings are composed of parts. The lower part is the Upper Jurassic and Lower Cretaceous volcanogenic successions which are generally buried between the depths of 2,000 m to over 6,500 m revealed by drilling [14]. The volcanic rocks are covered by Mid- and Upper Cretaceous sedimentary sequence of up to 6000 m in thickness [8]. Previously considered to be 'basement' of the SB and not to have any petroleum interest, the volcanogenic successions of the SB have recently been recognized to be the key figures to understand evolution of the basin, which is of vital importance for hydrocarbon exploration in the petroliferous basin [10, 12, 16]. It has long been accepted that there is close association between tectonic style and the resulting igneous activity that in turn controls the petrogenesis and thus the geochemical and isotopic compositions of the rocks [9]. Concerning tectonic and sedimentary basin fill two suture zones should mentioned adjacent to the SB. First, along its southern boundary situates the Xilamulun fault belt which sutured the two micro-plates of Mongol and North China, being resulted from the northwards subduction of the paleo-Mongolia oceanic crust in the late Permian [15]. This closure of the ocean assembled the basement of the SB, resulted in the Permian volcanic eruption and low grade metamorphism of the Paleozoic sediments. The upper crust consisted mainly of this kind of metasediments of the area in the Mesozoic. Second, approximately along north latitude 48°-56° and 200-600 km north to the SB is the Mongolia-Okhotsk collisional belt which was formed in the late Jurassic to early Cretaceous due to closure of the Mongolia-Okhotsk suture zone [1, 4, 18]. Magmatism as well as thrusting and folding related to the evolution of the belt were recorded widespread along the zone in northeast China, Mongolia and far-east Russia [2, 3, 5, 7, 6]. These features recognized were interpreted to be formed in the late Jurassic and early Cretaceous contemporaneous with the volcanic activities in the SB.

The SB is a superposed basin with two different kinds of basin fills. The lower one is characterized by a fault-bounded volcanogenic succession comprising of intercalated volcanic, pyroclastic and epiclastic rocks. The volcanic rocks, dating from 110 Ma to 130 Ma, are of geochemically active continental margin type. Fast northward migration of the SB block occurred during the major episodes of the volcanism inferred from their paleomagnetic information. The upper one of the basin fill is dominated by non-marine sag-style sedimentary sequence of siliciclastics and minor carbonates. Intercalated in the thick sedimentary sequence Coniacian flood basalt of ca. 200 m were recently recognized [11]. The basin center shifted westwards from the early to late Cretaceous revealed by the GGT seismic velocity structure suggesting dynamic change in the basin evolution. Thus, a superposed basin model is proposed. Evolution of the SB involves three periods including (1) Alptian and pre-Alptian, a retroarc basin and range system

of Andes type related to Mongolia-Okhotsk collisional belt (MOCB) [17]. (2) Albian to Campanian, a sag-like strike-slip basin under transtension related to oblique subduction of the Pacific plate along the eastern margin of the Eurasian plate. The Coniacian basalts represent the maximum continental rifting stage of the SB. (3) Since Maastrichtian, a tectonic inverse basin under compression related to direct subduction of the Pacific plate under the Eurasian plate, characterized by overthrust, westward migration of the depocenter and eastward uplifting of the basin margin.

