

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТониКИ
И ГЕОДИНАМИКИ ПРИ ОНЗ РАН

СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ

*4-е Янинские чтения,
посвященные 100-летию
со дня рождения
академика А.Л. Янина*

Материалы молодежной конференции

9-11 ноября 2011 года

Москва
ГЕОС
2011

УДК 55(082)

ББК 26.326

ISBN 978-5-89118-557-9

СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ. М.: ГЕОС, 2011. – 268 с.

В материалах молодежной конференции «4-е Яншинские чтения; современные вопросы геологии», посвященной 100-летию со дня рождения академика А.Л. Яншина, представлены научные сообщения молодых ученых, аспирантов ВУЗов и научных институтов по широкому кругу актуальных проблем тектоники, стратиграфии и литологии.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект № 11-05-06832-моб_г и целевой программы Президиума РАН «Поддержка проведения научных школ молодых ученых».

Редакционная коллегия: *Вишневская В.С., Гаврилов Ю.О., Дегтярев К.Е.* (ответственный редактор), *Катков С.М., Кузьмичев А.Б., Rogov M.A., Соколов С.Д., Шлезингер А.Е., Хуторской М.Д.*

На обложке: береговые обрывы палеозойских толщ мыса Кибера (Чукотка). Фото С.М. Каткова.

© Коллектив авторов, 2011

© Геологический институт РАН, 2011

© ГЕОС, 2011

С.О. Андрушкевич
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ
РЫБ В УРЖУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕРМИ
ВОСТОКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Саратовский Государственный Исследовательский Университет
им. Н.Г. Чернышевского; kpf.stalker@mail.ru

S.O. Andrushkevich
GENETICAL NATURE OF FISH LOCALITIES
IN THE URZHUMIAN (PERMIAN) DEPOSITS
OF THE EAST OF THE VOLGA-URAL ANTECLISE

Saratov State Research University (SSU) n. N.G. Chernyshevsky,
e-mail: kpf.stalker@mail.ru

Настоящее сообщение посвящается исследованию генетических типов пермских местонахождений Сундырь-1, Ишеево и Кичкас, содержащих кости акул и лучеперых рыб поднеуржумского возраста. Мне представилась возможность принимать участие в изучении и раскопках ископаемых позвоночных (тетрапод и рыб) в местонахождении Сундырь-1 (Республика Марий-Эл) во время полевых работ 2010 г в составе экспедиции Палеонтологического института РАН под руководством старших научных сотрудников В.К. Голубева, А.А., Куркина и В.В. Буланова [1, 2]. Таксономический состав и генетическая природа последнего местонахождения были выявлены в коллективной работе 1992 года А.В.Миних с соавторами [6].

Местонахождение Сундырь-1 было открыто А.Ю. Березиным в 1997 году на южном берегу Чебоксарского водохранилища у устья реки Сундырь-1 (см. фото). Здесь, в крутом береговом склоне обнажена тридцатиметровая толща коренных пород пермского возраста. Местонахождение насыщено разнообразными ископаемыми органическими остатками: кроме костей рыб и тетрапод здесь были обнаружены раковины беспозвоночных – остракод, конхострак и, реже, двустворчатых моллюсков.

Разрез слагают терригенные породы, представленные преимущественно субгоризонтально переслаивающимися алевролитами и глинами, на разных уровнях включающими две линзы песчаников и песков. Вмещающие линзы слои имеют наклонное залегание (с запада на восток) под углом 10–15° и осложнены небольшими (от 0,6 до 0,2 м) современными сбросами.



Фото оползневого обрыва у устья реки Сундырь, вид с воды

В нижней части обнажения наблюдаются выходы бурых и желтовато-серых среднезернистых полимиктовых песков, общей мощностью 12 м, содержащих прослои буровато-серых конгломератов до 0,4 м по мощности в верхней части слоя. Конгломераты состоят преимущественно из галек местных пород – глинистых, реже известковых галек и песка; цементом является кальцит. В них обнаружено большое количество ископаемых остатков рыб, реже тетрапод, присутствуют обломки двустворчатых моллюсков. Большинство костей рыб захоронились на месте обитания; кости тетрапод, вероятно, были вынесены в зону разгрузки водного потока. Выше залегает пачка пестроцветных глин (15 м), содержащая прослои светло-серых и белых мергелей и крупные линзы и прослои бурых песков, мощностью до трех метров, и небольшой по мощности (0,2 м) прослой крепких конгломератов серого цвета. В ее подошве, на контакте с песками, в красновато-бурых глинах был обнаружен почти полный скелет тетраподы, а также разрозненные кости тетрапод, рыб и раковины двустворчатых моллюсков. Редкие кости тетрапод и рыб встречаются и несколько выше – в прослое конгломератов и в глинах.

Большинство остатков рыб мне удалось обнаружить в раскопе конгломератов, залегающих в кровле песков, в 11 м выше уреза воды. Рыбы представлены челюстными зубами и ихтиодорулитами акул, которые удалось определить автору настоящего сообщения, используя литературные источники. Сравнение этих шипов и зубов с описаниями таковых в литературных источниках показало, что они наиболее близки к роду и виду *Xenosynechodus egloni* Gluckman, описанному в 1980 году Л.С. Гликманом [3] из местонахождения Ишеево, расположенного в

правобережье Волги в Татарстане. Местонахождение это содержит богатый комплекс тетрапод позднеуржумского возраста (верхи средней перми), изучаемые научными сотрудниками ПИН РАН [4].

Близкий таксономический состав ихтиофауны был выявлен А.В. и М.Г.Миних [5, 6] в местонахождении Кичкасс в Оренбуржье. Из рыб в нем, кроме ксеносинеходусов присутствуют акулы *Lissodus bigibbus* A.Minich. Из лучеперых выявлены боковые и брюшные чешуи высокотелых лучеперых *Kargalichthys efremovi* Minich и *Platysomus biarmicus* Eichwald, отмечены фрагменты чешуйного покрова *Lapkosubia tokense* A.Minich и других рыб. Это дистальный конец спинного плавникового шипа *Discordichthyidae* gen. indet, боковые чешуи *Uranichthys* sp. и *Strelinia* sp., окатанные и, скорее всего, перебитые из более древних (позднеказанских) отложений, обломки чешуй *Platysomus* (?) *bashkirus* Minich и *Kargalichthys* (?) *pritokensis* Minich (определения А.В.Миних). Наибольшая доля костного материала в местонахождениях Сундырь-1 и Кичкасс принадлежит остаткам лучеперых рыб (примерно 70 %), остальные кости (практически неокатанные) принадлежат акуловым рыбам, что позволяет нам таксономически их сопоставлять.

Наблюдения за залеганием пластов и линз горных пород в Сундырском местонахождении, распределение костей рыб (в разрозненном виде) в конгломератах и в песках позволяют предположить, что данное местонахождение можно отнести к дельтовому генетическому типу по классификации В.П.Твердохлебова [8, 9], а захоронение произошло в осадках кочующего русла дельтового рукава. Такие захоронения, по его мнению, характерны для дельтовых образований, широко развитых на востоке европейской России.

Несколько иной тип захоронения ископаемых животных наблюдается в местонахождении Кичкасс в Оренбуржье на юго-востоке Русской плиты [5, 6]. Проведенные здесь палеоэкологические, минералого-геохимические и электронно-микроскопические исследования различных слоев, содержащих кости рыб, показали, что генезис пород здесь несколько отличается от наблюдавшихся в Сундырском разрезе.

Захоронения в Кичкасском местонахождении происходили в более разнообразных осадках по составу: здесь встречены разрозненные кости акул, лучеперых рыб, тетрапод и остракод, которые наблюдались в ракушняковых банках и небольших по мощности пластах, сложенных порою целиком из створок двустворчатых моллюсков (ракушечниках), а также в алевролитах и в костеносных известняках. Мое внимание привлекло захоронение рыб в известняках, так как здесь присутствовали довольно редко встречающиеся в пермских образованиях региона крупные фрагменты скелетов акул. Рыбы, представленные многочисленными

отпечатками и скелетами (или их фрагментами) лучеперых и акуловых рыб, захоронены в Кичкассе часто в сдавленном с боков виде, в глинистых кокколитовых известняках совместно с целыми створками двустворчатых моллюсков, остракод и отпечатками листовой флоры хорошей сохранности. Анализ всех перечисленных данных позволил мне согласиться с исследователями А.В. и М.Г. Миних [7] сделать заключение, что Кичкасское захоронение произошло в опресненной лагуне крупного эпиконтинентального среднепермского морского бассейна на заключительной стадии его развития при относительно спокойном гидродинамическом режиме.

Таким образом, выявленный комплекс ихтиофауны в местонахождении Сундырь-1, по акулам тождественен известному из Ишеево и весьма близок по таксономическому составу лучеперых и акул к КичкаССкому. Таксономическое тождество позволяет проводить прямые стратиграфические корреляции этих местонахождений друг с другом и отнести время их образования к верхней части уржумского яруса. Выявленные фациальные особенности вмещающих отложений рассмотренных местонахождений позволяют отнести их к последовательному генетическому ряду прибрежно-дельтовых и лагунно-морских образований, характерных для уржумских отложений средней перми востока Волго-Уральской антеклизы.

Литература

1. Андрушкевич С.О. Акулы из пермских отложений южного побережья Чебоксарского водохранилища и их значение для стратиграфии // Материалы XXII Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов «Геологи XXI века». Саратов, 5-7 апреля. Саратов: СГУ, 2011. С. 18-20.
2. Буланов В.В. Новые находки тетрапод в разрезе лимитотипа северодвинского региояруса верхней перми Восточной Европы у села Монастырское (Татарстан) // Материалы V Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения Владимира Прохоровича Амалицкого (1860-1917). Москва, 22-23 ноября. М.: ПИН РАН, 2010. С. 53-56.
3. Гликман Л.С. Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 156 с.
4. Ивахненко М.Ф., Голубев В.К., Губин Ю.М., Каландадзе Н.Н., Новиков И.В., Сенников А.Г., Раутиан А.С. Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1997. 216 с.
5. Миних А.В., Миних М.Г. Ихтиофауна перми Европейской России. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. 244 с.

6. Миних А.В., Миних М.Г., Погуца Т.И., Гоманьков А.В. Тафономические исследования местонахождения Кичкасс в позднепермских медистых песчаниках // Материалы по методам тафономических исследований / Кулева Г.В., Очев В.Г. (ред.). Саратов: Изд-во СГУ, 1992. С. 108-120.

7. Миних А.В., Миних М.Г., Янкевич Д.И. Палеогеографическая интерпретация тафономии основных местонахождений ихтиофауны средней и верхней перми Европейской России // Изв. Саратовского ун-та. Серия «Науки о Земле». 2009. Т. 8. С. 22-30.

8. Твердохлебов В.П. Генетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон. Классификация. Атлас текстур. Саратов: Издательский центр «Наука», 2011. 112 с.

9. Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И. Дельты внутриконтинентальных позднепермских водоемов и основные местонахождения тетрапод // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. №2. С. 20-25.

М.И. Багаева

**НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ
ВЕРХНЕГО БЕРРИАСА (ЗОНА *FAURIELLA BOISSIERI*)
ЗАВОДСКАЯ БАЛКА (ФЕОДОСИЯ, КРЫМ) В СВЯЗИ
С ОБОСНОВАНИЕМ НОВОГО МАГНИТНОГО
СУБХРОНА M16n1r**

Саратовский государственный университет им Н.Г. Чернышевского (СГУ), Саратов,
e-mail: багаевامي@rambler.ru

M.I. Bagaeva

**NEW PALEOMAGNETIC DATA OF THE UPPER
BERRIASIAN (*FAURIELLA BOISSIERI* ZONE)
OF ZAVODSKAYA BALKA SECTION (FEODOSIA,
CRIMEA) IN CONNECTION WITH THE SUBSTANTIATION
OF A NEW MAGNETIC SUBCHRON M16n1r**

Saratov State University (SSU), Saratov, e-mail: багаевامي@rambler.ru

В 2009 г. было проведено магнитостратиграфическое опробование разреза зоны *Fauriella boissieri* (верхний берриас) «Заводская балка» в карьере по добыче глин, расположенном на юго-западной окраине Феодосии [1]. В связи с плохой обнаженностью и ограниченным количеством времени, верхи разреза оказались охарактеризованными ориентированными образцами весьма фрагментарно. В 2010 г. этот недостаток был

ликвидирован в результате повторного палеомагнитного опробования разреза «Заводская балка» (рис. 1).

В общей сложности разрез оказался охарактеризованным ориентированными штуфами с 83 стратиграфических уровней. Каждый штуф впоследствии распиливался на 3–4 кубика с ребрами 2 см, которые подвергались стандартному комплексу лабораторных палео- и петромагнитных исследований: измерениям магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности, магнитным чисткам температурой и переменным магнитным полем, магнито-минералогическому анализу. Измерения магнитной восприимчивости велись на приборе MFK-1B (кап-пабридж), остаточной намагниченности – на спин-магнитометре JR-6.

В результате проведенного компонентного анализа в большинстве образцов были выделены характеристические компоненты намагниченности (ChRM), проекции которых обнаружили явную тенденцию к обособлению во втором и четвертом квадрантах стереопроекции (рис. 2). Направления ChRM, группировавшиеся в северо-западных румбах нижней полусферы, интерпретировались нами как отражение прямой (N) полярности, а концентрирующиеся в юго-восточном секторе верхней полусферы – обратной (R) геомагнитной полярности. По результатам компонентного анализа были построены палеомагнитные колонки (рис. 1).

В пользу древней природы ChRM свидетельствуют следующие наблюдения, критерии и результаты тестов:

1. Направления ChRM не совпадают с вектором перемагничивания современным геомагнитным полем (рис. 2)

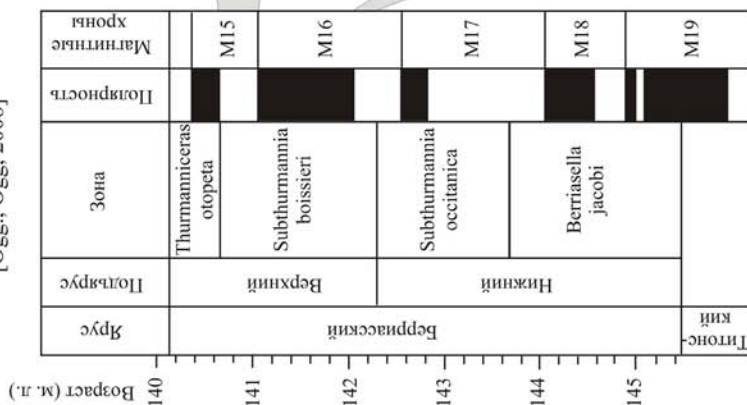
2. В разрезе выделены направления ChRM как прямой, так и обратной полярности.

3. Знак магнитной полярности не зависит от литологии и вариаций петромагнитных параметров.

4. Тест инверсий положителен для выборки образцов с наименьшим размером ферромагнитных зерен (угол между средними направлениями векторов прямой и обратной полярности близок к 180°) (табл. 1, рис. 2), но отрицателен для всей совокупности образцов и для выборки образцов с большим размером зерен (рис. 2). Вероятно, причиной отрицательного теста инверсии для выборки образцов с большими размерами ферромагнитных зерен является характерная для этих образцов анизотропия магнитной восприимчивости [1, 2].

5. Разрез «Заводская балка» принадлежит к той же двуюкорной свите, к которой относятся опробованные ранее разрезы верхнего титона – нижнего берриаса в Двуюкорной бухте и на мысе Святого Ильи на южной окраине Феодосии [3, 4]. Средние направления, соответствующие прямой полярности, по всем разрезам значимо не отличаются (табл. 1).

Магнитохронологическая шкала
[Ogg., Ogg, 2008]



Стратотип берриаса (Франция)
[Galbrun, 1985]

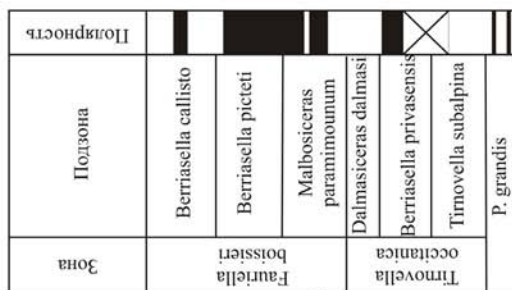


Рис. 1. Корреляция берриаса-валанжина Восточного Крыма (Заводская балка, Султановка) с магнитохронологической шкалой [Ogg, Ogg, 2008] и стратотипом берриаса (Франция) [Galbrun, 1985]. Условные обозначения: 1- прямая полярность, 2-обратная полярность, 3-отсутствие данных о полярности, 4-линии палеомагнитной корреляции (пунктиром – предполагаемая корреляция)

Таблица 1

	Полярность	D	I	k	a95	n
Все образцы	N-	346,7	43,4	10,54	7,1	42
	R-	135,6	-45,9	8,07	9,7	31
Образцы с наименьшим размером ферромагнитных зерен	N-	337,6	43,2	12,20	8,3	27
	R-	138,3	-44,1	7,83	13,2	18
Образцы с наибольшим размером ферромагнитных зерен	N-	3,0	41,9	10,82	12,2	15
	R-	131,6	-48,2	7,97	15,7	13
(Печерский, Сафонов, 1993)	N-	344	51	70	5.3	10

Примечание: средний размер ферромагнитных зерен в образце оценивался по отношению магнитной восприимчивости к остаточной намагниченности насыщения.

6. Согласованность магнитополярных колонок феодосийского разреза и стратотипа берриаса во Франции [7] (рис. 1).

Важным результатом проделанной работы стало выявление в пределах субзоны прямой полярности (аналога хрона M16n) микрозоны обратного знака. Первоначально узкий интервал обратного знака был обнаружен в 2009 г., по образцам с двух стратиграфических уровней (рис. 1), что было недостаточно для его обоснования в качестве магнитозоны. Детальное исследование этой же части разреза в 2010 г. подтвердило наличие здесь микрозоны обратного знака по образцам с четырех стратиграфических уровней (рис. 1). Подобная микрizona на том же биостратиграфическом уровне (подзона *Malbosiceras paramimounum* зоны *boissieri*) была выделена ранее по четырем образцам в стратотипе берриаса во Франции [7] (рис. 1).

В связи с обоснованием микрозоны обратного знака внутри аналога хрона M16r в разрезе «Заводская балка» по образцам, в общей сложности с шести стратиграфических уровней, и ее прослеживанием в удаленных разрезах (от Крыма до Альп), предлагается ввести в общую магнитохронологическую шкалу субхрон M16n.1r и дать ему название «Феодосия». Новый субхрон актуален в качестве дополнительного признака для идентификации магнитных хронов (что особенно важно в условиях сложной знакопеременной полярности, характерной для берриаса–валанжина) и изохронного репера для региональных и глобальных корреляций.

Востребованность в современной стратиграфии подобных субхронов «Бродно» и «Кысуца» (в хронах M19n и M20n, соответственно), включенных в магнитохронологическую шкалу ранее [8], весьма высока [3, 5, 6, 9].

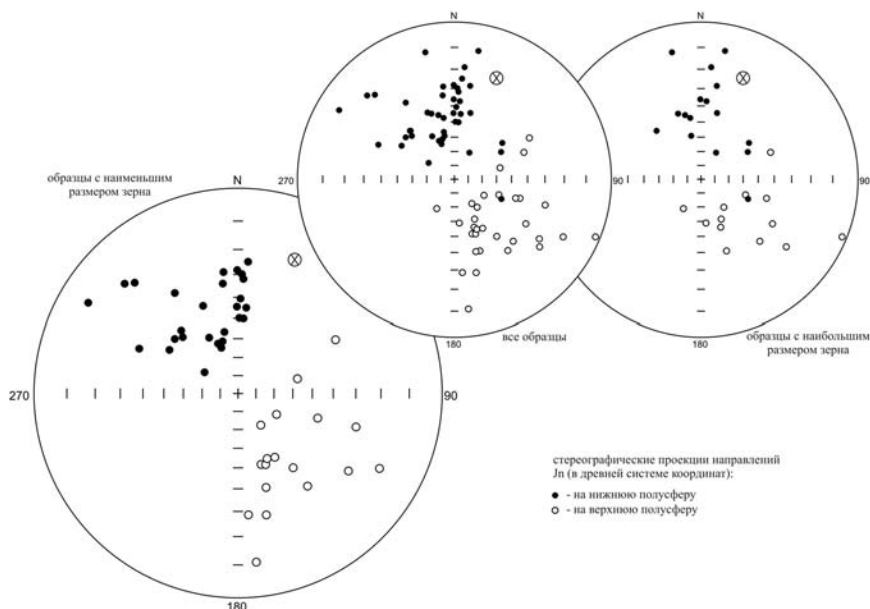


Рис. 2. Стереографические проекции *ChRM* (в древней системе координат)

Литература

1. Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Перминов В.А., Ямпольская О.Б. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса “Заводская балка” (Восточный Крым, Феодосия) // Вестник СПбГУ. 2010. Геология. География. Серия 7. Вып. 2. С. 3-16.
2. Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. Результаты исследований анизотропии магнитной восприимчивости титона-берриаса Горного Крыма // Материалы пятого Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (23-28 августа 2010 г., Ульяновск) / Ред. Е.Ю. Барабошкин, И.В. Благовещенский. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 63–66.
3. Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Багаева М.И., Барабошкин Е.Ю., Перминов В.А. Магнитостратиграфическая корреляция границы юры-мела Западной Европы и Горного Крыма // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии (18-21 апреля 2011): в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Новосибирск: ИГТ СО РАН, 2011. С. 71-74.
4. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.

5. Хоша В., Прунер П., Захаров В.А., и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63–76.

6. Channell J. E. T., Casellato C. E., Muttoni G., Erba E. Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic–Cretaceous boundary interval // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. V. 293. P. 51–75.

7. Galbrun B. Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V.74. P. 130-136.

8. Ogg J., Ogg G. Late Jurassic (139-169 Ma time-slice). 2008 // URL: http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf.

9. Pruner P., Housa V., Oloriz F., Kostak M., Krs M., Man O., Schnabl P., Venhodova D., Tavera J.M., Mazuch M. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) // *Cretaceous Res.* 2010. V. 31. P. 192–206.

А.А. Белова¹, А.В. Рязанцев¹
КОМПЛЕКСЫ РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО
ОКРАИННОМОРСКОГО БАСЕЙНА В СТРУКТУРЕ
ПАЛЕОЗОИД ЮЖНОГО УРАЛА

¹Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: belova_a@bk.ru

Существующие реконструкции палеоструктурного ряда для ранне-среднедевонских комплексов Южного Урала подразумевают существование океанического бассейна, отделявшего пассивную окраину Балтии от внутриокеанической Магнитогорской островной дуги. Однако отсутствие информации о присутствии в складчатой структуре уралид каких-либо комплексов пород, которые могли бы быть сформированы в этом бассейне, позволяли предполагать, что данный бассейн был полностью поглощен в ходе субдукции. Проведенные авторами исследования показали, что фрагменты данного бассейна все же сохранились в современной структуре.

На Южном Урале, в пределах меланжа Присакмаро-Вознесенской зоны и в структуре краевых аллохтонов (Сакмарского и Кракинского) установлено присутствие фрагментов тектонических покровов, представленных кремнисто-базальтовыми толщами ранне-среднедевонского возраста. Полоса распространения кремнисто-базальтовых комплексов располагается между структурами края ВЕП и площадями распростра-

нения островодужных вулканитов. Эти толщи структурно и стратиграфически не связаны с девонскими островодужными комплексами Магнитогорской мегазоны. Тектонически они сближены с батинальными кремнистыми и кремнисто-терригенными комплексами склона и подножья пассивной окраины. Рассматриваемые комплексы состоят достаточно мелкие тектонические блоки и линзы, они интенсивно деформированы и часто тектонически перемешаны с другими комплексами. Нарушенные стратиграфические разрезы данных толщ неизвестны, так же отсутствуют стратиграфические соотношения с более древними и молодыми образованиями.

В пределах Присакмаро-Вознесенской и Кракинской зон тектонические пластины кремнисто-базальтового комплекса в обеих зонах имеют сходное структурное положение. Они располагаются между породами палеоконтинентального сектора, на которые они надвинуты, и офиолитами лерцолитового типа (фрагменты субконтинентальной литосферной мантии). В обеих зонах комплексы пород сходны по составу и строению разреза, и по находкам конодонтов охватывают интервал, отвечающий эмсскому и эйфельскому ярусам. Сходство этих образований определено тем, что Присакмаро-Вознесенская зона является корневой для аллотонных комплексов Кракинской зоны.

В Присакмаро-Вознесенской зоне кремнисто-базальтовый комплекс выявлен в двух районах, в пределах ее северного и центрального сегментов. В северном (Миндяк-Нуралинском) сегменте, который протягивается от широты г. Миасса на севере до широты д. Аскарово на юге, представлена система тектонических пластин. В узкой (6–8 км) полосе между метаморфическими породами зоны Уралтау на западе и нижне-среднедевонскими вулканитами Западно-Магнитогорской зоны на востоке, с запада на восток выделяются следующие структуры и комплексы:

1. Тектоническая пластина бурых песчаников, алевролитов и желто-серых кремней, отделенная от рифейских кварцитов и кварцито-сланцев зоны Уралтау метаморфизованными серпентинитами. В кремнях к северо-востоку от дер Кирыбино найдены многочисленные лоховские и перетолженные раннесилурийские конодонты.

2. Следующая тектоническая пластина сложена кремнисто-базальтовым типом разреза. Она представлена узкой (200–300 м) линзой, протяженностью около 2 км, сложенной зелеными афировыми базальтами с линзами серых кремней и седиментобрекчий и обломками кремней и алевролитов. В северной части пластины кремни в одной точке содержат *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegler) эмсского яруса, а в другой - *Polygnathus trigonicus* Bisch. et Ziegler, *Panderodus* sp., *Belodella* sp. поздней эйфельского уровня. Представленная здесь кремнисто-базальтовая

толща выделена нами как абсалямовская, по расположенной восточнее дер. Абсалямово. Фрагменты этой толщи в сходном структурном положении прослеживаются на юг и обнаружены в районе дер. Бурангулово, Кубагушево, Утяганово.

3. Структурно выше, на базальтах, залегает тонкая (10–15 м) пластина кремней, в которых найдены конодонты *Hamarodus sp.*, *Periodon cf. grandis bellus* (Moskalenko) позднего ордовика. Фрагменты этой толщи присутствуют южнее в виде мелких блоков в серпентинитовом меланже. В районе дер. Бурангулово в блоке серых кремней найдены верхнеордовикские конодонты.

4. Наиболее высокое структурно положение занимает тектоническая пластина, сложенная офиолитовыми массивами лерцолитового типа – Нурали, Тетламбет, Миндяк и серпентинитовыми меланжами. Типичным для меланжей этой пластины является присутствие гранатовых ультрамафитов и амфиболитов.

Другим районом, где удалось выявить кремнисто-базальтовый тип разреза, является Абзелиловский район, центральный сегмент Присакмаро-Вознесенской зоны. Кремнисто-базальтовая толща здесь имеет тектонические контакты с другими комплексами. В районе дер. Ишкильдино и Утяганово к востоку от кварцито-сланцев зоны Уралтау распространены базальты с линзами карбонатов и кремней, серпентинитовые меланжи с блоками гранатовых амфиболитов. В структуре присутствуют вулканиты ордовикского, раннесилурийского и раннедевонского возраста, которые трудно расчленить на площади вследствие их слабой обнаженности, интенсивной дислоцированности и метаморфических преобразований.

В районе дер. Утяганово и Ишкильдино в обрывах р. Большой Кизил обнажаются афировые серо-зеленые базальты с редкими маломощными линзами (до 0,2 м) битуминозных карбонатов и тектонизированных кремней. Общая видимая мощность базальтовой толщи 200 м. К северу от дер. Ишкильдино базальты содержат прослои плитчатых радиоляритов с конодонтами *Pandorinellina sp.*, *Ozarkodina sp.*, *Panderodus sp.* (D₁) [1]. Условно мы сопоставляем эти образования с абсалямовской толщей. Хотя не исключаем, что кремни слагают тектонические клинья и относятся к разрезу залегающего выше тектонического покрова. К нижнему девону эта толща отнесена при геологическом доизучении площади Ю.Г. и О.Ю. Князевыми (2006). По их данным она охарактеризована конодонтами раннего эмса. На базальтах залегает тектонический покров с кремнями, которые содержат конодонты интервала D₁l-D₁ems [1, 3]. В структуре покрова кремнистая толща перекрывается граувакками зилаирской свиты (D₃fm). Восточнее залегает тектонический покров, по

составу слагающих его комплексов принадлежащий Западно-Магнитогорской зоне. В основании разреза покрова залегают туфогенно-осадочные и карбонатные породы рыскужинской толщи (D_{1p-e}), перекрывающиеся вулканогенными толщами нижнего—среднего девона.

В Кракинской зоне кремнисто-базальтовый комплекс слагает мелкие тектонические блоки в структуре тектонического покрова, сложенного серпентинитовым меланжем. Этот покров перекрывается аллохтонами офиолитов. Структурно ниже серпентинитового меланжа, залегает тектоническая пластина, сложенная кремнисто-терригенными палеозойскими комплексами.

Присутствие в ряде мест Кракинской зоны среднедевонских кремней переслаивающихся с базальтами было установлено ранее [8, 9]. Авторами изучен фрагмент структуры с кремнисто-базальтовым типом разреза на восточной окраине дер. Хамитово на берегах р. Кага. На восточной окраине дер. Хамитово выходы вулканогенно-кремнистого разреза располагаются между массивами ультрабазитов, которые находятся к северу и к югу. На залесенном пространстве обнажаются две толщи. Одна представлена переслаивающимися серыми кремнями, кремнистыми алевролитами, алевролитами, редко кремнеобломочными гравелитобрекчиями с видимой мощностью до 200 м. Другая толща представлена зелеными афировыми подушечными базальтами, с прослоями и пачками серых кремней и кремнистых алевролитов (300 м). Вблизи контакта толщ породы рассланцованы и контакт их, скорее всего тектонический. Залегания пластов крутые. В кремнисто-терригенной толще нами найден *Icriodus sp.*, определяющий девонский возраст толщ. По-видимому, кремнисто-терригенная толща представляет фрагмент разреза нижнего аллохтона и относится к хуторской толще.

В середине участка обнажается небольшой тектонический клин, сложенный комплексом параллельных диабазовых даек с габбро в скринах. Породы даек по составу идентичны базальтам кремнисто-базальтовой толщи. Это дает основание предполагать, что кремнисто-базальтовый и дайковый комплексы представляют собой верхний элемент разреза офиолитовой ассоциации. В кремнях, расслаивающих базальты кремнисто-базальтовой толщи найдены конодонты *Polygnathus sp.*, *Pandorinella steinchornensis steinchornensis*, *Icriodus sp.* Найденные конодонты свидетельствуют об эмском возрасте толщ.

В 8 км ниже по течению р. Кага от пос. Хамитово, на правом берегу наблюдаются скальные выходы кремней среди серо-зеленых афировых базальтов. Кремни серые слоистые, углы падения субвертикальные. В кремнях найдены эйфельские конодонты *Polygnathus trigonicus Bisch. et Ziegler*. Полученные данные свидетельствуют в пользу того, что в

Межкрайних покровов присутствуют кремнисто-вулканогенные толщи ранне- и среднедевонского (эйфельского) возраста. По составу и возрасту эти толщи коррелируются с абсальмовской толщей Присакмаро-Вознесенской зоны.

Вулканиды в районе дер. Хамитово принадлежат к базальт-адезибазальтовой толеитовой серии с натровым типом щелочности ($K_2O = 0,1-1,2\%$, $Na_2O = 1-5\%$). Для вулканидов характерны повышенные значения Al_2O_3 ($14,6-18,3\%$) и TiO_2 ($1,1-2\%$). Нормативный состав пород, пересчитанный по методу CIPW содержит гиперстен и диопсид, встречаются как кварц- так и оливин-нормативные разности. Магнезиальное число пород варьирует от 54 до 59. На дискриминантной диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ фигуративные точки составов тяготеют к границе полей базальтов COX и толеитов островных дуг. Линия нормированного тренда распределения редкоземельных элементов демонстрирует обогащение ЛРЗЭ, отношение La_n/Yb_n варьирует от 1,2 до 4,4. Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, демонстрируют обогащение крупноионными литофилами и выявляют максимумы по K, Pb и незначительные минимумы по Ta, Sr.

Схожими петро-геохимическими характеристиками обладают раннедевонские вулканиды, распространенные в районе дер. Абсальмово. Они так же принадлежат к базальт-адезибазальтовой толеитовой серии, $K_2O = 0,1-2,5\%$, $Na_2O = 1,3-4,7\%$. Для них характерно повышенное содержание TiO_2 ($1,2-2,2\%$). Магнезиальное число пород варьирует от 49 до 59. Спектры распределения РЗЭ демонстрируют обогащение ЛРЗЭ ($La_n/Yb_n = 2,1-3,1$). Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, выявляют обогащение КИЛ и максимумы в содержании K, Pb, U и минимумы Sr.

Среднедевонские вулканиды района дер. Утяганово представлены базальтами толеитовой серии ($K_2O = 0,1-0,5\%$, $Na_2O = 2,6-3,9\%$) с повышенным содержанием $TiO_2 = 1,8-2,1\%$. Магнезиальное число пород варьирует от 51 до 57. По геохимическим характеристикам данные вулканиды несколько отличаются от описанных выше. Для них характерно незначительное обеднение ЛРЗЭ и небольшой Eu минимум, что хорошо видно на спектрах распределения ($La_n/Yb_n = 0,8$). На мультиэлементных спектрах тренд показывает небольшое обеднение крупноионными литофилами, однако содержит крупную положительную аномалию в содержании Cs, что вероятнее всего связано со вторичными преобразованиями пород. Помимо этого на спайдерограммах присутствуют минимумы по K и Sr.

В Сакмарской зоне комплексы окраинного бассейна слагают тектонические покровы, перекрывающие породы палеоконтинентального сектора (кремнистый разрез акчуринской свиты, сформированный на

склоне и подножье континентальной окраины) или микститовые горизонты. На вулканыты тектонически надвинуты островодужные комплексы ордовика и кремнистые породы девона.

В структуре аллохтонов Сакмарской зоны к рассматриваемому типу кремнисто-вулканогенных комплексов относится ишмуратовская свита. На площади распространения девонских вулканитов часто присутствуют тектонические клинья разновозрастных кремней, не имеющих отношения к вулканогенному разрезу. Ишмуратовская свита (D_2ef_2) представлена базальтами и расслаивающими их яшмами. Стратотипический район распространения свиты, к северо-востоку от дер. Ишмуратово в бассейне руч. Тунеряк, имеет очень сложную структуру. Здесь структурно ниже граувакк зилаирской свиты (D_3fm) и подстилающих кремней (S)- D_{1-3} , слагающих тектонический покров, располагается система тектонических покровов, сложенных вулканитами нижнего кембрия, кремнями акчуринской свиты (D_{1-2}), серпентинитовым меланжем, вулканитами и яшмами ишмуратовской свиты. Тектонические покровы разделяются олистостромами. Дислокации тектонических покровов обусловили присутствие линз (тектонических клиньев) разновозрастных кремней в полях распространения девонских вулканитов. Сложная структура участка обусловила появление стратиграфической схемы, согласно которой вулканиты ишмуратовской свиты на разных уровнях расслаиваются олистостромами, а так же кремнистыми горизонтами с конодонтами от эйфельского по границу живетского и франского ярусов [2, 4, 6]. Находки авторами в кремнистых пачках среди эффузивов, помимо нижне-среднедевонских конодонтов, так же конодотов фаменского яруса, позволили говорить, что на данном участке к разрезу ишмуратовской свиты принадлежат лишь базальты и горизонты (около 3–5 м) красных яшм, реже серых кремней, в которых известны находки верхнеэйфельских конодонтов [5, 7]. Отнесение других кремней, так же как и полимиктового олистострома к разрезу свиты не обосновано.

