

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Вопросы микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 55–69.
2. Беляев С.С., Леин А.Ю., Иванов М.В. Роль метанообразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества // Геохимия. 1981. № 3. С. 437–444.
3. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С. Свободные и серосвязанные биомаркеры в составе битумоида майкопской толщи Азербайджана // Нефтехимия. 2001. Т. 41, № 4. С. 264–270.
4. Дроздова Т.В., Коченов А.В. Об органическом веществе ископаемых костей рыб // Геохимия. 1960. № 8. С. 748–750.
5. Конн М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–26.
6. Леин А.Ю., Иванов М.В. Продукция сероводорода в осадках шельфа и баланс сероводорода в Черном море // Микробиология. 1990. Т. 59, вып. 5. С. 921–928.
7. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М., 1964.
8. Митюшин Н.В., Филонов В.А. Геохимическая связь урана с компонентами рассеянного органического вещества в глинах майкопской толщи (Западно-Кубанский прогиб) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1975. № 2. С. 110–113.
9. Мстиславский М.М., Коченов А.В. Майкопские костные брекчи и гибель рыб в "красных водах" // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 5. С. 1169–1172.
10. Неручев С.Г. Уран и жизнь. Л., 1982.
11. Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В., Лопатин Н.В. Новые данные о биопродуцентах сапропелевого органического вещества "черносланцевых" отложений (в
- связи с формированием их нефтематеринского потенциала) // Горючие сланцы. 1988. № 5/4. С. 356–364.
12. Пименов Н.В., Савичев А.С., Опекунов А.Ю., Барт М.Е. Микробиальные процессы сероводородного заражения водоемов // Природа. 1994. № 8. С. 44–47.
13. Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем олигоцене // Стратигр., геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10–38.
14. Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Маньышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 4. С. 64–80.
15. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Ураново-редкометальные месторождения, связанные с пластовыми концентрациями костного дегрита рыб // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М., 1995. С. 220–222.
16. Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954.
17. Фадеева Н.П. Рассеянное органическое вещество кайнозойских отложений Западно-Кубанского прогиба: Автореф. канд. дис. М., 1973.
18. Халодов В.Н., Недумов Р.И. К вопросу о геохимических критериях сероводородного заражения вод древних водоемов // Изв. АН СССР. 1991. № 12. С. 74–82.
19. Халодов В.Н., Недумов Р.И. К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратигр., геол. корреляция. 1994. Т. 4, № 2. С. 80–90.
20. Saint-Germes M., Baudin F., Bazhenova O. et al. Origine et processus de preservation de la matière organique amorphe dans la Serie de Maykop (Oligocene-Miocene inférieur) du Precaucase et de l' Azerbaïdjan // Bull. soc. geol. France. 2002. Т. 173, N 5. P. 423–436.
21. Wilkin R.T., Artur M.A., Dean W.E. History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite frambooid size distributions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. N 148. P. 517–525.

Поступила в редакцию
18.02.2003

УДК 553.98.061.4(571.1)

Е.Е. Карнишина

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ НЕФТЕНОСНОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (Западная Сибирь)

Нефтеносная баженовская свита Западно-Сибирского бассейна относится к одноименному горизонту, фаунистически обоснованный возрастной диапазон которого варьирует от волжского до волжско-готеривского [6]. Мощность горизонта изменяется от 10–15 м

в центральной части нефтегазоносного бассейна до 600 м на его периферии [4]. Более чем 30-летняя история активного изучения баженовского горизонта многими научно-исследовательскими коллективами свидетельствует о большом разнообразии слагающих его

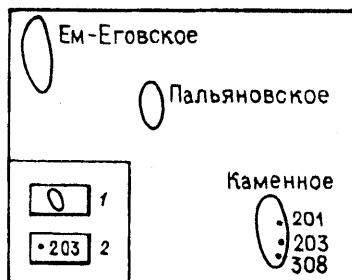


Рис. 1. Обзорная схема рассматриваемых объектов Красноленинского свода:

1 — нефтяные месторождения в баженовской свите; 2 — скважины, по которым изучен керн кремнистых пород

ные свойства. В связи с этим типизация кремнистых пород баженовской свиты имеет самостоятельный интерес.

Баженовская свита в центральной части Западно-Сибирского бассейна представлена черными, коричнево-черными и темно-серыми глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми морскими отложениями мощностью 10—40 м. Их отличительной чертой является высокая углеродистость, обусловленная органическим веществом сапропелевого типа. Количество C_{org} в породах свиты на территории центральной части Западно-Сибирского бассейна составляет в среднем 10% [4]. По окраинам бассейна баженовская свита замещается более светлыми сероцветными возрастными аналогами, обогащенными песчано-алевритовым материалом. Песчано-алевритовые пачки известны также среди отложений баженовской свиты, что с учетом вышеуказанного характерного распределения осадочного материала позволяет интерпретировать эти пачки как следы подводных конусов выноса, установленных, в частности, на ряде площадей Сургутского свода [3].

На Красноленинском своде баженовская свита имеет кремнистый и кремнисто-глинистый состав, содержит прослои карбонатных пород и относится к волжскому ярусу. Она трансгрессивно налегает на терригенные отложения абалакской свиты оксфорда—кимериджа и перекрывается глинами фроловской свиты неокома [1].

На Ем-Еговском, Пальяновском и Каменном месторождениях (рис. 1) глубина кровли баженовской свиты погружается с севера на юг от 2200 до 2450 м. Из трещиноватых коллекторов этой свиты мощностью 25—40 м добывается нефть, дебиты которой достигают 200—350 т/сут.

Рассматриваемые отложения баженовской свиты Ем-Еговского и Пальяновского месторождений охарактеризованы с использованием данных М.Ю. Зубкова [2]. На Каменном месторождении литологические исследования выполнены автором.

Сводный разрез баженовской свиты Ем-Еговского и Пальяновского месторождений состоит из четырех пачек [2], описание которых приводится снизу вверх.