**Acknowledgements.** This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

## REFERENCES

1. **Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Halim N. and Hankard Fatim.** Late Jurassic–Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia). *Geophysical Journal International*, 2005. 163: 813-832
2. **Kirillova G.L.** Late Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal–oil–gas Presence. *Marine and Petroleum Geology*, 2003. 20: 385-397.
3. **Levin L.E.** Volcanogenic and volcanoclastic reservoir rocks in Mesozoic-Cenozoic island arcs: examples from the Caucasus and the NW Pacific. *Journal of Petroleum Geology*, 1995. 18(3): 267-288.
4. **Meng Q.R.** What drove late Mesozoic extension of the northern China–Mongolia tract? *Tectonophysics*, 2003. 369: 155-174.
5. **Okada H.** Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999. 150: 1-11.
6. **Sokolov S.D.** Tectonics of Northeast Asia: An overview. *Geotectonics*, 2010. 44(6): 493-509.
7. **Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X.** Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006. 251: 179-198.
8. **Wang P.J., Gao Y.F., Cheng R.H.** Description of Cretaceous Sedimentary Sequence of the Second and Third Member of the Qingshankou Formation Recovered by CCSD-SK-Is Borehole in Songliao Basin: Lithostratigraphy, Sedimentary Facies and Cyclic Stratigraphy. *Earth Science Frontiers*, 2009. 16(2): 288-313.
9. **Wang P.J., Chen F.K., Chen S.M., Siebel W., Satir M.** Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic composition of Mesozoic volcanic rocks in the Songliao basin. *NE China. Geochemical Journal*, 2006. 40(2): 149-159.
10. **Wang P.J., Chi Y.L., Liu W.Z., Cheng R.H., Shan X.L., Ren Y.G.** Volcanic facies of the Songliao Basin: classification, characteristics and reservoir significance. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2003. 33(4): 449-456 (in Chinese with English abstract).
11. **Wang P.J., Gao Y.F., Ren Y.G., Liu W.Z., Zhang J.G.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemical features of mugearite from the Qingshankou Formation: significances for basin formation, hydrocarbon generation and petroleum accumulation of the Songliao Basin in Cretaceous. *Acta Petrologica Sinica*, 2009. 25(5): 1178-90 (in Chinese with English abstract).
12. **Wang P.J., Hou Q.J., Wang K.Y., Chen S.M., Cheng R.H., Liu W.Z., Li Q.L.** Discovery and significance of high  $\text{CH}_4$  primary fluid inclusions in reservoir volcanic rocks of the Songliao Basin, NE China. *Acta Geologica Sinica*, 2007. 81(1): 113-120.
13. **Wang P.J., Liu W.Z., Wang S.X., Song W.H.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics. *International Journal of Earth Sciences*, 2002. 91: 331-340.
14. **Wang P.J., Ren Y.G., Shan X.L., Sun S.B., Wan C.B., Bian W.H.** The Cretaceous volcanic succession around the Songliao Basin, NE China: relationship between volcanism and sedimentation. *Geological Journal*, 2002. 37(2): 97-115.
15. **Wang P.J., Xie X.A., Frank M., Ren Y.G., Zhu D.F., Sun X.M.** The Cretaceous Songliao Basin: Volcanogenic Succession, Sedimentary Sequence and Tectonic Evolution, NE China. *Acta Geologica Sinica*, 2007. 81(6): 801-811.
16. **Wang P.J., Zheng C.Q., Shu P., Liu W.Z., Huang Y.L., Tang H.F., Cheng R.H.** Classification of deep volcanic rocks in Songliao Basin. *Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing*, 2007. 26(4): 17-22 (in Chinese with English abstract).
17. **Wang P.J., Chen S.M., Li W.Z., Chen H.L., Lang Y.Q.** Chronology, petrology and geochemistry of the Cretaceous crypto-explosive breccia-bearing volcanic rocks: Implications for volcanic reservoir and tectonics of the Songliao Basin, NE China. *Acta Petrologica Sinica*, 2010. 26(1): 33-46 (in Chinese with English abstract).
18. **Zorin Y.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia- Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, 1999. 306: 33-56.

**NEW MATERIAL ON PERMIAN PHYTOGEOGRAPHY  
IN THE YANBIAN AREA, EASTERN JILIN PROVINCE, CHINA**

**Yuewu Sun<sup>1,2</sup>, Xingzhou Zhang<sup>3</sup>, Mingsong Li<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Research Center of Paleontology & Stratigraphy, Jilin University, Changchun 130026, China

<sup>2</sup>Key Laboratory for Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia under Ministry of Education, Jilin University, Changchun 130026, China

<sup>3</sup>College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

Cathysian fossil plants were collected from the Hesheng Village of Daxinggou Town of Wangqing County, Yanbian area, Jilin Province, northeast China. The strata bearing these fossil plants are terrestrial sediments dominated by dark grey fine-grained sandstone, siltstone and mudstone, more than 230 meters thick. These sediments were thought to be marine and assigned to the Guadalupian Miaoling Formation and the Guadalupian Sidonggou Formation in 1966 and 1991, respectively. The strata are considered as a new lithostratigraphic unit and named as the Hesheng Formation by authors currently. The formation is overlying on the Late Carboniferous – Cisuralian marine carbonate of the Shanxiuling Formation with an unconformable contact, the later yields fusulinids represented by *Triticites-Pseudoschwagerina* assemblage aged Gzhelian-Asselian. The Hesheng Formation is underlying the Cisuralian- Guadalupian marine carbonate of the Dasuangou Formation conformably, the later yields fusulinids *Parafusulina* and *Pseudodoliolina* assemblages aged Roadian.

The Hesheng flora consist of 30 species of 18 genera, namely *Lepidophylloides* sp., *Stigmaria ficoides* (Sternb.) Brongn., *Trizygia oblongifolium* (Germ. et Kaulf.) Asama, *Calamites cistii* Brongn., *C. sp.*, *Paracalamites stenocostatus* Gu et Zhi, *Annularia stellata* (Schloth.) Wood, *A. sp.*, *Schizoneura sp.*, *Sphenopteridium pseudogermanicum* (Halle) Sze, *Sphenopteris rotunda* Sze, *Pecopteris arbore-scens* (Schloth.) Sternb., *P. candolleana* Brongn., *P. cyathea* (Schloth.) Brongn., *P. huichensis* Hsü, *P. marginata* Gu et Zhi, *P. cf. P. (Asterotheca) orientalis* (Schenk) Pot., *P. yabei* Kaw., *P. sp.*, *Neuropteris ovata* Hoffm., *N. plicata* Sternb., *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeill., *Taeniopteris cf. T. multinervis* Weiss, *T. yernauxii* Stockm. et Math., *Emplectopteris sp.*, *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *C. schenkii* Halle, *Cardiocarpus sp.*, *Rhabdocarpus sp.* and *Radicites sp.* It is a typical Cathysia flora. Most species of them are common in the Taiyuan and Shanxi formations in north China, and some are even only found in the Shanxi and Xiashihezi formations in north China such as *Sphenopteris rotunda*, *Pecopteris marginata*, *P. yabei*, *Odontopteris subcrenulata*, *Taeniopteris yernauxii* and *Paracalamites stenocostatus*, therefore the present flora is considered as late Cisuralian of Permian (Artinskian – early Kungurian) in age.