В структуре района дер. Ишмуратово выделяется ряд частных антиформ, в ядрах которых обнажаются серпентинитовые меланжи. На восточной периклинали одной из антиформ, протягивающейся в широтном направлении к северу от выс. 401,6 и на выс. 416,6 серпентинитовый меланж перекрывается полимиктовым олистостромом с глыбами базальтов и обрывками пластов серых пражско-эмских кремней. На олистостроме залегает тектонический покров серо-зеленых базальтов (ишмуратовская свита), в которых в 2–5 м выше подошвы протягивается пласт мощностью 3–5 м красных параллельнослоистых кремней. Из кровли пласта собраны многочисленные отпечатки конодонтов, среди

которых определены *Polygnathus* cf. *trigonicus* Bisch et Ziegl., *Tortodus* cf. *kockelianus australis* (Jackson) верхнего эйфеля.

Фрагмент покрова базальтов, расслоенных красными кремнями изучен авторами в 1 км к востоку от дер. Ишмуратово, вслед за В.А. Масловым с коллегами [5]. Здесь красные слоистые кремни, окруженные базальтами, слагают ядро антиклинали. Площадь их выходов не превышает 50 кв. м. Авторам удалось обнаружить несколько отпечатков, в т.ч. *Polygnathus* ex. gr. *linguiformis* Hinde среднедевонского возраста. По данным предшественников [5] здесь обнаружены *Polygnathus trigonicus* Bisch. et Ziegler., *P. robusticostatus* Bisch. et Ziegl. Таким образом, этот комплекс начинает свое распространение с зоны *australis* верхнего эйфеля.

Вулканиты ишмуратовской свиты принадлежат дифференцированной базальт-андезитовой умеренно-высоко титанистой ($TiO_2 = 1,3-1,9\%$) серии с переходными характеристиками между известково-щелочной и толеитовой. Для пород характерны невысокое содержание K_2O (0,08–1,28 %, в среднем 0,5 %), и возрастание содержания Na_2O (4,1–6,6 %) вместе с ростом кремнекислотности. Нормативный состав пород, пересчитанный по методу CIPW, содержит помимо прочих кварц, диопсид, гиперстен, магнетит и ильменит. Магнезиальное число варьирует от 38 до 52. На дискриминационных диаграммах точки составов попадают в поля как островодужных пород так и базальтов СОХ.

Анализируя полученные данные по структурному положению, возрасту и составу кремнисто-базальтовых комплексов из ряда районов Южного Урала, можно сделать заключение о том, что они были сформированы в бассейне, который располагался между пассивной окраиной Балтии и Магнитогорской островной вулканической дугой. Вулканиты из всех районов характеризуются высоким содержанием TiO_2 . Однако если эмс-эйфельские вулканиты Присакмаро-Вознесенской и Кракинской зон принадлежат толеитовой, слабо дифференцированной серии, то эйфельские вулканиты ишмуратовской свиты Сакмарской зоны образуют более дифференцированную серию. Можно предполагать, что комплексы Сакмарской зоны сформированы в том же бассейне, что и комплекс первой группы, но ближе к зоне субдукции, над которой развивалась Магнитогорская островная дуга.

Литература

1. Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 36-55. (Тр. ГИН РАН, вып. 561).

2. Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисенок Д.В. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 46-58.
3. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа, 1998. 156 с.
4. Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б. Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 237-243.
5. Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 216 с.
6. Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е. и др. Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 159-163.
7. Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84-134.
8. Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препринт // БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 53 с.
9. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинария. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 160 с.

Е.В. Ватрушкина
ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-
НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕ-
ПЕГТЫМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: evat_095@mail.ru

Изучаемая территория расположена в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области, структуры которой возникли в результате коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска и закрытия Южно-Анжуйского океанического бассейна в раннем мелу [7]. Северная окраина океанического бассейна представлена в современной структуре Чукотским террейном пассивной континентальной окраины (рис. 1). Северная часть террейна скрыта под водами и донными осадками Вос-

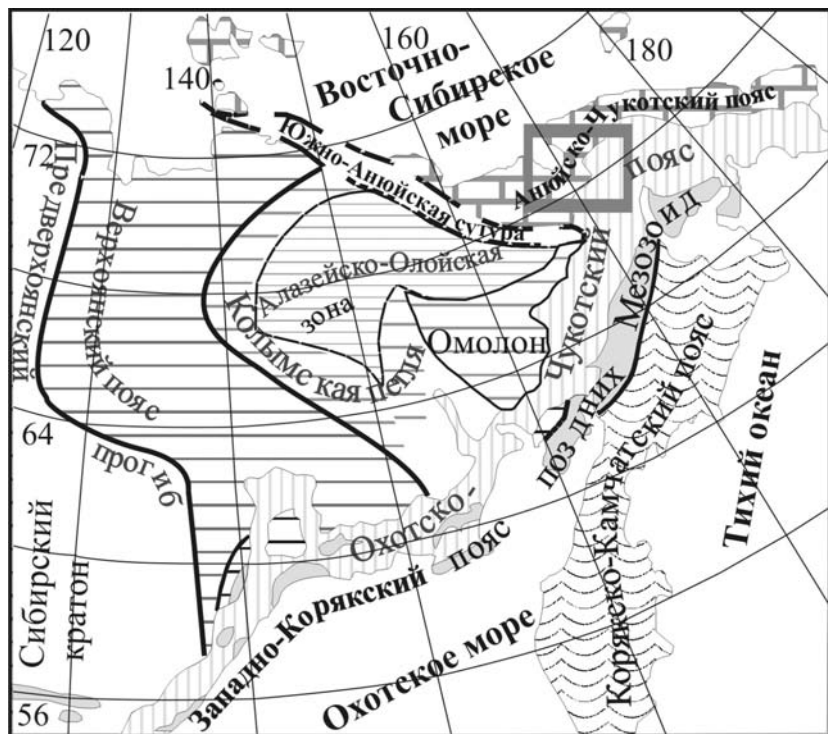


Рис. 1. Тектоническое районирование и положение Западной Чукотки в структурах Северо-Востока России (по данным Соколов и др.) [7]. Квадратом обозначен район работ

точно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-востоке он перекрыт породами Охотско-Чукотского вулканического пояса. С юга – ограничен Южно-Анжуйским террейном, который интерпретируется как сутура, возникшая в результате закрытия океана [4, 6].

Основным объектом исследований являются вулканогенно-осадочные отложения юры и мела Чукотского террейна. Чукотский террейн, как фрагмент позднепалеозойской – раннемезозойской пассивной окраины, характеризуется присутствием в нижней части разреза широко распространенных дислоцированных мощных терригенных флишеидных толщ триаса и более древних образований, на которых несогласно залегают вулкано-терригенные отложения верхней юры и нижнего мела, распространенные в отдельных впадинах и по южной периферии террейна (рис. 2).

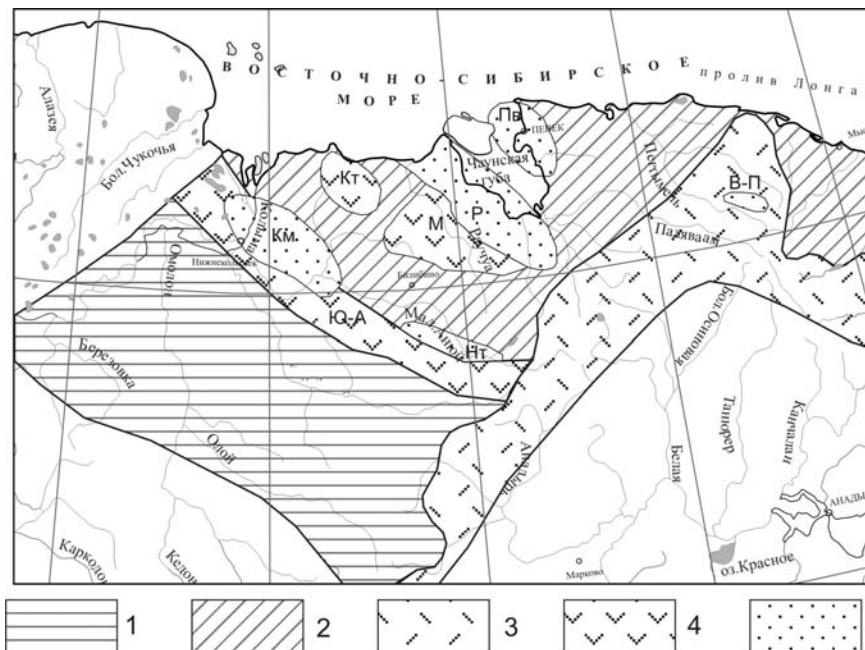


Рис. 2. Схема размещения впадин по Паракецову К.В. [3].

1 – Алазейско-Олойская складчатая область; 2 – Чукотская складчатая область; 3 – Охотско-Чукотский Вулканогенный пояс; 4 – раннеорогенные впадины: Ю-А – Южно-Анхойский прогиб, Кт – Китпеевская, М – Мырговаамская; 5 – позднеорогенные впадины, Р – раучуанская, Пв – Певекская, В-П – Верхне-Пегтымельская, Км – Камешковская, Нт – Нутесынская

Верхне-Пегтымельская позднеорогенная впадина впервые была выделена Паракецовым [3]. Она расположена на левобережье верхнего течения р. Пегтымель, имеет сравнительно небольшие размеры (50×10 км) и северо-западное простирание.

Вулканогенно-осадочная толща залегает с угловым несогласием на отложениях верхнего триаса и перекрыта вулканитами ОЧВП. Валанжинские отложения в этой впадине были датированы многочисленными находками бухий [2], позднее переведены (как и многие другие подобные отложения Чукотского микроконтинента) в волжские.

Позднеюрско-раннемеловые отложения в пределах Верхне-Пегтымельской впадины были изучены по 4 разрезам. Наиболее представительным из них является разрез в береговых обрывах р. Уттыкымыл, где обнажается почти 500-метровый выход данной толщи, два других небольших разреза расположенных в 20 км к востоку и западу по соста-

ву и строению отложений являются его аналогами. Они сложены полимиктовыми и вулканотерригенными песчаниками, от мелко- до грубозернистых, алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми с прослоями конгломератов и гравелитов.

Также был изучен разрез континентальных грубообломочных отложений мощностью 12 метров в пределах Берложьей кальдеры (32-1). Данный разрез не был детально изучен или каким-либо способом датирован предшественниками. Терригенная толща с угловым несогласием залегает на тонкозернистых отложениях поздне триасового возраста и перекрыта вулканитами ОЧВП. Так считалось ранее, до появления новой датировки абсолютного возраста перекрывающих вулканитов – 142 млн лет [8]. Таким образом, данные отложения имеют юрский возраст и скорее всего являются южным окончанием описываемой впадины. Следовательно, Верхне-Пегтымельская впадина имеет несколько большие размеры, чем это предполагалось ранее.

В результате изучения было существенно дополнено имеющиеся описание вулканогенно-осадочной толщи позднеюрско-раннемелового возраста. Были выявлены текстурные и структурные особенности, которые позволили сделать вывод об обстановке ее накопления.

Состав пород:

Песчаники незрелые, по классификации Шутова – полевошпатово-кварцевые граувакки и кварцево-полевошпатовые граувакки (рис. 3), в зависимости от преобладания в составе тех или иных мономинеральных зерен. Песчаники имеют среднюю степень сортированности, обломки в основном слабо окатаны. Общее количество цемента никогда не превышает 20 %, тип цементации контактовый, коррозионный. Первичный цемент встречается двух типов терригенный и с высокой долей вулканического материала и вторичный карбонатный. Терригенный цемент обычно замещается агрегатами серицита, вулканический практически полностью силицитизирован. Карбонат встречается в виде мелкозернистого агрегата, часто сильно железистого, редко выполняет поры или встречается в виде обломков.

Породообразующие компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и обломками пород. Кварц обычно трех видов. Поликристаллический – жильного происхождения, типичный вулканический с резорбированными контурами и монокристаллический. Полевые шпаты также двух типов – слабо и сильно измененные. Слабоизмененные таблитчатые, часто сдвойникованные обломки плагиоклазов, по составу андезин 35 и сильноизмененные, характеризующийся волнистой зональностью, возможно К-Na полевые шпаты вулканического происхо-

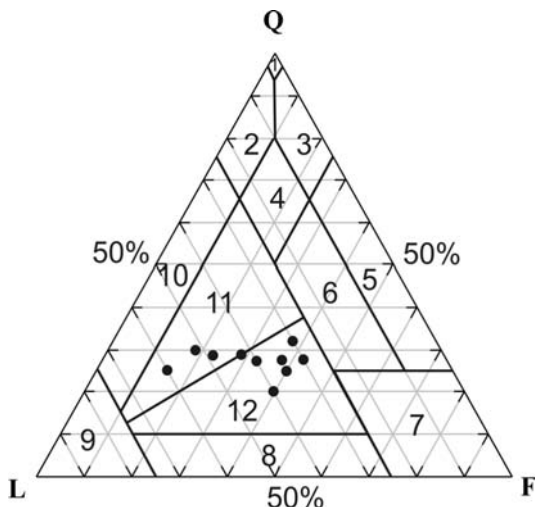


Рис. 3. Минеральный состав песчаников (поля классификационной диаграммы нанесены по данным В.Д. Шутова [9].

Q – кварц, F – полевые шпаты, L – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекlastитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомиктокварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород нетерригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки

ждения. В некоторых шлифах встречены сростки монокристаллического кварца и плагиоклаза. Обломки пород представлены терригенными и вулканическими разностями. Среди осадочных преобладают изначально не литифицированные обломки тонкозернистых терригенных пород, аргиллитов и алевролитов, в подчиненном количестве окатанные олигомиктовые разности.

Конгломераты мелко- среднегалечные (по классификации Вассоевича Н.Б.) [1] с небольшим количеством цемента редко до 50 %. Цемент в основном представлен грубозернистыми песчаниками по составу, похожими на вышеописанные.

Также были детально изучены отложения, фигурирующие в предшествующих описаниях как аргиллиты сланцеватые с галькой песчаников. Подобные породы в литературе фигурируют как тиллоиды – неледниковые галечниковые аргиллиты [5]. Это хаотично расположенные гальки размером от 1 до 20–30 см в темно-сером несцементированном глинистом матрице.

В составе обломков конгломератов преобладают хорошо окатанные аргиллиты, алевролиты и олигомиктовые песчаники, в подчиненном количестве менее окатанные обломки жильного кварца и кислых вулканитов.

Текстурные особенности:

Для сцементированных разностей характерна градационная слоистость, часто на подошве песчаников можно наблюдать текстуры нагрузки. Характерной особенностью тиллоидов является наличие глыб сцементированных пород и песчаниковых даек.

Осадки накапливались в непосредственной близости от источников сноса, о чем свидетельствует незрелость пород, в результате подводных гравитационных процессов. В их составе преобладали терригенные породы триаса и кислые вулканиты позднемезозойского возраста, в удалении от области осадконакопления располагались граниты.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* К методике изучения конгломератов // Попов В.И. Литология Кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узбекской ССР, 1956. С. 268-309.
2. *Копытин В.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000. Лист R-60-XXXIII, XXXIV. Магадан, 1977. 92 с.
3. *Паракецов К.В. Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
4. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
5. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы: пер. с английского. М.: Недра, 1981. 751 с.
6. *Сеславинский К.Б.* Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181-1185.
7. *Соколов С.Д. Бондаренко Г.Е. Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001. Т. 376. №1. С. 7-11.
8. *Тихомиров П. Л., Акинин В. В., Накамура Э.* Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb-геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237-241.
9. *Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др.* Граувакки // Тр. ГИН РАН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 345 с.

Е.А. Воронкова

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
ДАТИРОВКИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПО РАЗЛИЧНЫМ ГРУППАМ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ
НА ПРИМЕРЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ДОНГУЗ VI
(ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики
(НВНИИГГ), Саратов, e-mail: elena-voron@mail.ru

E.A. Voronkova

**SOME FEATURES OF STRATIGRAPHIC DATING
OF THE UPPER PERMIAN DEPOSITS BY VARIOUS
GROUPS OF FOSSILS ON EXAMPLE OF THE DONGUZ VI
LOCALITY (ORENBURG REGION)**

Nizhnevolzhsky geology and geophysics research institute (NVNIIGG), Saratov,
e-mail: elena-voron@mail.ru

Современная модель стратиграфии верхнего отдела пермской системы базируется в основном на данных по ископаемым позвоночным, рыбам и остракодам. По каждой из этих групп разработаны биостратиграфические схемы, однако устанавливаемые при этом рубежи не всегда совпадают [2]. Остракоды характеризуются более частой встречаемостью в разрезах и сравнительно высокой степенью изученности, поэтому при обосновании границ общих (ярусов, подъярусов) и региональных (горизонтов) подразделений и определении их стратиграфического объема, приоритет получила остракодовая зональная шкала, разработанная И.И. Молостовской [3].

В процессе исследований автору представилась редкая возможность рассмотреть соотношение стратиграфических подразделений, выделенных на основе данных по трем упомянутым группам ископаемой фауны, в едином местонахождении – Донгуз VI. Материал для исследований (образцы и коллекции остракод) был предоставлен проф. Д.А. Кухтиновым (НВ НИИГГ, СГУ).

Местонахождение позвоночных Донгуз VI впервые было описано В.А. Горяиновым и В.Г. Очевым [1]. Описанный ими разрез, общей мощностью около 15 м, представлен красноцветными и сероцветными преимущественно терригенными породами, с отдельными маломощными прослоями известняков, относящимися к нижней части малокинель-

ской свиты. В верхней части разреза были обнаружены массовые скопления остатков рыб и тетрапод, оставшихся в то время неопределенными.

В дальнейшем Г.И. Твердохлебова [5] уточнила привязку местонахождения (правый берег р Донгуз, в 3 км юго-восточнее ст. Донгуз Соль-Илецкого района Оренбургской области), привела послойное описание разреза, представленного неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин и известняков малокинельской свиты. Костеносными оказались только два слоя – глины красно-коричневые, участками сероватые, пятнистые, оскольчатые, песчанистые (слой 5) и известняки доломитовые, светло-серые, плотные, скрыто-кристаллические, с остатками вертикально захороненной растительности и корневой системы растений (слой 6). Наивысшая концентрация остатков позвоночных установлена близ кровли глин и на контакте с известняками. Общая мощность костеносных пород составляет 7–10 см. Высокая концентрация остатков (до 200 костей на 1 квадратный дециметр) сохраняется на протяжении 40 м, затем постепенно убывает в обе стороны обнажения. По заключению Г.И. Твердохлебовой, формирование местонахождения связано с массовой гибелью животных в условиях периодически пересыхающих мелководных водоемов озерного типа. Обнаруженные здесь остатки позвоночных отнесены к виду *Chroniosaurus dongusensis* Tverdochlebova.

Позднее состав тетрапод был дополнен новыми таксонами [4], а вмещающие их отложения были выделены в подзону *Chroniosaurus dongusensis*, относящуюся к верхней части северодвинского яруса верхней перми. Эта подзона располагается на уровне верхней части остракодовой зоны *Suchonellina inornata* – *Praesuchonella stelmachovi*.

В работе А.В. Миних и М.Г. Миних [2] отмечено присутствие в этом местонахождении многочисленных чешуйных и костных ихтиолитов, принадлежащих видам *Toyemia tverdochlebovi* Minich, *T. blumentalis* A.Minich, *Isadia? aristoviensis* A. Minich. Вмещающие отложения отнесены ими к подзоне *Toyemia tverdochlebovi* – *Mutovinia stella*, имеющую больший объем, чем тетраподовая подзона *Chroniosaurus dongusensis*, но меньший, чем остракодовая зона *Suchonellina inornata* – *Praesuchonella stelmachovi*. По их мнению, в составе ихтиофауны присутствуют таксоны, типичные как для северодвинского, так и вятского ярусов, поэтому вмещающие породы занимают, возможно, пограничный интервал между этими стратиграфическими подразделениями.

Весьма важно то, что вместе с тетраподами и рыбами в разрезе были встречены также остракоды, определение которых произвела ранее В.В. Спирина. В соответствии с современной систематикой, изученная ею ассоциация имеет следующий состав: *Suchonellina parallela* Spizharskyi,

S. cf. inornata Spizharskyi, *S. inornata* Spizharskyi, *S. inornata* var. *macra* Lunjak, *S. daedala* Mishina, *Praesuchonella stelmachovi* Spizharskyi, *Suchonella typica* Spizharskyi и *Darwinula teodorovichii* Belousova, *D. pseudofutschiki* Belousova. Следует отметить, что определение вида *D. teodorovichii* является, возможно, ошибочным, поскольку дарвинулы исчезли в самом начале татарской эпохи [3]. Описания вида *D. pseudofutschiki* в литературе не обнаружено, поэтому что-либо сказать о нем затруднительно.

Сочетание сухонеллин, в частности вида *Suchonellina inornata* и *Praesuchonella stelmachovi* характерно для одноименной остракодовой зоны, выделенной И.И. Молоствовской [3] в верхней части северодвинского яруса современной шкалы верхней перми. Этому выводу не противоречит присутствие и других видов, кроме *Suchonella typica*, который является видом-индексом верхней зоны вятского яруса.

В связи с вышеизложенным, дополнительное изучение костеносных слоев данного местонахождения представлялось вполне обоснованным. В процессе изучения выяснилось, что остракоды имеются не только в костеносных, но и в нижележащих породах, ранее считавшихся "немыми". Последовательно снизу вверх остракоды были представлены следующими видами:

➤ в прослое (0,1 м) известняка среди буро-коричневых алевролитов, залегающих ниже костеносного известняка примерно на 4 м, встречаются *Suchonellina inornata* Spizharskyi, *S. parallela* Spizharskyi, *Praesuchonella stelmachovi* (Spizharskyi);

➤ в 1,5 м ниже костеносных известняков в коричневых, тонкослоистых аргиллитах обнаружены *Suchonellina inornata* Spizharskyi, *S. parallela* Spizharskyi, *S. perlonga* (Sharapova), *S. ex gr. daedala* Mishina, *S. ex gr. futschiki* Kashevarova, *Praesuchonella stelmachovi* (Spizharskyi), (рис. 1, фиг. 22–23);

➤ в буро-коричневых оскольчатых алевролитах, подстилающих костеносный слой, найдены *Suchonellina inornata* Spizharskyi, *S. parallela* Spizharskyi, *S. ex gr. daedala* Mishina, *S. ex gr. futschiki* Kashevarova, *Suchonellina sp.1*, *Praesuchonella stelmachovi* (Spizharskyi), *Pr. libera* (Mishina), (рис. 1, фиг. 16–21);

➤ в нижней части костеносного известняка – *Suchonellina aff. inornata* Spizharskyi, *S. parallela* Spizharskyi, *Praesuchonella stelmachovi* (Spizharskyi), *Pr. libera* Mishina, *Praesuchonella? sp.*, с хорошо выраженной асимметрией раковины, но без шипов

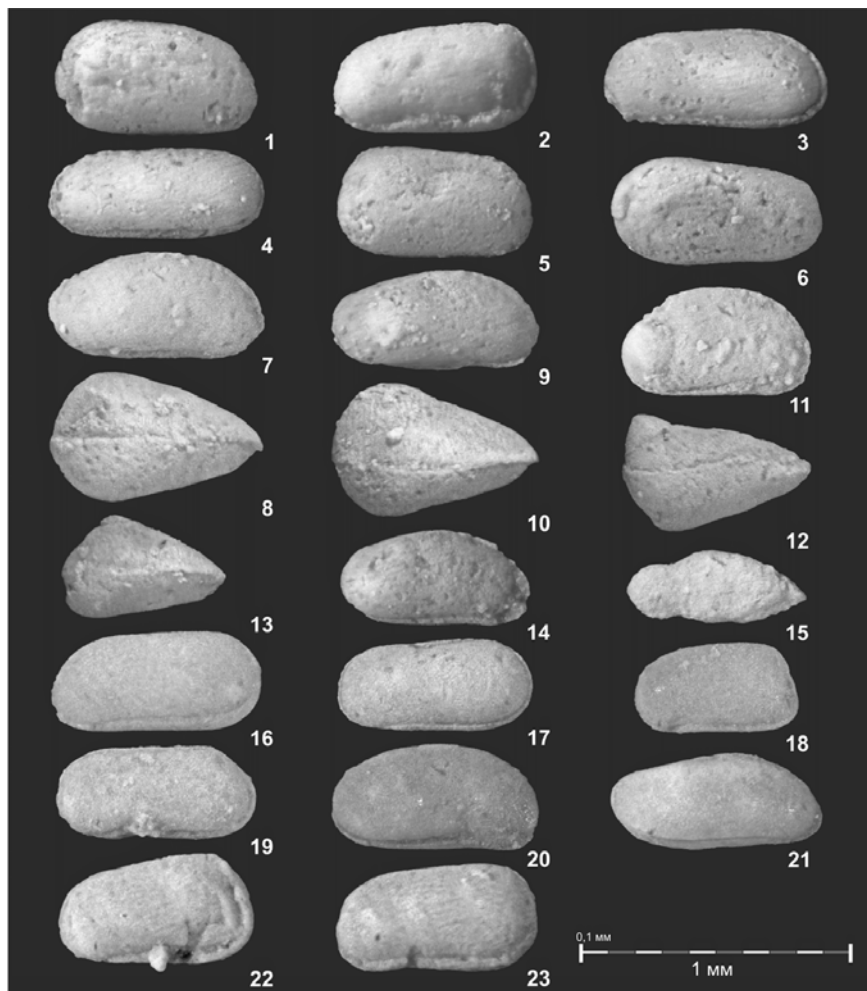


Рис. 1.

Фиг. 1 – *Suchonellina inornata* Spizh.: вид со стороны правой створки; **фиг. 2** – *Suchonellina inornata* Spizh.: вид со стороны левой створки; **фиг. 3** – *S. aff. inornata* Spizh.: вид со стороны левой створки; **фиг. 4** – *S. parallela* Spizh.: вид со стороны левой створки; **фиг. 5** – *S. ex gr. futschiki* Kash.: вид со стороны правой створки; **фиг. 6** – *Suchonellina* sp.2: вид со стороны правой створки; **фиг. 7-8** – *Praesuchonella stelmachovi* (Spizh.): 7 - вид со стороны правой створки, 8 - вид с брюшной стороны; **фиг. 9-10** – *Pr. libera* Mish.: 9 - вид со стороны правой створки, 10 - вид со спинной стороны; **фиг. 11-12** – *Suchonella aff. typica* Spizh.: 11 - вид со стороны правой створки, 12 - вид с брюшной стороны; **фиг. 13** – *Praesuchonella?* sp.: вид со спинной стороны;

фиг. 14 – *Pr. ex gr. stelmachovi* (Spizh.): вид со стороны правой створки; **фиг. 15** – раковина фораминиферы?; **фиг. 16** – *Suchonellina inornata* Spizh.: вид со стороны левой створки; **фиг. 17** – *S. parallela* Spizh.: вид со стороны левой створки; **фиг. 18** – *S. ex gr. daedala* Mish.: вид со стороны левой створки; **фиг. 19** – *Suchonellina sp. 1*: вид со стороны левой створки; **фиг. 20** – *Praesuchonella stelmachovi* (Spizh.): вид со стороны правой створки; **фиг. 21** – *Pr. libera* (Mish.): вид со стороны правой створки; **фиг. 22** – *Suchonellina ex gr. daedala* Mish.: вид со стороны левой створки; **фиг. 23** – *S. ex gr. futschiki* Kash.: вид со стороны левой створки

➤ в верхней части костеносного слоя встречены остатки, относящиеся, возможно, фораминиферам, и остракоды *Suchonellina inornata* Spizharskyi, *S. aff. inornata* Spizharskyi, *S. parallela* Spizharskyi, *S. ex gr. futschiki* Kashevarova, *Suchonellina sp. 2*, *Praesuchonella stelmachovi* (Spizharskyi), *Pr. libera* Mish., *Pr. ex gr. stelmachovi* (Spizharskyi) с заметно большей выпуклостью в задней части раковины, заключающейся в различном местоположении наибольшей выпуклости на левой и правой створках, и *Suchonella aff. typica* Spizh, (рис. 1, фиг. 1-15);

Как видно, ниже костеносных отложений ассоциации практически идентичны по составу и представлены немногими (двумя-тремя) видами, однозначно свидетельствующими о принадлежности вмещающих пород верхней зоне северодвинского яруса – *Suchonellina inornata* - *Praesuchonella stelmachovi*.

На уровне костеносных отложений ситуация заметно меняется: вначале появляются формы *Praesuchonella* с хорошо выраженной асимметрией раковины и формы *Praesuchonella ex gr. stelmachovi* с существенно большей выпуклостью в задней части раковины; в верхней части костеносных слоев появляются формы, обладающие асимметрией и шиповидными образованиями в местах наибольшей выпуклости. Эти формы определены как *Suchonella aff. typica* Spizh. Вероятно, эту форму встретил ранее В.В. Спирина, определив ее как *S. typica*. По мнению автора, данная форма обладает отличиями, достаточными для отнесения ее к новому виду рода *Suchonella*.

В заключение следует отметить, что появление *Suchonella* с шипами является критерием для отнесения вмещающих отложений к вятскому ярусу. В этом случае граница между северодвинским и вятским ярусами должна проходить по подошве костеносного известняка. Сходный результат был получен ранее при изучении ихтиофауны.

Автор выражает искреннюю благодарность Г.И. Твердохлебовой и проф. Д.А. Кухтинову и за предоставленный ими уникальный материал, а также за ряд ценных замечаний.

Литература

1. *Гаряинов В.А., Очев В.Г.* Каталог местонахождений позвоночных в пермских и триасовых отложениях Оренбургского Приуралья и юга Общего Сырта. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1962. 62 с.
2. *Миних А.В., Миних М.Г.* Ихтиофауна перми Европейской России. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. 244 с.
3. *Молостовская И.И.* Зональная схема верхней перми по неморским остракодам // Докл. Междунар. симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: GEOS, 1999. С. 157-160.
4. *Ивахненко М.Ф., Голубев В.К., Губин Ю.М., Каландадзе Н.Н., Новиков И.В., Сенников А.Г., Раутиан А.С.* Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы. М.: GEOS, 1997. 216 с. (Тр. ПИН, т. 268).
5. *Твердохлебова Г.И.* Каталог местонахождений тетрапод верхней перми Южного Приуралья и юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1976. 89 с.

Е.С. Горбенко

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД МАЗАНСКОЙ СВИТЫ (ВАЛАНЖИН, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия
e-mail: evg_gorbenko@mail.ru

E.S. Gorbenko

A NEW DATA ON THE ORIGIN OF MAZANSKAYA FORMATION ROCKS (VALANGINIAN STAGE, CENTRAL KRYM)

Lomosov Moscow State University; E-mail: evg_gorbenko@mail.ru

В центральном Крыму отложения нижнего валанжина объединяются в мазанскую свиту [4] и представлены чередованием косослоистых песков, песчаников, алевролитов, конгломератов и глин мощностью до 65 м. Наиболее полные разрезы отложений свиты в междуречье рек Бештерек – Бурульча вскрыты карьерами в с. Мазанка и Крымроза. В настоящее время возраст пород мазанской свиты считается ранневаланжинским на основании находки *Teschenites flucticulus* Thieuloy (нижний валанжин) в верхней части разреза в Зуйском карьере [1].

В работах предыдущих исследователей происхождение толщи пород мазанской свиты интерпретировалось как аллювиальное [2, 3, 5], но, после дополнительных исследований автором была предложена фэн-дельтовая модель формирования этих отложений.

В разрезах мазанской свиты в с. Крымроза и Мазанка автором были выделены несколько чередующихся фаций интерпретирующихся в комплексе как продукт фэн-дельты [6].

Во-первых, это русловые фации. В карьере с. Мазанка отчетливо видны несколько русловых врезов, заполненные отложениями продольных баров – косослоистой толщей переслаивания галечно-гравийных конгломератов и песков со слоистостью трогового типа, с мощностью прослоев 7–9 см. Прирусловые валы диагностируются по более тонкому характеру ряби (менее 5 см), в песчаниках, слагающих валы, часто содержится углистый детрит.

Фации отмирания русла представлены темно-серыми тонкослоистыми глинами, по латерали замещающимися песками продольного бара и перекрывающимися отложениями русел или пляжевыми. Присутствуют также красные глины поймы.

К промывтому пролювию относятся линзовидные тела несортированных валунно-галечниковых, гравийно-галечниковых плохо сортированных конгломератов. Для разреза в с. Крымроза характерны отложения «обломочных потоков», представленные несортированными неслоистыми конгломератами с неокатанной галькой кварца и других пород.

Ассоциация аллювиальных и пролювиальных фаций характерна для обстановок аллювиально-пролювиального конуса выноса гумидного типа.

Помимо отложений конуса выноса, в разрезе мазанской свиты на разных уровнях присутствуют пляжевые фации (пески со следами биотурбации и хорошо сортированные конгломераты, часто содержащие обильные остатки раковин двустворок).

Присутствие пляжевых отложений в разрезах дает возможность относить отложения мазанской свиты к фэн-дельтовым, когда периоды проградации русла сменяются трансгрессией моря, и фиксировать моменты трансгрессий и затопления (рис. 1). Причем в карьере с. Мазанка пляжевые отложения сменяются русловыми на протяжении всего разреза, а в карьере с. Крымроза к пляжевым относится только верхняя часть разреза.

По всей видимости, трансгрессия в раннем готериве привела к полному затоплению фэн-дельтового комплекса мазанской толщи что выразилось в развитии типично мелководно-морских песчано-глинистых фаций в разрезе г. Кунич, надстраивающем разрез в карьере с. Крымроза (рис. 1).