I пачка (12 м) — темно-серые до черных битуминозные глинисто-кремнистые породы с прослойями мергелей в нижней части. В отложениях отмечаются многочисленные отпечатки раковин двустворок, аммонитов, встречаются крючки кальмаров, реже ихтиодетрит. Под микроскопом наблюдаются радиолярии различной степени сохранности.

В составе породообразующих компонентов преобладает биогенный SiO_2 (40%). Глинистое вещество (30%) представлено преимущественно каолинитом. В связи с этим I пачка названа М.Ю. Зубковым "каолинитовой". Доля керогена, количество которого определено расчетным способом по концентрациям C_{org} , составляет около 10%, содержание пирита — 11—12%.

II пачка (2—2,5 м) карбонатная, сложена серыми мергелями и известняками с полураковистым изломом. Доля карбонатного вещества в известняках превышает 60%, SiO_2 составляет около 12%, глинистое вещество — 9, пирит — 6, кероген — 5—6%.

III пачка (3 м) керогеновая, состоит из глинисто-кремнистых пород с повышенным содержанием керогена (до 30—35%). Породы содержат крючки кальмаров, ихтиодетрит и отпечатки аммонитов. SiO_2 составляет в среднем 35%, глинистое вещество — 25—29, пирит — 13—14%.

IV пачка (10 м) керогеново-пиритовая, построена темно-серыми глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, обогащенными ихтиодетритом. Породы в микрослойках толщиной в десятие и сотые доли миллиметра замещены пиритом, составляющим 25—42%. Количество SiO_2 варьирует от 24 до 46%, глинистого вещества — от 16 до 24%, содержание керогена — до 19%.

Отложения IV пачки перекрыты темно-серыми с буроватым оттенком глинами фроловской свиты.

В восточной части месторождения Каменного новый керновый материал был получен в трех скважинах (рис. 1). Отложения этого месторождения изучены в шлифах. Состав пород уточнялся рентгеновскими исследованиями порошков и фракций < 0,002 мм по методике автоматизированного безэталонного анализа с определением содержания рентгеноаморфной фазы. Для рентгеновских исследований использована установка ДРОН-3. Органическое вещество (C_{org}) определялось на экспресс-анализаторе АН-7529.

Максимальный вынос керна на месторождении Каменном составил 8,48 м в скважине 201 (в скважинах 203 и 308 получено 2,95 и 2,36 м керна соответственно). Фрагментарность его выноса обусловлена высокой трещиноватостью кремнистых и кремнисто-глинистых пород, которые соответствуют нижней части баженовской свиты, сопоставляемой с I пачкой сводного разреза Ем-Еговского и Пальяновского месторождений.

Нижняя часть баженовской свиты в скважине 201 месторождения Каменного представлена семью пачками, которые выделены в интервалах отбора керна с учетом данных стандартного каротажа и каменным материалом охарактеризованы частично (рис. 2). Наблюдаемые в керне породы принадлежат к частям крупных морских циклитов, в которых ритмы глинисто-кремнистого состава сменяются вверх по разрезу кремнистыми ритмами. Ритмы состоят из горизонтального чередования — через несколько сантиметров — соответствующих разностей с варьирующими долей порообразующих компонентов. Кремнистые ритмы представлены чередованием опок, отличающихся количеством примеси алевролинистого материала и содержащих в различной степени сохранившиеся остатки створок диатомовых водорослей, раковин радиолярий, фрагменты спикул кремневых губок. Изредка встречаются фораминиферы, отмечаются обломки белемнитов. Породы насыщены тонкодисперсным органическим веществом и интенсивно пиритизированы. Всем разностям присуща трещиноватость преимущественно по плоскостям горизонтального напластования. Системы вертикальных и наклонных трещин устанавливаются микроскопически.

I пачка (0,22 м) сложена тонкополосчатыми черными и темно-серыми глинисто-кремнистыми ритмитами, распадающимися на пластинки толщиной до 1 см. На нижних поверхностях пластинок наблюдаются овальные отпечатки створок раковин с размерами 0,3—0,5 см. Вблизи кровли преобладают темно-серые разности.

II пачка (0,36 м) представлена фрагментарными выходами керна трещиноватых вишнево-коричневых опок и темно-серых глинисто-кремнистых пород с сильным запахом нефти.

III пачка (1,25 м) в нижней половине построена темно-серыми глинисто-кремнистыми ритмитами,