The new material of Cisuralian flora shows that the distribution of Cathysia flora should extend northward to the Daxinggou district in Wangqing County; and that the boundary between the Cathysia flora and the Angara flora is probably located in a narrow northwestward zone geographically ranged from the Kaishantun of Yanji City – Daxinggou of Wangqing County to the Jiefangcun of Hunchun City – Shiliping of Wangqing County. This is beneficial not only for the study on the boundary between North China Plate and Jiamusi – Mongolia Block, but also for the research on the eastern part of Xar Moron River suture zone in Yanbian area on the paleobotanical basis.

**Key words:** Cisuralian; Cathysia flora; palaeophytogeography; Xar Moron River suture zone; Yanbian area; Northeast China.

**THE HIGHLANDS RIFTING PHENOMENA IN LAKE VAN DOME  
AS A MORPHOLOGICAL PARADIGM AND MODEL SYNTHESIS, EASTERN ANATOLIA  
ACCRETIONARY COMPLEX (EAAC), E TURKEY**

**Toker M.<sup>1</sup>, Krastel S.<sup>2</sup>, Demirel-Schlueter F.<sup>3</sup>, and Demirbağ E.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Istanbul Technical University, Eurasia Institute of Earth Sciences, Ayazağa Campus, 34469  
Maslak-Istanbul/Turkey; tokermu@itu.edu.tr*

<sup>2</sup>*University of Kiel, Leibniz Institute of Marine Sciences, Kiel/Germany*

<sup>3</sup>*Bremen University, Geosciences Department, Bremen/Germany*

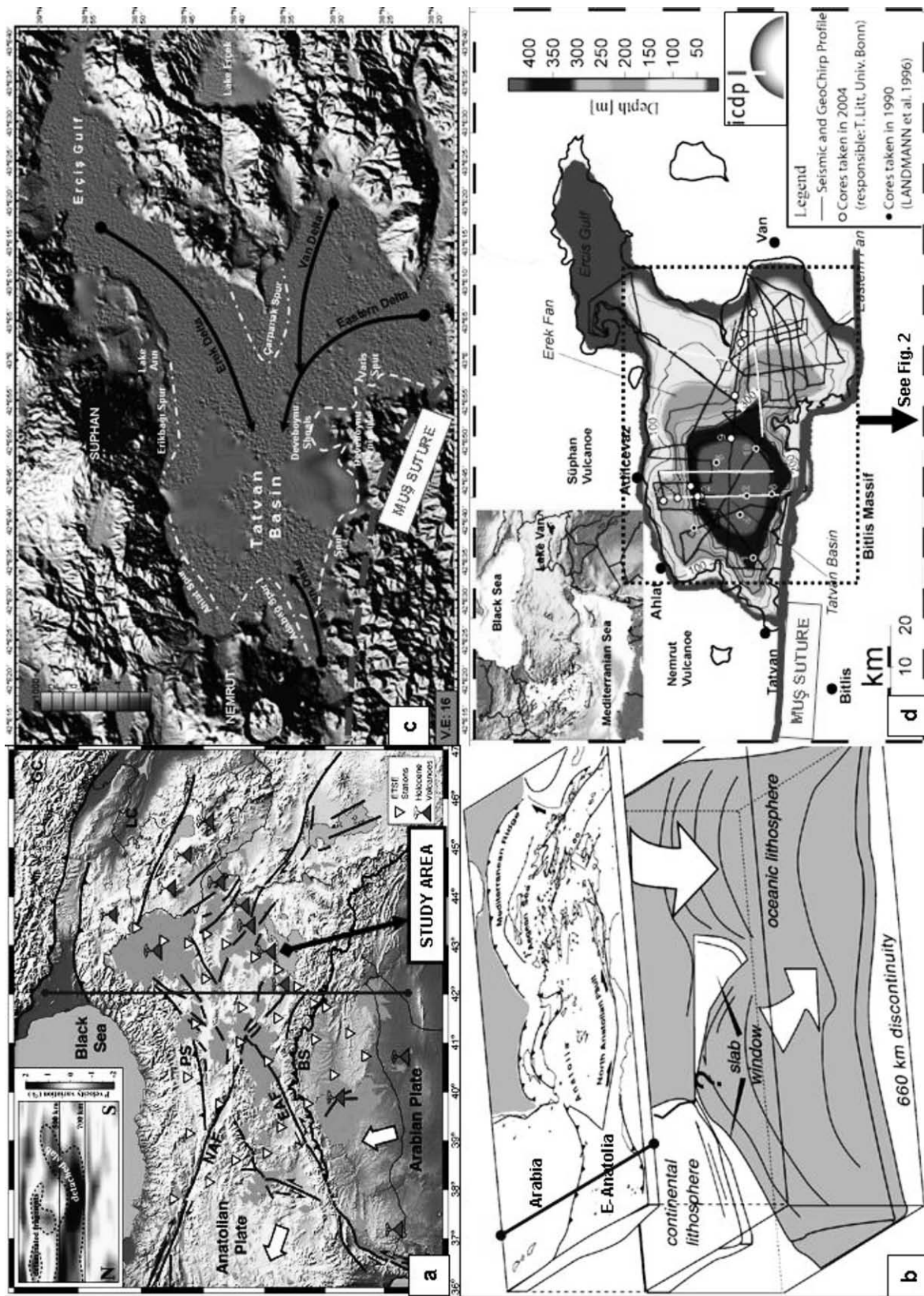
<sup>4</sup>*Istanbul Technical University, Department of Geophysical Engineering  
Ayazağa Campus, 34469, Maslak-Istanbul/Turkey*