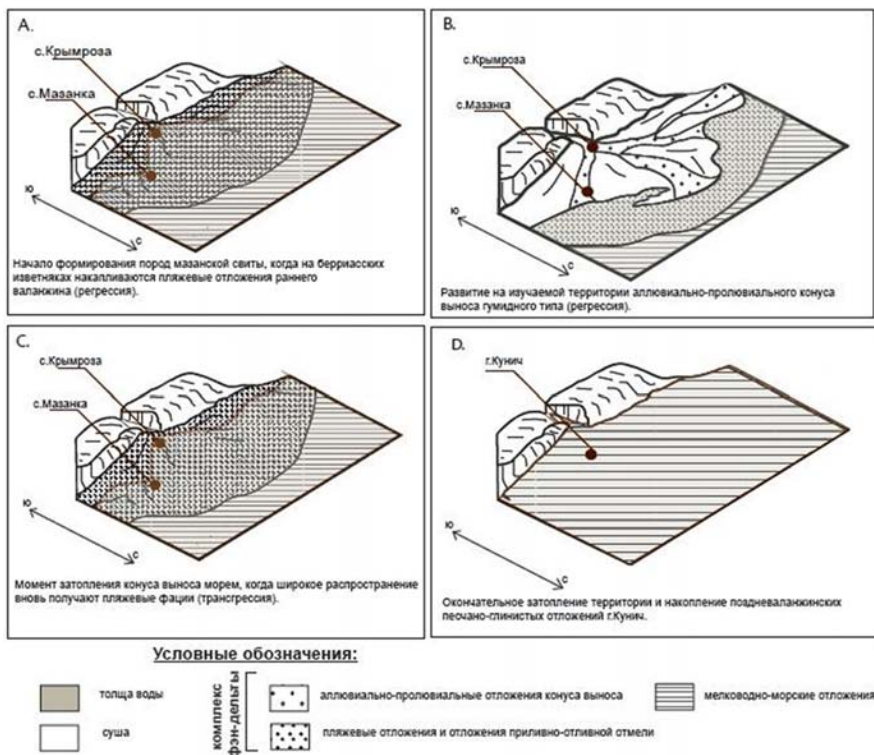


Рис. 1. Фэн-дельтовая модель формирования отложений мазанской свиты (нижний валанжин, Центральный Крым)

Оrientировка направлений косо́й слоистости говорит о южном, юго-восточном направлении палеотечений в конусе выноса. В качестве источника сноса наиболее вероятным представляется герцинское основание Скифской плиты.

Автор выражает благодарность проф. Е.Ю. Барабошкину за помощь в подготовке материалов публикации.

Литература

1. Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. Проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Изд. Геол. ф-та МГУ, 1997. С. 4-26.

2. Добровольская Т.И., Сальман Г.Б. О готерив-барремских конгломератах Восточного Крыма // Докл. АН СССР. 1960. Геология. Т. 133, №6. С. 1405-1408.
3. Друиц В.В., Янин Б.Т. Нижнемеловые отложения Центрального Крыма // Вестн. Моск. Ун-та, сер. Биология, Почвоведение, Геология и География. №1. М., 1959. С. 115-120. 2 рис. 84.
4. Лычагин Г.А. Нижний отдел. Меловая система. Стратиграфия // Геология СССР. Т. VIII, Крым. Ч. 1, Геологическое описание / М.В. Муратов (ред.). М.: Недра, 1969. С. 155-179, рис. 36-39.
5. Шаля А.А., Сальман Г.Б. Неокомские отложения юго-западного и Степного Крыма в свете новых данных // Труды ВНИИГаз. Вып. 7, №15. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 36-47, 3 рис.
6. LIDER M. Sedimentology and sedimentary basins. L.: Blackwell Science, 1998. 592 p.

Е.С. Григоренко, А.В. Соловьев

**АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ТРЕКОВЫХ ВОЗРАСТОВ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ
ИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ БАРАБСКОЙ СВИТЫ
(КАМЧАТКА)**

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: grigalenka@mail.ru

E.S. Grigorenko, A.V. Soloviev

**ANALYSIS OF MORPHOLOGY AND INTERPRETATION
OF FISSION-TRACK AGES OF DETRITAL ZIRCONS
FROM CONGLOMERATES OF THE BARABA SUITE
(KAMCHATKA)**

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: grigalenka@mail.ru

В настоящее время метод трекового анализа, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накапливающихся в минералах в ходе геологической истории, активно применяется при изучении геологических процессов. Обычно для трекового датирования используют такие широко распространенные минералы, как апатит и циркон. Детритовая термохронология оценивает возрасты остывания пород в источниках сноса, используя трековое датиро-

вание цирконов из осадочных пород (например, 4, 7). Трековый возраст отражает не время кристаллизации минерала, а тот момент, когда он остыл ниже температуры закрытия трековой системы. Кроме собственно температуры, трековый возраст зависит от продолжительности остывания пород и количества радиогенных повреждений в минерале (19). Чтобы правильно интерпретировать влияющие на температуру закрытия факторы, некоторые исследователи привлекают в качестве дополнительной информации данные о форме и цвете цирконов (11, 20). В настоящей работе приводятся новые трековые датировки обломочных цирконов из песчаников барабской свиты (Срединный хребет, Камчатка). Трековые возрасты цирконов сопоставлены с их морфологией (степенью окатанности).

Возраст барабской свиты, по-разному оценивается исследователями. А.Е. Шанцер и А.И. Челебаева на основе описаний палеофлоры относят ее к верхнему кампану (5). А.В.Соловьев и др., основываясь на определении U/Pb (SHRIMP) методом возраста цирконов, выделенных из прослоя туфа, и на данных трекового датирования цирконов из матрикса конгломератов считают, что накопление отложений барабской свиты началось в раннем эоцене (3). Севернее горы Бараба конгломераты прорываются гранитоидами, возраст которых согласно геологической карте позднемиоценовый (2).

Средний возраст большинства образцов, отобранных на южном склоне горы Бараба, и определенный трековым методом, не превышает 12 млн лет (01-09, 01-10, 01-11, 01-12, 01-13) и только образец 01-14 выпадает из этой группы, его возраст 62,5 млн лет, он был отобран на правом (а не на левом как остальные) берегу реки Облуковина. В образцах 01-09 – 01-13 выделено от одной до трех разновозрастных популяций циркона (табл. 1). Для разделения популяций была использована программа BinomFit 1.1 for Windows (<http://love.geology.yale.edu/~brandon/index.html>). Таким образом, в образцах коллекции выделяется три возрастных пика – около 5, 10 и 20 млн лет.

Полученные возрасты остывания отражают термические события, случившиеся после накопления отложений барабской свиты. Самым вероятным представляется внедрение интрузии, тем более что в непосредственной близости обнажается интрузия позднемиоценовых (?) гранитоидов (2). На то, что термическое событие было локальным, а не носило регионального характера, указывают и результаты датирования образца 01-14.

Чтобы убедиться в правомочности объединения образцов 01-09 – 01-13 в одну группу был применен тест Колмогорова–Смирнова, который

Таблица 1. Результаты выделения возрастных популяций цирконов, отобранных из пород барабской свиты. N обр. – номер образца. Nt - количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона.

Нобр	Nt	Возраст популяций циркона		
		P1 млн лет	P2 млн лет	P3 млн лет
01-09	30	4,7±1,4 (8,9%)	10,1±1,2 (72,5%)	19,9±9,2 (18,6%)
01-10	30		10,6±1,9 (100%)	
01-11	30	5,9±0,8 (40,2%)	12,1±1,6 (47,9%)	22,8±8,2 (11,9%)
01-12	30	5,6±0,5 (83,7%)		18,6±2,2 (16,3%)
01-13	30	4,9±0,6 (53,1%)	10,1±1,0 (46,9%)	
01-14	45	12,9±1,9 (6,7%)	47,7±4,1 (37,3%)	87,6±6,3 (56,0%)

используется для определения принадлежности двух независимых выборок наблюдений к одному распределению. Согласно результатам теста, только образец 01-14 не совпадает ни с одним из образцов. Возрасты остывания обломочных цирконов в остальных образцах можно отнести к одному распределению.

После того, как было доказано, что образцы 01-09 – 01-13 представляют одну группу, возник вопрос: с какими геологическими событиями связаны характерные для нее возраста остывания, какие факторы влияли на отжиг треков в цирконе? Связано ли разделение на популяции только с воздействием на породы высокой температуры или свойства самих цирконов, например, форма зерен и степень окатанности, тоже имеют значение. Для этого цирконы в тех лабораторных шашках, по которым проводился трековый анализ, были разделены на сохранившие кристаллические очертания зерна, окатанные зерна и обломки цирконов. Сравнение полученных данных с трековыми датировками показало, что между данными трекового анализа и степенью окатанности прослеживается определенная связь: чем больше процент окатанных зерен в образце, тем отчетливее выделяется первая, самая молодая популяция. Чтобы подтвердить эту закономерность, зерна цирконов, в которых производился подсчет треков, тоже были разделены на три группы: окатанные, среднеокатанные и неокатанные. Результат представлен в виде графика (рис. 1). Как следует из рисунка, окатанные зерна в подавляющем большинстве случаев моложе зерен среднеокатанных и неокатанных. Естественно, окатанность зерен – это только внешний признак, отражающий разный возраст минералов и разную степень радиогенных повреждений их кристаллической решетки.

Накопление радиогенных повреждений связано, вероятно, с α -распадом. α -распадом называют самопроизвольный распад атомного ядра на

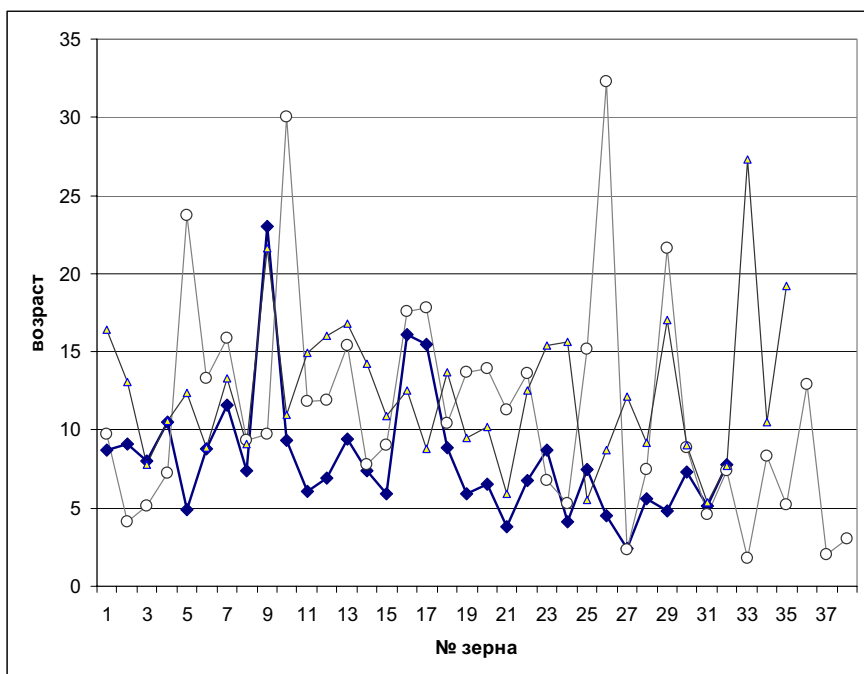


Рис. 1. Результат разделения зерен циркона, датированных методом трекового датирования на окатанные (линия с ромбами) и на среднеокатанные (линия с кружочками) и неокатанные (линия с треугольниками)

дочернее ядро и α -частицу. Источниками α -частиц в цирконе являются ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и продукты их распада (1, 14). Дочерние ядра испытывают отдачу в соответствии с законом сохранения импульса, пробег α -частиц (ядер отдачи) в твердых телах составляет несколько сотых долей микрона (1). В каскадах распадов происходят повторные отдачи остающихся ядер. Поскольку направления отдельных отскоков произвольны, ядра отдачи перемещаются хаотично и вместо линейного трека формируется кластер радиогенных повреждений, который представляет собой один «трек отдачи α -распада» размером 10–40 нм (21). Ядра теряют свою энергию при взаимодействии с атомами решетки, преимущественно в атомных столкновениях, что приводит к повреждению структуры твердого тела (1, 18).

В 1955 г. Д. Холланд и Д. Готфрид (15) на примере цирконов со Шри-Ланка показали, что накопление в них треков α -распада ведет к метамиктизации цирконов. Количество событий α -распада, достаточное

для перехода циркона в аморфное состояние, оценивается по-разному, по одним расчетам оно должно превышать 1×10^{16} α -распадов/мг (15), по другим – 8×10^{15} α -распадов/мг (8). Использование рентгеноструктурного анализа дает значения 8×10^{15} (17) и 4.5×10^{15} (22) α -распадов/мг.

Треки α -распада, так же как и треки спонтанного деления, при определенной температуре отжигаются, и кристаллическая структура восстанавливается. Отжиг радиогенных нарушений, связанных с α -распадом, происходит при более высоких температурах, чем отжиг треков спонтанного деления (18, 20). Согласно многим исследованиям степень метамиктизации влияет на температуру отжига треков. Чем выше степень метамиктизации, тем ниже температура отжига треков спонтанного распада (16, 20). Уменьшение количества энергии, необходимой для отжига треков в сильно поврежденных цирконах, возможно, связано со сравнительно более свободным движением ионов в поврежденной кристаллической решетке.

Кроме изменения температуры закрытия трековой системы, еще одним следствием метамиктизации является уменьшение плотности минерала и появление в нем микротрещин (8), что, в свою очередь, влияет на скорость растворения цирконов. Зависимость скорости растворения цирконов от степени повреждения кристаллической решетки отмечали и подтверждали опытами многие исследователи (6, 9, 10, 12, 13, 21). Основываясь на связи между количеством радиогенных повреждений и подверженностью цирконов растворению, с одной стороны, и радиогенными нарушениями и температурой закрытия трековой системы – с другой, обломочные цирконы из отложений барабской свиты можно разделить на популяции следующим образом.

Первая популяция – неокатанные цирконы, кристаллическая решетка которых повреждена в наименьшей степени, вероятно, самые молодые по возрасту кристаллизации. Температура закрытия трековой системы этих цирконов наиболее высокая, и, следовательно, при постепенном остывании они прошли через зону частичного отжига раньше минералов из других популяций – 18.9 ± 4.1 млн лет назад (Т3 – рис. 2).

Вторая популяция – промежуточный вариант – полуокатанные цирконы с трековым возрастом 10.7 ± 1.0 млн лет (Т2 – рис. 2).

Третья популяция – хорошо окатанные цирконы с наибольшим количеством радиогенных повреждений, вероятно, самые древние по возрасту кристаллизации, характеризуются низкой температурой закрытия трековой системы. Они прошли через зону частичного отжига в последнюю очередь, 5.4 ± 0.7 млн лет назад (Т1 – рис. 2).

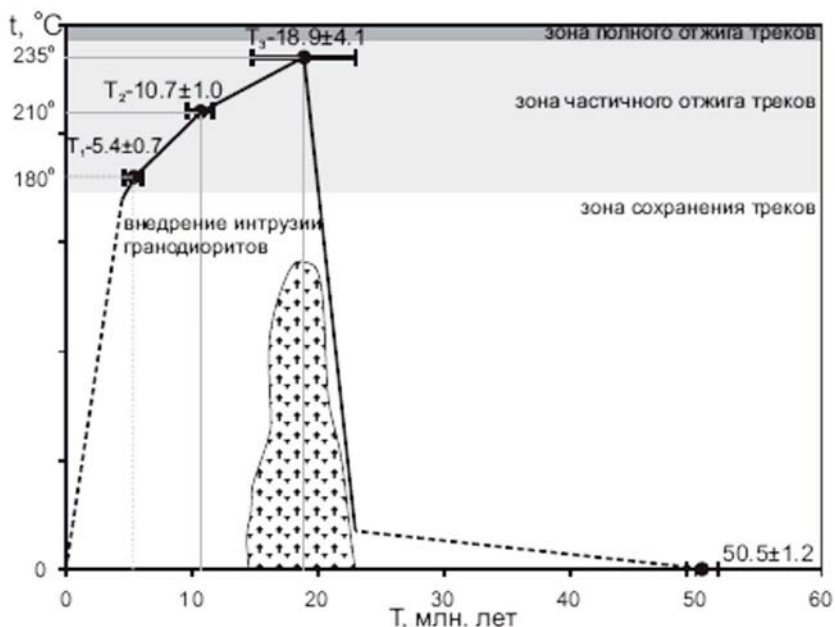


Рис. 2. Гипотетическая модель образования треков в цирконах барабской свиты, предполагающая плавное понижение температуры после однофазного внедрения интрузии

Таким образом, можно сделать вывод, что сделать вывод, что остывание пород барабской свиты было постепенным и трековые популяции связаны не с колебаниями температуры, а с особенностями строения самих цирконов, по-разному реагирующих на температурные изменения (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и молодых ученых ГИН РАН, Программ № 4 и № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 575 с.
2. Горячев М.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-VIII. Л.: ВСЕГЕИ, 1967.
3. Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Григоренко Е.С. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования

ния (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110-117.

4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.

5. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития центральной Камчатки в позднем мелу – раннем палеогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 83-96.

6. Balan E., Neuville D.R., Trocellier P., Fritsch E., Muller J., Calas G. Metamictization and chemical durability of detrital zircon // American Mineralogist. 2001. Vol. 86. № 9. P. 1025-1031.

7. Bernet M., Garver J.I. Fission-track analysis of detrital zircon // P.W. Reiners and T. Ehlers (eds.) / Low-Temperature thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. Vol. 58. P. 205-238.

8. Chakoumakos B.C., Murakami T., Lumpkin G.R., Ewing R. Alpha- decay-induced fracturing in zircon: the transition from the crystalline to the metamict state // Science. 1987. Vol. 236. № 4808. P. 1556-1559.

9. Davis D.W., Krogh T.E. Preferential dissolution of U-234 and radiogenic Pb from alpha-recoildamaged lattice sites in zircon: implications for thermal histories and Pb isotopic fractionation in the near surface environment // Chem. Geol. 2001. Vol. 172. P. 41-58.

10. Delattre S., Utsunomiya S., Ewing R.C., Boeglin J., Braun J., Balan E., Calas G. Dissolution of radiation-damaged zircon in lateritic soils // American Mineralogist. 2007. Vol. 92. № 11-12. P. 1978-1989.

11. Dunkl I., Di Giulio A., Kuhlemann J. Combination of single-grain fission-track chronology and morphological analysis of detrital zircon crystals in provenance studies – sources of the Macigno formation (Apennines, Italy) // Journal of Sedimentary Research. 2001. Vol. 71. № 4. P. 516-525.

12. Geisler T. Isothermal annealing of partially metamict zircon: evidence for a three-stage recovery process // Phys Chem Miner. 2002. Vol. 29. P. 420-429.

13. Geisler T., Rashwan A.A., Rahn M., Poller U., Zwingmann H., Pidgeon R.T., Schleicher H., Tomaschek F. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt // Mineral. Mag. 2003. Vol. 67. P. 485-508.

14. Heinisch H. L., Weber W. J. Computational Model of Alpha-Decay Damage Accumulation in Zircon // Nucl. Instrum. and Methods in Physics Res. 2005. Vol. 228. P. 293-298.

15. Holland D., Gottfried D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon // Acta Crystal. 1955. Vol. 8. P. 291-300.

16. Kasuya M., Naeser C.W. The effect of α -damage of fission-track annealing in zircon // Nuclear Tracks and Radiation Measurements. 1988. Vol. 14. P. 477-480.

17. *Murakami T., Chakoumakos B.C., Ewing R. C., Lumpkin G.R., Weber, W. J.* Alpha-decay event damage in zircon // *American Mineralogist*. 1991. Vol. 76. P. 1510–1532.

18. *Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B.* Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. Vol. 141. P. 125–144.

19. *Rahn K.M., Brandon M.T., Batt G.E., Garver J.I.* A zero-damage model for fission-track annealing in zircon // *American Mineralogist*. 2004. V. 89. P. 473–484.

20. *Riley B.C.D.* Laramide exhumation and heating in southeastern Arizona: low-temperature thermal history and implications for zircon fission-track systematics. PhD dissertation. Austin, University of Texas. 2004. 222 p.

21. *Tromans D.* Solubility of crystalline and metamict zircon: A thermodynamic analysis // *Journal of Nuclear Materials*. 2006. Vol. 357. P. 221–233.

22. *Woodhead J.A., Rossman G.R., Silver L.T.* The metamictization of zircon – radiation dosedependent characteristics // *American Mineralogist*. 1991. Vol. 76. P. 74–82.

Zircon. Eds. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Washington, 2003. Vol. 53. 500 p.

М.К. Данукалова, А.С. Алексеев
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ-
КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ О. КОТЕЛЬНОГО (НОВОСИБИРСКИЕ О-ВА)

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: deadman001@mail.ru

М.К. Danukalova, A.S. Alexeev
NEW DATA ON STRATIGRAPHY OF DEVONIAN-
CARBONIFEROUS DEPOSITS AT THE WESTERN PART
OF KOTEL'NY ISLAND (NEW SIBERIAN ISLANDS)

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: deadman001@mail.ru

В 2009 году нами изучены разрезы нижнего девона–карбона на северо-западном побережье о. Котельного (район устья р. Соколова) и каменноугольные отложения на о. Тас-Ары, представленные преимущественно карбонатными породами. В связи с редкой встречаемостью мак-

рофауны была предпринята попытка использовать конодонтов для обоснования стратиграфии. Из 63 отобранных проб фрагменты конодонтовых аппаратов найдены в 13-ти, при этом представительные комплексы относительно узкого стратиграфического распространения присутствуют только в четырех пробах. Несмотря на низкий процент присутствия конодонтов в пробах, удалось получить некоторые новые данные. Подтверждена граница пшеницынской и бысах-каргинской свит нижнего девона, а также принадлежность известняков и доломитов к югу от р. Соколова к среднему девону по конодонтам (определения выполнены Аристовым В.А.). Выявлено присутствие в разрезе среднего девона специфической толщи ритмично переслаивающихся сильно битуминозных известняков и сланцев мощностью около 400 м. Установлено, что мощность каменноугольно-пермских отложений на северо-западе острова существенно больше ранее принятой (около 700 м вместо 210 м). Нижние 250 м этого разреза относятся к карбону, так как выше найдены верхнекаменноугольные–нижнепермские брахиоподы. Коллекция брахиопод определена Ганелиным В.Г.

Каменноугольные отложения на о. Тас-Ары описаны в составе двух свит [1]. Для нижней, карбонатной тас-аринской свиты, выявлено ритмичное строение; низы разреза охарактеризованы верхнетурнейскими–нижневизейскими брахиоподами, с этого же уровня выделены конодонты, имеющие (по мнению Готовского Ю.А.) турнейский возраст. В нижней части терригенной бельковской свиты найдены брахиоподы, уверенно характеризующие вмещающие отложения как низы верхнего визе. Ранее свита считалась башкирской. Верхи свиты предположительно содержат и нижнепермские породы (по аналогии с о. Бельковским).

Литература

1. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка / Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии. 1985. 162 с.

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев
ЯВЛЕНИЯ РАЗНОМАСШТАБНОГО ПОДВОДНОГО
ОПОЛЗНИЯ И ОБРУШЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ–
ПЕРМСКИХ ОСАДКАХ О. БЕЛЬКОВСКИЙ
(НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) И ОЦЕНКА
ИХ ПРИГОДНОСТИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ
ОРИЕНТИРОВКИ СКЛОНА ТРОГА

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: tyani_tolkai@mail.ru

M.K. Danukalova, A.B. Kuzmichev
UPPER DEVONIAN-PERMIAN SUBMARINE SLUMP
AND SLIDE STRUCTURES IN BELKOV'SKY ISLAND
(NEW SIBERIAN ISLANDS) AND THEIR SUITABILITY
TO DETERMINE THE SLOPE ORIENTATION

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: tyani_tolkai@mail.ru

В палеозойских отложениях о. Бельковский широко распространены отложения, формирование которых связано с оползанием осадочного материала вниз по склону. В докладе охарактеризованы следующие разновидности встреченных нами подводно-оползневых образований: 1) олистострымы; 2) глыбовые диамиктиты с глинистым матриксом и обломками карбонатных пород; 3) песчано-глинистые диамиктиты; 4) фрагменты оползшего слоистого разреза; 5) обособленные прослои, нарушенные внутрислоевой складчатостью; 6) серии конседиментационных малоамплитудных сбросов, 7) оползшие подошвенные знаки нагрузки.

Характер обнаженности в большинстве случаев не позволяет определить пространственную ориентировку подводно-оползневых тел, перечисленных под №№ 1–3. Присутствие подобных образований может рассматриваться как указание на активное сбросообразование и конседиментационное формирование трога.

Крупномасштабные складки подводного оползания охватывают участки разреза мощностью в несколько десятков метров. Непосредственно в обнажениях видны только фрагменты общей оползневой структуры в виде разноориентированных замков складок, обычно с наклонными шарнирами. Выяснилось, что подводное оползание как правило не приводит к образованию линейных складок с выраженной вергентностью. Имеющиеся замеры скорее указывают, что подобные складки являются результатом хаотического перемешивания и расползания пластичного материала. Воз-

можно, такой вывод вызван недостаточным количеством замеров, что не позволяет выявить преимущественную ориентировку структур.

Мелкомасштабные оползневые складки, в том числе и внутрислоевые, также часто характеризуются хаотической ориентировкой замков, вызванной расположением полужидкого материала.

Мелкомасштабные складки оползания с отчетливой вергентностью и когерентные серии конседиментационных сбросов обычно имеют согласованную однонаправленную ориентировку в пределах конкретного обнажения. Подобные структуры массово замерялись нами в поле и использованы для обоснования выводов об ориентировке склона.

Сводка данных об ориентировке вергентных оползневых структур (включая оползшие знаки нагрузки на подошвах пластов) по разным обнажениям демонстрирует существенную неоднородность выявленных направлений. Мы считаем, что эта неоднородность вызвана неравномерным вращением блоков по часовой стрелке вследствие правосдвиговых дислокаций. В некоторых случаях ориентировка кливажа и слоистости позволяет оценить угол поворота блоков. Такая оценка основана на допущении того, что первичная складчатость палеозойских толщ линейная, ориентированная в СЗ направлении, и что кливаж является кливажем осевой плоскости. Двухэтапная редукция первичных седиментологических данных, учитывающая наклон пластов и поворот вокруг вертикальной оси позволяет в большинстве случаев существенно уменьшить дисперсию значений и обосновать ССЗ-ВЮВ простираение склона трога.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-01100.

С.М. Демидов
ОЦЕНКА ЭПИЗОДОВ РАЗМЫВА СТРУКТУР
ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО
БАССЕЙНА

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва,
e-mail: stephen.demidov@gmail.com

Demidov S.M.
ESTIMATION OF EROSION EVENTS AMPLITUDES
OF STRUCTURES OF KHOREYVER DEPRESSION
OF TIMANO-PECHORA BASIN

Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: stephen.demidov@gmail.com

Введение

В работе была опробована методика оценки амплитуд эпизодов размыва с последующей калибровкой по индексу отражательной способности витринита. Целью работы являлось изучение истории геологического развития Хорейверской впадины Тимано-Печорского седиментационного бассейна с использованием программного пакета для бассейнового моделирования SBmG Sedim. Для выполнения задачи была построена трехмерная модель региона Хорейверской впадины и обрамляющих ее структур, включающая в себя расчет истории погружения, прогрева, изменения теплового потока в основании литосферы, а также генерации и миграции углеводородов. Термальная история региона была уточнена методом одномерного калибровочного моделирования по 25 скважинам.

1. Принципы бассейнового моделирования с использованием программного пакета SBmG Sedim.

Построение модели с использованием данного продукта включает в себя несколько этапов (рис. 1).

2. Оценка амплитуды эрозионных событий в инверсионных структурах обрамления Хорейверской впадины.

2.1. Методика оценки амплитуд размыва.

Амплитуды эрозионных событий – важный фактор геологической истории региона. Поправка на эрозионные события позволяет производить наиболее детальный анализ погружения в зонах палеопрогибов и уточнять степень прогрева осадочных толщ (в том числе – нефтематеринских). Эрозионное срезание также способно воздействовать на механизмы миграции и залежей углеводородов. Поэтому при проведении моде-

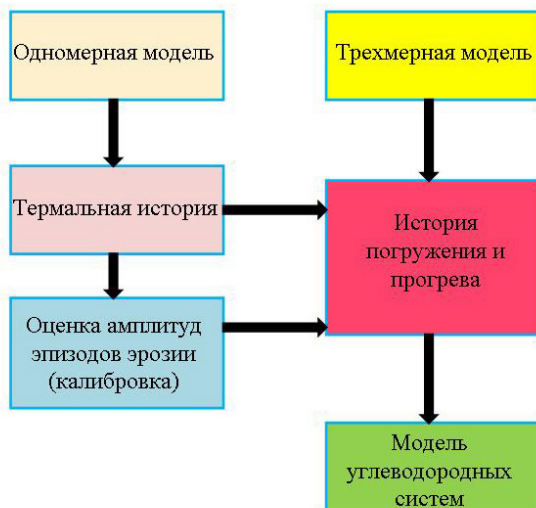


Рис. 1. Принципиальная схема моделирования с использованием пакета SBmG Sedim. [3]

лирования с целью прогнозирования месторождений нефти и газа необходимо делать поправку на эрозионные события [1].

В изучаемом регионе эрозионные события имели место на всех инверсионных структурах, обрамляющих Хорейверскую впадину. Для первичной оценки амплитуд размыва были использованы геолого-геофизические профили, отображающие структурные соотношения комплексов, слагающих изучаемые образования [2]. Оценка производилась в первую очередь посредством изучения амплитуд изменения мощностей в зонах палеопрогибов. В случаях очевидного эрозионного срезания древних пород более молодыми, рассчитывалась амплитуда размыва. В качестве первичного анализа, под амплитудой размыва понималась разница между мощностью слоя в зоне, не подверженной размыву, и его же мощностью в тех участках вала, где предполагается эрозионное событие. При этом учитывалась возможность конседиментационного изменения мощности. В результате анализа профилей была составлена таблица эпизодов размыва для структур вала Сорокина, гряды Чернышова, Печоро-Кожвинского мегавала и Харьягинской впадины (таблица 1). Для проверки полученных данных использовалась модель термальной истории региона, разработанная с помощью модуля SBmG Sedterm.

Таблица 1. Возраст и амплитуда эрозионных событий в пределах структур обрамления Хорейверской впадины

Название структуры	Размытая поверхность	Перекрывающая поверхность	Амплитуда
Печоро-Кожвинский мегавал	Каменноугольная	Триасовая	1000 м
	Нижнепермская	Триасовая	200 м
	Верхнепермская	Триасовая	100 м
	Триасовая	Юрская	300 м
Харьягинский вал	Каменноугольная	Нижнепермская	300 м
	Верхнепермская	Триасовая	500 м
	Триасовая	Юрская	200 м
Гряда Чернышова	Верхнепермская	Триасовая	900 м
	Триасовая	Юрская	300 м
Вал Сорокина	Нижнедевонская	Верхнедевонская	300 м
	Триасовая	Юрская	900 м

2.2. Использование термальной модели и одномерного моделирования для проверки результатов оценки размыва

В данной работе была проведена попытка оценки амплитуды размыва с помощью термального моделирования скважин. Методика оценки амплитуды размыва с помощью модуля одномерного моделирования термальной истории SBmG Sedterm основывается на трех основных закономерностях:

- Амплитуда размыва влияет на отражательную способность витринита;
- Если при совпадении реальных термограмм с расчетными, наблюдается отклонение расчетных значений ОСВ от реальных в меньшую сторону, необходимо введение эпизодов размыва;
- Подбрав такие значения амплитуды размыва, при которых графики реальных замеров и расчетных значений отражательной способности витринита совпадут, можно со значительной долей вероятности считать подобранные значения амплитуды эрозионных событий верными.

Необходимая поправка заключается в использовании дополнительных данных о времени эрозионных событий. В настоящей работе в качестве таких данных использованы сейсмо-геологические профили. Выделенные в таблице эрозионные события были добавлены в термальную модель, после чего в ряде структур (Харьягинский вал, вал Сорокина, гряда Чернышова, Печоро-Кожвинский мегавал) было замечено улучшение корреляции расчетного графика изменения R_o с реальными замерами. К сожалению, разрешающая способность модели не позволяет провести более детальную калибровку, с порядком точности до десятков мет-

ров. Однако, результаты моделирования являются косвенным подтверждением верной оценки размыва по геолого-геофизическим разрезам.

2.3. Карты амплитуд размыва.

Программный пакет SBmG Sedim позволяет учитывать эрозионные события при расчете трехмерной модели региона. Для выполнения такого моделирования, была поставлена задача по имеющимся данным построить карты амплитуд размыва для выделенных эрозионных событий. Использование этих данных в трехмерной модели дает возможность либо убедиться в верности сделанных выводов и оценки (в таком случае произойдет заметное увеличение точности самой модели; в первую очередь, выраженное в увеличении генерации углеводородов и образовании залежей). В случае, если нефтегенерация не достигает необходимых пределов вследствие недостаточного погружения и прогрева нефтематеринских пород, поправка на эрозию является необходимой для выполнения достоверной модели.

Построение карт амплитуд размыва основывалось на количественной оценке, выполненной для ряда структур посредством анализа геолого-геофизических профилей. Проверка полученных данных показала, что значения оценки допустимы и не противоречат модели. Введенные данные показали хорошую корреляцию в различных частях моделируемых структур: поэтому в качестве допущения для построения модели были построены карты амплитуд размыва на основании выведенных данных (рис. 2). Использование построенных карт амплитуд размыва в трехмерной модели преследовало цель альтернативным способом проверить достоверность полученных данных. Некорректное задание размыва приводит к искажениям в расчетной карте залежей углеводородов. Анализ полученной в результате моделирования карты расчетных месторождений может позволить либо подтвердить достоверность оценки амплитуд размыва, либо опровергнуть ее.