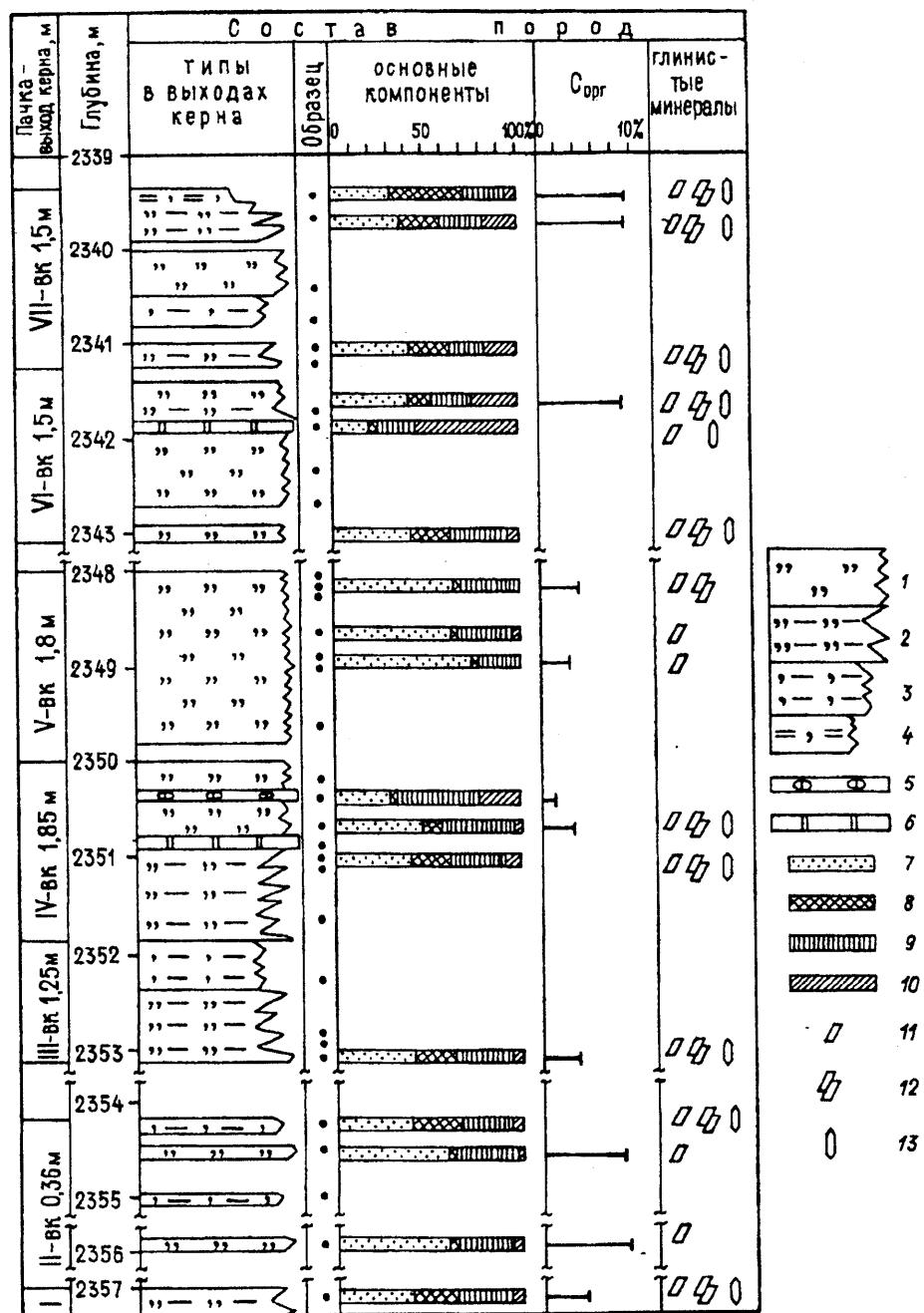


Рис. 2. Литологическая характеристика кремнистых пород баженовской свиты, месторождение Каменное, скважина 201: ритмы: 1 — кремнистые, 2 — кремнистые и глинисто-кремнистые, тонкопереслаивающиеся, 3 — глинисто-кремнистые, 4 — кремнисто-глинистые; прочие типы пород: 5 — фосфатно-кремнистые, 6 — доломиты; основные компоненты: 7 — кремнезем, 8 — глинистое вещество, 9 — рентгеноаморфное вещество; 10 — прочие компоненты; глинистые минералы: 11 — гидрослюды, 12 — смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые, 13 — каолинит

расслоенными через 0,1—0,2 м черными глинистыми опоками. Верхняя половина пачки существенно глинисто-кремнистая.

IV пачка (1,85 м) состоит из нижней подпачки, представленной чередованием темноцветных опок и глинисто-кремнистых образований суммарной толщиной 1,05 м, и верхней подпачки (0,8 м), которая сложена черными кремнистыми ритмитами, в основа-

Таблица 1

Типы кремнистых и кремнисто-глинистых пород
баженовской свиты, месторождение Каменное,
скважины 201 и 203

Типы пород (число образцов)	Количество породообразующих компонентов (мин. — макс., %) среднее			
	кремнезем	глинистые минералы	рентгено- аморфное вещество	прочие компоненты
Опоки "чистые" (10)	45—71 57	2—17 7	20—40 32	1—10 4
Опоки глинистые (3)	42—44 43	12—21 18	24—38 31	4—12 8
Глинисто-кремнистые смешанные (3)	38—40 40	25—35 29	18—27 24	7—8 7
Кремнисто-глинистые смешанные (2)	24—30 27	17—40 29	24—30 27	6—29 17

нии доломитизированными, а в средней части содержащими конкреционный коричневый прослой (6 см) фосфатно-кремнистых пород.

V пачка (1,8 м) кремнистых ритмитов в виде чередования через 0,5—4 см слойков (преобладают слойки толщиной по 2—3 см) коричневых и темно-серых опок. Породы биотурбированы и содержат обломки белемнитов. В верхней части пачки появляются черные радиоляриевые разности опок.

Рассматриваемая пачка наиболее высококремнеземная. По данным рентгеновского анализа, кварц-халцедоновый SiO_2 составляет в опоках 63—71%, доля глинистых компонентов не превышает 4%.

VI пачка (1,5 м) существенно кремнистая, нефтенасыщена. Опоки содержат примесь вторичных сульфатов и в различной степени карбонатизированы, а в средней части пачки замещены доломитом более чем на 50%.

VII пачка (1,5 м) глинисто-кремнистых пород содержит в средней части кремнистые ритмиты (0,4 м) и характеризуется снизу вверх сменой коричневой окраски пород на буро-коричневую, темно-серую и черную. В кровле пачки появляются кремнисто-глинистые породы.

Основные типы пород на месторождении Каменном предста- влены кремнистыми и смешанными кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми разностями. Для первых характерна зеленовато-серая окраска, для вторых — черная и коричневая. В единичных случаях встречены фосфатно-кремнистые породы, известняки, доломиты и цеолитизированные туфопелиты.

Всем типам пород присущи тонко- и микрослоистые, а также линзовидные текстуры.

Породообразующие компоненты кремнистых, глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых пород, по данным рентгеновского анализа, представлены

Таблица 2

Содержание органического углерода ($C_{\text{опрг}}$)
в отложениях баженовской свиты, месторождение
Каменное, скважина 201

№ п/п	Интервал/место отбора (м) от начала керна (нк)	Порода	Нерастворимый остаток породы, %	$C_{\text{опрг}},$ %
1	2340—2344/нк	Кремнисто- глинистая	92,07	8,34
2	2340—2344/0,25	Опока	91,11	8,53
3	2340—2344/1,85	Глинистая опока	90,51	9,34
4	2348—2350/0,17	Опока	96,36	4,09
5	2348—2350/0,95	Опока	96,27	2,73
6	2350—2354/0,38	Фосфатно- кремнистая	47,07	1,27
7	2350—2354/0,63	Опока	86,32	3,29
8	2350—2354/3,2	Опока	94,33	3,93
9	2354—2357/нк	Опока	95,52	2,95
10	2357—2361/нк	Глинисто- кремнистая	95,30	3,79

кварц-халцедоновым кремнеземом, глинистыми минералами, рентгеноаморфным веществом (РАВ) и пиритом. Доля прочих минералов незначительна и может возрастать в случае новообразований и замещений под воздействием вторичных процессов.