The Highlands tectonic patterns are not subduction-generated, at least in the sense of conventional plate-tectonic theory [1] and related magmatism is so concentrated along the spine of the highlands. The zone of magma generation is centered over the highest plateau region-strike to precisely parallel the spine of the collision-generated mountain belt and magmas apparently prefer to intrude the very highest parts. The concentration of magmatism along the axis of the highlands, and the highest part no less, should actually be expected [1]. Because of the tectonic importance placed on the suture complexes, some concepts of this feature are now warranted to clarify its geodynamic significance in Lake Van accretionary wedge basin, Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC), E-Turkey (Fig. 1). This significance views that the focused magmatic belt in Lake Van basin block in EAAC was not generated by steady-state subduction of Arabian plate, but by slab delamination process [8, 4, 10] (Fig. 1a, b). This creates the alkaline source of basalts from intra-plate setting of E-Turkey and several geodynamic enigmas in and around Lake Van basin (Fig. 1c, d). Some models have been also proposed to explain the origin of the magmatism in the highlands [1] and in E Turkey [10].

Tectonics and magmatism in the EAAC highlands (Fig. 1 a) required slab delamination-induced internal events, controlling crustal deformation of accretionary orogeny. These events have strongly dominated in and around Lake Van region during Plio-Quaternary. Tectono-magmatic effects of these events on accretionary complex of E-Turkey and the significance of crustal anisotropies are specifically emphasized by contributing to basin block fragmentation and separation of Lake Van during post-orogenic period (Fig. 1a, c). The surficial effects of slab delamination process are well expressed by anomalous structural development of Lake Van basin placed on in the «highlands» (Fig. 1a, c). The «highlands» mean dome-shaped development of the highest elevation with 2 km centered on orogenesis, as referred to «Lake Van Dome» termed by [10]. This term specifically refers to the thinnest and hottest crustal section dynamically supported by doming hot asthenosphere, also recently termed as «squashy zone» by [10]. Lake Van region directly places on the highest squashy environment, suggesting that the squashy zone is the highlands (Fig. 1a). Doming hot asthenosphere directly underlies the lake and heating of the crust both conductively and from advection by rising magmas is at a maximum rate. The rock strength beneath the lake in the squashy zone is the lowest and seismicity is limited [7]. This phenomenon would explain the perplexing scarcity of seismicity detected in the lake.

Consideration of rifting mechanism and extensional boundary faults in Lake Van along with the structural complexity of its highest morphology may explain, to a certain degree, the post-collisional, intra-plate extensional observations and the derived faults. Seismic structural analysis clearly gives some certain clues about extensional and strike-slip periods and tectonic intensity of rifting, which controls depositional characteristics and structural architecture of lacustrine sequences. Overall sedimentation in Lake Van is strongly interrupted by alternating phases of strike-slip faults, major uplifting (erosion) and downlifting (subsidence) periods. Hence, this study aims to construct the model synthesis of a morphological paradigm in E-Turkey and, thus to clarify the Highlands rifting phenomena in Lake Van Dome by an integration of seismic reflection profiles from Lake Van across a zone of boundary faults (Fig. 1d)





**Fig. 1.** a) Pn tomographic image of E-Turkey from ETSE project, Holocene volcanics and Lake Van basin (Özacar et al., 2008), b) slab delamination and break off model of E-Mediterranean and E-Turkey (Facenna et al., 2006), c) 3D-Model of Lake Van and its morpho-physiography, d) ICDP seismic reflection survey, reflection profiles, core locations and bathymetry. Note that Muş suture is parallel to S-margin of the lake.

and crustal tomographic data (Pn/Sn) [3] (Fig. 1a). This study also focuses on the topic of tectono-magmatic evolution model on the dynamics of the crust-mantle system of Lake Van and thus implicates for extensional, strike-slip and basin-margin weakening events in an accretionary setting of E-Turkey orogeny. Evaluation of tectonic events in the lake considering seismic data leads to conclude the following seismic structural observations.