Литература

1. *Еришов А.В.* Моделирование осадочных бассейнов // Геология для нефтяников. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований, НИЦ "Регулярная и хаотическая динамика". 2008. С. 319-327.
2. *Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В., Ларионова З.В. и др.* Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурно-геологических и палеогеологических). Ухта, 2000.
3. <http://www.sbmng.ru>

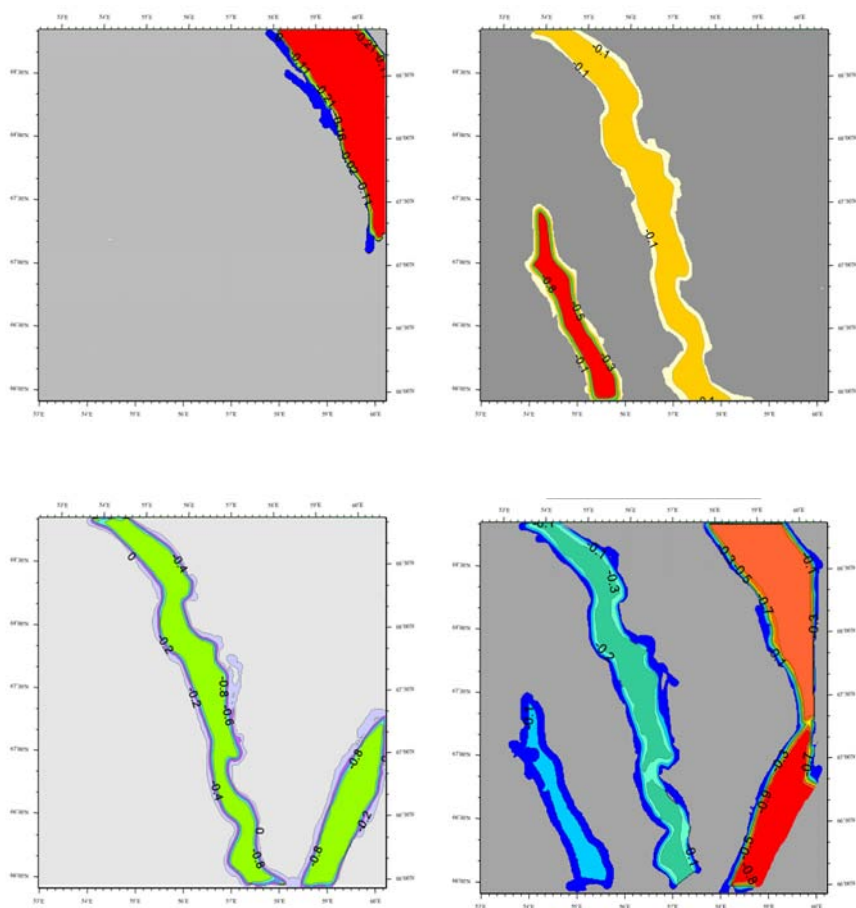


Рис. 2. Карта амплитуд размыва для поверхности ордовикско-силурийских отложений (сверху слева), визейских отложений (сверху справа), верхнекаменноугольно-пермских отложений (снизу слева) и триасовых отложений (снизу справа)

Н.А. Екимова, П.А. Серов
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В СУЛЬФИДАХ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ
SM-ND ДАТИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: ekimova@geoksc.apatity.ru

N.A. Ekimova, P.A. Serov
DETERMINATION OF REE IN SULFIDES
FOR THE SM-ND DATING OF ORE-BEARING
INTRUSIONS OF THE BALTIC SHIELD

GI KSC RAS, Apatity, e-mail: ekimova@geoksc.apatity.ru

Изотопно-геохронологические и геохимические исследования пород и минералов расслоенных интрузивов, наряду с другими методами изучения, несут важную информацию для понимания процессов породо- и рудообразования и металлогении в пределах как отдельных геологических тел, так и целых областей их развития. Одним из наиболее популярных изотопно-геохронологических методов определения возраста пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод, поскольку он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклазы, орто- и клинопироксены, оливины. Однако в практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры, позволяющие датировать различные рубежи образования и преобразования пород. Такими минералами-геохронометрами могут служить сульфиды, так как именно с ними тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация. Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования.

Данных о непосредственных изотопно-геохронологических исследованиях сульфидов Sm-Nd методом, за исключением единичных попыток, не имеется ни в мировой, ни в отечественной литературе, доступной коллективу. Исследования распределения РЗЭ в сульфидах также практически не ведутся. Известные коллективу исследования А.В. Дубинина и его коллег [1, 4] посвящены изучению РЗЭ в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов. Влияние кристаллохимических параметров на накопление РЗЭ в мономинеральных фракциях сульфидов рассматривается в работах [10, 9, 5]. Одним из основных выводов этих работ является возможность вхождения РЗЭ в

кристаллическую решетку сульфидных минералов с замещением главных катионов в решетке лантаноидами.

Для определения РЗЭ в образцах без предварительного разделения и концентрирования были воспроизведены аттестованные значения их концентраций в стандарте ГСО 2463 (апатит), в сульфиде из месторождения Талнах (был использован в качестве стандартного образца в работе [4]) и в международных стандартных образцах Национального центра петрографических и геохимических исследований из г. Нанси (Франция) с использованием квадрупольного масс-спектрометра ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США) в ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты. Условия вскрытия проб подробно описаны в работе [3]. Подобранные условия вскрытия и анализа проб дали возможность провести определение макро- и микрокомпонентов, РЗЭ и Y в пробах геостандартов, результаты которых хорошо воспроизводят аттестованные значения.

Таким же образом были проведены анализы сульфидных минералов и валовой породы из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия (рис.1, табл.1). Исследования показывают вполне ощутимые и измеряемые концентрации легких РЗЭ, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd методе датирования.

Анализ спектров РЗЭ в сульфидах показывает общий с валовой породой характер распределения. Это может говорить о том, что характер распределения редкоземельных элементов в сульфидах был унаследован из их родоначального магматического расплава, а образование сульфидов происходило на стадии кристаллизации породы. Подтверждением этого предположения служат изотопно-геохронологические Sm-Nd данные, полученные для этих габброноритов финской расслоенной интрузии Пеникат. Sm-Nd изотопные исследования проводились по методике, описанной в работах [2, 6]. Изотопный Sm-Nd возраст по сульфидным минералам, плагиоклазу и породе в целом составил 2426 ± 38 млн лет (рис. 2, табл. 1). Этот возраст в пределах ошибки согласуется с ранее полученным для интрузии Пеникат Sm-Nd возрастом, равным 2410 ± 64 млн лет [8].

Таким же образом была получена Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов месторождения Малая Пана (Федорово-Панский расслоенный интрузив). Изотопный Sm-Nd возраст по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам составил 2467 ± 39 млн лет (рис. 3, табл. 1). Этот возраст хорошо согласуется с уже известным U-Pb возрастом для габброноритов нижнего расслоенного горизонта, который равен 2470 ± 9 млн лет [7].

В обоих случаях фигуративные точки сульфидов лежат на изохронах, что подтверждает тезис о синхронности образования сульфидов и кристаллизации породы.

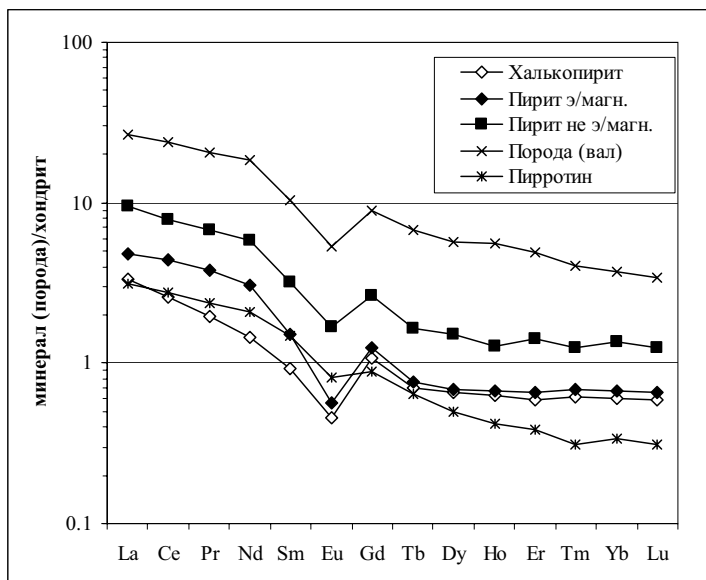


Рис. 1. Распределение РЗЭ в сульфидах и валовой породе из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия

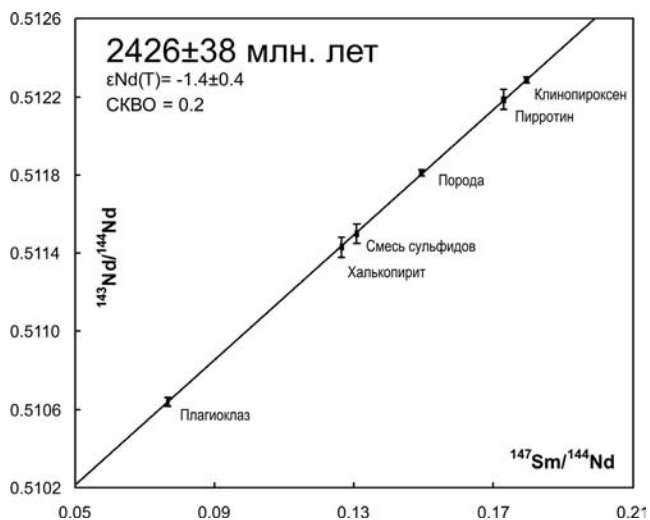


Рис. 2. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия)

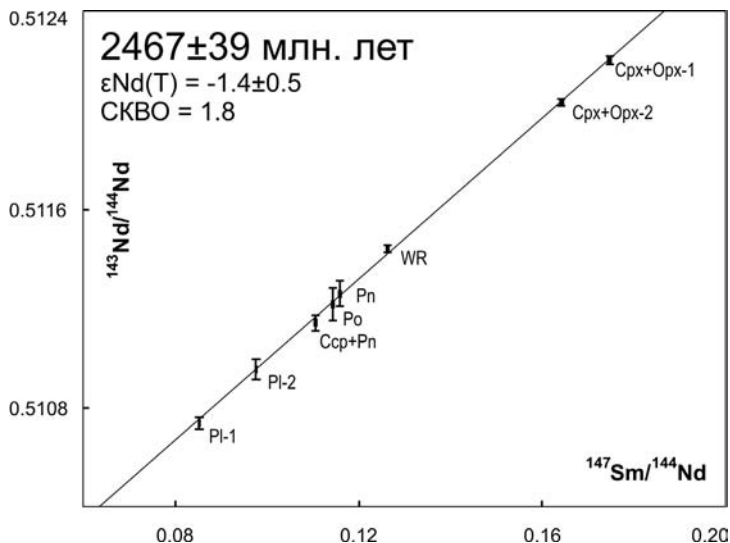


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для габброноритов месторождения Малая Пана

Таким образом, на основании исследований можно сделать следующие выводы:

- впервые с использованием сульфидных минералов в качестве минералов-геохронометров в Sm-Nd методе были продатированы сингенетичные сульфидные рассеянные вкрапленности промышленно рудных объектов – рудоносные габбронориты интрузии Пеникат и габбронориты месторождения Малая Пана.

- впервые были получены спектры распределения РЗЭ в сульфидных минералах из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия) и обоснована их кристаллизация из расплава, одновременная с породообразующими минералами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00058, НИИ 1413.2006.5, Госконтракта с Федеральным агентством по науке и инновациям 02.445.11.7403 и Российско-финского проекта Interreg Tacis K-0193.

Таблица 1. Изотопные Sm-Nd данные для исследованных образцов

	Концентрация, ppm		Изотопные отношения			T _{DM} , млн лет	ε _{Nd}
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Err.		
Рудный габбронорит (Пеникат)							
Порода	2.0	10.07	0.14938	0.5118	28	3158	-1.4
Плагиоклаз	0.6	3.66	0.07654	0.5106	22		
Клинопироксен	1.9	6.40	0.17956	0.5122	9		
Халькопирит	1.0	0.65	0.13085	0.5114	53		
Пирротин	0.3	2.02	0.17299	0.5121	47		
Смесь сульфидов	0.1	0.71	0.12648	0.5114	46		
Габбронорит (Северный Риф, Малая Пана)							
WR	1.0	4.99	0.12632	0.5114	10	2967	-1.7
Po	0.0	0.15	0.11439	0.5112	69		
Pn	0.0	0.04	0.11600	0.5112	53		
Csp + pn	0.0	0.12	0.11064	0.5111	27		
Pl - 1	0.3	2.30	0.08528	0.5107	24		
Pl - 2	0.0	0.46	0.09767	0.5109	39		
Cpx + opx 1	4.7	16.44	0.17467	0.5122	7		
Cpx + opx 2	2.5	9.34	0.16412	0.5120	9		

Литература

1. Дубинин А.В. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: Определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. 1993. № 11. С. 1605-1619.
2. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Митрофанов Ф.П. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Докл. АН. 2011. Т. 436, №1.
3. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. (2009) // Мат. III Всероссийской конф. с междунар. участием «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы». Москва, НУ-8. С. 110.
4. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 5. С. 672-676.

5. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. Определение РЗЭ в сульфидных минералах методом ICP-MS после ионообменного концентрирования // Журнал аналитической химии. 2003. Т. 58, № 9. С. 975-979.

6. Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2003. Т. 12, №3. С. 456-460.

7. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64, № 14. P. 197-205.

8. Huhma H., Cliff R., Perttunen V. et. al. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peraipohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104, P. 369-379.

9. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 °N Mid-Atlantic Ridge // Ibid. 1995. V. 59, №17. P. 3511-3524.

10. Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 973-980.

Ю.А. Зарайская МОРФОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ХРЕБТОВ МОНА, КНИПОВИЧА И ГАККЕЛЯ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: geozar@yandex.ru

Yu.A. Zarayskaya MORPHOLOGY AND SEISMOLOGY OF MOHNS, KNIPOVICH AND GAKKEL RIDGES

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: geozar@yande.ru

Хребты Мона, Книповича и Гаккеля расположены в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах. Наиболее изученным хребтом в этой триаде является хребет Мона [4], в то время как первые данные по детальной морфологии хребта Гаккеля были получены в начале 90-х годов XX века [5]. Скорость спрединга в районе хребтов составляет от 1,6 см/год на хребте Мона до 0,2 см/год на хребте Гаккеля. Хребты относятся к ультра-медленным срединно-океаническим хребтам. Анализ морфологии и сейсмичности служит целям определения особенностей

сегментации хребтов и выявления возможной приуроченности сейсмической активности к определенным морфологическим структурам.

В 2006, 2007, 2009 и 2010 гг. в районе хребта Книповича проходили экспедиции НИС «Академик Николай Страхов», что позволяет анализировать морфологию хребта Книповича с привлечением результатов детальной батиметрической съемки, проведенной с помощью глубоководного многолучевого эхолота SeaBat 7150, установленного на борту НИС.

Для анализа сейсмичности использован каталог ANSS находящийся в открытом доступе в Интернете (<http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>). Каталог был создан геологической службой США (<http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss/index.php>) для сбора и предоставления информации о землетрясениях, их силе, воздействию на сооружения на основе современных методов мониторинга. Выборка событий в районе хребтов Мона, Книповича и Гаккеля и для разделяющих сегменты хребтов трансформных разломов содержит 2625 событий, зарегистрированных в период с 1972 года по 2008 год. Отбор данных, удовлетворяющих задачам исследования, производился в соответствии с аналогичной работой Энгена и коллег [2]. Количество рассмотренных землетрясений после исключения событий с точностью координат меньше 15 км составило 647. По силе землетрясений можно выделить три группы событий: слабые (3–3,9), основные (4–4,9) и сильные (больше 5).

Хребет Мона является южным отрезком, рассматриваемой группы с самой быстрой скоростью спрединга, которая здесь составляет 1,6 см/год. По причине разницы между направлением простирания хребта и направлением спрединга наращивание коры в этом районе происходит под небольшим углом к простиранию хребта, что принято обозначать как «косой» спрединг [4].

Длина хребта составляет около 500 км. Ширина гребневой зоны уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток от 400 км до 200 км. Высота гребневой зоны над окружающими абиссальными равнинами составляет 1–1,3 км, глубина относительно уровня океана – 2–2,2 км. Глубина рифтовой долины так же изменяется вдоль хребта. В месте пересечения с зоной разломов Ян Майен глубина достигает 200 м относительно вершины гребневой зоны. Удаляясь от зоны разломов, рифтовая долина углубляется и в средней части хребта достигает 700 м. Приближаясь к зоне пересечения с хребтом Книповича глубина вновь уменьшается и составляет 200–300 м. Ширина рифтовой долины колеблется в пределах 50 км на всем протяжении хребта.

На хребте Мона выделено 4 сегмента, разделенных нетрансформными смещениями рифтовой долины. Сегменты различаются как характером морфологии, так и характером распределения сейсмичности. Так в пре-

делах первого сегмента зарегистрированы события, относящиеся ко всем трем выделенным группам, тогда как в третьем сегменте не было зарегистрировано ни одного слабого землетрясения. Второй сегмент отличается дискретным характером распределения сейсмичности, особенно с крайними значениями магнитуды, землетрясения концентрируются у границ и в центральной части хребта. Четвертый сегмент отличается повышенной сейсмичностью и концентрацией событий основной группы в пределах рифтовой долины, что указывает на активную вулканическую деятельность, в то время как сильные события располагаются на склонах рифтовой долины и приурочены к сбросам. Фокальные механизмы в целом подтверждают геодинамическую интерпретацию хребта Мона, практически все механизмы указывают на нормальные сбросы в пределах рифтовой долины хребта, что говорит о спрединговой природе хребта Мона. Тогда как механизмы Ян Майенского трансформного разлома имеют решение левостороннего сдвига.

Хребет Гаккеля является центром спрединга Евразийского бассейна. Это северный отрезок рассматриваемой группы. На западе через сложное сочетание трансформных разломов и рифтов он переходит к хребту Книповича. На востоке хребет Гаккеля упирается в лаптевоморскую континентальную окраину, где его продолжение под мощными толщами осадков континентального склона прослеживается по геофизическим данным. Видимая протяженность хребта составляет около 1600 км, далее на протяжении 200 км морфологически хребет выражен продольной впадиной рифтовой долины (рифтовые горы практически полностью погребены под мощными толщами осадков). Далее хребет продолжается под континентальный склон, где определяется по геофизическим данным [3]. Хребет Гаккеля является наиболее медленным из рассматриваемых хребтов, скорость спрединга составляет здесь меньше 0,2 см/год.

В пределах рифтовой зоны хребта Гаккеля выделяются крупные сегменты. Выделенные магматические сегменты отличаются наличием нескольких вулканических поднятий. Тогда как в пределах амагматических сегментов вулканизм распространен в виде редких вулканов центрального и трещинного типа [5]. Для всей рифтовой долины хребта Гаккеля характерны большие амплитуды глубин и аномально глубокое расположение дна рифтовой долины (особенно в пределах амагматического сегмента), достигающей 5000 м.

При этом характер сейсмичности имеет свой ряд особенностей. Во-первых, события концентрируются в пределах дна рифтовой долины, реже на ее склонах. Во-вторых, в районе хребта зафиксировано аномально сильное и продолжительное извержение вулкана, сопровождавшееся сейсмической активностью со стабильной магнитудой на протя-

жении всего времени извержения. В-третьих, на протяжении всего восточного вулканического сегмента наблюдается общее снижение сейсмической активности и единственным ее значительным проявлением является вышеописанное извержение вулкана. Фокальные механизмы на протяжении всей рифтовой долины хребта показывают нормальные сбросы, ориентированные субпараллельно простиранию хребта, за исключением западный вулканический сегмент, где поверхности разломы простираются ортогонально простиранию рифтовой долины, что напоминает фокальные механизмы хребта Книповича.

Хребет Книповича расположен между хребтами Гаккеля и Мона. Скорость разрастания океанической коры на хребте Книповича по оценке Крейн и других [1] составляет в среднем 1,4 см/год с небольшим увеличением скорости в южном направлении.

Анализ положения хребта относительно соседних центров спрединга Мона и Гаккеля обращает внимание на его особенное положение. Сразу за разломной зоной Сенья, ось хребта Книповича разворачивается почти на 90° и следует по касательной к западно-баренцевоморской окраине, сближаясь с ее Шпицбергенским районом до 80 км.

Предполагается, что данный хребет формировался в условиях «косого» раздвигания, т.е. при наличии существенной сдвиговой компоненты, которая по некоторым данным Мире и Эльдхольма [6] на этапе развития после 23 млн лет превалировала над раздвигом.

В районе хребта Книповича особенность тектонического и магматического режима раскрытия хребта позволяет выделить 5 магматических и 6 амагматических сегментов [7]. Магматические сегменты представляют собой поднятия дна рифтовой долины амплитудой от 500 до 1000 м, которые маркируют положение районов вулканической активности хребта. Амагматические сегменты представляют собой переуглубленные бассейны в пределах рифтовой долины хребта, в пределах данных сегментов зафиксирована рассеянная вулканическая активность как трещинного, так и центрального типа. Средине глубины в центральных частях сегментов составляют 3400–3700 м.

Характер сейсмичности в пределах хребта имеет свои особенности. В пределах центральных сегментов хребта эпицентры землетрясений не сосредоточены в пределах рифтовой долины или ее склонов, а равномерно распределяются в пределах гребневой зоны хребта. Основная сейсмическая активность концентрируется в пределах районов пересечения хребта Книповича с трансформными разломами.

Таким образом, прослеживаются несколько закономерностей. Так при углублении рифтовой долины сейсмическая активность концентрируется в пределах днища долины (хребет Гаккеля). Хребет Мона, с повы-

шенными скоростями спрединга относительно остальных рассмотренных хребтов, характеризуется повышенной сейсмической активностью, приуроченной как к вулканической активности в пределах дна долины, так и к разломообразованию в пределах склонов рифтовой долины и рифтовых гор.

Хребет Книповича отличается как по морфологическим характеристикам, так и по особенностям разрядки напряжений. В центральной части хребта картину осложняют мощные толщи осадков. При этом стоит отметить, то максимальная зона активности центральной части хребта приурочена к изменению простирания рифтовой долины.

Литература

1. Crane K., Doss H., et. al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Research. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
2. Engen O., Eldholm O. et. al. The Arctic plate boundary // Geophysical Research. 2003. Vol. 108. N B2. P. 2075.
3. Eldholm O., Karasik A. et al. The North American plate boundary // The geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean Region. Chap. 11. 1990. P. 580-581.
4. Geli L., Renard V. Ocean formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohns Ridge, near 72°N, based on magnetic, gravity, and seismic data // Geophysical Research. 1994. Vol. 99. N B2. P. 2995-3013.
5. Dick H., Lin J. et. al. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 407-412.
6. Myhre M., Eldholm O. et. al. The margin between Senja and Spitsbergen fracture zones: implications from plate tectonics // Tectonophysics. 1981. Vol. 89. P. 33-50.
7. Okino K., Curewitz D., et. al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275-288.

А.С. Застрожнов, Д.А. Застрожнов
К ПРОБЛЕМАТИКЕ НИЖНЕВОЛЖСКИХ РАЗРЕЗОВ
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П.Карпинского», Санкт-Петербург, zastrozhe@gmail.com

A.S. Zastrozhnov, D.A. Zastrozhnov
ON PROBLEMATICS OF THE NEOPLEISTOCENE
SECTIONS OF LOWER VOLGA REACHES

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg,
zastrozhe@gmail.com

Нижневолжские разрезы неоплейстоцена привлекают внимание уже более 100 лет. Они легко доступны, прекрасно обнажены на протяжении 350 км, в большом количестве содержат остатки крупных и мелких млекопитающих, земноводных, моллюсков, остракод, семенной и палинофлоры, по ним имеются изотопные датировки и палеомагнитные данные.

Разрезы детально изучены многими исследователями [1–14]. В последние годы, отложения развитые здесь сопоставлены с изотопно-кислородными стадиями [14, 15].

Нами эти разрезы изучались в течение полевых сезонов 2008–2010 гг. Первое, на что обращаешь внимание – различия в трактовке вышеперечисленными исследователями понятий бакинские, сингильские, хазарские (нижние и верхние), ательские отложения, наличие или отсутствие этих отложений в описываемых точках наблюдения. Эта разница, усугубляемая весьма схематичными описаниями и колонками, весьма существенна.

К примеру, глины, залегающие на урезе воды на всем протяжении от г. Волгограда до с. Сероглазовка, у п. Райгород названы сингильскими; ниже по течению у п. Черный Яр и Н. Займище они подразделены на сингильские и бакинские; у с. Никольское Т.А. Яниной выделены только сингильские [15], а В.К. Шкатовой и В.М. Седайкиным – сингильские и бакинские (грачевские) отложения [10, 13]; у с. Копановка они называются нижнехазарскими [10, 15]; у с. Владимировка – вновь сингильскими, у с. Сероглазовка – опять нижнехазарскими.

В качестве объяснения таких различий в интерпретации разрезов обычно ссылаются на влияние соляных куполов (Черный Яр), низкий или, напротив, высокий меженный уровни, позволившие или нет увидеть нижнюю (бакинскую, грачевскую) часть разрезов и, разумеется, многочисленные врезы. Несомненно, так же и то, что «сингильские гли-

ны оказались сборным понятием, которое включило в себя не только разные по генезису осадки (от морских до аллювиальных), но и стратиграфически разные слои» [13].

Эта неопределенность, закономерно переходит и в трактовку собственно хазарской части разрезов, к которой относят и преимущественно песчаные отложения, залегающие между вышеописанными глинами и ательскими суглинками.

В прекрасном разрезе у с. Никольское толщи нижнего (волжский аллювиомариний) и верхнего (никольский аллювий) хазара разделены погребенными почвами, соотнесенными В.К. Шкатовой [13] с черноморским педокомплексом разреза Черный Яр – Н. Займище. Считается, что вверх по течению волжский аллювиомариний фациально замещается займищенским (черноморским) аллювием разреза Черный Яр – Н. Займище, который в силу этого имеет раннехазарский возраст. Проблема заключается в том, что черноморская почва во *всех разрезах* (от Райгорода до Ступино, Н. Займища-Черного Яра, Цаган-Амана и Косики) залегает практически сразу под ателью и на самом деле венчает верхний, а не нижний хазар.

Точно так же и в разрезе у с. Никольское она расположена под ателью в кровле никольского аллювия (верхнего хазара). Та же почва, которая у с. Никольское разделяет нижний и верхний хазар, тоже весьма выдержана и тянется вверх по Волге от с. Никольское до с. Соленое Займище. Затем она срезается верхним хазаром и у Н. Займища-Черного Яра, где мы наблюдаем сложенную мощность нижнего–верхнего хазара под названием займищенский (черноморский) аллювий. Необходимо заметить, что и в таких случаях граница нижнего–верхнего хазара достаточно уверенно прослеживается по смене желтовато-серых песков нижнего хазара на желтовато-буроватые пески верхнего хазара.

Если говорить о подводной части разрезов, вскрытой сотнями, если не тысячами скважин, то и здесь вырисовывается любопытная ситуация. Во всех геолого-съемочных отчетах кровля бакинских отложений с *Didacna parvula* (может быть за исключением Черного Яра), уверенно прослеживается на глубине 20–50 м ниже меженного уровня Волги. Над ними, но так же под меженью располагается песчаная толща с нижнехазарскими *D. subpyramidata*, которая сменяется на урезе воды вышеописанными глинами. Но если это так, то и сингильские глины должны относиться к нижнему хазару (как это подчеркивали Г.И. Попов и П.В. Федоров [6, 11, 12]), а не подстилать его.

Таким образом, несмотря на обилие накопленного материала, вопросы стратификации этих разрезов, иногда называемых эталонными для стратиграфической шкалы плейстоцена Северной Евразии, по-прежнему остаются дискуссионными.

Литература

1. *Васильев Ю.М.* Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 168 с.
2. *Гричук В.П.* Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Тр. ИГ АН СССР. 1954. Т. 61. № 11. С. 5–79.
3. *Громов В.И.* Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья // Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1935. Т. 4. Вып. 2. С. 309–324.
4. *Жуков М.М.* Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 2. 240 с.
5. *Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 64. 265 с.
6. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 213 с.
7. *Православлев П.А.* Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений // Изв. Варшавского ун-та. 1908. № 2. 464 с.
8. *Православлев П.А.* Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центр. гидрометбюро. 1926. Вып. 6. С. 1–77.
9. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 268 с.
10. *Седайкин В.М.* Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ. № 1594-В-88. 1988. 180 с.
11. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 110. 298 с.
12. *Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.
13. *Шкатова В.К.* О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Изд-во ВГО, 1973. С. 35–42.
14. *Шкатова В.К.* Единая (для суши и моря) региональная стратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена Каспия (проект) // Квартер-2005. IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 466–467.
15. *Янина Т.А.* Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. М, 2009.

И.Д. Каневская, И.П. Балеv
САРМАТСКИЕ BIVALVIA И GASTROPODA
МОЛДАВСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ И НЕКОТОРЫЕ
ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Приднестровский государственный университет им. Т.Г. Шевченко, Тирасполь,
e-mail: ivanbalev@mail.ru, I.D.Kanevskaya@yandex.ru

I.D. Kanevskaya, I.P. Balev
SARMATIAN BIVALVIA AND GASTROPODA
OF MOLDAVIAN TRANSNISTRIA AND SOME PROBLEMS
OF REGIONAL STRATIGRAPHY

Transnistrian state university named of T.G. Shevchenko, Tiraspol,
e-mail: ivanbalev@mail.ru, I.D.Kanevskaya@yandex.ru

Молдавское Приднестровье относится к восточной части Западного Паратетиса и занимает территорию левобережья р. Днестр, в пределах административных границ Приднестровской Молдавской Республики. Данная территория характеризуется широким распространением пород, датированных сарматским возрастом, которые обнажаются в многочисленных естественных обнажениях и искусственных карьерах. По некоторым источникам [4] в пределах Молдавского Приднестровья мощность сарматских отложений достигает более 200 м, занимая при этом самую большую площадь среди других пород неогеновой системы. В связи с этим, необходимо комплексное изучение отложений данного возраста в пределах изучаемого региона с целью уточнения стратиграфических подразделений сарматского яруса на уровне горизонтов.

Кроме того, породы сармата характеризуются высокой степенью встречаемости остатков моллюсков, которые можно использовать при проведении биостратиграфических исследований и детализации стратиграфической схемы.

Следует отметить, что современные стратиграфические схемы отдельных регионов Западного и Восточного Паратетиса базируются, главным образом, на детальном изучении комплексов двустворчатых моллюсков, закономерностей их стратиграфического и географического распространения, однако необходимо подчеркнуть, что брюхоногие моллюски также являются одной из широко распространенных групп ископаемой биоты и дают хорошие результаты при уточнении стратиграфических подразделений различного ранга.

На территории Молдавского Приднестровья выделение сарматских отложений и выявление соответствующих горизонтов основывалось нами на изучении остатков фауны двустворчатых и брюхоногих моллюсков. С этой целью были исследованы обнажения пород сарматского возраста у с. Бурсук (Молдова), в окрестностях с. Грушка, юго-восточнее с. Подойма, с. Кузьмин Каменского района (ПМР), а также в окрестности с. Красногорка, с. Бутор, с. Бычок Григориопольского района (ПМР).

Монографическая обработка гастропод Молдавского Приднестровья выявила, что обычными компонентами сарматских малакофаунистических сообществ являются представители родов *Acmaea*, *Barbotella*, *Gibbula*, *Calliostoma*, *Hydrobia*, *Cerithium*, *Potamides*, *Dorsanum*, *Cylichna*, *Acteocina*. Среди двустворок обнаружены в основном такие роды, как *Mastra*, *Cerastoderma*, *Venerupis*.

После установления сарматского яруса [8, 10], его трехчленное расчленение было предложено Н.Андрусовым и И.Симионеску [7, 8], которые выделили нижний (волынский), средний (бессарабский) и верхний (херсонский) подъярусы. Значительно позже [5] стратиграфическое расчленение сарматского яруса было детализировано до уровня горизонтов, и в результате в пределах яруса было установлено в общей сложности семь стратиграфических единиц.

Волинский подъярус представлен двумя горизонтами: нижний - кужорский и верхний – збручский. Наиболее полный разрез нижнесарматских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы расположен недалеко от г. Каменка в окрестностях с. Бурсук (Молдова), где породы сармата трансгрессивно залегают на верхнебаденские пески. По фаунистическим остаткам двустворок и гастропод здесь выделяются слои, относящиеся к кужорскому и збручскому горизонту волинского подъяруса сармата. Опираясь на систематический состав двустворчатых и брюхоногих моллюсков, обнажение окрестности с. Грушка Каменского района (ПМР), кроме верхних слоев, также можно предположительно сопоставить с збручским горизонтом нижнесарматского (волинского) подъяруса.

При этом для кужорского горизонта на территории Молдавского Приднестровья типичны остатки раковин двустворок *Cerastoderma ruthenicum* Hilb., *C. pseudoplicatum* Friedb., *Abra reflexa* (Eichw.), *Mastra* (*Sarmatimastra*) *eichwaldi eichwaldi* Lask., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Obsoletiforma lithopodolica ruthenica* (Hilb.), *Plicatiforma praeplacata pseudoplicata* (Friedb.), *Mytilaster incrassatus incrassatus* (Orb.), *Musculus sarmaticus sarmaticus* (Gat.), и гастропод *Gibbula picta* (Eichw.), *Calliostoma angulata angulata* (Eichw.), *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *M. inflata* (Andrz.), *Hydrobia elongata* (Eichw.), *H. stagnalis stagnalis*

(Bast.), *Caspia graciliformis* Papp, *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides (Pirenella) picta mitralis* (Eichw.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Clavatula doderleini* (M. Hoern.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.), *Cylichna melitopolitana* (Sok.), *Terebralia lignitarum* Eichw. и др.

Збручский горизонт в пределах Молдавского Приднестровья фаунистически характеризуется присутствием остатков раковин двустворчатых *Mastra (Sarmatimastra) eichwaldi eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Venerupis (Polititapes) vitaliana vitaliana* (Orb.); из гастропод обнаружены *Acmaea angulata* Orb., *A. pseudolaevigata* Sinz., *A. subcostata* Sinz., *A. enikalensis* Koles., *Hydrobia elongata* (Eichw.), *H. uiratomensis* Koles., *Sinzowia (Kishinewia) bessarabica* (Orb.), *Tritonalia orientalis* (Friedb.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Acteocina sinzovi* (Koles.), *A. lajonkaireana* (Bast.), *A. urupensis* (Koles.), *Actaeon vindobonensis* Papp., *Cylichna melitopolitana* (Sok.), *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Cerithium gibbosum* Eichw., *C. comperei* Orb., *Potamides (Pirenella) picta mitralis* Eichw., *Ocenebrina striata* Friedb., *Mitrella scripta sarmatica* (Bell.), *Akburunella akburunensis* Andrus. и др.

Бессарабский подъярус содержит три горизонта [1]: новомосковский, васильевский и днепропетровский. В пределах Молдавского Приднестровья новомосковский горизонт имеет двучленное строение [4]. Нижняя часть горизонта фаунистически охарактеризована мелкими раковинами двустворок, в основном представителей родов *Cerastoderma*, *Mastra*, *Venerupis*. Помимо этого верхи толщи содержат пресноводные формы рода *Melanopsis* [6]. Для верхней части новомосковского горизонта типичны остатки раковин двустворок *Mastra pallasi* (Baily), *Venerupis (Polititapes) vitaliana vitaliana* (Orb.), *V. gregaria* (Goldf.), *Cerastoderma gatuevi* Koles.; из гастропод характерна *Calliostoma podolica* (Dub.). Наряду с ними встречаются пресноводные (*Planorbis*, *Unio*) и солоноватоводные (*Congerina*, *Theodoxus*) формы.

По нашему мнению, верхние слои Бурсукского и Грушкинского разреза можно предположительно отнести к новомосковскому горизонту среднесарматского (бессарабского) подъяруса по содержанию в них двустворок и гастропод: *Mastra pallsii* (Baily), *Venerupis (Polititapes) vitaliana vitaliana* (Orb.); *Calliostoma podolicoformis* (Koles.), *C. trilineatus* (Sim. et Barbu), *C. podolica* (Dub.), *Acmaea subcostata* Sinz., *A. enikalensis* Koles., *Cerithium volhynicum* (Friedb.), *C. comperei* Orb., *Ocenebrina striata* Friedb., *Potamides (Pirenella) picta mitralis* (Eichw.) и др.

Некоторые авторы [4] выявляют между новомосковским и васильевским горизонтами важный палеогеографический рубеж, который представлен сменой фаций, разрывом, несогласием в ряде разрезов.

Васильевский горизонт в пределах исследуемого региона фаунистически характеризуется появлением двустворчатых *Cerastoderma fittoni* (Orb.), *Mastra podolica* Eichw., *M. fabreana* Orb., и брюхоногих *Terebralia bidentata menestrieri* (Orb.) и др.