По соотношению породообразующих компонентов выделяются опоки ("чистые" и глинистые), глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые породы (табл. 1).

Кремнеземная составляющая имеет преимущественно биогенную природу и кварцево-халцедоновый состав. Среди форменных компонентов преобладают радиолярии. Обычно они присутствуют в виде плохо сохранившихся перекристаллизованных раковин или их дегрита, но отмечаются также остатки хорошей сохранности. Реже встречаются пиритизированные обрывки сетчатых створок диатомовых водорослей и обломки спикул губок.

Терригенный кварц присутствует в виде мелкоалевритовой примеси (несколько процентов) в составе смешанных пород.

Глинистые минералы представлены гидрослюдами (в том числе серицитом), каолинитом и смешанослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми минералами. Последние, вероятно, замещают реликты витрокластов, наблюдавшиеся в виде труднодиагностируемой примеси.

В наиболее высококремнеземных опоках присутствуют только гидрослюды. В других разностях кремнистых пород выявлена полиминеральная ассоциация. В порядке убывания прослеживаются: гидрослюды (+ серицит) — смешанослойные минералы — каолинит.

Рентгеноаморфное вещество состоит из скрыто-кристаллического глинистого, кремнистого и органи-

ческого материала [7]. Количество $C_{\text{опр}}$ превышает кларковое содержание во всех типах рассматриваемых пород и увеличивается вверх по разрезу свиты. Наибольшими значениями $C_{\text{опр}}$ отличаются глинистые опоки (табл. 2).

Определение РАВ позволяет по-новому подойти к оценке минеральных породообразующих компонентов и дает возможность уточнить взаимосвязи между вещественным составом и физическими свойствами отложений [7].

Прочие компоненты представлены прежде всего пиритом, составляющим 1–12%. Он является аутогенным либо связан с наложенным флюидными процессами и наблюдается в глобулярной, микрокристаллической и конкреционной (линзовидной и изометричной) формах. Сюда же относятся такие минералы вторичных процессов, как сульфаты (гипс, барит, ярозит), карбонаты и апатит. При оценке количества этих компонентов в табл. 1 приведены данные для пород, не претерпевших значительных вторичных замещений.

Доля обломочной примеси, представленная полевыми шпатами, среди прочих компонентов незначительна.

Кремнистые породы относятся к “чистым” и глинистым опокам. Под действием вторичных процессов они замещаются фосфатами и карбонатами и оцениваются как измененные разности, рассматриваемые среди прочих типов пород.

Опоки “чистые” имеют биоморфные, реликтово-биоморфные и глобулярные микротекстуры, обусловленные различной степенью сохранности слагающих их радиолярий.

Опоки с биоморфной структурой представлены радиоляриевыми и спонгиевыми разностями.

Опоки радиоляриевые (радиоляриты) сложены на 70–80% перекристаллизованными форменными компонентами (рис. 3, а), среди которых преобладают радиолярии, наблюдающиеся в окружных и овальных сечениях. Реже отмечаются спикулы губок, сетчатые обрывки створок диатомей и фораминиферы. Коли-