Multi-channel seismic reflection data with a length of 850 km across the lake (Fig. 1d) is collected by the project proposal program of International Continental Scientific Drilling Program, PaleoVan project, 2004 (ICDP-PaleoVan 2004). Seismic reflection data well shows that W- and S-margins of Lake Van are extensionally faulted with a normal (Fig. 2a-g) and its N- margin, with a compressional component (Fig. 2f), suggesting transpressional N-margin and transtensional W-and S-margins. N- and S-margins are typically shear zones of positive and negative flower structures respectively (Fig. 2f, c, d). Through extensional faults in W- and S- margins, fault-controlled magma extensively propagates and migrates into the deep basin (Fig. 2c-g). Seismic structural interpretation suggests that these margins initially formed as fold/thrust contacts [9], [2] and experienced extensional reactivation and then continued as strike-/oblique-slip faults. This indicates tectonic regime transition from thrusting to extension/strike-slip deformation [5]. Extensional and strike-/oblique-slip faults and magmatic intrusions (Fig. 2c, d, e, g) suggest that oblique-slip deformation in Lake Van Dome, as referred to the highlands section, may intersect lower crustal magma chambers, and passive intrusions occur along pull-apart pathways (Fig. 2c-e) [2]. It seems that extensional and strike-/oblique-slip system is concurrent with the volcanic activity and that the faulting creates pathways for intrusions and focuses the flow of hydrothermal fluids through the fault planes (Fig. 2b-e). It is inferred from Muş suture parallel-S-margin boundary fault that this suture zone is reactivated as normal oblique-slip fault in S-margin (Fig. 2c-g). This distinctive structural episode causes a cumulative dextral normal oblique offset in S-margin of the lake (Fig. 2e). Moreover, strong orographically induced precipitation concentrates erosion along the S- and N- flanks of the lake (Fig. 2e-g). The uplift of coastal highs has greatly increased the sediment supply to the lake, and this in turn can cause a profound change in accretionary patterns of the lake.

It is observed from data that initial extensional and strike-/oblique-slip movements were concentrated in the highlands section of the Lake Van Dome. At this time, the crust directly overlies upwelling asthenosphere, and magma has advected much heat to very shallow depths, even into the sediments. Near the surface, the nature of strike-/oblique-slip motions in the highlands is strongly controlled by the local mechanical anisotropy of the upturned bedding and major high-angle fault zones. Magmas rise from lower crustal chambers or upper crustal pointed stocks commonly by passive intrusion into pull-apart pathways along extensional and strike-/oblique-slip faults in the lake. Concurrent faulting and intrusion had a profound effect on hydrothermal fluid flow and sediment deformation. It is essential to add that, in a section of heterogeneous convergent crust (anisotropic media), extension-controlled magma propagation is concentrated in weak fault zones and along the lake margins that move. This is the case excellently recognized along suture-parallel S-margin, confirming that extensional magma flow is concentrated in pre-existing thrust or suture contacts, recently reactivated (Fig. 2 c-g).

Seismic structural interpretations and critical deformational features of the extensional tectonic events in the Lake Van highlands region guide thinking about their causes, and stimulate consideration with the anomalous evolution of E Turkey high plateau and its accretionary crustal structure as the follows; 1-Extension was localized in Lake Van that had undergone previous crustal thickening. A significant amount of extension in W-and S-margins probably occurred by brittle deformation, then accompanied by ductile deformation. Ductile deformation was synkinematic with extensional magmatism. Extensional and transtensional faults associated with the final stages of extensional slips created several internal sedimentary sub-basins. Initial localized extension within previously thickened Lake Van region clearly suggests that the higher elevation associated with the buoyancy of the thin crust is an important factor, controlling extensional strains within the lake. 2-Extension was accompanied by significant heat





transfer from asthenosphere into the extending crust, particularly the suture zones. 3-Extension was accompanied and followed by alkaline basaltic magmatism, resulted from decompression melting of asthenospheric mantle at shallow depths [8, 10]. This localized in the area of greatest crustal thinning and termed as extensional alkaline magmatism all along Lake Van region.