По нашим данным [2] в пределах данного горизонта из обнажений в окрестностях юго-восточнее с. Подойма, с. Кузьмин Каменского района, а также в окрестности с. Красногорка Григориопольского района (ПМР) определены следующие виды гастропод: *Barbotella hörnesi* (Barb.), *Gibbula chersonensis* (Barb.), *G. sulcatopodolica* (Koles.), *Calliostoma beaumonti* (Orb.), *C. podoliciformis* (Koles.), *C. podolicoworonzowi* (Sinz.), *C. woronzowii* (Orb.), *Hydrobia uiratamensis* Koles., *Potamides disjunctum* (Sow.), *Dorsanum dissitum* (Dub.), *D. iassiense* (Sim. et Barbu), *Cylichna pupa* (Eichw.), *Acteocina urupensis* (Koles.) и др.

Днепропетровский горизонт в Молдавском Приднестровье охарактеризован такими двустворчатыми моллюсками, как *Cerastoderma fittoni* (Orb.), *C. ingratum* Koles., *Mastra podolica* Eichw., *Venerupis vasluensis* Simion, *Pholas sinzovi* Koles., а из гастропод встречаются *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Calliostoma* (*Barbotella*) *intermedia* (Rad. et Pavl.) и др.

В пределах херсонского подъяруса выделяются нижние, или катерлезские, и верхние, или митридатские слои [3]. В пределах изучаемого региона данный подъярус сармата расположен южнее широты г. Дубоссары и характеризуются бедностью комплексов моллюсков, при этом для него типичны в основном двустворки: *Mastra caspia* Eichw., *M. timida* Zhizh., *M. bulgarica* Toula и др.

Таким образом, на основании вышеизложенного, предполагается, что на территории Молдавского Приднестровья и сопредельных районов сарматские отложения включают все подъярусы сармата стандартной шкалы Паратетиса, а для нижнего и среднего сармата выделены все пять горизонтов шкалы Восточного Паратетиса, а именно кужорский и збручский горизонт нижнесарматского (волинского) подъяруса, ново-московский и васильевский горизонт, относящиеся к среднесарматскому (бессарабскому) подъярусу.

Литература

1. Белокрыс Л.С. Сармат юга УССР // Стратиграфия кайнозоя Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1976. С. 3-21.
2. Каневская И.Д. Сарматские Gastropoda песчано-карбонатной фации окрестности с. Красногорка Григориопольского района (ПМР) // в: Материалы чтений памяти докт. биол. наук В.А. Собоцкого. Тирасполь: Изд-во ПГУ, 2010. С. 58-82.

3. Колесников В.П. Сарматские моллюски // Палеонтология СССР. Л.: АН СССР, 1935. Т. 10. Ч. 2. 507 с.
4. Мащук Н.В., Проданов Ф.П., Чепалыга А.Л., Янакевич А.Н. Современное стратиграфическое подразделение сарматских отложений Приднестровья // Вестник ПГУ. Тирасполь: Изд-во ПГУ, 1996. С. 72-76.
5. Парамонова Н.П., Белокрыс Л.С. Об объеме сарматского яруса // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1972. Т. 47. №. 3. С. 36-47.
6. Рошка В.Х., Хубка А.Н. Очерк стратиграфии неогеновых отложений междуречья Днестр-Прут // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1981. С. 78-90.
7. Andrussow N. Die südrussischen Neogenablagerungen. Th 2. Sarmatische Stufe // Избр. тр. Зап. СПб. минералог. общ-ва. 1899. Т. 36. 1961. Т. 1. С. 173-206.
8. Barbot de Marny N. Über die jüngeren Ablagerungen des Südlichen Rusland // Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss. Abt. Al. 1866. Bd. 53. H. 4. S. 339-342.
9. Simionescu I. Contribution a la geologie de la Moldavie // Ann sti. Univ. Jassi. 1903. Т. 2. Fasc. 3-4. P. 234-250.
10. Suess E. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiäralagerungen. 11. Über die Bedeutung der sogenannten "brackischen Stufe" oder der "Cerithienschichten". Sitzungsber. Wissensch. "math. – Naturwiss". 1866. K1., Bd. LIV, Abt. 1, №7.

Т.В. Кара

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЫНДИНСКОГО БЛОКА СТАНОВОЙ ЗОНЫ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

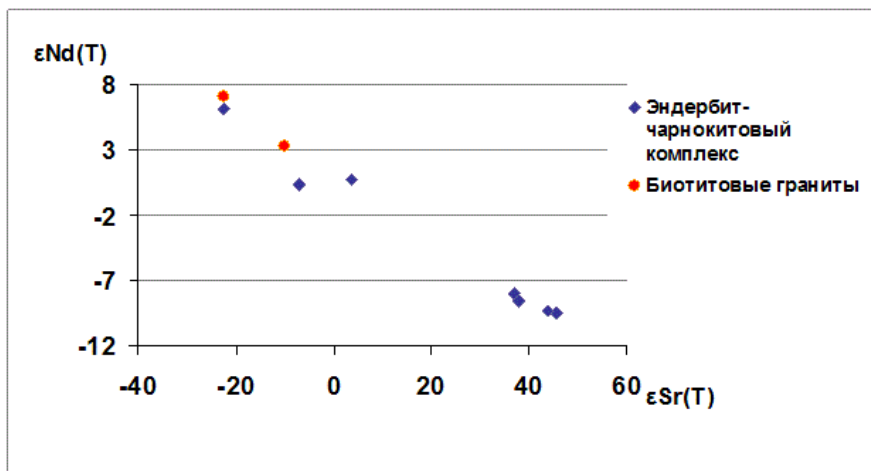
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ),
ООО «УК ПОЛЮС Геологоразведка» Москва, e-mail: taras_kara@mail.ru

T.V. Kara

TECTONIC FACTORS OF GOLD ORE LOCALIZATION AT TYNDA BLOCK OF STANOVY ZONE (AMUR REGION)

Moscow State University (MSU), Moscow, LLC Polyus Exploration Management.
e-mail: taras_kara@mail.ru

Проблема оценки факторов локализации золотого оруденения актуальна как для выявленных различными методами в прошлом рудных узлов и месторождений, так и для прогнозирования возможных перспек-



тивных площадей, опираясь на данные по изученным ранее. Для Становой зоны, являющейся объектом исследования, основными рудоконтролирующими факторами являются условия возникновения и тектоническая эволюция протерозойских гранитоидных массивов и мезозойских интрузий. Их изучение связано с расшифровкой геодинамических обстановок, существовавших в моменты их возникновения и значительных событий их тектонической эволюции а также реконструкцией возможных источников вещества.

Литература

1. Степанов В.А., Стриха В.Е и др. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия). Владивосток: Дальнаука, 1998. 209 с. (Труды АмурКНИИ; Вып. 1).
2. Глуховский М.З., Тарасова В.В., Смиронова М.А. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200.000 (север. часть листа N-51-V). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек. Лапри и верховьев рек Верхней и Средней Ларбы. М.: ВАГТ, 1960. АМТФГИ.
3. Стриха В.Е. Мезозойские грантоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Екатеринбург, 2008 г.

М.С. Карпук¹, Е.М. Тесакова²
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ДЛЯ БАРРЕМА – АЛЬБА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА
ПО ОСТРАКОДАМ

¹Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: mashita@mail.ru

²Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: ostracon@rambler.ru.

M.S. Karpuk¹, E.M. Tesakova²
PALEOECOLOGICAL RECONSTRUCTIONS
FOR BARREMIAN – ALBIAN TIME OF SW CRIMEA
BY OSTRACODS

¹Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: mashita@mail.ru;

²Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: ostracon@rambler.ru

Бентосные остракоды в силу микроскопических размеров жестко связаны с определенными биотопами и зависят от характера грунта и местной гидродинамики, морфология их раковин является надежным индикатором палеообстановок. Опираясь на актуалистические данные [2], по форме и скульптуре раковины можно сделать предположения об экологической адаптации изученных остракод. Для морфофункционального анализа использовались не все виды, а только те, раковины которых обладали определенными морфологическими особенностями, позволявшими отнести их к одной из экологических групп. Поэтому для некоторых образцов данные морфофункционального анализа отсутствуют.

Виды анализировались по двум взаимосвязанным направлениям: отношению к придонной гидродинамике и типу грунта. Внутри каждого направления выявлялись различные обстановки, для которых устанавливались виды-индексы. По отношению к гидродинамике изученные остракоды делились на обитателей спокойных и приливно-отливных обстановок. По отношению к типу грунта выделялись обитатели илов и заиленных песков.

Анализируя процентное соотношение индексов различных обстановок в образцах, можно сделать предположения об относительной удаленности береговой линии и глубине бассейна в различное время (рис. 1, 2, 3). Приближение береговой линии связывалось с увеличением числа мелководных видов, которые определялись по отношению к гидродинамике (обитали в зоне с высокой энергией воды). Гранулометрические свойства осадка связаны с относительной глубиной (чем мельче, тем он

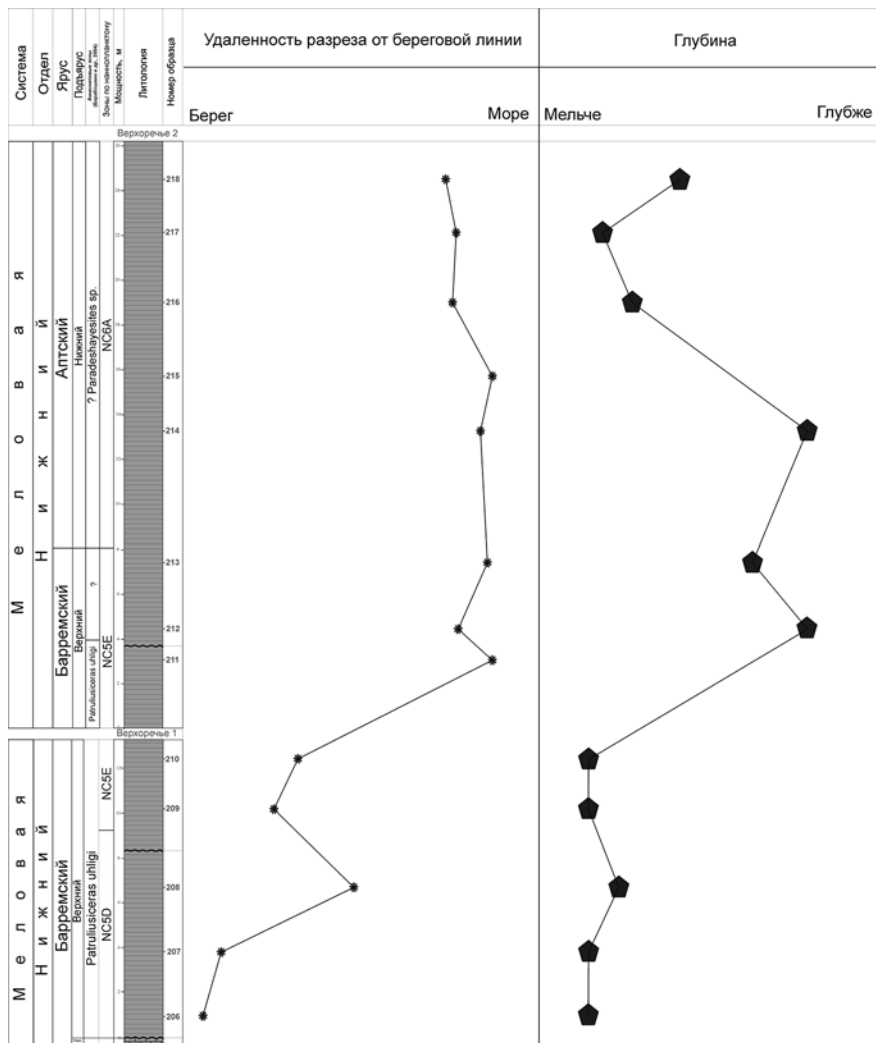


Рис. 1. Удаленность разреза от береговой линии и относительная глубина бассейна в разрезе Верхоречье

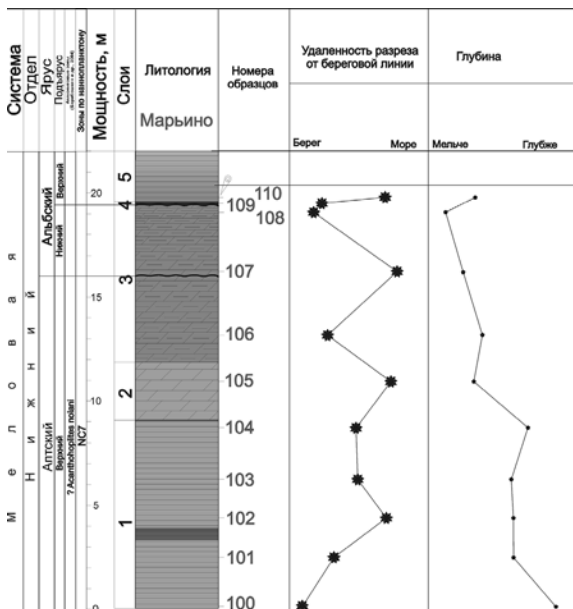


Рис. 2. Удаленность разреза от береговой линии и относительная глубина в разрезе Марьино

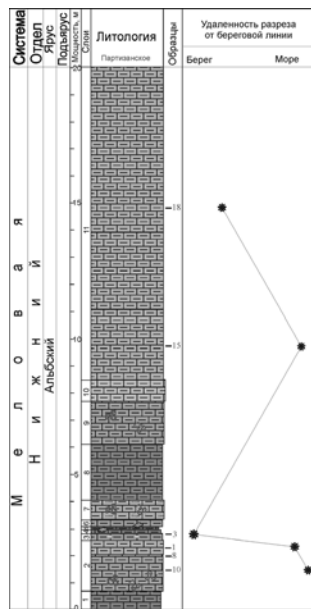


Рис. 3. Относительная удаленность береговой линии в разрезе Партизанское

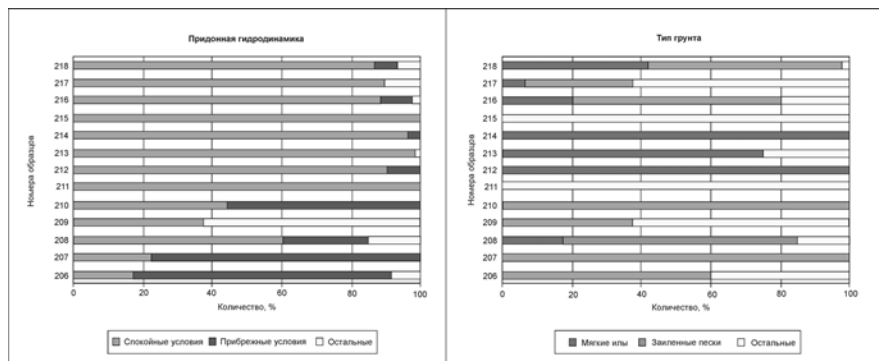


Рис. 4. Диаграммы придонной гидродинамики и типов грунта в разрезе Верхоречье

грубее), поэтому, исследуя остракод по их отношению к грунтам, можно судить об относительной глубине накопления изученных разрезов.

По изменению гидродинамики и грунтов, в разрезе Верхоречье выделяются две основные палеообстановки (рис. 4). В начале позднего баррема (обр. 206–212) разрез находился ближе к берегу на мелководье, о чем свидетельствует большее число видов, обитавших в мелководно-прибрежной зоне на песчано-илистых грунтах. Накопление разреза происходило на трансгрессивном фоне, и уменьшение размерности осадка прямо зависело от увеличения глубины. В этом интервале фиксируются два трансгрессивных эпизода меньшего порядка (обр. 206–208 и 209–212). В конце позднего баррема – раннем апте (обр. 213–218) удаленность от берега и глубина увеличились, гидрологическая обстановка стала спокойней, преобладали илы. В этой части разреза также видны два эпизода. Первый (обр. 213–215) фиксирует наибольшие удаление берега и глубину за все исследуемое время (кроме обр. 211). Второй (обр. 216–218) – приближение берега, с одновременным увеличением глубины. Это может быть объяснено местной тектоникой – вертикальными дифференцированными движениями, предположительно рифтовой природы (Никишин и др., 2006).

В районе разреза Марьино в позднеаптское время преобладали спокойные гидрологические условия (рис. 5), то есть береговая линия была достаточно удалена, с незначительными колебаниями. Грунт в основном представлял собой мягкие илы. Таким образом, изменения глубины в Марьино были гораздо слабее, чем в Верхоречье. Однако соотношение глубины бассейна и удаленности береговой линии здесь такие же, как в конце раннего апта в Верхоречье. По-видимому, в Марьино также фиксируются вертикальные тектонические движения, но не такие активные, как в районе Верхоречья. Вероятно, это связано с несколько удаленным положением разреза Марьино от оси палеорифта, которая проходила по линии Верхоречье-Мазанка-Белогорск [1]. В альбской части разреза Марьино соотношение удаленности береговой линии и глубины нормальное, что свидетельствует о прекращении вертикальных движений и нормальном развитии бассейна.

В разрезе Партизанское встречены остракоды, приуроченные только к мягким илам, поэтому ничего определенного об изменении глубины сказать нельзя, кроме того, что она была относительно большой, и разрез накапливался ниже базиса действия волн. Что же касается гидрологической активности, то здесь отчетливо видны два пика удаленности от берега – на уровне образцов 10 и 15 (рис 3,6).

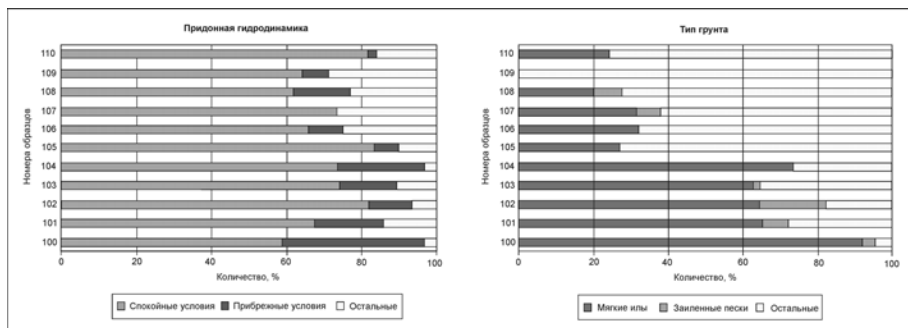


Рис. 5. Диаграммы гидрологической активности и типов грунта в разрезе Марьино

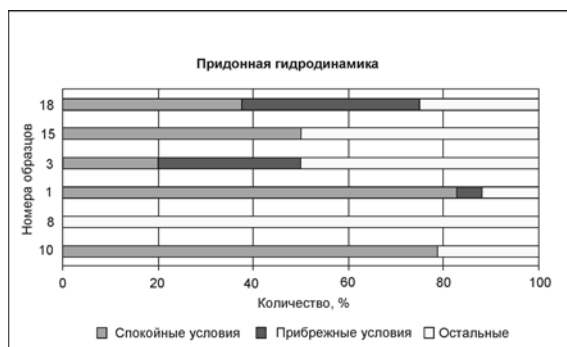


Рис. 6. Диаграмма гидрологической активности в разрезе Партизанское

Литература

1. *Никишин А.М. и др.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: изд-во МГУ, 2006. 59 с.
2. *Шорников Е.И.* Вопросы экологии Азово-Черноморских остракод // Биология моря. Вып. 26. Экологические исследования донных организмов. Киев: Наукова Думка, 1981. С. 53–88.

А.Н. Ковальчук
ПАЛЕОФАУНИСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НОВЫХ НЕОГЕНОВЫХ И АНТРОПОГЕНОВЫХ
МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЗАПОРОЖСКОЙ ОБЛАСТИ
(УКРАИНА) В 2010 г.

Сумской государственный педагогический университет им. А.С. Макаренко,
Сумы, Украина, e-mail: Biologist@ukr.net

A.N. Kovalchuk
PALAEOFAUNISTICAL RESEARCHES OF THE NEW
NEOGENIAN AND ANTHROPOGENIAN LOCALITIES
OF ZAPOROZHYE REGION (UKRAINE) IN 2010

Makarenko Sumy State Pedagogical University, Sumy, Ukraine,
e-mail: Biologist@ukr.net

Териофауны миоценового, плиоценового и плейстоценового возраста Восточного Паратетиса достаточно хорошо изучены отечественными и зарубежными авторами преимущественно во второй половине XX века [2, 3, 6–8, 10]. Наличие многочисленных местонахождений этого времени на территории Украины и Молдовы, из которых был получен богатый остеологический материал, обусловлено тафономическими особенностями региона в зоне постоянной динамики крупных морских бассейнов под влиянием неотектоники.

Отложения неогена сплошным чехлом покрывают территорию южных стезей Украины. В северной части Причерноморья эти породы выходят на дневную поверхность в речных долинах, балках и оврагах, а в южной – погружены на значительную глубину [4]. Мощность этих отложений на юге Украины варьирует в диапазоне нескольких десятков-нескольких сотен метров, причем она уменьшается до полного выклинивания на участках более высокого залегания кристаллических пород и увеличивается в депрессии докембрийского ложа.

Район исследования приурочен к левобережью нижнего течения Днепра и административно входит в состав Запорожской области. В этом регионе распространены отложения Сарматского бассейна, представлены известняками, глинами, песками и другими породами. Сарматские горизонты перекрыты морскими и континентальными отложениями плиоцена и алевритами плейстоценового возраста.

Неполноту геологической летописи этапа развития фаун позднего неогена и раннего антропогена существенно дополнили новые палео-

фаунистические комплексы с местонахождений Подгорное, Попово-3 и Лысая Гора-2 (сармат), Верхняя Криница-2 (меотис), Каменское и Лобково (молдавский руссильон), Верхняя Криница-1, Попово-1, Попово-2 (фауны хапровського возраста), Лысая Гора-1 (начало среднего неоплейстоцена). Все они находятся в Васильевском районе Запорожской области и были открыты (кроме Каменского) в течение последних лет экспедициями отдела палеозоологии позвоночных Национального научно-природоведческого музея НАН Украины, где и находится на хранении собранный остеологический материал.

Материалом для исследования стали ископаемые остатки различных систематических групп позвоночных животных (около 15 тыс. единиц), собранные на местонахождениях путем отбора костеносной породы (преимущественно гравилитистих среднезернистых светлоокрашенных кварцевых песков) с последующим её промыванием через густое сито с диаметром ячеек 1 мм с последующей экстракцией фаунистических остатков. При определении таксонов были использованы диагностические костные остатки – в основном зубы микротериофауны, обработанные согласно общепринятым методикам. Многочисленные остатки других классов позвоночных животных (рыб, амфибий, рептилий) определялись до отряда и только в отдельных случаях – до низших таксонов.

Подгорное

Местонахождение расположено на правом склоне Широкой балки, выходящей в с. Подгорное Васильевского района. Предварительные данные по тафономии, геологии и фауны этого местонахождения были опубликованы в 2005 г. [5]. Полевые исследования Подгорного в 2006 г. позволили уточнить фаунистический список видов. Так, остатки представителей териофауны залегают на высоком гипсометрическом уровне и приурочены к толще рыхлых глинистых известняков и верхнесарматских мергелей, включающей раковины морских моллюсков разных видов [6].

В ходе исследований были выделены два костеносных горизонта: верхний (маломощный) включает остатки *Mastodontidae*, *Chilotherium*, *Hipparion*, *Samotherium*, мелких парнокопытных (*Lagomeryx*, *Gazella*, *Cervavitus*), а также некоторых *Carnivora*; нижний (более мощный) отличается большей насыщенностью хорошо сохранившимися костными остатками различных групп позвоночных животных – *Pisces*, *Reptilia* (*Chelonia*), *Aves* (*Struthio* sp) и *Mammalia* (*Mastodontidae*, *Khersonotherium*?, *Chilotherium* sp., *Hipparion* ex gr. *giganteum*, *H.* ex gr. *verae*, *Lagomeryx* sp., *Cervavitus* sp., *Gazella* sp.).

В 2009–2010 гг. раскопки на местонахождении не проводились в связи с необходимостью обследования новых перспективных точек с костеносным аллювием. В то же время уточнен возраст сарматских извест-

няков (верхняя половина нижнего сармата) на основании изучения остатков двустворчатых моллюсков, в частности *Plicatiforma fitonii*, выступающей маркером пород этого возраста. При обследовании балки, в которой находится местонахождение Подгорное, в отвалах и осыпях её склонов собирались остатки гипарионы и других представителей местной макротериофауны средне-и верхнесарматского возраста.

Попово

Овраг, в котором находится местонахождение, представляет собой врезку в склон древней балки на южной окраине с. Верхняя Криница. В его верховьях отсутствуют следы стратификации в результате размывов и переотложений. Далее, вдоль оврага вниз стратиграфическая ситуация улучшается – можно проследить залегание горизонтов *in situ*. Комплекс седиментов поповского можно рассматривать как единый ритм озерно-лагунных отложений, что согласуется с локализацией местонахождения на поднятом тектоническом блоке в пределах водораздела между р. Днепр и р. Молочная. В то же время его можно разделить на 3-4 под-ритма седиментогенеза, которые являются отражением местного осложнения процесса осадконакопления. Красно-бурые глинистые отложения имеют вид мелкоосколочных отдельностей и сформировались в условиях спокойного и теплого водного бассейна.

Местонахождение было открыто Л.И. Рековцом и А.В. Пашковым в 2007 г. Максимальная длина оврага, в котором оно находится, составляет около 100 м, наибольшая ширина – 10 м, глубина – 8 м. Разрез включает 3 разновозрастных горизонты костеносной породы с многочисленными остатками рыб, рептилий и мелких млекопитающих, соответствующие 3 циклам аллювиогенеза [6, 9].

В отложениях точки Попово-1 присутствуют костные остатки представителей позднехазарской фауны (MN 16, куяльницкий этап развития Черноморского бассейна): *Soricidae*; *Desmana* (*Pliodesmana*) cf. *jalpugensis* Topachevski, Pashkov, 1983; *Ochotona* sp. (ex gr. *pusilla*); *Trogotherium* cf. *minus* Newton, 1890; *Proalactaga* (?*Paralactaga*) cf. *varians* Savinov, 1970; *Promimomys constantinova* Alexandrova, 1966; *Mimomys hintoni* Fejfar, 1961; *Villanyia* (*Borsodia*) *petenyii* Mehely, 1914 [6]. Кроме остатков макротериофауны, в этих отложениях встречаются многочисленные остатки рыб и рептилий, кости амфибий, а также фрагменты костей крупных млекопитающих.

Фауна Попово-2 из костеносной толщи, находящейся ниже точки Попово-1, имеет больший геологический возраст и может быть отнесена к раннехазарскому времени (MN 16): *Soricidae*; *Erinaceidae*; *Desmana* cf. *kormosi* Schreuder, 1940; *Ochotona* sp. (ex gr. *pusilla*); *Trogotherium* cf. *minus* Newton, 1890; *Nannospalax odessanus* Topachevski, 1969; *Proalacta-*

ga (?*Paralactaga*) cf. *varians* Savinov, 1970; *Allocricetus* cf. *anterolophidens* Topachevski, Scorik, 1992; *Mimomys pliocaenicus* F. Major, 1902; *Villanyia* (*Borsodia*) *petenyii* Mehely, 1914; *Villanyia* (*Borsodia*) *hungarica* Kormos, 1934; *Villanyia* (*Borsodia*) sp. (мелкая форма); Arvicolidae.

Приведенный фаунистический список из этого горизонта не ограничивается исключительно остатками микротериофауны. Сопутствующим материалом являются многочисленные кости рыб (Cyprinidae, Esocidae, Siluridae), амфибий (Ranidae?), остатки рептилий (Lacertidae), скорлупа яиц от двух видов птиц, фрагменты зубов мелких парнокопытных (~*Procapra*). В зоне контакта отложений Попово-1 и Попово-2 обнаружены костные остатки *Allactaga* sp. В глинистых седиментах этой толщи встречаются раковины двустворчатых моллюсков *Congeria*, *Lymnaea* и др.

На низком гипсометрическом уровне оврага залегает толща аллювиальных отложений Попово-3 с большой концентрацией ископаемых остатков различных систематических групп позвоночных. Исследования 2007, 2009-2010 гг. позволили составить фаунистический список этого горизонта: Soricidae; Erinaceidae (крупная форма); *Proochotona* (?*Bellatonoides*) cf. *calfense* Lungu, 1981; *Proochotona* sp.; *Prolagus* aff. *crusafonti* López-Martínez, 1975; *Pseudobellatona relictata* Topachevski, Nesin, 1993; Muridae; *Pseudocricetus* sp.; *Ischymomys ponticus* Topachevski, Scorik, Rekovets, 1978 [6].

Возле точки Попово-3 прослеживается четкий контакт красно-бурых мелко-обломочных глин, сизых глин *in situ* и гравилитистих песков, что интересно с точки зрения интерпретации геологической обстановки в позднем миоцене-среднем плиocene. Фауна из толщи Попово-3 соответствует зоне MN 11 (херсонской стадии верхнего сармата).

В 2010 г. было отобрано небольшое количество породы с толщи Попово-0, которая дислоцируется непосредственно на отложениях Попово-1 под толщей красно-бурых глин и представляет собой сцементированный бурый кварцевый песок с глинистыми включениями. Позже удалось установить, что эти седименты включают небольшое количество костей рыб (в основном, позвонков и других элементов посткраниального скелета).

Верхняя Криница

Местонахождение находится на правом склоне балки в окрестностях с. Верхняя Криница, в 300 м ниже Попового. Оно представляет собой старый заброшенный песчаный карьер с мощной толщей перемытых светлых кварцевых песков с включением глины и гравилитистих линз, содержащих фауну. В ходе предыдущих исследований местонахождения в 2007 г. было установлено наличие двух разновозрастных палеофаунистичних комплексов [6], остатки которых происходят из двух отдельных циклов аллювиогенеза – Верхняя Криница-1 и -2. Таксономический спи-

сок остатков с точки Верхняя Криница-1 выглядит следующим образом: Soricidae; *Desmana* (*Pliodesmana*) *moldavica* Topachevski, Pashkov, 1983; *Pseudobellatona relict*a Topachevski, Nesin, 1993; *Nannospalax odessanus* Topachevski, 1969; *Apodemus* sp. (мелкая форма); *Allocricetus* cf. *anterolophidens* Topachevski, Scorik, 1992; *Dolomys* sp.; *Pliomys ucrainicus* Topachevski, Scorik, 1967; *Pliolagomys* sp. (juv.); *Trischizolagus* seu *Hypolagus* sp. (juv.); *Villanyia* (*Borsodia*) *petenyii* Mehely, 1914 (= cf. *V. novoasovica* Topachevski); *Miomys* sp.; Arvicolidae.

Здесь также были найдены остатки значительного количества рыб, амфибий, рептилий, костные фрагменты беличьих (Sciuridae), зуб *Procapra* (?), скорлупа двух видов птиц [6]. Исходя из качественного состава представителей микротериофауны, можно датировать эту толщу началом зоны MN 16, или MNR 6 за А.С. Тесаковым [6, 8].

Верхняя Криница-2 – комплекс гравилитистих линз с богатой фауной позвоночных животных, зажатых между двумя слоями сизых глин в одной из стенок карьера. В этом горизонте было найдено большое количество костей рыб (в основном глоточных зубов Cyprinidae и остатков краниального и посткраниального скелетов представителей других семейств), немногочисленные остатки амфибий и рептилий. Фаунистический список палеомикротериоценоза следующий: Soricidae (мелкая форма); Soricidae (крупная форма); Erinaceidae; *Desmana* (*Archaeodesmana*) cf. *verestchagini* Topachevski, 1961; *Ochotona* cf. *eximia* (Khomenko, 1914) seu *kalfense* (Lungu, 1981); Castoridae (мелкая форма); *Lophocricetus* ex gr. *maeoticus-complicidens* Topachevski, Scorik, 1984; *Kowalskia* cf. *progressa* Topachevski, Scorik, 1992; *Microscoptes* cf. *pristimus*. Таким образом, изучение фауны с другой алювиального горизонта позволяет утверждать, что возраст фауны находится в зоне MN 12 [6].

Каменское

Это местонахождение известно с 1959 г. Оно приурочено к мощным отложениям светлых мелкозернистых песков с гравилитистыми и глинистыми костеносными включениями [6]. В ходе предыдущих исследований местонахождение в 1960-1970-х гг был составлен фаунистический список имеющихся костных остатков [1, 7]:

1. Pisces – *Esox lucius* L. (?), *Rutilus frisii* (Nordm.), *R. sp.*, *Leuciscus* sp., *Scardinius erythrophthalmus* (L.), *Abramis* sp., *Carassius carassius* (L.), *Parasilurus* sp., *Lucioperca* (*Stizostedion*) cf. *zaissanica* Leb., *L. zaissanica occidentalis* Tar., *L. lucioperca* (L.), *Perca* sp., Percidae.

2. Amphibia – Salamandridae.

3. Reptilia – *Emys orbicularis* (L.), *Testudo* cf. *gigantea* Wegn, *Geoemyda borysthénica* Tar., *G. cf. eureia* (Wegn.), *Lacerta* cf. *viridis* (Laur.), Colubridae (?).

4. Aves – *Anser* cf. *anser* L., *Gallus* sp.

5. Mammalia – *Desmana verestchagini* Top., *Anourosoricodon piddoplitshkoi* Top.; *Alilepus* sp., *Prolagus* sp., *Proochotona eximia* (Khom.), *Ochotona antiqua* Pidopl.; *Steneofiber* sp., *Dolomys* sp., Cricetidae, *Promimomys moldavicus* (Korm.); *Hipparion* sp.; *Gazella* sp., *Procacpreolus* sp., Suidae.

Экспедициями последних лет получен новый фактический материал, позволивший дополнить и уточнить состав териофауны данного танатоценоза: *Sorex* sp.; *Ochotona* sp. (крупная форма); *Allocricetus* cf. *odessanus* Topachevski, Scorik, 1992; *Promimomys* (? *Cseria*) sp. [6]. Наличие многочисленных серий диагностических фрагментов остеологического материала позволяет датировать местонахождение средним плиоценом, что соответствует зоне MN 15 (средний? киммерий). В костеносной толще встречаются кости мелких млекопитающих, щитки черепах.

В 2010 г. была обследована серия оврагов, пересекающих борта древней балки справа от трассы М18 на левом берегу р. Конка в окрестностях с. Каменское. Характерной особенностью отложений в этих оврагах является постепенный переход красно-бурых (плиоценовых?) глин в лессовидные суглинки антропогена, что может свидетельствовать о стабильности процессов осадконакопления в этом регионе на протяжении длительного времени. Песчаные и глинистые отложения этих новых точек литологически и структурно напоминают седименты Поповаго, в то же время существует возможность датировки их киммерием.

Лобково

Это местонахождение было открыто во II пол. XX в. [6]. Предварительный фаунистический список включает в свой состав следующие таксоны: *Ochotona* cf. *eximia* (Khomeiko, 1914) seu *kalfense* (Lungu, 1981); *Trogontherium minus* Newton, 1890. Кроме того, в материалах из местонахождения присутствуют остатки Carnivora (Canidae?), Artiodactyla (Cervidae), а также кости рыб, рептилий (в основном Chelonina) и птиц. Костные остатки микротериофауны с Лобкового наводят на мысль об их временной синхронности фауне Каменского (MN 15).