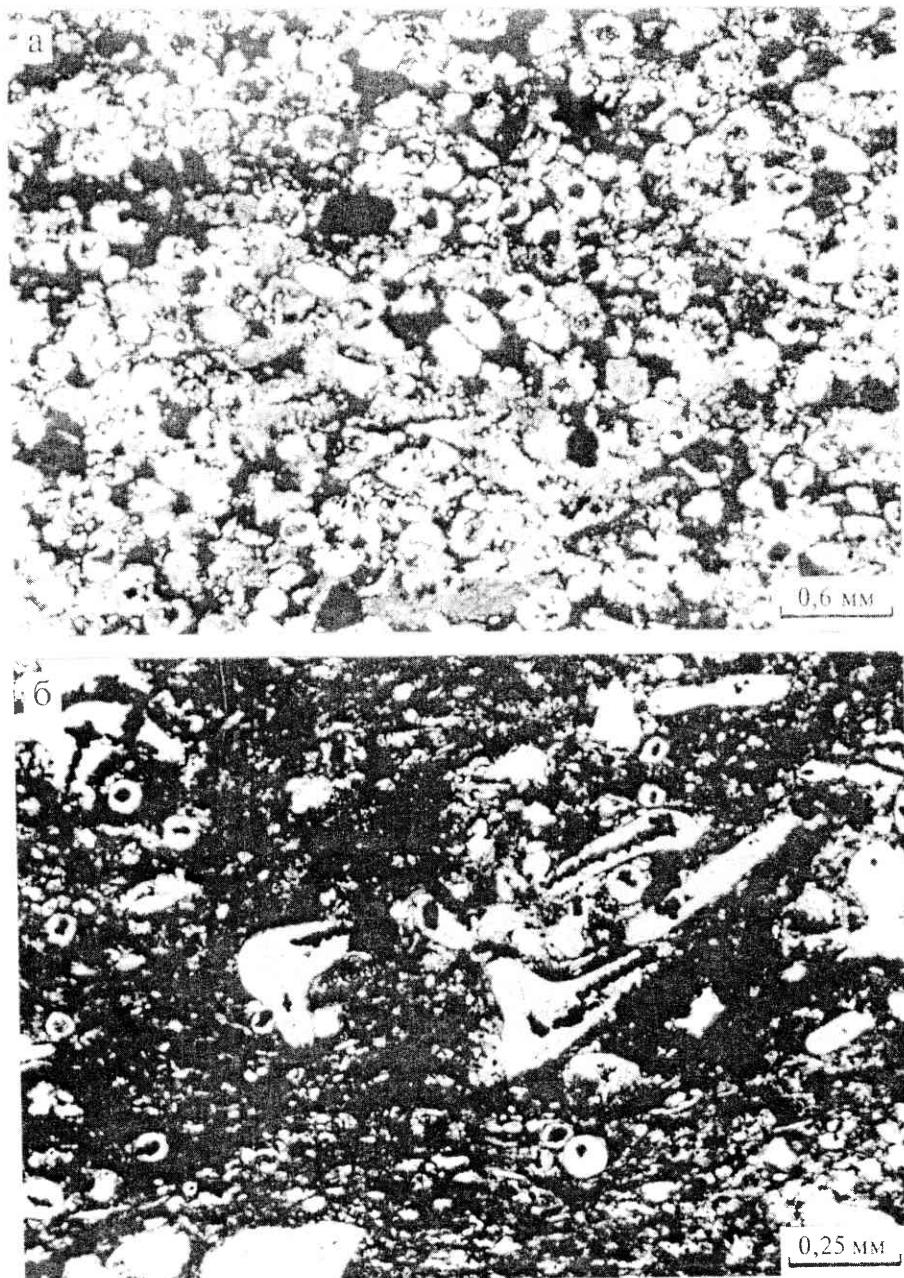


Рис. 3. Опоки с биоморфными микроструктурами, пиритизированные (ник. 1), месторождение Каменное: а — радиоляриевые (скважина 201, интервал 2348–2350 м), б — спонгиеевые (скважина 308, интервал 2449–2456,5 м)

чество биогенного SiO_2 составляет в этих породах 66%.

Округлые сечения радиолярий имеют диаметр от 0,09 до 0,16 мм, размеры овальных сечений — от $0,06 \times 0,09$ до $0,9 \times 0,16$ мм. Полости раковин сложены микрозернистыми кварц-халцедоновыми агрегатами, которые нередко группируются по концентрическим либо радиальным направлениям. Внешние оболочки раковин раскристаллизованы более четко, нежели их полости. Изредка скульптура раковин и их внутреннее строение в достаточной степени сохранены.

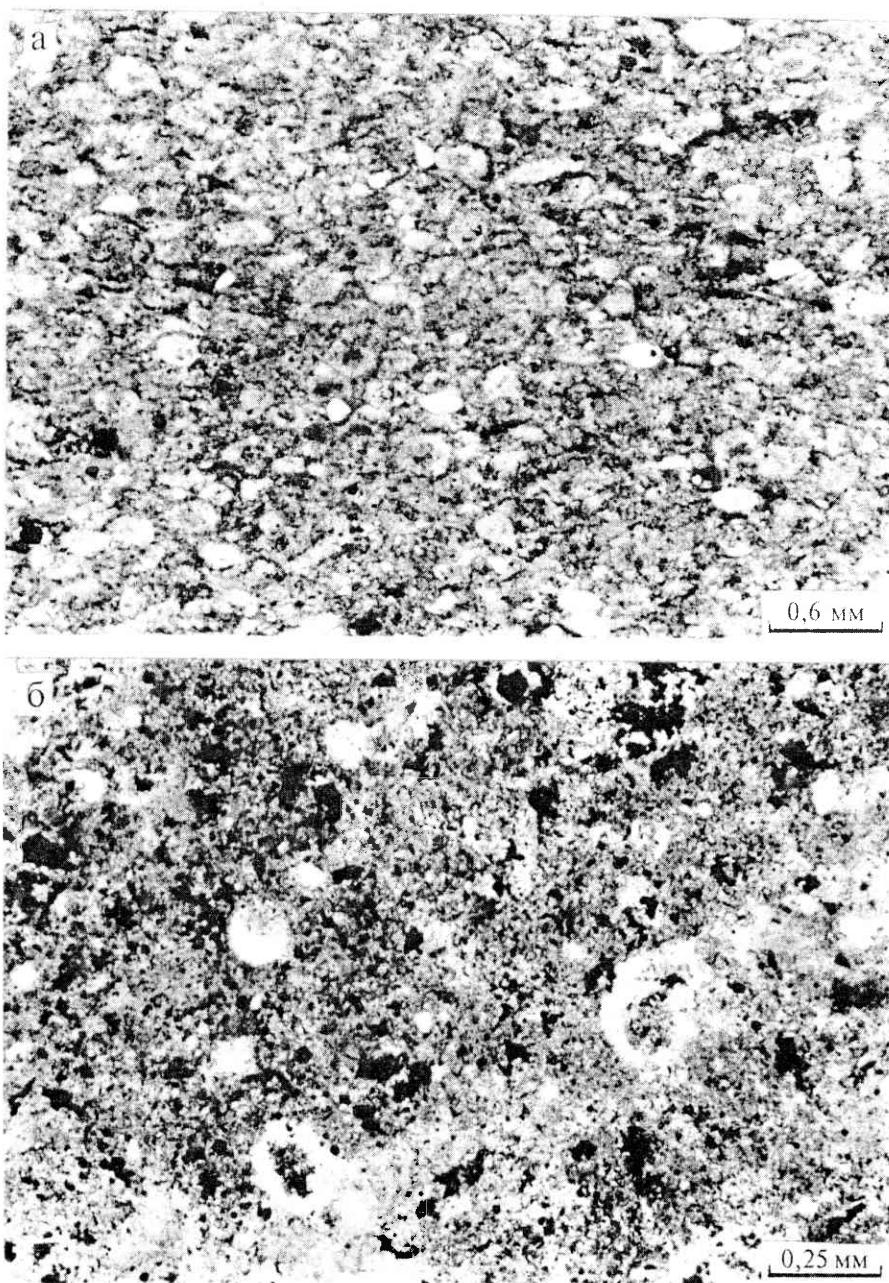


Рис. 4. Опоки с реликтово-биоморфной (а) и глобулярной (б) микроструктурами (ник. 1), месторождение Каменное, скважина 201: а — интервал 2348—2350 м, б — интервал 2354—2357 м

Одноосные спикулы в продольных сечениях достигают $0,09 \times 3$ мм, встречаются также сечения трехлучевого строения. Поры в обломках створок диатомей заполнены глобулами сферолитового халцедона. Многокамерные фораминиферы с размерами $0,08 \times 0,15$ мм построены кремнистыми и карбонатными микрозернистыми агрегатами.