Lake Van region is anomalous example of a dome-shaped morphological paradigm, and presents the critical evidences of how extensional events can give a clue to both the Highlands rifting phenomena, post-collisional history of E-Turkey and reactivation of accretionary basement. Model Synthesis, associated with the rifting mechanisms effecting Lake Van Dome suggests that, due to delamination, differential shearing movements from normal plate motions are concentrated into the hotter, basal part of the accretionary crust beneath the lake. In this case, the base of the crust should be thought of as a zone across which there is a large strain rate gradient anytime the crust and asthenosphere are moving with respect to one another. The contrast between asthenospheric flow directions and GPS velocity vectors in the lake [3] indicates that the upper crust is detached from the lower crust and behaves independently from below. Given the weakness of the very ductile lower crust beneath the lake, some degree of differential strain between different crustal layers is most likely [1]. All these mainly argue that deformation of crust is likely to be strongly influenced by both rheological (hot/weak accretionary crust) and mechanical layering (intra-crustal accretionary anisotropy). This has led to the suggestion that a weak lower crust may have undergone channel flow, while a brittle upper crust has undergone active deformation under the topographic load of the high plateau. Consideration of shear-wave splitting studies beneath Lake Van (see tomographic data in [3]) along with the mechanical complexities of accretionary crust gives an idea of Muş suture-parallel/oblique mantle flow pattern through dextral transtensional S-margin of lake, and thus effecting tectonic stability of accretionary wedge beneath the lake. It may be considered, at least for S-margin of Lake Van that a short-range flow might have localized or concentrated in and along the W-E-striking major suture discontinuity in S. This is thought to have acted as magma migration channel and interpreted as indicating major rifting event in S-margin.

Briefly, the higher elevation and absent lithospheric mantle is a factor contributing to extension within Lake Van, formed on the thinning site of an accretionary orogen. Removal of the lithospheric mantle beneath it triggered rapid extension in the Plio-Quaternary, this is accompanied by alkaline magmatism and significant input of heat from below into the upper crust. This phase of extension occurred by probably NNW-directed slip on extensional detachments, and by ductile stretching and shear in the same sense and direction, approximately oblique to the orientation of the orogen at this time. Extension was probably accommodated largely by ductile lower crust. The correlation between high topography and extension seems to favour a local source of intra-plate stresses. This favours the idea that asthenospheric upwelling plays a crucial role in the present-day dynamics of the crust-mantle system of Lake Van region. The upwelling of low-density mantle material underneath the crust generates both region-scale uplift and the Highlands tectonic extension in the lake. The squashy zone termed is the enlargement region of this extension. This suggests that the replacement of the slab by hot buoyant asthenospheric material would enlarge the extensional area to include Lake Van region. The considerations above are compatible with a process of active rifting affecting this area. Finally, during post-collisional period, Lake Van shows the rifted dome morphology and extensional magmatism across intra-plate setting, it implies a new paradigm in the Highlands of E-Turkey orogeny, and hence this lake should be considered in a concept of the Highlands dynamics of hot and young accretionary orogens with no mantle lid.

## REFERENCES

1. Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., and McMahon T.P., 2005. Collisional delamination in New Guinea: the geotectonics of subducting slab breakoff. The Geological Society of America. Special Paper. V. 400. iv + 51 pp.
2. Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., and Sengör A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. In: Coward MP, Ries AC (eds) Collision tectonics. Geol Soc Lond Spec Publ. 19: 3-36.



3. **ETSE-project**, 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment-project: The study of a young continent-continent collision, edited by Sandvol, E., Turkelli, N., and Barazangi, M., Geophysical Research Letters. V. 30. N. 24, 8038, doi:10.1029/2003GL018912, 2003.

4. **Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo d.C., Regard V.**, 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters 242 (2006). 85-97, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.046.

5. **Koçyiğit A., Yılmaz A., Adamia S., and Kuloshvili S.**, 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implications for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta 14. 177-195.

6. **Özacar A.A., Gilbert H., Zandt G.**, 2008. Upper mantle discontinuity structure beneath East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. Earth and Planetary Science Letters 269 (2008). 427-435, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.036.

7. **Pınar A., Honkura Y., Kuge K., Matsushima M., Sezgin N., Yilmazer M., and Öğütçü Z.**, 2007. Source mechanism of the 2000 November 15 Lake Van earthquake (Mw = 5.6) in eastern Turkey and its seismotectonic implications. Geophys. J. Int. V. 170. 749-763.

8. **Sengör A.M.C., Özeren S., Genç T., and Zor E.**, 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. Geophys Res Lett 30(24): 8045. doi:10.1029/2003GL017858.

9. **Sengör A.M.C., Görür N., and Saroğlu F.**, 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle K T, Christie-Blick N (eds) Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc Econ Paleont Min Spec Publ 37: 227-264 (in honor of Crowell JC).

10. **Sengör A.M.C., Özeren M.S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A.D., and Kayan İ.**, 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Earth-Science Reviews, Earth-01531. No of Pages 48. Journal homepage: www.elsevier.com/locate/earscirev.

## **МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА И СЕДИМЕНТАЦИЯ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦАХ ПЛИТ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

**Кириллова Г.Л.**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН*

*680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65*

Анализ исследований за последние 15 лет по структуре аккреционных комплексов континентальных окраин, в том числе современных (Барбадос, Каскадия, трог Нанкай и др.), показал, что от общих генерализованных моделей строения аккреционных комплексов исследователи по мере накопления данных переходят к более детальным, учитывающим конкретные условия их формирования [1-7].