В 2010 г. нами была найдена точка с хорошо выраженными гравилитистыми линзами, насыщенными ископаемыми остатками. В месте отбора породы прослеживается косая слоистость мелкозернистых (тонких) гравилитистых отложений, в которых визуальнo заметны многочисленные кости рыб. Эти седименты дали значительный по объему фаунистический материал. Следует подчеркнуть наличие большого количества хорошо сохранившихся палеоихтиофаунистичеких остатков, которые составляют основной объем полученного остеологического материала. Также встречаются кости амфибий, щитки крупных черепах и т.д. Отно-

сительно териофауны, на местонахождении найдены зубы *Castoridae*, многочисленные диагностические фрагменты других таксонов грызунов, зубы *Ochotoninae* (остатки очень крупной формы *Ochotona* cf. *eximia* (Khomenko, 1914) seu *kalfense* (Lungu, 1981) и cf. *Alilepus* sp.

Лысая Гора

Местонахождение было открыто в ходе полевого сезона 2009 г. Оно расположено на обрывистом склоне берега Каховского водохранилища в пределах Васильевского лесничества неподалеку от пгт Васильевка. Были обнаружены две разновозрастных костеносных толщи: Лысая Гора-1 и -2.

В 2010 г. была уточнена геология этих новых точек и получен новый палеоостеологический материал, позволяющий датировать соответствующие горизонты. Территория Лысой Горы была дном мелководной водоемы с незначительным течением, о чем свидетельствует наличие глинистых седиментов лагуно-лиманного типа. Послойно можно наблюдать ритмику седиментогенеза на местонахождении: переход от типично морских отложений до пресноводных с последующим неоднократным размыванием последних морем.

Порода с Лысой Горы-1 представляет собой перемытые отложения сарматского возраста с раковинами моллюсков *Mastra*, *Viviparus* и т.д. По своей природе эта точка сбора материала является бывшей авандельтой реки. В течение 2009–2010 гг. в материалах с этой толщи обнаружены многочисленные остатки рыб нескольких видовых таксонов, кости амфибий, щитки черепах (*Testudinidae*?), а также зубы и отдельные костные фрагменты *Hipparion* sp. Вместе с этими сарматскими формами найдены диагностичные элементы скелета грызунов и других мелких млекопитающих, по которым удалось определить возраст толщи как начало среднего неоплейстоцена.

Лысая Гора-2 располагается на значительно более высоком гипсометрическом уровне. Это толща тонких светлых кварцевых песков с включением вязких темнозеленых глин и друз гипса, которая залегает непосредственно на карбонатизованной породе сармата. Насыщенность этого горизонта фауной незначительная, поэтому на протяжении длительного времени определение возраста Лысой Горы-2 оставалось проблематичным. Во время полевых исследований 2009–2010 гг. в материалах этой толщи находили кости суслика *Citellus suslicus* L., однако они имели значительно меньший (антропогеновый) геологический возраст, поскольку происходили из древней кротовины и были переотложены. Однако в конце полевого сезона 2010 г. на границе контакта кварцевых песков и карбонатов удалось обнаружить *in situ* зубы примитивной ко-

ренезубой полевки *Ischymotus*, что позволило синхронизировать отложения Лысой Горы-2 с отложениями Поповаго-3 (MN 11).

Таким образом, серия разновозрастных местонахождений левобережья нижнего течения Днепра имеет преимущественно аллювиальный генезис (за исключением Подгорного). Это обстоятельство определяет сохранность, насыщенность и смешанность остеологического материала. Наличие размывов, присутствие форм-мигрантов (*Lophocricetus*, *Pseudobellatona* и др.) и трансформированных видов (*Villanyia petenyii*) свидетельствуют о неоднократном прерывании выявленной динамики седиментогенеза. Во всех исследованных местонахождениях аллювиальной природы присутствуют или преобладают остатки представителей семейства Lagomyidae. Интересной особенностью является наличие среди ископаемых остатков многочисленных представителей ряда Insectivora (Soricidae, Talpidae, Erinaceidae).

Большой интерес представляют многочисленные остатки костных рыб, которые доминируют в толщах всех описанных местонахождений, и могут рассматриваться как существенный дополняющий элемент для характеристики аллювиальных танатоценозов неогенового и антропогенного возраста.

Выражаю искреннюю благодарность д.б.н., проф. Л.И. Рековцу (отдел палеозоологии позвоночных и палеонтологический музей, ННПМ НАН Украины) за предоставленную возможность участия в раскопках вышеуказанных местонахождений в 2009–2010 гг., а также канд. геол.-минер. наук В.А. Присяжнюку (Институт геологических наук НАН Украины) за характеристику геологической ситуации на описанных местонахождениях и Dr. S. Čermak (Laboratory of palaeobiology and palaeoecology, Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic) за помощь в определении остеологического материала (особенно остатков Lagomorpha).

Литература

1. Дуброво И.А., Капелист К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука, 1979. 160 с.
2. Короткевич Е.Л. Млекопитающие бериславской позднесарматской гиппарионовой фауны // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 5. К.: Издательство АН УССР, 1970. С. 24-121.
3. Логвиненко В.М. Великі ссавці пізнього неогену та раннього антропогену України. К.: ЕКМО, 2008. 203 с.
4. Моляк Г.І. Неоген півдня України. К.: Видавн. АН УРСР, 1960. 208 с.
5. Рековец Л.И., Логвиненко В.Н. Предварительные данные о геологии и фауне нового местонахождения позднего миоцена Пидгирне на юге Украи-

ны // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий: Материалы международной научной конференции. Ростов-на-Дону, 2005. С. 77-78.

6. *Рековец Л.И., Пашиков А.В.* Новые местонахождения микротерииофауны позднего неогена Украины // Ископаемая фауна и флора Украины: палео-экологический и стратиграфический аспекты: Сборник научных трудов. Киев: Изд-во Ин-та геологических наук НАН Украины, 2009. С. 354-360.

7. *Таращук В.И.* Холоднокровные позвоночные из плиоценовых отложений Запорожской области // Природная обстановка и фауны прошлого. К.: Наукова думка, 1965. С. 74-101.

8. *Тесаков А.С.* Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 247 с.

9. *Kovalchuk O.M.* Theriofauna of the Popove fossil site of the Late Neogene (Southern Ukraine) // Abstracts of the International Paleontologic Conference "Kregowce Kopalne – Morfologia, Systematyka, Ewolucja". Wrocław, Poland, 3-5 December. Wrocław: Instytut Biologii, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, 2009. P. 30.

10. *Nesin V.A., Nadachowski A.* Late Miocene and Pliocene small mammal faunas (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) of Southeastern Europe // Acta zoologica cracoviensia. Kraków, 2001. Vol. 44 (2). P. 107-135.

А.Н. Кольчугин, В.П. Морозов
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ
ИЗМЕНЕНИЙ НАЛОЖЕННОГО ХАРАКТЕРА
И ИХ СВЯЗЬ С ИСТОРИЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
(НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ)

Казанский федеральный университет, Казань, e-mail: Anton.Kolchugin@ksu.ru

A.N. Kolchugin, V.P. Morozov
POSTSEDIMENTATION CHANGES OF THE IMPOSED
CHARACTER AND THEIR CONNECTION WITH
HISTORY OF GEODYNAMIC DEVELOPMENT
OF THE VOLGA-URAL REGION (ON AN EXAMPLE
OF OIL RESERVOIRS IN CARBONATE ROCKS SOUTH-
EAST TATARSTAN)

Kazan Federal University, Kazan, e-mail: Anton.Kolchugin@ksu.ru

Объектами исследования являлись карбонатные нефтеносные отложения турнейского и башкирского ярусов юго-востока Татарии. Используя системный и историко-геологический подходы к изучению осадочных толщ, проведена попытка восстановления истории формирования карбонатных отложений, начиная от этапа седиментогенеза карбонатных осадков в палеозойском морском бассейне и заканчивая постседиментационными изменениями наложенного характера, реализованными на этапе нефтенакопления и после него.

Изучением седиментогенеза отложений карбонатных толщ нижнего и среднего карбона занималось значительное количество исследователей [17, 10, 7, 4], однако постседиментационным изменениям названных отложений до недавнего времени было посвящено небольшое число работ [8, 9]. Тогда как именно постседиментационные изменения наряду с седиментогенезом в наиболее полной мере отражают геодинамическую эволюцию бассейна породообразования.

Хорошо известно, что современный тектонический план Волго-Уральской антеклизы является результатом длительной эволюции тектонических движений, начиная с архея, и продолжающегося по настоящее время [12]. Нами будет уделено внимание лишь периоду тектониче-

ского развития центральной части Волго-Уральской антеклизы с герцинского этапа.

Накопление палеозойского осадочного чехла востока Восточно-Европейской платформы осуществлялось на этапе тектонического погружения осадочно-породного бассейна, с сопутствующими погружению стадиями седиментогенеза, и фонового литогенеза. Его началом считается средний девон. В начале герцинского этапа отмечается общее погружение Восточно-Европейской платформы, в частности затопление Волго-Камского щита и превращение его в Волго-Уральскую антеклизу [12]. В позднем девоне – раннем карбоне в пределах Волго-Уральского региона закладывается система Камско-Кинельских некомпенсированных прогибов, характеризующихся накоплением в осевых частях черносланцевых, относительно глубоководных отложений, называемых доманикитами. Начиная с позднего девона и до начала перми включительно, почти на всей области современной Волго-Уральской антеклизы осуществлялась карбонатная седиментация в условиях мелководного эпиконтинентального моря с редкими довольно кратковременными перерывами в осадконакоплении и господством континентальных условий в начале визейского и московского веков. В целом считается, что именно герцинский этап задал тектоническую основу большинства современных тектонических элементов, а также знаменовался накоплением как потенциально нефтематеринских толщ, так и пород, впоследствии ставших коллекторами нефти.

В послепермское время начинают закладываться новые структурно-тектонические элементы. В частности, закладывается Мелекесская впадина как самостоятельный структурно-тектонический элемент с окончательным отделением ее от Южно-Татарского свода и формированием резких тектонических границ [3].

Альпийскому этапу тектонического развития региона принадлежит решающая роль в становлении локального структурного плана. Активизация блоковых движений на Южно-Татарском своде и восточном борту Мелекесской впадины, предопределила формирование новых локальных структурных форм [3, 5]. Согласно выше названным авторам, именно в течение альпийского этапа тектогенеза сформировалась основная система ловушек, контролировавших накопление нефти в каменноугольных отложениях. В связи с активной перестройкой структурно-тектонического плана Волго-Уральский осадочно-породный бассейн подвергается динамотермальной активизации, что привело к прогреву осадочной толщи [13, 14] и реализации в его пределах элизионной геофлюидной стадии развития бассейна породообразования. Сказанное подтверждается работой А.А. Карцева, С.Б. Вагина и др. [6], в которой говорится, что

в мезозойскую и кайнозойскую эры в гидрогеологической истории нефтегазоводоносных комплексов Волго-Уральского бассейна, неоднократно существовал эллизионный гидрогеологический этап.

Это же время характеризуется реализацией в положительных нефтеносных структурах разнообразных видов наложенных вторичных изменений, таких как селективное и неселективное выщелачивание, кальцитизация, доломитизация, окремнение. Морфология и пространственное положение агрегатов вторичных минеральных новообразований в карбонатных породах, а также четкая парагенетическая связь с периодом нефтенакопления позволяет связать их с восходящей миграцией флюидов из нижележащих осадочных толщ. То есть следует считать, что именно эллизионный режим предопределил реализацию большинства из изученных вторичных преобразований карбонатных пород нижнего и среднего карбона в Волго-Уральском осадочно-породном бассейне. При этом согласно данным В.В. Витвицкого и В.В. Шапенко [2], температуры реализации вторичных изменений в коллекторах нефти могли достигать 100–150 °С, это же подтверждается данными зарубежных исследователей [20] изучавших аналогичные по строению осадочные бассейны.

Исходя из общих положений геодинамического развития бассейнов породообразования и минерагенического анализа [1, 11, 15, 16, 18, 19], после реализации динамотермальной активизации региона произошла его относительная стабилизация, со снятием тектонической напряженности, что обусловило реализацию инфильтрационной гидрогеологической стадии. Данной стадии сопутствовал один из видов изученных вторичных изменений – сульфатизация. Она связана с проникновением в карбонатные толщи карбона сульфатных вод из вышележащих сульфатоносных пермских отложений. Тому свидетельствует вертикальная ориентировка трещин выполненных сульфатами (гипс и ангидрит) и отсутствие какой-либо парагенетической связи локализации сульфатов с типами пород. Сульфаты отмечаются как в нефтеносных коллекторах, так и в плотных породах, не несущих на себе признаков бывшего нефтенасыщения или следов миграции углеводородов.

Последовательность реализации вторичных изменений в послепермский этап в связи с нефтенакоплением можно изобразить в виде таблицы 1.

Литература

1. Абукова Л.А. Основные типы флюидных систем осадочных нефтегазовых бассейнов // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 25-29.
2. Витвицкий В.В. Новые данные о палеотемпературах в карбонатных породах палеозоя юго-востока Русской платформы / В.В. Витвицкий, В.В. Шапенко // Доклады АН СССР. Т. 228, № 4. 1976. С. 936-939.

Таблица 1

Стадийность вторичных изменений в карбонатных породах
нижнего и среднего карбона юго-востока Татарстана

Типы вторичных изменений		Эллизионная стадия (динамотермальная активизация)		Инфильтрационная стадия (снятие тектонических напряжений)
		Формирование коллекторов	Разрушение залежей и формирование зон водонефтяных контактов	
Выщелачивание	селективное	формирующее равномерную кавернозность	_____	
		формирующее неравномерную кавернозность	_____	
	неселективное	формирующее крупные каверны	_____	
Доломитизация		образование доломита в виде примеси в известняках	_____	
		образование яснозернистых агрегатов	_____	
Кальцитизация		образование яснозернистых агрегатов	_____	
		крустификация	_____	
Окремнение			_____	
Сульфатизация				_____

3. *Войтович Е.Д.* Тектоника Татарстана / Е.Д. Войтович, Н.С. Гатиятуллин. Казань: Изд-во КГУ, 2003. 132 с.

4. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В.Бурова. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

5. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф.Н.Юдахин, Ю.К.Шукин, В.И.Макаров. Екатеринбург: УРО РАН, 2003. 280 с.

6. *Карцев А.А.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов / А.А. Карцев, С.Б. Вагин, В.М. Матусевич. М.: Недра, 1986. 224 с.

7. *Козина Е.А.* Условия формирования и закономерности размещения карбонатных пород-коллекторов турнейского яруса нижнего карбона юго-востока Татарии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1978. 21 с.
8. *Морозов В.П.* Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона / В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин. Казань: ПФ Гарт, 2008. 187 с.
9. *Морозов В.П.* Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона / В.П. Морозов, Е.А. Козина. Казань: ПФ Гарт, 2007. 201 с.
10. *Муслимов Р.Х.* Геология турнейского яруса Татарстана / Р.Х. Муслимов, Г.И. Васясин, А.Н. Шакиров и др. Казань: Мониторинг, 1999. 186 с.
11. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
12. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия / В.Е. Хаин. М.: Недра, 1977. 359 с.
13. *Христофорова Н.Н.* Температура и тепловой поток в гранито-гнейсовом слое земной коры (по результатам экспериментальных измерений в скважинах Татарского свода) / Н.Н. Христофорова, А.В. Христофоров, Р.Х. Муслимов // Георесурсы. 2000. № 1(2). С. 2-11.
14. *Христофорова Н.Н.* Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазонасыщенности Приволжского региона / Н.Н. Христофорова, Н.Н. Непримеров, А.В. Христофоров и др. // Георесурсы. 2004. № 1(15). С. 24-31.
15. *Чайкин В.Г.* Лито- и рудогенетические особенности осадочных формаций Восточно-Европейской платформы и рифея и фанерозоя: Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук. Казань, 2005. 49 с.
16. *Чернышев С.Н.* Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.
17. *Шельнова А.К.* Типы разрезов нижнего карбона, развитые на территории Татарской АССР / А.К. Шельнова, А.Н. Желтова, Е.А. Белодурова // ДАН СССР. 1966. Т. 171. №2.
18. *Янаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного поро- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
19. *Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.
20. *Neilson J.E.* The relationship between petroleum, exotic cements and reservoir quality in carbonates – A review / J.E. Neilson, N.H. Oxtoby // Marine and Petroleum Geology. Vol. 25. 2008. P. 778–790.

А.В. Кохан, А.В. Петрова, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ОСЕВОГО И ВНЕОСЕВОГО
СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ**

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва,
e-mail: kkkkk1987@mail.ru

**A.V. Kokhan, A.V. Petrova, E.P. Dubinin, A.L. Grokholsky
EXPERIMENTAL MODELLING OF AXIAL AND OFF-
AXIAL STRUCTURE-FORMING OF SPREADING RIDGES**

Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: kkkkk1987@mail.ru

В настоящее время рифтовые зоны срединно-океанических хребтов отличаются сравнительно высокой изученностью. Существуют общепринятые модели формирования земной коры и рельефа дна в их пределах. Неясность сохраняется в вопросах, касающихся внеосевого структурообразования, различные аспекты которого были рассмотрены нами.

Важным параметром в процессах структурообразования является линейная скорость спрединга. Именно она определяет термодинамический режим литосферы рифтовой зоны, ее толщину, эффективную прочность, а также генеральную морфологию рельефа дна [3].

Кроме того, различия в осевом и внеосевом структурообразовании обусловлены особенностями процессов акреции и глубинного строения коры, термическим и реологическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спрединга хребта. Вышеперечисленные факторы в результате способствуют или исключают формирование в осевой зоне хребта осевой магматической камеры (ОМК). ОМК, в свою очередь, оказывают существенное воздействие на термический режим и, как следствие, реологию коры рифтовой зоны хребта. Все это приводит к формированию разломов различной амплитуды и разноразмерных блоковых поднятий и грабенов рифтовых гор и абиссальных котловин.

Так как почти вся первичная океаническая кора формируется в осевых зонах спрединга, то внеосевой рельеф в значительной степени является собой результат процессов, происходящих на оси. Среди этих процессов наиболее важными являются магматизм и сбросообразование в условиях растягивающих напряжений. В процессе дискретно-непрерывного процесса спрединга происходит смена магматических и тектонических фаз растяжения [4]. В ходе первой в пределах рифтовой зоны пре-

обладают вулканические процессы, в ходе второй вулканизм редуцирован и преобладают тектонические процессы. Существующие модели формирования рельефа блоковых поднятий и разделяющих их впадин, как правило, рассматривают этот процесс с точки зрения взаимодействия тектонических и магматических процессов в пределах рифтовых зон.

Тэтчер и Хилл [10] предполагают, что небольшие вариации в скорости магматической аккреции регулируют скорость сбросообразования и влияют на общий рельеф рифтовой зоны. Во время магматической фазы, ширина рифтовой долины увеличивается, а величины смещения по сбросам внутренних стенок долины невелики. Когда поставки магмы сокращаются, начинается тектоническое растяжение, во время которого сбросы активизируются и смещения увеличиваются. В результате наложения таких эпизодов формируется структура флангов хребта.

Кринер с соавторами [6] считают, что морфология поднятий и впадин формируется характерным типом сбросов, которые образуются при определенных условиях. В условиях медленного спрединга с его толстой пластичной литосферой решающую роль играют немногочисленные высокоамплитудные листрические сбросы и опережающие их крутопадающие разломы. В условиях быстрого спрединга с его тонкой и более хрупкой в верхней части литосферой структурообразование определяется многочисленными низкоамплитудными сбросами различного падения.

Шао и Лин [8] рассмотрели сбросообразование в рифтовых зонах медленноспрединговых хребтов. Они предлагают различные механизмы для центральных и краевых участков сегментов рифтовых зон. В пределах краевых частей действуют крупные сбросы. Они остаются активными, пока не превышена критическая величина напряжения, прикладываемого к сбросу для смещения по нему (чем больше амплитуда сброса, тем больше сил необходимо приложить для дальнейшего смещения). Когда эта величина превышает, сброс отмирает и ближе к оси формируется новая область деформаций. В центральных частях сегментов функционируют системы из нескольких сбросов. Каждый сброс высвобождает некоторое количество напряжения, тем самым препятствуя развитию близлежащих сбросов. Такое взаимодействие порождает характерный интервал между ними. Количество одновременно активных сбросов будет определяться шириной зоны деформации: чем шире эта зона, тем большее число сбросов будут одновременно развиваться.

А.В. Ильин [5] отмечает, что внеосевой долинно-грядовый является унаследованным. Его формирование завершается при смещении в ходе спрединга от линии бровки долины. Чередование впадин и поднятий является результатом изостатической компенсации новообразованной коры при перемещении в стороны от оси спрединга. В условиях высоко-

го магматической фазы тектоно-магматического цикла данное равновесие наступает на более низких гипсометрических уровнях. При преобладании тектонических процессов в рифтовой зоне уровень компенсации занимает более высокое положение. При удалении от рифтовой зоны рельеф консервируется и не изменяется вулканическими и тектоническими процессами. В целом морфология рельефа формируется тремя факторами – скоростью спрединга, температурой мантии и интенсивностью магмоснабжения.

В работах [7; 1] было показано, что существенные вариации в прочности осевой литосферы происходят и вдоль простирания оси спрединга, особенно вблизи концов спрединговых сегментов. Наблюдаемое изменение амплитуды сбросов и расстояния между ними вдоль отдельных сегментов на хребтах с медленным спредингом, отражает изменения сегментного масштаба в интенсивности магмоснабжения и прочности хрупкой литосферы.

Важным параметром определяющим прочность литосферы является положение границы хрупко-пластичного перехода, индикатором которого является изотерма $T \approx 700^{\circ} \pm 50^{\circ}C$, которая контролирует в первом приближении переход от упругих деформаций к вязко-пластичным. Распределение значений прочности пород океанической литосферы от глубины и расстояния от оси хребта было рассчитано на основании термической модели осевых зон СОХ с учетом формирования осевых очагов магмы и интенсивной гидротермальной активности [1]. При быстром спрединге слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях 10–15 км от оси хребта. Характерно, что это расстояние близко к ширине осевого горста таких СОХ. Рельеф горста и распределение гравитационных аномалий над ним согласуется с постепенным увеличением прочности пород (эффективной толщины упругой литосферы) от почти нулевого значения на оси до конечных значений на расстоянии 10–15 км от оси. В медленных хребтах зона хрупких пород начинается практически сразу же от оси хребта, и рельеф абиссальных холмов вдоль склонов рифтовых долин формируется при взбросовых движениях блоков вдоль разломов в процессе растяжения относительно прочной литосферы. Активность таких разломов падает на расстоянии 10–15 км от оси. Следовательно, относительно большие значения эффективно-упругой толщины осевой литосферы медленных СОХ отражаются в заметной ширине рифтовой долины, в значительных амплитудах взбросов и как следствие в сильной изрезанности рельефа осевой зоны.

В работе [9] была предложена модель сбросообразования, сформированная на основе аналоговых экспериментов. Согласно экспериментальным данным, наиболее приближенной к реальности для медленносредн-

говых хребтов является модель из двухслойной литосферы. Верхний более хрупкий слой разрушается с образованием многочисленных крутопадающих трещин. В пределах нижнего более пластичного слоя происходит симметричное утонение с постепенным выделением асимметричного пологопадающего разлома и акреции коры вдоль его сместителя. Формирование трещин различного падения происходит с равной вероятностью. Асимметрия спрединга меняет свое направление от сегмента к сегменту с образованием транзитных зон, нетрансформных смещений и трансформных разломов. В результате ось спрединга испытывает постоянные локальные перескоки и мигрирует в пределах рифтовой зоны.

При моделировании использовались установка и методики, описанные в работе [2]. Модельный материал представляет собой коллоидную систему, основу которой составляют жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды. Он отвечает условиям подопытия, описанным в работе [9].

Было проведено несколько серий экспериментов, в каждой из которых рассматривался особый режим растяжения и аккреции коры (ортогональный и косой спрединг, быстрый и медленный и др.). Особое внимание уделялось структурообразованию в процессе образования и эволюции коры, а также проблеме унаследования и преобразования осевых структур при формировании морфоструктурного плана внеосевой коры по мере удаления от оси спрединга.

При моделировании ортогонального медленного спрединга на протяжении экспериментов наблюдалось заложение, развитие и исчезновение крупных смещений, сформированных в результате разнонаправленной акреции на соседних сегмента. Их следы повсеместно прослеживались во внеосевой морфологии. Внеосевой рельеф формировался системой аккреционных валов шириной до 1,5–2 см и высотой до 1,5 см.

При моделировании ультрамедленного спрединга смещения, как правило, отличались невысокой амплитудой. Ось в основном была прямолинейна. Внеосевой рельеф формировался преимущественно валообразными поднятиями высотой до 2 см и шириной до 3 см. Общий рельеф поверхности представлял собой впадину глубиной до 2,5–4 см и пологими бортами, с осью спрединга в ее центральной части.

При моделировании быстрого спрединга ось занимала предельно стабильное положение в центральной части новообразованного массива литосферы. Местами наблюдались небольшие изгибы и НТС оси, которые очень быстро нивелировались в процессе спрединга. Внеосевой рельеф был сформирован хаотическим рельефом блоков предельно малого размера либо валообразными структурами шириной не более 0,5 см и высотой не более 0,3 см. Перескоки оси практически не наблюдались.

При моделировании косого медленного спрединга геометрия оси была обусловлена унаследованностью направления акреции. Оно было противоположным на соседних сегментах. В результате формировалась система прямолинейных участков оси, соединенных косыми зонами аккомодации, развивавшимися по типу сдвига-раздвигов. Акреция происходила посредством образования валообразных поднятий шириной до 1,5–2 см и высотой до 1,5 см.

При моделировании косого быстрого спрединга общий характер рельефа, характерный для быстрого спрединга сохранялся. Ось в целом приобретала слабо ступенчатый характер. Местами наблюдались участки со слабо эшелонированной сегментации, местами – отдельные малоамплитудные смещения оси. Растяжение происходило в пределах стабильной оси, перескоки практически не наблюдались.

Характер изменения внеосевых структур был продемонстрирован в экспериментах с переходом от быстрого спрединга и наоборот. При моделировании быстрого спрединга, переходящего в медленный на начальных этапах растяжения ось формируется в центральной части ослабленной зоны и наращивание коры происходит симметрично и равномерно. Общий рельеф ослабленной зоны выровненный и сформирован серия узких (не более 0,5 см) и невысоких (до 0,3 см) валообразных поднятий. Перескоки минимальны в пределах центральной части ослабленной зоны. Ось при этом практически прямолинейна. После перехода на медленную скорость, местами формировались достаточно крупные валообразные поднятия, до 5 см шириной, но небольшой длины. Геометрия оси меняется: ось приобретает неровный, извилистый, неустойчивый характер и после уменьшения скорости «рифтовая долина» быстро углубляется. Выровненный рельеф, сформированный при быстрой скорости растяжения, сменяется системой высокоамплитудных валообразных поднятий смещенных многочисленными НТС.

Переход к быстрой скорости раздвижения практически всегда приводил к исчезновению смещений, за исключением особенно крупных. Это происходило в результате перескоков оси спрединга, которые прекращаются после того, как ось приобретает более или менее прямолинейный характер. Сбросы становятся менее амплитудными и более частыми, что приводит к формированию менее изрезанного рельефа. В целом, изменение характера рельефа происходит менее резко, чем при переходе от быстрого спрединга к медленному.

Моделирование ортогонального спрединга с различными скоростями растяжения подтверждает предположение о формировании периодического рельефа дна океана вследствие неустойчивых термомеханических

процессов в осевой зоне спрединга и зависимости амплитуды рельефа от скорости растяжения и от толщины хрупкого слоя [2].

Во всех проведенных сериях экспериментов формировался регулярный рельеф дна, выраженный в периодической последовательности валобразных поднятий различного размера, разделенных соответствующими депрессиями. При низких скоростях спрединга и высокой толщине модельной коры наблюдались стабильно функционирующие разломы, в результате акреции вдоль которых формировались крупные валобразные поднятия. После отмирания таких разломов ось спрединга испытывала перескок на всю ширину образованного поднятия. Как следствие, ось отличалась невысокой стабильностью. При высоких скоростях спрединга и низкой толщине модельной коры такие перескоки происходили в пределах центральной наиболее прогретой зоны модельной коры, между небольшими по ширине блоковыми структурами. Ось занимала относительно стабильное положение в пределах наращиваемой литосферы.

Внеосевой рельеф является результатом тектонических и магматических процессов, происходящих в пределах осевой зоны, а также процессов, действующих по мере удаления его от оси хребта при дальнейшей эволюции.

В целом, судя по экспериментальному моделированию, различия в изрезанности рельефа дна, определяются следующими параметрами: а) скоростью растяжения, б) толщиной хрупкого слоя литосферы и ее реологическими свойствами; в) шириной зоны прогрева.

Основные параметры процесса спрединга – скорость раздвижения и прогретость литосферы – оказывают непосредственное влияние на характер морфологии. Термическое состояние океанической литосферы, напрямую отражается на толщине хрупкого слоя и реологических особенностях литосферы. Механическая прочность – ключевой параметр рельефообразования. От него зависит частота и амплитуда сбросов, которые являются основой формирования характерной морфологии СОХ. Прочность хрупкой части литосферы меняется в зависимости от скорости растяжения и температурного режима. Исходя из существующих концепций и экспериментальных данных, внеосевой рельеф определяется широким многообразием факторов: скоростью растяжения, нестабильностью оси, развитием процессов серпентинизации, температурой подстилающей мантии, интенсивностью магмоснабжения, первичной сегментация рифтовой зоны, толщиной хрупкого слоя коры.

Литература

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Реологическая расслоенность океанической литосферы в рифтовых зонных срединно-океанических хребтов // ДАН. 2008. Т. 418. №2. С. 252-255.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С. 76-94.
3. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Глубинное строение литосферы рифтовых зон спрединговых хребтов // Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология, сб. науч. тр. Музея Землеведения МГУ / Под ред. В.А. Садовниченко и А.В. Смурова. М. изд-во МГУ, 2010. С. 32-53.
4. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
5. Ильин А.В. Происхождение и развитие морфоструктуры рифтовой зоны медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов // Океанология. 2010. Т. 50. №2. С. 262-276.
6. Kriner K.A., Pockalny R.A., Larson R.L. Bathymetric gradients of lineated abyssal hills: Inferring seafloor spreading vectors and a new model for hills formed at ultra-fast rates // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 242. P. 98-110.
7. Shaw P.R., Lin J. Model of ocean ridge lithospheric deformation: Dependence on crustal thickness, spreading rate and segmentation // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. N B18. P. 17977–17993.
8. Shaw P.R., Lin J. Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. No B12. P. 21839–21851.
9. Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.
10. Thatcher W., Hill D.P. A simple model for the fault-generated morphology of slow-spreading mid-oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 561-570.

А.Н. Коханова
ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ
ПРОЦЕССОВ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА
КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЙ ОТЛОЖЕНИЙ
УСИНСКОГО РАЙОНА

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
(ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: kohanova23@mail.ru

Общеизвестно, что при оценке коллекторских свойств осадочных пород необходимо учитывать не только условия их седиментации, но и постседиментационные преобразования, среди которых наиболее хорошо изучены перекристаллизация (в том числе доломитизация), выщелачивание, образование трещин [1].

В данной работе рассмотрено влияние этих процессов на карбонатные, карбонатно-кремнистые породы Усинской биогермной постройки.

В исследуемых отложениях наиболее интенсивно проявляется перекристаллизация форменных элементов и вещества заполнителя в органических, водорослевых, органогенно-водорослевых и сгустково-комковатых известняках, что приводит к уменьшению их фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС).

Менее перекристаллизованы доломиты. Доломитизация происходила в стадию диагенеза (в осадке) и в незначительной степени в стадию раннего эпигенеза (в породе).

Вторичная доломитизация наиболее интенсивно выражена в криноидных известняках и слабо проявлена в водорослевых и сгустково-комковатых разностях. Вторичные доломиты в основной массе характеризуются наиболее высокой пористостью, им также свойственна высокая поровая проницаемость (и самая низкая трещинная проницаемость).

Процесс выщелачивания проявлялся по всему разрезу интенсивно, в результате чего происходило увеличение ФЕС за счет появления вторичных пор и каверн.

Практически все изученные породы характеризуются наличием открытых трещин тектонического генезиса. Трещиноватость способствует увеличению объема полезной емкости пород, обеспечивает пути фильтрации УВ флюидов и гидродинамическую связь между нефтенасыщенными пластами [2]. Роль трещин особенно возрастает в плотных низкородовых (не более 3–5 %) карбонатных породах с малой проницаемостью матрицы. Однако, трещиноватость, судя по параметрам трещинной проницаемости и притокам, в целом не может обеспечить наблюдаемую

в ряде случаев высокую проницаемость пород, которая связана с наличием кавернами выщелачивания.

Таки образом на более ранних этапах литогенеза происходило в целом запечатывание пустотного пространства, что способствовало понижению коллекторских свойств пород, но на более поздних этапах формировались эффективные поры и трещины, обусловившие увеличение фильтрационно-ёмкостных свойств.

Литература

1. Гмид Л.П., Белоновская Л.Г., Шибина Т.Д., Окнова Н.С., Ивановская А.В. Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород – коллекторов. СПб.: ВНИГРИ, 2009.

2. Белонин М.Д., Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гмид Л.П., Шиманский В.В. Карбонатные породы – коллекторы фанерозоя нефтегазосных бассейнов России и ее сопредельных территорий. Кн. 1. СПб.: Недра, 2005.

И.В. Кряжева, Д.В. Пономарев МАТЕРИАЛЫ К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИКРОТЕРИОФАУНЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: Innageologi@mail.ru

I.V. Kryazheva, D.V. Ponomarev MATERIALS ON THE HISTORY OF MODERN MICROTHERIOFAUNA OF THE SUBPOLAR URALS

Institute of Geology, Komi SC, UD, RAS, Syktyvkar, E-mail: Innageologi@mail.ru

Урал, в силу своей значительной субмеридиональной протяженности, представляет собой замечательный полигон для исследования характерных черт различных живых систем в широтном градиенте природных условий. Кроме того, предгорья Урала, где развиты карстующиеся палеозойские породы, являются районом с большим количеством местонахождений позднечетвертичных позвоночных, которые формируются в карстовых полостях в результате деятельности хищников и человека. В отличие от аллювиальных, палеопочвенных захоронений и археологических памятников, местонахождения пещерного типа явля-

ются объектами с наиболее массовыми остатками ископаемых, причем ископаемый комплекс, как правило, воспроизводит видовой состав исходного естественного сообщества в максимально возможной полноте. Среди всех районов Уральского кряжа Приполярный Урал остается до сих пор наименее изученным, например, в сравнении с Полярным [5] и Северным Уралом [1,4]. Только одно пещерное местонахождение известно пока на Приполярном Урале – грот Соколиный [3].