Помимо форменных компонентов встречаются фрагменты раскристаллизованных витрокластов кислого состава, их примесь достигает 5%. Наблюдаются также единичные чешуйки гидрослюд и зерна переотложенного глауконита.

Описанные форменные компоненты, витрокласти и единичные чешуйки слюд бесцветны и прозрачны, а скрепляющий их матрикс, представленный светло-коричневым битуминозным органическим веществом (около 25%), полупрозрачен и изотропен. В этой массе наблюдаются редкие обособления линз ($0,08 \times 0,8$ мм) аморфных фосфатов, возможно замещающих ихтиодетрит, и единичные кристаллы карбонатов. Кристаллы пирита с размерами до $0,04 \times 0,06$ мм содержатся в количестве не менее 2%.

Опоки спонгевые (спонголиты) сложены более чем на 50% одноосными и трехосными спикулами кварц-халцедонового состава, большая часть которых замещена пиритом. Диаметр спикул составляет $0,03$ — $0,05$ мм, размеры их каналов не превышают $0,02$ мм. В заметном количестве присутствуют в виде примеси окремненные крючки (онихиты) белемнитов и кальмаров. Форменные компоненты погружены в алевропелитовый пиритизированный матрикс (рис. 3, б).

Опоки с реликтово-биоморфной и глобулярной микротекстурой являются наиболее высоко-кремнеземными разностями, SiO_2 составляет в них 71%. Биоморфные компоненты (30—40%) аналогичны по видовому составу вышеописанным, но сильнее перекристаллизованы и имеют худшую сохранность скелетов (рис. 4, а). Глобулы (до 50%) замещают полностью раковины радиолярий и фрагменты створок диатомей. Единично отмечены пиритизированные облом-

ки спикул и рыбных позвонков, полости которых выполнены кристаллами апатита. Полуразложенный фосфатизированный ихтиодетрит наблюдается также в виде фрагментов с размерами $0,02 \times 0,28$ мм. Кроме биогенных и глобулярных компонентов встречаются полупрозрачные витрокласти в количестве до 10%. Межформенное пространство заполнено кварц-халцедоновым агрегатом (около 10%).

Опоки с глобулярной микротекстурой сложены соответствующими кварц-халцедоновыми компонентами (80%) с диаметром от $0,04$ до $0,08$ мм, содержат редкие радиолярии и пиритизированные обломки

створок диатомей (рис. 4, б). Среди прочих компонентов отмечается примесь единичных мелкоалевритовых зерен кварца, встречаются витрокласти, переотложенный глауконит. Межформенное пространство построено полупрозрачным изотропным веществом кремнисто-глинистого состава. Порода равномерно насыщена глобулами пирита (1–2%), ее отдельные компоненты частично карбонатизированы.

По данным рентгеновского анализа, биогенный кремнезем в таких опоках составляет 45–56%, РАВ колеблется в пределах 34–40%.

Опоки глинистые под микроскопом бурые, полупрозрачные, с редкими слабодвупреломляющими участками. Породы обладают ламинитовой микротекстурой, которая обусловлена чередованием через 0,05–0,08 мм кремнеземных дегритово-глобулярных и кремнисто-глинистых линзовидных слоек.

В кремнеземных слоях помимо глобул наблюдаются реликты диатомей, размеры этих компонентов составляют 0,02–0,04 мм. Глобулы по периферии карбонатизированы в виде прерывистых выделений кристаллов кальцита с размерами до 0,005 мм. Кремнисто-глинистые слойки содержат чешуйки серицита.

В основной микрослоистой массе рассеяны мелкоалевритовые зерна кварца (около 3%), встречаются витрокласти, переотложенный глауконит. Глобулярный пирит равномерно насыщает глинисто-кремнистую массу.

Количество кремнезема стабильно — 42–44%, глинистого вещества содержится 12–21%. В его составе преобладают гидрослюды, на втором месте — смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы, есть примесь каолинита, изредка отмечается хлорит.

Кремнисто-глинистые породы характеризуются глобулярно-чешуйчатой пелитовой микротекстурой (рис. 5). Бурая полупрозрачная основная масса импрегнирована пиритом и составляет 60–70%. Кремнеземные глобулы (около 20%) достигают в диаметре 0,04 мм, изотропны и фиксируются лишь по слабодвупреломляющим халцедоновым оболочкам. Зерна кварца (5%) и чешуйки серицита (5%) имеют мелкоалевритовые размеры. Встречаются фрагменты пиритизированных фораминифер, фузинизированный растительный дегрит, переотложенный глауконит.

Прочие типы пород: фосфатно-кремнистые породы образуют конкреционный прослой (6 см), описанный в скважине 201 (верхняя часть интервала 2350–2354 м).

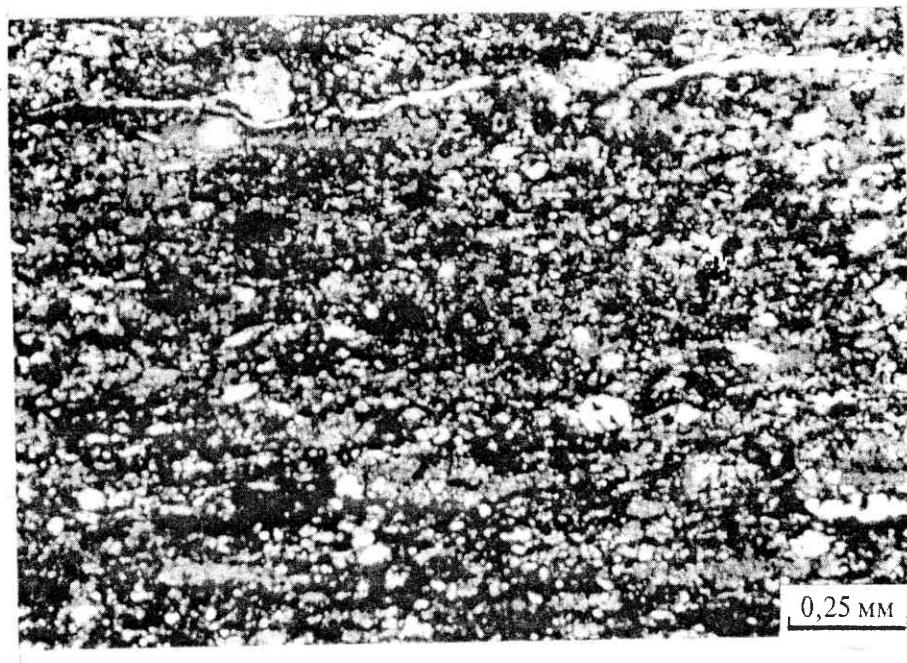


Рис. 5. Кремнисто-глинистые породы (ник. 1), месторождение Каменное, скважина 201, интервал 2340–2344 м