Концепция орогении тихоокеанского или кордильерского типа (Dewey and Bird, 1970), предполагающая постепенность орогенических процессов, включая формирование аккреционных комплексов (АК), гранитных батолитов, метаморфических поясов, дополняется, а в некоторых позициях и пересматривается. Многие исследователи на основании точного датирования склоняются к эпизодичности орогенических процессов, хотя причины эпизодичности недостаточно ясны [3-4].

Как второстепенные, но важные составляющие в перечень орогенических процессов включены коллизии микроплит, преддуговых образований, океанических дуг, открытие задуговых бассейнов. Однако, наиболее важной причиной орогении тихоокеанского типа по-прежнему считается субдукция срединно-океанического хребта, в результате которой и происходит значительное увеличение объема континентальной коры за счет переноса гранитных расплавов, образующихся в результате плавления субдуцирующей океанической плиты. Детальными исследованиями АК установлено, что они сложены преимущественно многократно переотложенным «гранитным» материалом и небольшим количеством океанического материала.

За последние годы в Японии в результате микропалеонтологических, геохронологических исследований, а также трехмерного моделирования получены многие количественные параметры, касающиеся размеров АК и их составляющих, периодичности субдукции СОХ под континентальную окраину, эксгумации метаморфических поясов, внедрения гранитных батолитов. На Восточно-Азиатской окраине, как в Японии, так и в России в мезозое выделяется пять главных периодов аккреции:  $T_2$ ;  $J_1$ ;  $J_2$ ;  $J_3-K_1^1$  и  $K_1^2$  и аккреционные комплексы делятся на части

(пояса, зоны), количество которых определяется особенностями стратиграфии океанической плиты и разрешающей способностью микрофауны (интервал одной радиоляриевой зоны обычно составляет 5-7 млн. лет) и др. особенностями.

Много новых данных о строении континентального склона желоба Нанкай в зоне конвергенции Евразийской и Филиппинской плит принесли исследования последних лет [5, 7]. По данным сейсморазведки 3D мощность осадков в преддуговом бассейне Кумано с возрастом 3.65-3.8 млн. лет, с перерывом и несогласием перекрывающем АК с возрастом 5-5.6 млн. лет достигает 2 км. Установлено скольжение возраста этого несогласия вверх по склону на расстояние 20 км от 3.65 до 3.8 млн. лет. Мощность базального горизонта, перекрывающего АК варьирует от 50 до 500 м.

Сейсмостратиграфические границы в разрезе бассейна Кумано наклонены в сторону континента, что обусловлено смещением пластин АК по серии надвигов и образованием поднятий, отгородивших бассейны. Поскольку депоцентр бассейна смещался к континенту, ширина его увеличивалась в этом же направлении от 10 до 30 км. По мере воздымания ограничивающих хребтов в результате активизации движений по надвигам началось формирование крупных оползней и турбидитов 1.65 млн. лет назад. Характерно также появление протяженных поперечных подводных каньонов, поставивших кластический материал с континента, о чем свидетельствует состав обломков. Современный фронтальный АК формируется в нижней части континентального склона у фронтального надвига [5-7].

Полученные данные по структуре кайнозойской и современной континентальной окраины [5-7], а также по хорошо изученным фрагментам юрско-меловой окраины юго-западной Японии [2] способствовали расшифровке структуры мезозойских АК юрско-меловой Восточно-Азиатской окраины.

Наиболее древним из мезозойских АК является Баджалский, сложенный вулканогенно-терригенно-кремнистыми формациями ( $C_1-T_2$ ) с мощными телами известняков, характеризующими «шапки» подводных океанических гор. Ширина его достигает 170 км. Породы комплекса метаморфизованы у края Буреинского массива до зеленосланцевой и частично голубосланцевой (с глаукофаном) фации. По данным японских исследователей [3], зеленосланцевый метаморфизм происходит на 10-20 млн. лет позже, чем субдукция, а эпизоды эксгумации метаморфизованных толщ совпадают с эпизодами субдукции СОХ под континентальную окраину. В данном случае реконструируется субдукция СОХ, разделяющего плиты Фаралон и Изанаги под Буреинскую окраину [4]. Предполагается, что эпизод аккреции имел место приблизительно 230 млн. лет назад (в конце среднего ладина) и это совпадает с пиком метаморфизма [4] и проявлением ранних индосинийских орогенических движений.

Юрский АК (или система) в зависимости от степени изученности подразделяется на ранне-, средне-, позднеюрский и позднеюрско-раннемеловой. На мезозойской континентальной окраине России к юрскому АК относят Бикинский, Самаркинский, Хабаровский, а некоторые исследователи и Баджалский комплексы. Строение юрского комплекса и перекрывающих его образований рассматривается на примере Среднеамурского (Хабаровского) АК, в котором на данной стадии изученности выделяется три тектоно-стратиграфических комплекса. Первый, более древний, имеет хаотическое строение. Ширина выхода достигает 100 км. Расчленение его на более мелкие подразделения практически невозможно. Породы рассланцованы, разлинзованы, расчешуены. По данным японских исследователей, формирование хаотических комплексов маркирует смену режима фронтальной субдукции режимом трансформной окраины. Именно такая ситуация показана на палеогеографических картах для позднеюрского-раннемелового времени. Кремни, базальты, известняки, кремнисто-глинистые породы, туфосланцы встречаются в виде тектонических пластин, линз, олистолитов, погруженных в туфо-глинистый матрикс, возраст которого по радиоляриям определяется как позднеитонский. Возраст пород океанической плиты варьирует от карбона до средней юры. Представляется, что фрагменты «океанического» матери-

ала поступали как востока с океанической плиты, так и с более древних, ранее аккрецированных и в последствии эксгумированных аккреционных комплексов.