В данной работе представлены результаты исследований четырех местонахождений на Приполярном Урале – Щугор 1, 2, 4 и 5. Все местонахождения представляют собой небольшие карстовые полости и располагаются на правом берегу реки Щугор в скалах Верхних Ворот в 20–30 м выше по течению от ручья Велдор-Кыртаель.

Местонахождение Щугор 5 располагается в 25 м выше по течению от ручья Велдор-Кыртаель, на высоте 3 м от уреза воды реки Щугор и представляет собой небольшой грот глубиной 8 м, ширина и высота входной части 5 и 2 м.

В строении разреза местонахождения Щугор 5 принимают участие 3 слоя, образованные песчаными, суглинистыми и глинистыми отложениями.

Местонахождение Щугор 4 расположено в 15 м выше по течению от ручья Велдор-Кыртаель и в 10 м ниже по течению от местонахождения Щугор 5, на высоте 7 м от уреза воды реки Щугор. Местонахождение представляет собой небольшой грот глубина которого 9 м, а ширина и высота входной части 4 и 2 м.

Местонахождение Щугор 2 расположено у скалы под навесом на высоте около 25 метров от уреза воды в 50 м выше по течению от грота Щугор 4. В разрезе рыхлых отложений вскрывается один почвенно-растительный слой.

Местонахождение Щугор 1 расположено выше всех, на высоте 27 метров от уреза воды. Это сквозная полость, один вход которой открывается в долину ручья Велдор-Кыртаель, а другой в долину реки Щугор. Длина полости 10 м, со стороны реки высота входной части 0,8 м и ширина 1,8 м, а со стороны ручья ширина 1,3 м и высота 1 м.

В разрезе рыхлых отложений местонахождения Щугор 1 вскрываются 3 слоя, представленные супесчаными, суглинистыми и глинистыми отложениями с большим количеством грубообломочного материала. Костные остатки содержались только в слое 2.

Всего было определено 7000 щечных зубов грызунов.

Историю фауны млекопитающих Приполярного Урала можно пока рассмотреть только в общих чертах, что связано с отсутствием радиоуглеродных датировок. Всего выделяется три различных типа фауны. Первый тип был найден в местонахождении Щугор 4 в слоях 3 и 2. Эта ло-

кальная фауна включает в себя тундровые, степные и лесные виды и, таким образом, относится к типичному «безаналоговому», тундростепному, гиперборейному типу фауны. Здесь доминирующее положение занимают тундровые виды, на остатки которых приходится более 60 %, на лесные виды – около 30 %, на интразональные – 2–5 % и на степные около 2 %. О возрасте слоев 3 и 2 из местонахождения Щугор 4 можно судить исходя из схожести состава и структуры сообщества с комплексами из слоя 2 грота Соколиный с возрастом 10390 ± 50 (GrA 42215) лет, где на долю тундровых видов приходится 57,7 % остатков, лесных – 31,6 %, а луговых – 10,5 % [3]. Сходство локальных фаун, возможно, свидетельствует об их одновозрастности, хотя ископаемый комплекс Соколиного представляет собой нетипичное ксерофильное сообщество, структура которого не объясняется особенностями природной среды Позднего Дриаса.

Второй тип найден в слое 1 местонахождения Щугор 4 и в слое 2 местонахождения Щугор 1. Здесь на лесные виды приходится 40–45 %, на тундровые виды 30–40 % и на интразональные приходится около 20 %. Судя по наличию большой доли зубов тундровых и лесных видов (почти в равных соотношениях), эти сообщества, возможно, сформировались до первого (бореального) голоценового потепления (до 9000), когда леса распространились до побережья Баренцева моря [2].

Третий тип найден в местонахождениях Щугор 5 и Щугор 2, здесь на лесные виды приходится 50–80 %, на интразональные 20–40 % и на тундровые 5–10 %. Это типичный позднеголоценовый лесной тип фауны, характерный для всех местонахождений Урала и Тимана лесной зоны этого периода.

Таким образом, субфоссильные материалы из местонахождений р.Щугор представлены тремя типами фауны, которые характеризуют три фазы формирования современной микротериофауны. Фауна первого типа обитала в какой-то из эпизодов позднеледниковья, о чем свидетельствует ее дисгармоничный и, в тоже время, достаточно «мягкий» облик. Второй тип, судя по высокой доле остатков лесных видов, сопоставляется с Пребореальным периодом голоцена, т.е. интервалом до максимального продвижения лесной растительности на север (до 9000 л.н.). Третий тип представлен характерными лесными сообществами, своеобразием которых на Приполярном Урале следует считать слабое присутствие тундровых видов, которые не найдены в отложениях Северного Урала и которые доминируют в субфоссильных сообществах Полярного Урала.

Литература

1. Кочев В.А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 113 с.
2. Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154-162.
3. Пономарев Д.В. Остатки мелких млекопитающих из грота Соколиный (Приполярный Урал) // Квартер-2005. Материалы IV Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 334-336.
4. Смирнов Н.Г. Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1996. С. 39-83.
5. Golovachov I.B., Smirnov N.G. The Late Pleistocene and Holocene rodents of the Pre-Urals Subarctic // Quaternary International. 2009. Vol. 201. P.37-42.

Н.А. Кулюкина, П.Л. Тихомиров, В.О. Япаскурт

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОЛОГИИ МЕТАМОРФИТОВ КУЭКВУНЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ ЧУКОТКА) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИ- ЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва

N.A. Kulyukina, P.L. Tikhomirov, V.O. Yapaskurt

NEW PETROLOGICAL DATA ON METAMORPHIC ROCKS OF THE KUEKVUN' UPLIFT (NORTH CHUKOTKA AREA), AND IMPLICATIONS ON THE GEOLOGIC HISTORY OF NORTHEASTERN ASIA

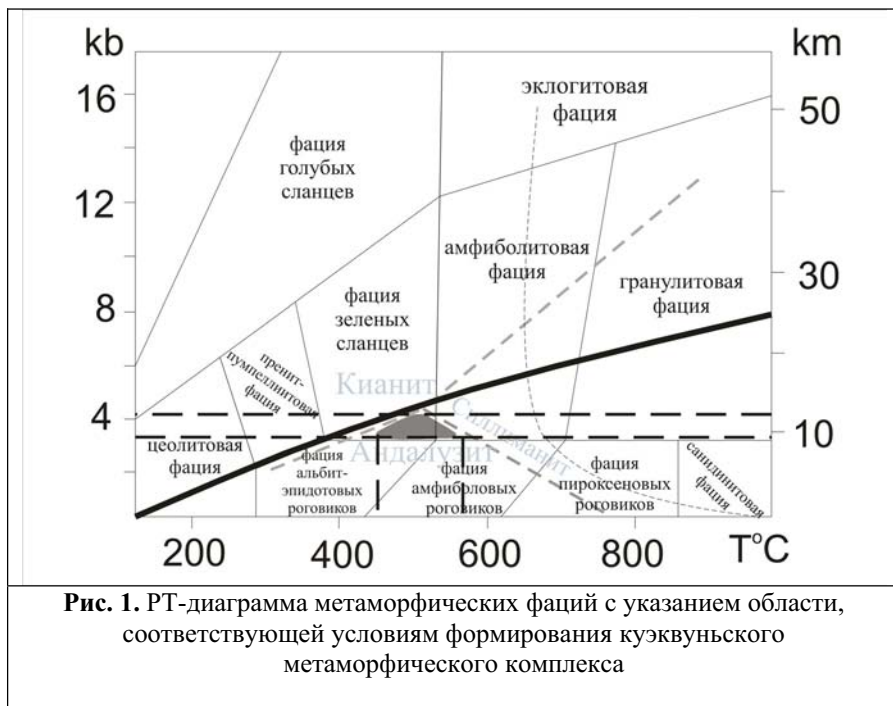
Moscow State University, Moscow, e-mail: nk_d@inbox.ru

Куэkvуньское поднятие расположено в пределах мезозойской Чукотской складчатой системы, на территории Северной Чукотки. До настоящего времени оно изучалось только геологами экспедиций СВПО в процессе геологической съемки в 1960-х – 1980-х годах, и в публикациях отсутствуют какие-либо сведения о внутренней структуре Куэkvуньского поднятия и петрологии слагающих его метаморфитов.

В пределах Северной Чукотки распространены следующие структурно-вещественные комплексы: (1) осадочные палеозойские (девон-карбон), в том числе метаморфизованные до амфиболитовой фации, (2) осадочные породы поздней перми и триаса, (3) осадочные и вулканогенные образования верхней юры – нижнего мела, (4) вулканиты Охотско-Чукотского пояса (альб – верхний мел), а также (5) рыхлые осадки кайнозоя. Куэкувунское поднятие вытянуто в северо-западном направлении и имеет размеры 17 x 46 км. Оно сложено метаморфитами, отнесенными к таризельской и ленотапской толщам, условно датированным верхним девоном на основании единичных остатков криноидей и кораллов [1]. Толщи представлены углисто-глинистыми и слюдистыми сланцами, биотитовыми гнейсами, известковистыми и кварцитовидными песчаниками, мраморизованными известняками, известковистыми, кварц-биотитовыми и эпидот-кварцевыми сланцами. Нижняя граница таризельской толщи не наблюдалась, верхняя, вероятно, согласная. Обе толщи, согласно распространенному мнению, несогласно перекрыты осадочными породами иультинской свиты верхней перми – нижнего триаса [1]. Однако есть предположение, что граница палеозоя и перми-триаса представляет собой поверхность пологого срыва (детачмента), типичного для комплексов метаморфических ядер [6]. Подобные комплексы уже выявлены на территории Чукотки [5].

Метаморфиты вмещают серии маломощных (до первых десятков метров) жилообразных тел мелко- и среднезернистых гранитоидов, типичных для автохтонных гранит-мigmatитовых комплексов. В новой редакции геологических карт [1] эти гранитоиды рассматриваются в составе раннемелового тауреранского комплекса. Для крупного Велиткенайского плутона, расположенного севернее Куэкувунского поднятия, занимающего сходную структурную позицию и отнесенного к тому же тауреранскому комплексу, возраст пород, определенный SHRIMP U-Pb методом по цирконам, составил 105.3 ± 1.2 млн лет [4] (альб). В то же время, ядра цирконов из того же массива дают и гораздо более древние, позднедевонские возраста – 373–367 млн лет [3].

Коллекция образцов, отобранных вдоль профиля, идущего от осевой зоны Куэкувунского поднятия до его южного фланга, вкrest общего простираня структуры, включает: очковые гнейсы, сланцы с гранатом, кварц-актинолит-эпидотовые сланцы, а также кварциты, карбонат-пироксеновые и кварц-биотит-плагноклазовые сланцы. Исходя из петрографии пород, можно предположить, что данные породы формировались в сходных P-T условиях, в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (с вариациями от ее нижней границы до верхней). Присутствие андалузита в парагенезисе (рис. 1) позволяет установить сравнитель-



но узкий интервал температуры и давления: 440–570°C и 3.2–4.2 кбар (что соответствует глубинам 9–12 км). Наблюдаемое разнообразие пород, вероятно, обусловлено «пестрым» литологическим составом протолита. Исходная толща включала глинистые породы, карбонатные осадки и граувакки при небольшой доле кварцевых песчаников. Присутствие граувакк в протолите определяется высокими содержаниями минералов Fe и Mg в некоторых шлифах. Вывод о наличии граувакковых пород является важным для реконструкции геологической истории региона, поскольку на территории Центральной и Северной Чукотки палеозойские вулканические комплексы пока не обнаружены.

Для детального изучения были отобраны два образца гранатсодержащих кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев. Первый (обр. 115Б) представляет осевую зону поднятия, второй (обр. 109) – его юго-западный фланг. Данные породы оказались достаточно сходными по структуре, текстуре, качественному минеральному составу и свойствам слагающих их минералов. Различаются они лишь качественным составом высокоглиноземистых фаз: в обр. 115Б она представлена ставролитом, в обр. 109 – андалузитом (рис. 2). Эти образцы были изучены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ

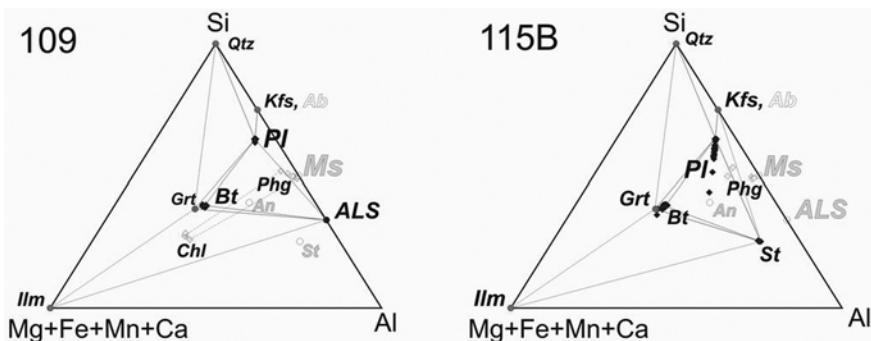


Рис. 2. Диаграммы состав-парагенезис для изученных пород кузкуньского метаморфического комплекса

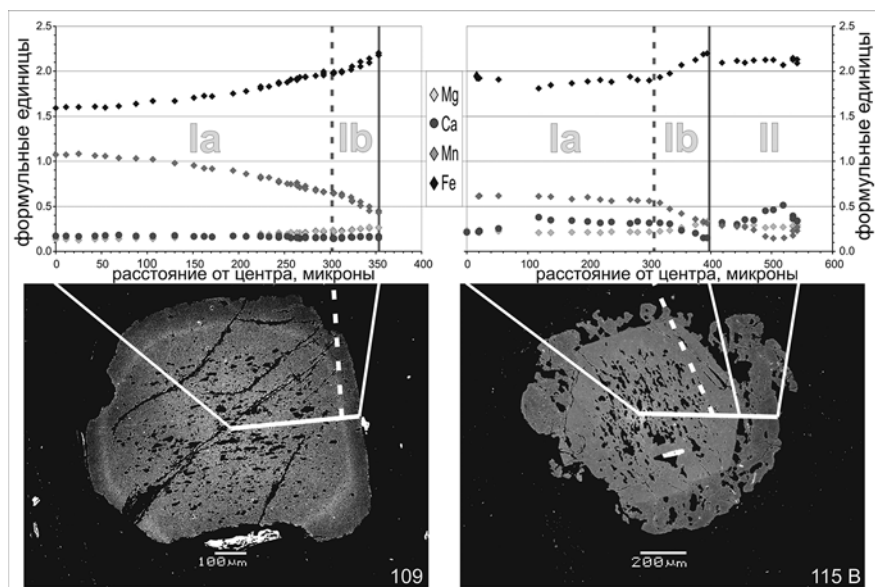


Рис. 3. Гранаты из метаморфитов Кузкуньского поднятия: фото в отраженных электронах и соответствующие композиционные профили

на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-350. Наибольший интерес представляют результаты микроанализа гранатов.

В обоих образцах мелкие включения в ядрах гранатов (кварц, плагиоклаз, ильменит) формируют реликтовую текстуру, расположенную почти под прямым углом друг к сланцеватости породы. Ориентировка

текстур в ядрах разных гранатов сравнительно постоянна. Изученные гранаты относятся к спессартин-альмандиновому ряду (рис. 3), имея содержания Al, близкие к 2 ф.е. Наиболее изменчивы содержания железа и марганца, а также кальция во внешних каймах граната в шлифе из осевой зоны (115Б). Гранаты обоих образцов имеют сходный характер зональности (рис. 3). От ядра к краевой части растет содержание железа и в меньшей степени магния, за счет снижения содержания марганца. Особенно быстрое изменение состава граната наблюдается в его внешних зонах шириной 50-100 мкм. Гранаты из обр. 115Б (из осевой зоны поднятия) отличаются присутствием каймы шириной до 150 мкм, в которой содержание кальция резко повышается, а затем падает (рис. 3).

Состав прочих минералов относительно однороден и, вероятно, большей частью отражает условия позднего этапа метаморфизма. Магнезиальность биотита варьирует в интервале 44-48%, доля альбитового компонента в калишпате – 6-8%. Большая часть зерен плагиоклаза соответствует олигоклазу-андезину An_{26-47} , и лишь единичные включения в гранатах имеют более известковистый состав An_{56-84} . Вероятно, они представляют собой реликты ранних парагенезов.

Выводы.

1. В истории формирования метаморфического комплекса Куэкувуньского поднятия уверенно выделяются как минимум два деформационных события с существенно различной ориентировкой осей напряжений.

2. Присутствие в гранатах кайм, резко отличающихся составом от внутренних зон, может быть отражением двухэтапности метаморфизма пород. Возможно, именно этим этапам соответствуют U-Pb возраста цирконов из гранитогнейсов Велиткенайского массива. В таком случае из двух эндогенных событий, записанных в зональности гранатов Куэкувуньского комплекса, первое имело место в позднем девоне, а второе – в альбе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 10-05-00191-а, 09-05-01197-а).

Литература

1. Варламова В.А., Мальшева Г.М., Вяткин Б.В., Звезда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь: ФГУГП "Георегион", 2004.

2. Матешко А.И., Шлихтер А.Б., Целоусов А.И. и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50000 в бассейне среднего течения р. Экиатап (Тауреранский ГГСО). Фонды Шмидтовской ГРЭ, 1984.

3. Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенайского и Козьвуньского гранито-гнейсовых массивов (Арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранито-гнейсового оруденения // Золото северного обрамления Тихоокеанского региона. Тез. докл. горно-геологической конференции. Магадан, 2011. С. 170-171.

4. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. (2011) Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов // Доклады РАН (в печати).

5. Akinin V.V., Calvert A.T. (2002) Mid-crustal metamorphism and three-stage exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, NE Russia—Constraints from thermobarometry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, in Miller, E.L., Grantz, A., and Klempner, S., eds., Tectonic evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and adjacent landmasses: Geological Society of America Special Paper. Vol. 360, p. 147–165.

6. Coney P.J., Harms T.A. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology* 12, 550 – 554.

Е.В. Лаврушина, Е.С. Пржиалговский
МИКРОСТРУКТУРЫ ГРАНИТНЫХ ПРОТРУЗИЙ
ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: Catherinelav@yandex.ru

E.V. Lavrushina, E.S. Przhijalgovskiy
MICROSTRUCTURES OF THE GRANITE PROTRUSIONS,
SOUTH MONGOLIA

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: Catherinelav@yandex.ru

В последние годы в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса на территории Южной и Центральной Монголии было выявлено и исследовано несколько гранитоидных массивов, протрузивно прорывающих и деформирующих вышележащие породы [3, 4, 5]. Изучение тектонических парагенезов, включающих как сами протрузивные тела штокообразной или грибовидной формы, так и складчато-разрывные деформации в более молодых осадочных толщах платформенного чехла, существенно расширяет представления о характере внутриплитных деформаций и объемной реологии пород фундамента. Ключевыми вопросами остаются условия снижения объемной вязкости пород гранитных

протрузий и характер возникающих в них минеральных (микроструктурных) преобразований.

Для изучения были отобраны шлифы пород раннепермских лейкогранитов и граносиенитов (в различной степени дезинтегрированные и деформированные) из массивов Танын и Восточный Бага-Богдо (Гоби-Алтай), для которых устанавливается протрузивный характер выдвигения к поверхности в конце мезозоя и в кайнозой [4]. В свете выявленных закономерностей проводилось также доизучение микроструктур гранитов Дзурамтайского массива (Заалтайская зона активизации) и гранитов Их-Хайрханской группы (Хэнтэйский батолит). Наиболее полно спектр деформационных микроструктур представлен в породах массива Танын, в которых на микрозонде определялись составы новообразованных минералов.

Раннепермский гранитный массив Танын расположен в центральной части Гоби-Алтайской зоны герцинид в западной части хр. Дулан-Богдо и относится к комплексу поздне-постскладчатых интрузий. Совместно с раннедокембрийскими и палеозойскими метаморфическими породами (метаэффузивами, серицитовыми сланцами, мраморами и порфировидными метасоматическими граносиенитами и гнейсами по ним) гранитоиды, диориты и основные интрузии данного комплекса слагают выступы позднегерцинского фундамента, обнажающегося в ядрах узких гребневидных антиклиналей. Юрские и нижнемеловые отложения чехла складчато деформированы совместно с породами комплекса фундамента в процессе тектонической активизации уже на плитной стадии развития структуры. Детальное картирование данных структур внутриплитной активизации позволило установить особую «пластичность» деформаций дезинтегрированных гранитов массива Танын (иногда в ассоциации с мраморами), которая выразилась в формировании протрузий гранитов в вышележащие комплексы [4]. Неизменные или слабо измененные граниты обнаруживаются лишь в центральных частях линзовидных блоков, которые являются главными тектоническими структурами рассматриваемых протрузивных массивов не мезоуровне. Основной объем пород протрузий представлен в различной степени дезинтегрированными измененными разностями.

Тектонически неизменные породы массива Танын представлены средне-крупнокристаллическими лейкогранитами реже граносиенитами и гранодиоритами. Структура недеформированных лейкогранитов гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав гранитов: кварц (25–30 %), плагиоклаз (35 %), калиевый полевой шпат (35–40 %), биотит и мусковит (1–5 %). Кварц имеет волнистое погасание. Плагиоклаз (олигоклаз) и калиевый полевой шпата в породе составляет 60–75 %, чаще всего они полностью или частично изменены (пелитизированы и сосюритизиро-

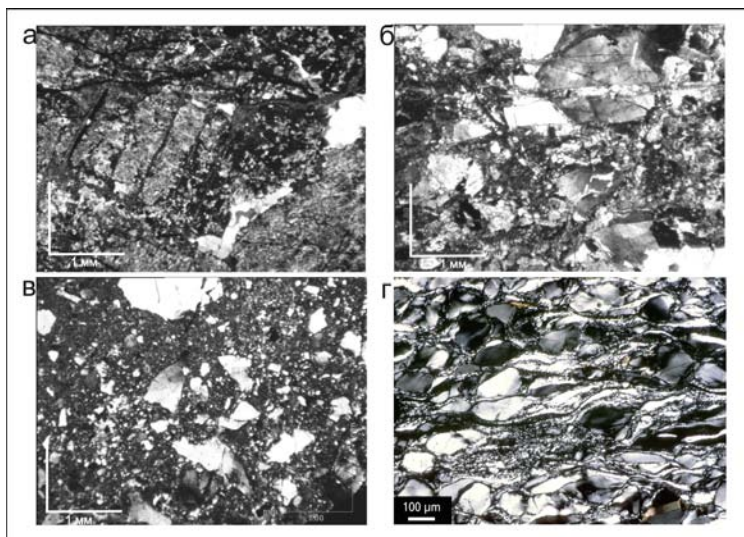


Рис. 1. Петрографические шлифы деформированных лейкогранитов. Ник. +.
а) Динамическая рекристаллизация по спайностям КФС (Шлф Т-077).
б) Мозаичная микробрекчия по классификации [9], матрикс – 25-40% (Шлф. Б-292/4). в) Хаотическая микробрекчия, матрикс – 40-70% (Шлф. Б-292/2). г) аплиты экспериментально сжатые на 85% при $T = 900^{\circ}\text{C}$, σ и $P = 1200 \text{ МПа}$; $t = 10^{-6}/\text{с}$ [8]

ваны), иногда они подвергнуты очаговой карбонитизации. Биотит и мусковит как правило замещаются хлоритом. В породе часто встречается акцессорный минерал – апатит игольчатой формы (до 4 %). Недеформированный лейкогранит встречается редко, в основном мы наблюдаем в породе процессы катаклаза и микробрекчирования, динамическую рекристаллизацию. На границах линзовидных структур (ромбоэдров), минеральные и структурные преобразования гранитоидов максимальны, они брекчируются на уровне размерности минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкокристаллическим новообразованным матриксом.

От центра линз к их краям было установлено усиление степени дезинтеграции деформации пород, которые представлены в виде ряда: трещиноватый лейкогранит или граносиенит (I) → катаклазит или трещинная микробрекчия по [9] (II) → мозаичная или хаотическая микробрекчия (III) → рекристаллизованный тонкокристаллический матрикс с редкими обломками или без них (IV). Для последнего в некоторых публикациях предлагается термин *ультракатаклазит* [9], который кажется

не вполне удачным в свете определения процесса катаклаза как доминирования хрупкого дробления породы и возникновения *катаклазовой* структуры на ранних стадиях хрупкой деформации [1, 2].

Деформация в гранитах начинается с развития трещин (стадия I), большинство из которых имеет полигональную, дуговую или даже кольцевую (в плоскости шлифа) форму. Подобные трещины наблюдаются во всех исследованных массивах дезинтегрированных гранитоидов и указывают на условия объемного растяжения, что может быть связано с изменением объема массива в результате его остывания (контракции) и последующей тектонической эксгумации (декомпрессии, дилатации).

Генетический аспект дезинтеграции пород на начальных стадиях формирования гранитоидных протрузий обсуждался при изучении микроструктур массива Их-Хайрхан, где они не затушеваны более зрелыми структурами катакластического течения [3, 4]. Кальцитовые и Mn-Fe-окисные прожилки часто многофазны и могут формироваться одновременно с очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород. Волнистое погасание кварцевых зерен и формирование отдельных мелких зерен на границах кристаллов и по трещинам знаменует начало динамической рекристаллизации, природа и условия которой рассматриваются ниже. В результате дальнейшей деформации лейкогранитов по ранее возникшим полигональным трещинам, в порах, по спайности калиевого полевого шпата и границам зерен (стадия II, рис. 1а) динамическая рекристаллизация становится доминирующим процессом. В результате возникает однородный тонкокristаллический агрегат (матрикс), очевидно обладающий способностью миграции по трещинам. Исследования тонкокristаллического матрикса, проведенные в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН путем спектрального микрозондирования, позволили установить в его составе кварц и, предположительно, ортоклаз. Появление в породе матрикса сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам и их неравномерным раскрытием. Порода приобретает катакластическую структуру. При достаточном объеме тонкокristаллического агрегата наблюдается брекчирование гранитов (стадия III, мозаичная и хаотическая микробрекчии по [9], рис. 1б и 1в) с размерностью фрагментов, соответствующей размеру минеральных зерен (1–3 мм) или меньше ее. Как видно в шлифах, угловатые обломки минералов продолжают дробиться и растворяться в матриксе (прежде всего это касается полевых шпатов), смещаются относительно друг друга. В результате динамической рекристаллизации при дальнейшей деформации граниты полностью превращены в тонкокristаллический агрегат (стадия IV), представляющий в штуде очень проч-

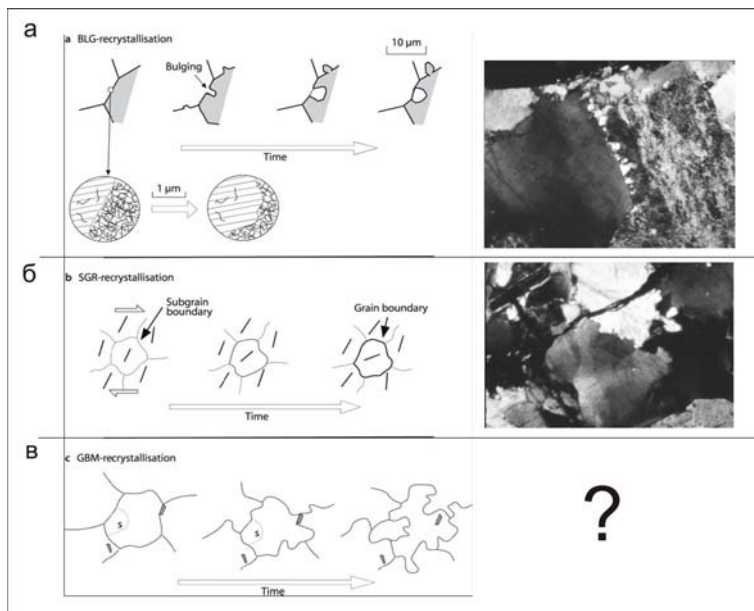


Рис. 2. Три механизма динамической рекристаллизации [6] и их проявления в породах массива Танын: а) вспучивание границ зерен (BLG- bulging), шлиф лейкогранитов Т-105/4; б) субзерновое вращение (SGR – subgrain rotation), шлиф лейкогранитов Б-282/2; в) высокотемпературная миграция границ зерен (GBM –grain boundary migration)

ную массивную кварцитовидную породу темно-серого или желтоватого цвета. Как правило, в шлифах матрикс однородный и обладает массивной текстурой и микрогранобластовой структурой, реже встречаются в нем «плавающие» реликты калиевых полевых шпатов без четких границ и угловатые порфиорокласты кварца. Среди обломков хаотических брекчий встречаются как «свежие», так и измененные полевые шпаты, могут встречаться обломки пород с ранее возникшим рекристаллизованным матриксом, что указывает на неоднократность мобилизации материала, с образованием инъективных структур новообразованного матрикса.

Процесс возникновения мелкокристаллического матрикса при деформации хорошо изучен теоретически и подтвержден экспериментально (в частности и для кварц-полевошпатовых пород) [6, 7, 8]. В определенных условиях реакцией минеральных агрегатов на нагрузку является динамическая рекристаллизация, протекающее по трем основными направлениям: вспучивание границ зерен, субзерновое вращение и высокотемпературная миграция границ зерен (рис. 2). Рекристаллизация

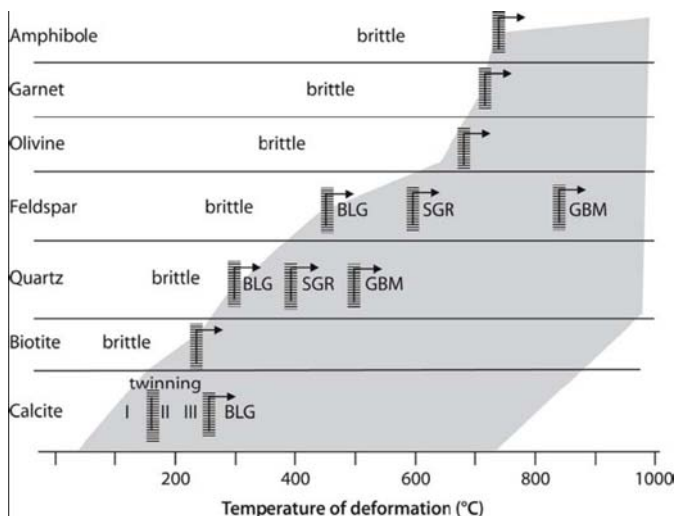


Рис. 3. Температурные параметры деформационных механизмов для различных минералов по [6].

BLG (вспучивание грани), SGR (вращение субзерен), GBM (миграция границ зерен) – основные виды динамической рекристаллизации. Стрелки указывают на влияние скорости деформации. Затемненная зона соответствует области пластических деформаций

вспучивания (BLG – от англ. *bulging*) происходит на границе двух зерен с разной степенью дислокаций [7]. Атомы в зерне с большей плотностью дислокаций могут перемещаться в сторону зерна с низкой плотностью дислокаций. Это приводит к росту менее деформированного зерна и локальному перемещению границы в сторону более деформированного и, в дальнейшем, к обособлению мелкого необласта. Подобные структуры наблюдались нами в шлифах пород всех гранитоидных протрузий.

Другой механизм динамической рекристаллизации протекает путем обособления субзерен, что определяется по «шахматному» волнистому угасанию кварца (рис. 2б), «пламенным» формам двойниковых рисунков в полевых шпатах. При подобной фрагментации количество дислокаций возрастает на границах субзерен, что приводит к повороту одной части кристалла относительно другой, и субграница превращается в границу новообразованного зерна. Признаки подобной грануляции крупных зерен обнаруживаются в образцах из лейкогранитов массивов Танын и Восточный Бага-Богдо. Рекристаллизация путем миграции границ зерен (рис. 2в) обычно протекает в высокотемпературных условиях, и уверенно нами не определялась.

Как установлено, преобладание того или иного механизма динамической рекристаллизации зависит от температурных условий, границы которых различны для разных минералов (рис. 3). Как видно на графике, рекристаллизация кварца обычно начинается уже при температурах около 300 °С и сопровождается рекристаллизацией полевых шпатов уже при больших температурах. Однако, отмечается [6, 8], что характер динамической рекристаллизации зависит также от скорости деформации, давления флюида и других причин. В изученных нами шлифах видно, что рекристаллизация полевых шпатов наблюдается в породах с неизменным кварцем, то есть начинается раньше. Об этом же свидетельствует и лучшая сохранность порфиорокластов кварца в зрелых брекчиях. Наиболее вероятным объяснением опережающей рекристаллизации полевых шпатов может быть их сосюритизация и пелитизация, как и очаговая гидротермальная карбонатизация, характерная для изученных гранитоидов Гоби-Алтая. Таким образом, температурный режим деформации можно оценить по характеру рекристаллизации химически более устойчивого кварца (рис. 3, BLG + SGR) в интервале 300-400° С.

Изученный тонкокристаллический матрикс в целом имеет сходство с милонитовым матриксом кварц-полевошпатовых пород, который формируется при сдвиговых деформациях (рис. 1г). Но в отличие от милонита в наших породах не наблюдается параллельных или линзовидных трещин в начале деформации, а также отсутствует планарно-сланцеватые С-S структуры и др. структур милонитов, что предполагает иные динамические условия. Судя по морфологии протрузивных тел и слабой упорядоченности линзовидных структур течения гранитов, деформации происходили при незначительных и переменных стрессовых напряжениях и, возможно, в дилатационных условиях. Очевидно, проявление процессов динамической рекристаллизации, связанное с фазами тектонической активизации, приводило к эпизодическому понижению объемной вязкости гранитоидов.

Авторы благодарны Т.Ф. Щербаковой, А.Т. Савичеву и Н.В. Горьковой за помощь в петрографическом описании и определении минеральных новообразований, А.В. Соловьеву и М.Г. Леонову за ценные замечания, касающиеся микротектоники и общих вопросов деформации горных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 и Гранта РФФИ 10-05-00852, молодежного гранта ГИН РАН.

Литература

1. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

2. Половинкина Ю.И., Егорова Е.Н., Аникеева Н.Ф., Комарова А.Е. Структуры горных пород. Магматические горные породы. Т. 1-2. СПб.: ВСЕГЕИ, 1948.
3. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат. совещания. Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43-46.
4. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Протрузивно-разломные парагенезы зон внутриплитной активизации Южной Монголии // Современное состояние наук о Земле. Мат. международной конференции памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во Геологического факультета МГУ, 2011. С. 1499-1503.
5. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. Структуры квази-пластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2010. С. 169-173.
6. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1996. P. 289.
7. Shigematsu N. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. Tectonophysics 305. 1999. P. 437-452.
8. Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al. Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks // Stress, Structure and Strain: A volume in honour of Win D. Means / Ed. by Mark Jessell and Janos Urai. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition. 2000. V. 2, Pap. 16.
9. Woodcock N.H., Mort K. Classification of fault breccias and related fault rocks // Geol. Mag. 145 (3). Cambridge Univ. Press, 2008. P. 435-440.