Эти образования имеют глобулярно-сгустковую микротекстуру (рис. 6, а), обусловленную соответствующими светло-коричневыми изотропными фосфатно-кремнистыми компонентами (80–85%) с преобладающим диаметром 0,004–0,006 мм, иногда их размер достигает 0,1 мм. Полости глобул обычно не структурированы, изредка отмечается их радиальное строение. На фоне этой изотропной массы видны относительно крупные перекристаллизованные радиолярии (5–7%) с диаметром 0,2 мм. Встречены также единичные карбонатизированные спикулы, кости рыб, сетчатые створки диатомовых водорослей, замещенные кристаллами апатита с размерами до 0,02×0,028 мм, и сгустки аморфных фосфатов с диаметром 0,1 мм. Межформенное пространство заполнено фосфатными глобулами с диаметром до 0,008 мм и апатитом (рис. 6, б, в). По данным рентгеновского анализа, преобладающим компонентом в описанных породах является РАВ (48,9%), включающее скрытокристаллическое и аморфное фосфатно-кремнистое и органическое вещество. Кремнезем составляет 34,7%, апатит — 16,4%.

Известняки микрокомковатые наблюдались в виде брекчированных, частично огипсованных и пиритизированных фрагментов в зоне разлома, выявленного в интервале 2317–2320 м скважины 203.

Цеолитизированные туфопелиты установлены также в вышеупомянутой зоне разлома. Это сильнотрещиноватые зеленовато-серые породы с реликтовой вулканокластической микротекструктурой. Их основная масса замещена кристаллически-чешуйчатым агрегатом вторичных минералов, среди которых установлены характерные для метасоматических процессов об-

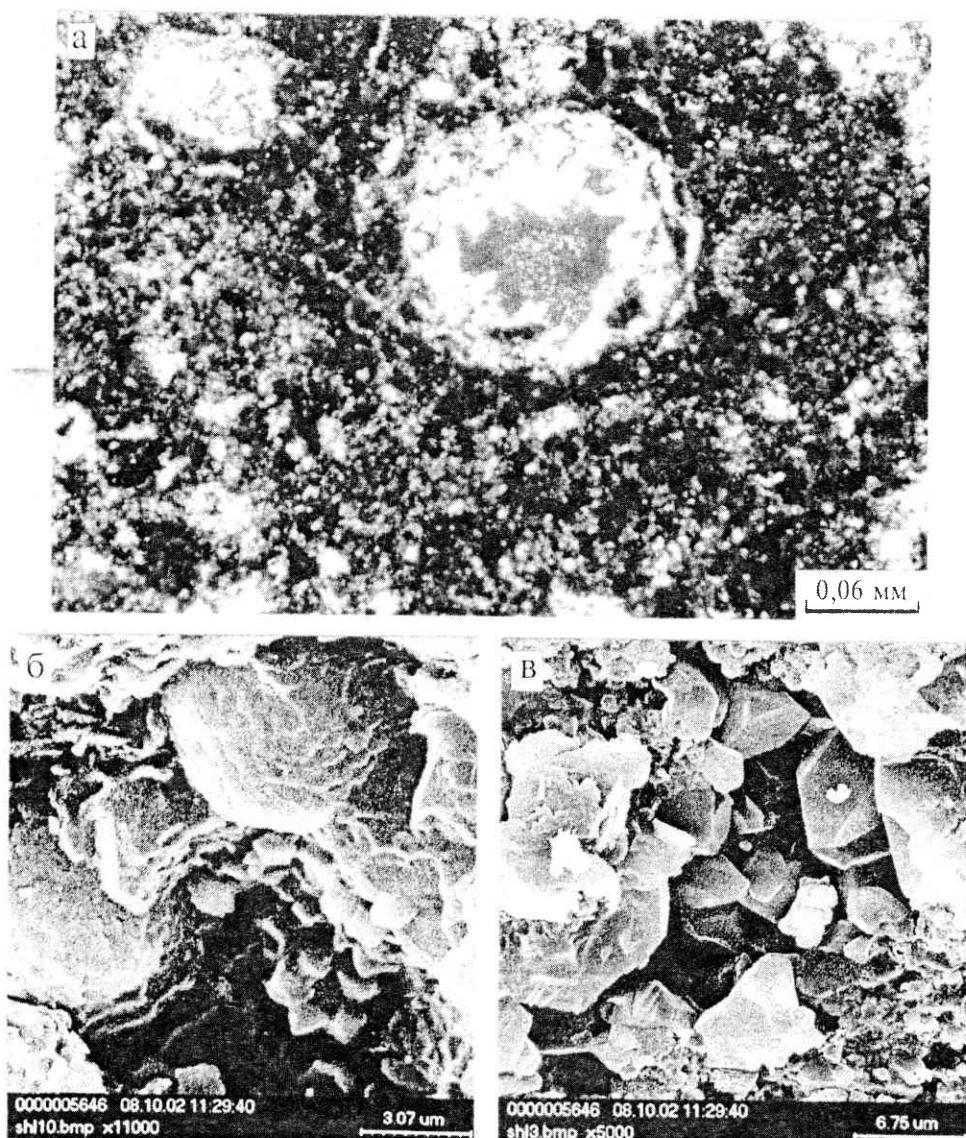


Рис. 6. Фосфатно-кремнистые породы с кристаллами апатита в полости радиолярии, месторождение Каменное, скважина 201, интервал 2350–2354 м: *а* — шлиф (ник. 1); *б*, *в* — РЭМ (*б* — глобулярная микроструктура, *в* — кристаллы апатита)

разования: монтмориллонит (7–10%, в том числе натриевый) и клиноптилолит (12%). Незначительно выражены также следы огипсования (1%).