Второй тектоно-стратиграфический комплекс формировавшийся, видимо, на континентальном склоне глубоководного желоба, относится к когерентному типу. В нем хорошо сохранилась первичная стратификация. Это так называемая комсомольская серия (поздний титон-валанжин), подразделенная на три части. Нижняя толща представлена алевропелитами, контуритами, турбидитами мощностью 1500 м с фауной бухий и редкими горизонтами мелкообломочных олистостром и небольших блоков кремней, известняков, вулканитов среднетриасового – начала позднеюрского возраста. Средняя толща представлена алевролитами, алевропесчаниками мощностью до 1100 м. В ней найдена обильная фауна бухий, реже иноцерамов и аммонитов, а также остатки растений. Верхняя толща мощностью 700 м сложена разнозернистыми песчаниками, пачками их переслаивания с алевролитами, гравелитами с фауной бухий, обильным растительным детритом, линзовидными прослоями угля, линзами гравелистых песчаников с фауной гастропод и пелеципод возможно речного происхождения. Ширина выхода второго комплекса на поверхность составляет от 100 км на юго-западе в районе г. Хабаровска до 40 на северо-востоке в районе г. Комсомольска-на-Амуре. Скорость седиментации варьировала от 100 до 1000 м/млн. лет. Породы комплекса смяты в складки северо-восточного простирания, местами расланцованы (особенно нижняя часть разреза), нарушены разломами преимущественно сдвигами северо-восточного простирания системы Тан-Лу, а также более поздними (кайнозойскими) субмеридионального, субширотного и северо-западного простирания. Этот комплекс формировался, видимо, в период медленной косо́й субдукции в режиме трансформной континентальной окраины. Активизация сдвиговых процессов имела место в готериве. Главным сдвигом на российской территории был, видимо, Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг. Территория западнее его была приподнята, отложения готерива и баррема там отсутствуют (размыв или отсутствие седиментации).

Третий преимущественно терригенный комплекс, названный А.И. Фрейдиным еще в 60-х годах прошлого столетия ларгасинской серией ранне-позднемелового возраста, формировался после готерив-барремского перерыва с мощной пачкой дебритов в основании. По материалам среднемасштабного геологического картографирования последних лет, он расчленен на жорминскую, силасинскую и утицкую вулканогенно-осадочные толщи.

Подобное же строение имеют и другие юрские АК, разобщенные ныне последующими тектоническими движениями.

Раннемеловой (альбский) аккреционный комплекс объединяет Киселевско-Маноминский океанический комплекс, состоящий из фрагментов базальтов фундамента океанической плиты, островов, увенчанных «шапками» мелководных известняков, и кремней (нижняя юра-готерив), гемипелагических глинистых кремней, кремнисто-глинистых сланцев, туфов и гиалокластитов (баррем-нижний альб). Со среднего альба накапливался вулканогенно-терригенный постааккреционный комплекс, знаменующий прекращение яншанского орогенеза.

Палеомагнитные исследования последних лет свидетельствуют о расположении Киселевско-Маноминского комплекса во время его формирования в районе 14-24° северной широты (Ступина, в печати). Таким образом, подтверждаются и уточняются ранние палеореко́нструкции Б.А. Натальина, выстраивающие разновозрастные АК в латеральные ряды, последовательно нарастившие азиатский континент на 500 км.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ 09-05-00174 и 09-01-ОНЗ-01.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН, 2011. Т. 436. № 1. С. 64-68.
2. Ishida N. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanoshō area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists, 2009. Spec. V. N. 14. P. 375-403.

3. **Isozaki Y.** Jurassic accretion tectonics of Japan // *The Island Arc.*, 1997. N 6. P. 25-51.
4. **Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., & Terabayashi M.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc.*, 1997. N. 6. P. 121-142.
5. **Moore G.F., Strasser M., Kimura G. et al.** Evolution of tectono-sedimentary systems in the Nankai Forearc: A summary of results from NanTroSEIZE drilling and 3D seismic expeditions // *Abstr. Vol. of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010. P. 613.*
6. **Nakae S.** Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, Central Japan // *Bull. Geol. Soc. Japan*, 2006. V. 57. N. 1/2. P. 29-50.
7. **Underwood M.B., Saito S., Kubo Y. et al.** Lithostratigraphic evolution of sedimentary strata entering the Nankai subduction margin of SW Japan: A summary of results from NanTroSEIZE expeditions // *Abstr. Vol. of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010. P. 883.*