Вторичные доломиты образуют единичные прослои (до 0,1 м) в толще кремнистых нефтенасыщенных пород скважины 201 (интервалы 2350–2354 и 2339–2344 м). Они являются продуктом замещения исходного биогенного вещества кремнисто-фосфатного состава. Об этом свидетельствуют реликтовые глобулярные образования с диаметром до 0,08 мм, сложенные в центральной части желто-коричневой изотропной гомогенной массой этого вещества, а также многочисленные реликты крючков (до 0,1×0,25 мм)

занные, вероятно, с проявлением эксплозивного субсинхронного вулканизма. Гидрофильные компоненты, разбавляющие кремнеземный материал, снижают коллекторский потенциал глинисто-кремнистых пачек.

4. В результате постседиментационных преобразований кремнеземная биогенная составляющая пород баженовской свиты приобрела халцедон-кварцевый состав. В совокупности с карбонатизацией вторичные изменения кремнистых пород способствовали формированию массивных трещинных резервуаров нефти.

кальмаров и белемнитов, редкий ихтиодетрит. Большая часть этих компонентов замещена равномерно-кристаллическим доломитом, правильные кристаллы которого достигают размеров 0,025×0,04 мм.

Выводы. 1. Нижняя часть баженовской свиты сложена относительно глубоководными пластовыми биогенными кремнистыми образованиями — опоками и смешанными глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми разностями, обогащенными органическим веществом, количество которого достигает 9,3%.

2. Опоки формировались в условиях слабого влияния выносов пелитового глинистого материала из зоны шельфа. С пачками этих пород связаны наиболее высококремнеземные трещиноватые нефтенасыщенные коллекторы и прослои кавернозно-трещиноватых вторичных доломитов.

3. Глинисто-кремнистые породы образовались в условиях периодического разбавления биогенного кремненакопления глинистым материалом. С пачками этих пород ассоциируют туфопелиты, свя-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь. СПб., 2000.
2. Зубков М.Ю. Литолого-петрофизическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1821–1836.
3. Минченков Н.Н., Кропотова Е.П., Федорцов И.В. и др. Сейсмостратиграфическая модель образования опесчанистых разрезов баженовской свиты на Сургутском своде // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Пятая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 229–235.
4. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири. М., 1987.
5. Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / Ред. Н.А. Крылов. М., 1980.
6. Решение V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1991.
7. Шлыков В.Г., Харитонов В.Д. К методике количественного рентгеновского анализа минерального состава грунтов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2001. № 2. С. 129–140.

Поступила в редакцию
18.02.2003

УДК 552.48 (512)

А.А. Маракушев, Сан Лонкан, А.В. Бобров, Джоу Хэнвен, Лю Фу

ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЛОГИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА СУЛУ В ВОСТОЧНОМ КИТАЕ

Введение. Восточно-Китайский орогенный гнейсово-мigmatитовый пояс Сулу, содержащий фрагменты интрузивов эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов, образует восточное обрамление Сино-Корейского кратона (рис. 1) и является частью глобальной складчатой докембрийской структуры, обрамляющей Азиатский континент. Изучение складчатых эклогитовых комплексов Китая в сопоставлении с Максютовским и Кокчетавским эклогитовыми комплексами на территориях России и Казахстана коллективом русских и китайских исследователей проводится с 1997 г. при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, а также Государственного бюро иностранных специалистов и Государственного фонда естественных наук (ГФЕН) Китая [2, 3, 14].

Однако до последнего времени (2002 г.) наши работы были сосредоточены на пояссе Даби, неохваченным оставался эклогит-перидотитовый складчатый пояс Сулу (рис. 1), без которого работы на китайской территории оставались незавершенными. Поэтому в октябре 2002 г. Китайским университетом геологических наук (China University of Geosciences) была организована экспедиция на Сулу с охватом его представительных объектов и ознакомлением с результатами проводящегося там бурения перидотит-эклогитовых складчатых комплексов двумя скважинами глубиной 2050 и 550 м [17, 27]. В результате выявлены более ясные взаимоотношения между эклогитами, гранатовыми пироксенитами и пироповыми перидотитами, чем прослеживаются в естественных обнажениях и в

карьерах по добыче серпентинитов как огнеупорного сырья.

Проведенные нами на Сулу исследования осветили новые аспекты геологической истории Восточно-Китайского орогенного пояса, которые невозможно было установить, ограничившись изучением складчатого пояса Дабешань. Благодаря более глубокой эрозии складчатых формаций Сулу в его пределах обнажаются залегающие в мигматитах фрагменты огромных массивных дунит-перидотитовых интрузивов (Худжиалин, Сулушоу—Хушучегу, Вейхай и др., рис. 1). Аналоги таких дунит-перидотитовых массивов отсутствуют в обнаженной части пояса Дабешань. Перидотиты в нем входят только в полосчатые комплексы с эклогитами и клинопироксенитами (Бисилин, Маову, рис. 1), такие полосчатые комплексы встречаются и в пояссе Сулу (Янкоу, рис. 1).

Таким образом, возникла проблема установления генетических взаимоотношений массивных дунит-перидотитовых плутонов и полосчатых ультрамафитовых интрузивов Восточно-Китайского складчатого пояса, рассматриваемая ниже на примере Сулу.

Массивные дунит-перидотитовые плутоны и полосчатые эклогит-ультрамафитовые комплексы

В складчатом пояссе Сулу благодаря его глубокой эрозии обнажена область далеко зашедшей гранитизации и мигматизации ультрамафитовых комплексов, представленных только фрагментами интрузивов. Однако они дают достаточную информацию о грандиозности их первоначальных размеров и первичном кон-