А.В. Моисеев, Т.Н. Палечек, С.Д. Соколов
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ
ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛГАНСКОГО
ТЕРРЕЙНА РАЙОНА Р. ПЕРЕВАЛЬНАЯ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: moartem@yandex.ru

A.V. Moiseev, T.N. Palechek, S.D. Sokolov
NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE
OF ALGANSKIY TERRANE'S JURASSIC - EARLY
CRETACEOUS DEPOSITS ALONG R. PEREVALNAYA

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: moartem@yandex.ru

Корякское нагорье является гигантской покровно-складчатой структурой, образованной в результате периокеанической аккреции к Азиатскому континенту различных в геодинамическом отношении комплексов. Их исследование позволило выделить несколько этапов тектонической эволюции Корякии (1). Для среднемезозойского этапа реконструируется сложная зона перехода континент – океан. Во фронтальной части дуги происходило широкое накопление среднеюрских – раннемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных комплексов, которые традиционно выделяются в пекульнейвеемскую свиту и чирынайскую серию, которые включены в состав Алганского и Майницкого террейнов соответственно (рис. 1) (2). До сих пор остается много не решенных вопросов связанных с развитием и внутренним строением Алгано-Майницкой палеоструктуры. Комплексы имеют сложное внутреннее строение, характерны системы чешуй и многочисленные зоны дробления выполненных цеолитами. Отсутствие детальны структурных и вещественных исследований, а так же слабая стратиграфическая изученность, не позволяет понять, имеем мы дело с фациально разнородной нарушенной толщей, или с разрезами, образованными в различных геодинамических условиях, и тектонически совмещенными в сложную аккреционную структуру.

Бассейн реки Перевальной расположен в центральной части излучины среднего течения р. Анадырь, в междуречье крупных ее притоков – р. Маврино и р. Утесики. Вдоль бортов р. Перевальной наибольшим распространением пользуются вулканогенно-кремнистые и туфо-терригенные породы. В ходе полевых работ, на основании изучения структурного положения и состава различных ассоциаций пород, нами было выделено три тектонические пластины (рис. 2). Пластины разделены

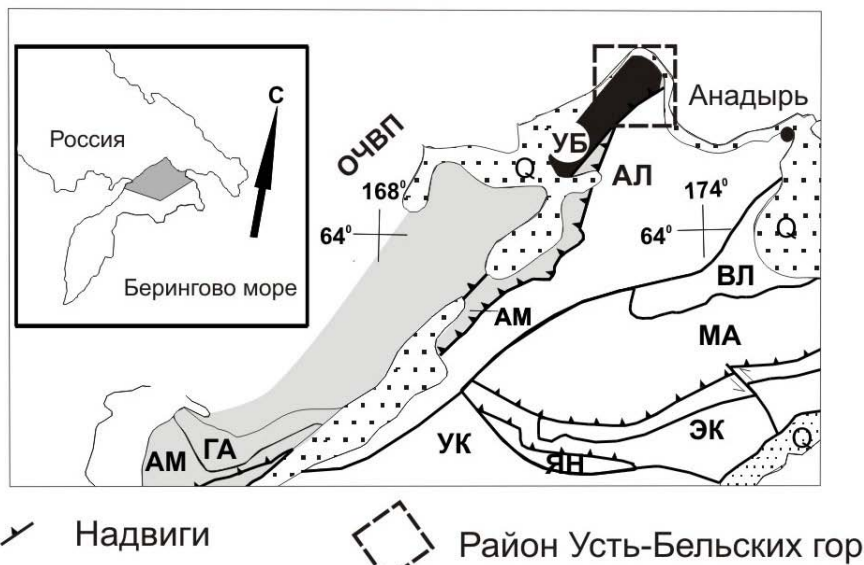


Рис. 1. Схема террейнов северной части Корякского нагорья

серпентинитовыми меланжами, включающими блоки габбро, базальтов и плагиогранитов. Пластины имеют юго-западное падение, что согласуется со сменой пород в пространстве и падением хорошо прослеживаемого контакта одной из пластин с телом серпентинитового меланжа.

Пластина 1. Породы выделенные в данную пластину, обнажены фрагментарно. Учитывая отсутствие подобных образований в других выделенных мы их породы в отдельную пластину, которая занимает нижнее структурное положение. Внутреннее строение пластины остается не ясным, мы рассматриваем выделенные разности пород в единой стратиграфической последовательности, однако не исключены более сложные взаимоотношения между ними, что подтверждается наличием просечек серпентинитового меланжа (см. рис. 2, пластина 1).

Нижнее структурное положение занимают мощные тела не деформированных плагиогранитов, которые образуют крупное тело. Контакта с вмещающими породами обнаружено не было. Выше залегает микстит, сложенный угловатыми и средне-окатанными обломками терригенных пород грязно зелено-бурого цвета. Микститы перекрыты темными, почти черными силицитовыми и глинистыми сланцами, содержащие высокое количество углеродного материала. Породы сжаты в узкие напряженные складки. Из данных пород радиолярий удовлетворительной со-

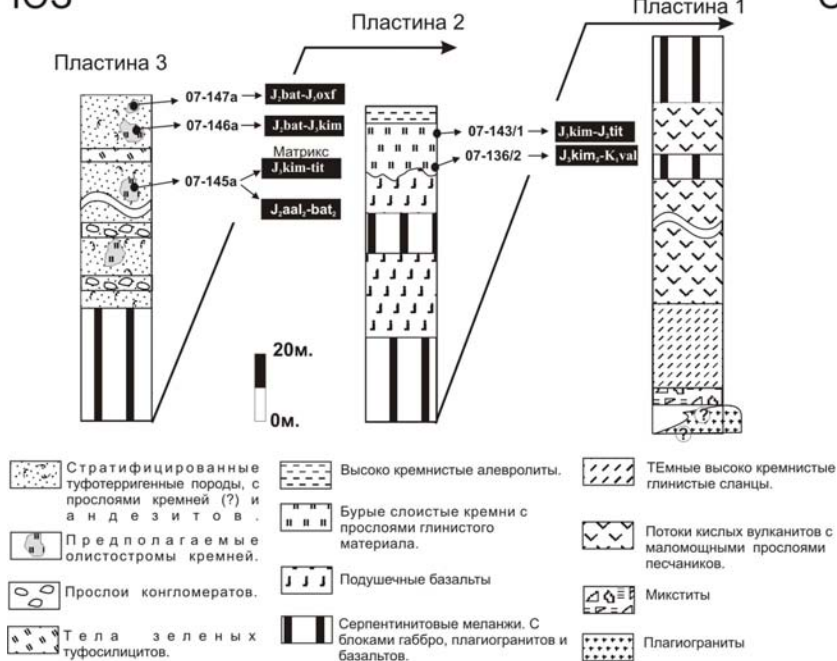


Рис. 2. Схема для различных структурно-вещественных комплексов выделенных в бассейне р. Перевальная с вынесенными результатами радиолариевого анализа

хранности выделить не удалось, и до сих пор данная толща остается не датированной. Выше расположены вулканические породы кислого состава. Породы чрезвычайно сильно изменены и катаклазированы. Мощность вулканитов оценивается в 400 м.

Серым и черным цветом обозначены террейны относимые к Западно-Корякской складчатой области, остальные террейны относятся к Корякско-Камчатской. Террейны: УБ – Усть-Бельский; АЛ – Алганский, МА – Майницкий; ВЛ - Велкиоречинский; Q – палеоген-четвертичные отложения; УК – Укэлятский; ЭК – Эконайский; ЯН-Янравайский; АМ – Айнынско-Майнский; ГА – Ганычаланский.

Пластина 2. Выше залегает кремнисто-базальтовая пластина. Базальты в основном представлены плотными массивными разностями, иногда с сохранившейся подушечной отдельностью лав. В кровле базальтов отмечены характерные карманы, заполненные кремнисто-глинистым веществом. Вверх по разрезу увеличивается мощность слоев, а так же

они становятся более массивными. Кремни окрашены в красные и красно-бурые тона. Кремнистые породы представлены яшмами с биогенной структурой, где остатки радиолярий составляют до 60–70 % породы. Основная масса сложена кварц-халцедоновым криптозернистым материалом. В матриксе содержится мелко распыленная примесь гематита, а также тончайшие обломки рыжего вулканического стекла, округлых зерен кварца, цветного минерала (пироксен ?) и обломков кристаллов плагиоклаза. Вверх по разрезу наблюдается укрупнение и увеличение количества детритовых зерен, до 10 %. Ассоциация данных с базальтами указывает на океанический генезис разреза пластины №2 (см. рис. 2).

Радиолярии, экстрагированные из образцов кремнистых пород (07-136/2; 07-143/1) данного разреза характерны для двух близких возрастных интервалов. Радиолярии выделенные из образца 07-136/2, отобранного в подошве кремнистого разреза, свидетельствуют о позднекимеридж-валанжинском возрасте вмещающих пород. При этом интересно, что образец 07-143/1, отобранный стратиграфически выше, содержит радиолярии более узкого и древнего возрастного интервала, от низов кимериджа до валанжина. Таким образом, полученные возрастные интервалы датируют возраст пелагий океанического бассейна от кимериджа до валанжина включительно.

Пластина 3. Пластина занимает верхнее структурное положение, и сложена преимущественно терригенными стратифицированными породами псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности (см. рис. 2). Обломки пород окатаны плохо, и представлены вулканическими средними породами, а так же кристаллами плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, изредка хорошо окатанными обломками кварцитов и внутриформационными пелитами. В разрезе характерно присутствие туфогенных разностей. В поле распространения туфо-терригенных пород, в единичных обнажениях встречаются кремнистые породы, которые были подразделены нами на два типа. Их положение в разрезе остается не ясным. Первый тип, представлен зелеными кремнями, сложенных скрытокристаллической основной массой серовато-зеленого цвета и кристаллами до 0.1 мм плагиоклаза, пироксена, биотита, роговой обманки, вулканического стекла. Характерной чертой таких кремней, является примесь пирокластического материала, объем которого достигает 20–30 %. Пирокластика представлена кристалло- и витрокластами, которые образуют порой прослои. Предполагается, что накопление данных пород происходило в единой седиментационной ванне с вмещающими их вулканогенно-терригенными отложениями, в условиях компенсированного прогибания. К сожалению, до сих пор не удалось датировать данный

бассейн, ввиду плохой сохранности радиоляриевых раковин, которые в большинстве случаев замещены хлоритом.

Ко второму типу кремнистых пород, мы относим бордовые кремни. Они не содержат вулканокластический материал и полностью идентичны кремням, описанным во второй, кремнисто-базальтовой пластине. Сложно объяснить литологическим путем их накопление совместно с вмещающими туфо-терригенными породами, где основную роль играло фоновое осаждение терригенного и пирокластического материала. Мы предполагаем переотложенную природу для данных типов кремней. Из них (образцов 07-146а и 07-147а) были выделены радиолярии близких возрастных интервалов, которые указывают на время образования осадка в бат-кимериджское время. Возраст туфо-терригенного матрикса оценивается как пост кимериджский.

Выводы:

1. В ходе полевых работ в районе бассейна р. Перевальная, на основании изучения структурного положения и состава различных ассоциаций пород, было выделено три тектонические пластины с падением на юго-запад.

2. Кремни из вулканогенно-кремнистой пластины накапливались в пелагическом бассейне. Их ассоциация с базальтами указывает на океанический генезис разреза. Накопление пород происходило в интервале кимеридж-валанжин.

3. Пластина занимающая верхнее структурное положение сложена преимущественно туфо-терригенными породами. В ней выделяется два типа кремней. Зеленые силициты накопление которых происходило *in situ*. И бордовые глубоководные кремни, для которых предположена переотложенная природа. Из олистостром глубоководных кремней были выделены радиолярии бат-кимериджского интервала. Эти данные позволяют реконструировать более древний, относительно реконструируемого кимеридж-валанжинского, бассейн или его часть.

4. В пост кимериджское время происходил интенсивный размыв верхних частей океанического разреза. Их выведение на поверхность можно объяснить путем вхождения в аккрегированные комплексы предостроводужной части желоба. Такие кремни датированы в пластине 3 бат-кимериджским возрастом. Сходные образования описаны как тектоно-гравитационный микстит развитый на юго-восточных склонах хр. Пекульней, которые обнажается в виде не выдержанных по ширине полос зажатых и в ряде случаев тектонически перекрытых пластинами кремнисто-вулканогенных комплексов. Возраст микстита определен по фауне выделенный из матрикса микстита как раннемеловой (3).

5. Породы выделенные в структурно нижнюю пластину остались не датированными. Их отличительной чертой от всех рассмотренных пород р. Перевальная и Алганского террейна, является широкое развитие мощных пачек сильно катаклазированных кислых пород и наличие фтаниито-глинистых сланцев.

Литература

1. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
2. Соколов С.Д., Бялобжецкий С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. №6. С. 68-80.
3. Ставский А.П., Морозов О.Л., Сафонов В.Г. и др. Хаотические комплексы мезозойско-кайнозойской Корякской аккреционной области // Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра, Геокарт, 1992. С. 88-167.

А.В. Моисеев¹, С.Д. Соколов¹, Я.Хаясака²
СТРОЕНИЕ И ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ
ЦИРКОНОВ ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА
ОТРОЖНИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (УСТЬ-БЕЛЬСКИЙ
ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

¹Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: moartem@yandex.ru

²Университет Хиросимы (Япония)

A.V. Moiseev¹, S.D. Sokolov¹, Y. Hayasaka²
STRUCTURE AND DETRITAL ZIRCON DATING OF
OTROZHNYAY OPHIOLITES' SEDIMENTARY COMPLEX
OF (UST BELSKY TERRANE, NORTH-EAST OF RUSSIA)

¹Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: moartem@yandex.ru; ²Hiroshima University (Japan)

Западно-Корякская складчатая область протягивается с севера на юг и расположена в зоне сочленения Выхояно-Чукотских мезозоид и Корякско-Камчатской складчатой области. Усть-Бельский террейн выделяется в среднем течении р. Анадырь, и является северным структурным элементом Западно-Корякской складчатой области. Террейн имеет

сложное покровное строение (1). Представление о количестве и взаимоотношению пластин, является предметом дискуссий (1; 4; 8). В строении выделяется несколько пластин, сложенных дезинтегрированными офиолитами и вмещающими их осадочными отложениями. Принято было считать, что наиболее полный разрез офиолитов и перекрывающих их образований слагает Отрожнинскую пластину. На основании среднедевонско-раннекаменноугольного возраста осадочного чехла, возраст Отрожнинских офиолитов рассматривается как среднепалеозойский (1). Однако на данный момент отсутствуют радиогенные возрасты Отрожнинских офиолитов. Здесь приводятся данные полевых наблюдений, литологических особенностей, а так же возрасты детритовых цирконов для осадочных пород Отроженской пластины.

Строение и особенности вещественного состава осадочных пород Отрожнинской пластины

Наиболее полное строение Отрожнинской пластины обнажается в пределах района г. Отрожная (рис. 1). В основании Отрожнинской пластины залегает серпентинитовый меланж. Первой попыткой определения возврата гипербазитового комплекса с использованием U-Pb метода, было датирование цирконов, выделенных из метагаббро. Присутствие в образцах трех популяций цирконов с возрастом 799 ± 15 млн лет, $361 \pm 9,5$ млн лет, $315,4 \pm 9,3$ млн лет указывает на сложную историю данного массива (3). Датировки плагиогранитов генетически связанных с габброидами Усть-Бельского массива указывают на возраст в 556 ± 12 млн лет (7).

Верхняя часть офиолитового разреза сложена вулканогенными породами. Мощность вулканогенной части оценивается в 450 м. (1). Химический анализ вулканитов указывает на их сходство с базальтами типа N-MORB (5). Выше базальтов залегают осадочный комплекс. Порода имеют на всем протяжении общее залегание, с падением в северо-западных румбах под углом $65-75^\circ$. Ультрабазит-габбровый, вулканогенный и перекрывающий осадочный комплексы прорваны дайками с радиологическими возрастными в интервале 340–180 млн лет (K-Ar метод) (1) и 370–400 млн лет (Ar-Ar метод) (8), что указывает на термальное событие в течение девона, но не дает определенного представления о возрасте самого массива.

В строении осадочного комплекса выделяется снизу-вверх несколько пачек (рис. 2). Структурно выше вулканитов залегает пестрая пачка переслаивающихся туфо-терригенных пород. Общая мощность данной пачки оценивается в 100–150 метров. В основании пачки залегают слоистые туфосилициты бордового цвета. Слоистость первого порядка обусловлена различным содержанием аутигенных компонентов в породе: кремнисто-железистого, глинистого и карбонатного вещества.

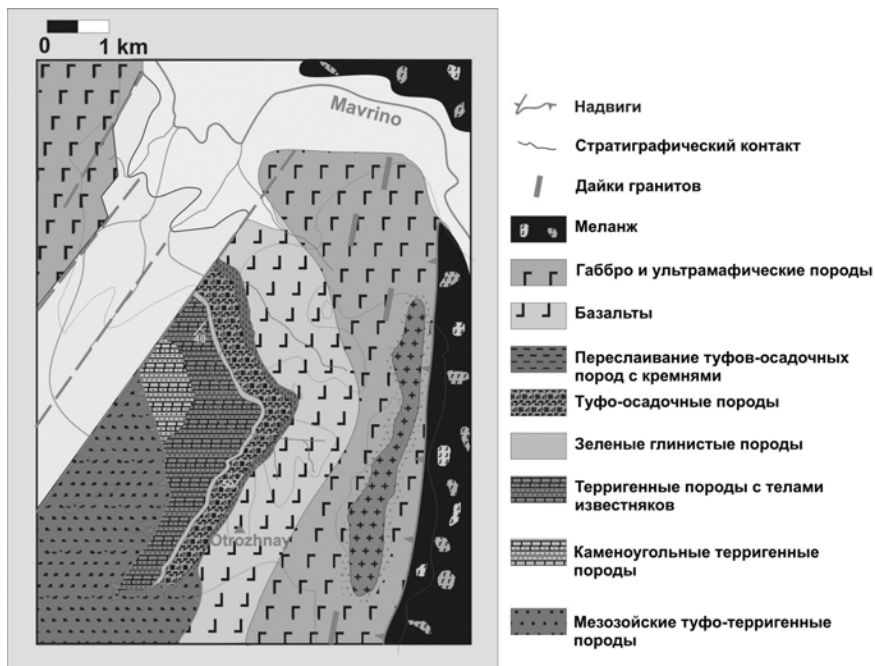


Рис. 1. Геологическая карта района г. Отрожная

Слои второго порядка обусловлены наличием прослоев туфов, песчаников и туфо-осадочных пород. Мощность прослоев туфов 1–2 см представленных кристаллокластами плагиоклаза (андезин-олигоклаз). Песчаники образуют прослои до 2–3 см. Часто такие прослои не выдержанные по мощности. Сложены кварц (до 20 %) и полевошпатовым (80 %) материалом. В строении туфоосадочных пород преобладают литокластический материал среднего (20–30 %) и основного (70–80 %) составов, единичные обломки угловатых бордовых туфосилицитов, известняков, кварца и кристаллов плагиоклаза. Породы обладают плохой сортировкой, преобладают обломки размерностью от 1 до 1,5 мм.

Венчается разрез пачки 1 зелеными пелитовыми породами, которые переслаиваются с маломощными прослоями черных аргиллитов и кварц-полевошпатовых песчаников. Конодонтовое опробование (2) позволило датировать горизонты зеленых пелитов франским ярусом верхнего девона. Так же в разрезы были выделены переотложенные формы верхней части лоховского-эмских ярусов, в матриксе франкского яруса.

Пачка 2 (до 150–200 м) налегает согласно, представлена вулканогенно – туфогенно-терригенными породами.

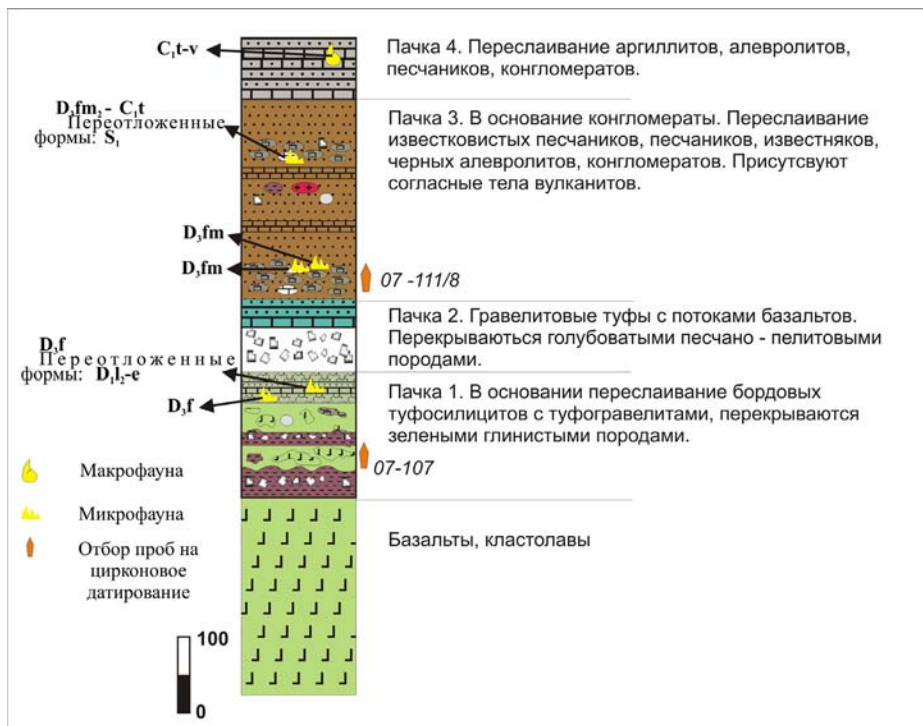


Рис. 2. Колонка отображающая строение Осадочного комплекса Отржнинской пластины

Выше по разрезу увеличивается количество нормальных осадочных пород. Пачка 3 (мощность 700 м) сложена терригенными породами с многочисленными телами известняков. Так же в разрезе пачки 3 встречаются согласные потоки вулканитов, анализ которых указывает на возможность их образования в супрасубдукционной обстановке (5). В основании пачки залегают конгломераты мощностью до 2–3 м. Сложены преимущественно хорошо окатанными обломками вулканитов среднего и кислого составов, и в сильно подчиненном количестве галькой известняков. Из цемента конгломерата выделенная фауна указывает на фаменский ярус (2). В конгломератах верхней части пачки 3 из гальки известняков были определены формы встречающиеся в диапазоне от верхнего фамена до турнейского яруса карбона. Здесь же были найдены переотложенные нижнесилурийские формы

Терригенные породы представлены песчаниками, алевролитами, черными аргиллитами и известковистыми песчаниками. В обломочной части

пород увеличивается окатанность и сортировка, по сравнению с туфотерригенными породами пачки 1. Так же уменьшается, почти до полного исчезновения, содержание вулканитов основного состава, доля пород среднего – кислого состава, увеличивается до 80 %. Отмечается появление (до 20 %) обломков плутонических кислых пород кварц – полевошпатового.

Из данной части разреза из известковистых песчаников и песчаных известняков была собрана фауна характерная для среднего и верхнего отделов девона (1).

Венчается разрез пачкой сложенной аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, известняками, горизонтами витрофировых туфов нижнего карбона. (1). Мощность пачки нижнекаменноугольных отложений более 250 м.

Результаты датирования детритовых цирконов из осадочного комплекса Отрожнинской пластины

Для определения возраста осадочного комплекса Отрожнинской пластины были получены U-Pb возраста по цирконам. Для определения возраста осадконакопления и источников сноса были отобраны туфоосадочные породы (образец 07-107) слагающая мощный прослой в пачке 1. Из основания пачки 3 был отобран конгломерат (образец 111-8). Определения U-Pb возраста детритовых цирконов из образцов 07-107 и 07-111/8 проводилось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SHRIMP) в лаборатории Университета Хиросимы, Ясутаккой Хаясакой. На данный момент выполнено датирование 46 и 50 зерен из каждой породы. Цирконы выбирались без каких либо предпочтений. Так же для 30 зерен из каждой породы на EPMA были оценено содержание рассеянных элементов.

На гистограммах (рис. 3) зависимости возрастов детритовых цирконов образцов 07-107 и 07-111/8 от их количества выделяются два разных четких пика. Для каждого из образцов характерен небольшой разброс в возрастах зерен циркона. Такое распределение указывает на наличие двух разных источников. Для образца 07-107 подавляющее число (19 зерен из 50) цирконов датируется возрастом в 560 млн лет. Самое молодое зерно отвечает возрасту в 500 млн лет. Так же есть одно зерно, которое датируется 2000 млн лет. Для образца 07-111/8 так же выделяется четкий пик в 440 млн (24 зерна из 46). Наиболее молодая популяция соответствует возрасту в 400 млн лет (5 зерен из 46). Помимо возрастных характеристик, цирконы из разных образцов имеют различную геохимию, что указывает на их различное происхождение. У всех цирконов изучаемых образцов высокое $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношение, что указывает на их магматическое происхождение. Однако $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношения для цирконов из образца 07-107 составляет 0.76 (среднее из 49), для цирконов из 07-111/8 около 0.38 (среднее из 46).

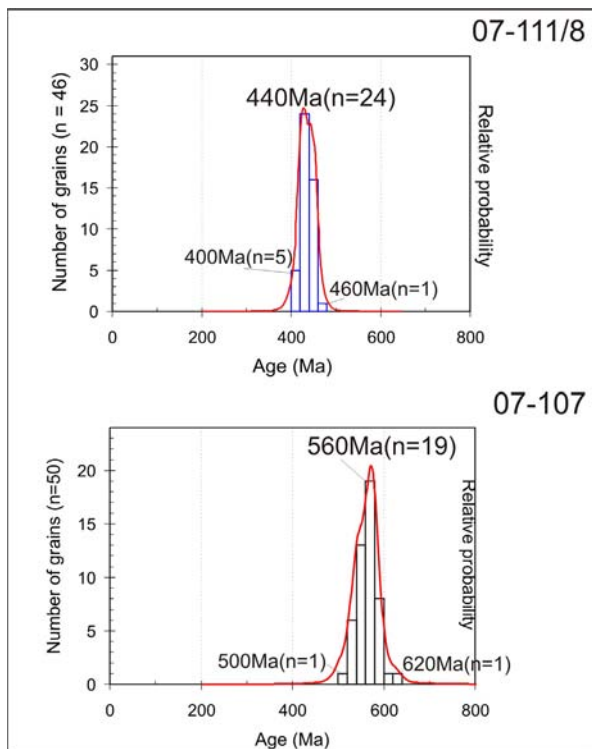


Рис. 3. Кривые распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов, выделенных из осадочных пород осадочного комплекса Острожнинской пластины (построены с использованием программы ISOPLOT). Для образца 07-107 не нанесены данные по одному циркону, который показал возраст 2000 млн лет

Выводы:

Пачка 1, залегающая на базальтах, накапливалась на фоне резкой тектонической активности. Такая активность носила резкий, пульсационный характер. Накопление пелитовых бордовых туфосилицитов сменялось образованием туфогравелитов. Такая активность сопровождалась поступлением плохощатанного эндогенного материала, и незначительного количества кварц – полевошпатового материала, источник которого не ясен. Такой цикл заканчивается накоплением мощной пачки (до 50-70 метров) пачки зеленых глинистых пород. Их возраст по вмещающей фауне в зеленых пелитовых породах, был оценен поздним девонem (2). Возраст детритовых цирконов из прослоев туфогравелитов указывает на преобладание древнего, около 560 млн лет источника. Потенциальным

источником могли служить плагиограниты ассоциирующие с ультрабази-тами Усть-Бельского массива (7). Такая разница в возрасте осадка и его циркона остается не ясной. Так же не ясно, почему не улавливается возраст, синхронных с осадконакоплением пирокластической деятельности, которая имеет основной – средний состав, и может содержать свой циркон.

Детритовые цирконы из образца конгломератов основания пачки 3 (обр. 07-111/8), указывают на преобладание совершенного иного источника сноса с возрастными характеристиками в 440 млн. лет. Это хорошо согласуется с данными конодонтового опробования (7), указывающих на широкое переотложение силурийских форм на данном стратиграфическом уровне. Такая резкая смена источников позволяет предполагать стратиграфическое несогласие, что не подтверждается данными конодонтового опробования (7).

Литература

1. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. *Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я.* // Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 21-24.
3. *Леднева Г.В., Лебедев В.В., Базылев Б.А.* // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2010. Т. I. С. 330–332.
4. *Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30-70.
5. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Состав и геодинамические обстановки формирования вулканических образований офиолитов Усть-Бельских гор (Чукотка) // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 437, №2. С. 215-219.
6. *Соколов С.Д., Бялобжецкий С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. №6. С. 68-80.
7. *Тихомиров П.Л.* Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Сер. геол. 2010. Т. 434, № 3. С. 222-226.
8. *Palandzhyan S.A., Dmitrienko G.G.* Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. geological survey. Open-Files Report PF 92-20-I. 1996. P. 8.

С.В. Молошников
СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ АНТИАРХИ
(PLACODERMI, ANTIARCHI) ЮГА УРАЛА И СИБИРИ:
СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МЗ МГУ), Москва, e-mail: molsergey@rambler.ru

S.V. Moloshnikov
MIDDLE-LATE DEVONIAN ANTIARCHS (PLACODERMI,
ANTIARCHI) FROM SOUTH URALS AND SIBERIA:
TAXONOMIC COMPOSITION AND PECULIARITIES
OF DISTRIBUTION

Earth Science Museum of Moscow State University (ESM MSU), Moscow,
e-mail: molsergey@rambler.ru

Антиархи (Placodermi: Antiarchi) – своеобразная и широко распространенная группа раннепалеозойской ихтиофауны, представители которой обладали массивным костным панцирем. Остатки этого панциря часто встречаются в континентальных и прибрежно-морских фаунистических комплексах раннего палеозоя и используются для целей стратиграфии девонских отложений различных регионов. Антиархи являются одной из руководящих групп девонской фауны Южной Сибири [11].

Из отложений Сибири первые остатки антиарх были описаны И.В. Рогоном в конце XIX века, затем они изучались Д.В. Обручевым [10, 11] и А.А. Сергиенко [13–15], В.Н. Талимаа [5]. Этими исследователями было установлено присутствие как ряда эндемичных южносибирских видов рода *Bothriolepis* Eichwald, так и форм, схожих с европейскими видами, а также выявлена стратиграфическая последовательность остатков антиарх в верхнем девоне Сибири. В девонских же отложениях Южного Урала известны только единичные находки антиарх, определения которых опубликованы лишь недавно [3].

В 2007–2011 гг. автором проводилось изучение нового материала по антиархам из отложений Южного Урала, Кузнецкого прогиба, Минусинской и Тувинской котловин и Тунгусской синеклизы, собранного во время полевых работ и переданного ему для изучения, а также переизучение монографических коллекций упомянутых выше исследователей [10, 13]. В результате работы были дополнены данные о систематическом составе антиарх и их стратиграфическом распространении [6–9].

При анализе фактического и литературного материала в средне-верхнедевонских отложениях Южного Урала и Сибири установлен следующий состав антиарх:

Отряд *Bothriolepiformes*

Семейство *Dianolepididae* Long, 1983

Dianolepididae gen. et sp. indet.

Семейство *Bothriolepididae* Cope, 1886

Подсемейство *Bothriolepidinae* Cope, 1886

Род *Bothriolepis* Eichwald, 1840

Bothriolepis sibirica Obruchev, 1941

Bothriolepis dorakarasugensis Moloshnikov, 2009

Bothriolepis markovskii Moloshnikov, 2010

Bothriolepis cf. *B. sibirica* Obruchev, 1941

Bothriolepis cf. *B. cellulosa* (Pander in Keyserling,

1846)

Bothriolepis sp.

Bothriolepis (?) sp. 1

Bothriolepis (?) sp. 2

Род *Grossilepis* Stensiö, 1948

Grossilepis aff. *G. tuberculata* (Gross, 1941)

Grossilepis sp. indet.

Bothriolepididae subfam., gen. et sp. indet.

Семейство *Tubalepididae* Moloshnikov, 2011

Род *Tubalepis* Panteleyev in Panteleyev et Moloshnikov, 2003

Tubalepis extensa (Sergienko, 1961) (= *Bothriolepis lata* Sergienko, 1961; = *B. cornuta* Sergienko, 1974)

Самые ранние антиархи (*Dianolepididae* gen. et sp. indet.) встречены в живецких отложениях Тувы (рис. 1). Они обнаруживают сходство с казахстанскими тенизолеписами, что, по-видимому, указывает на тесную связь между казахстанской и тувинской палеозоогеографическими провинциями в живецкое время. Из накохозского горизонта (давядакитская свита) также известен *Bothriolepis* (?) sp. 1; в пашийских отложениях Урала – *Bothriolepis* sp. [3]. Франские антиархи обнаружены в отложениях всех изучаемых территорий. В аскыньском горизонте Южного Урала встречены *B. markovskii* [7] (рис. 2) и *Bothriolepis* sp. [3]. Во фране Кузнецкого, Минусинского и Тувинского прогибов встречены как эндемичные виды *Bothriolepis sibirica*, *B. dorakarasugensis* [1, 6, 11], так

ОСШ	Стандартная зональная шкала	Сибирская платформа		Кузнецкий прогиб		Минусинский и Тувинский прогибы	
Отдел Юрск	Конodontы	Горизонт	Характерные антиархи	Горизонт	Характерные антиархи	Горизонт	Характерные антиархи
	<i>praesulcata</i>	Фокинский		Топкинский		Тубинский	<i>Tubalepis extensa</i> , <i>Bothriolepis sibirica</i>
Верхний Фаменский	<i>expansa</i>			Подонинский	<i>Bothriolepis</i> sp., <i>Antiarchi</i> indet.		
	<i>postera</i>			Пещеркинский			
	<i>trachytera</i>						
	<i>marginifera</i>						
Верхний Франский	<i>rhomboides</i>						
	<i>crepida</i>						
	<i>triangularis</i>	Капаргонский			<i>Bothriolepis sibirica</i> , <i>Bothriolepis</i> sp., <i>Bothriolepididae</i> gen. et sp. indet.	Кохайский	<i>Bothriolepis sibirica</i> , <i>Bothriolepis dorakarasugensis</i> , <i>Bothriolepis</i> cf. <i>B. sibirica</i> , <i>Bothriolepis</i> cf. <i>B. cellulosa</i>
	<i>linguiformes</i>						
	<i>rhenana</i>						
	<i>janieae</i>						
	Средний Живетский	<i>hassi</i>		<i>Grossilepis</i> sp. indet., <i>Bothriolepididae</i> gen. et sp. indet.	Вассинский		Ойdanовский
<i>punctata</i>							
<i>transitans</i>							
Средний Живетский	<i>falsiovalis</i>						
	<i>norrisi</i>	Накахозский	<i>Bothriolepis</i> (?) sp. 1	Мазаловско-китатский	Бейский	Илеморовский	<i>Dianolepididae</i> gen. et sp. indet.
	<i>disparilis</i>						
	<i>hermanni-cristatus</i>						
Средний Живетский	<i>varcus</i>	Юктинский (верхняя часть)		Сафоновский			
	<i>hemiansatus</i>			Керлепский			

Рис. 1. Распространение антиарх в живетско-фаменских отложениях Сибири (по литературным и данным автора).
Сопоставление горизонтов по [4], с изменениями

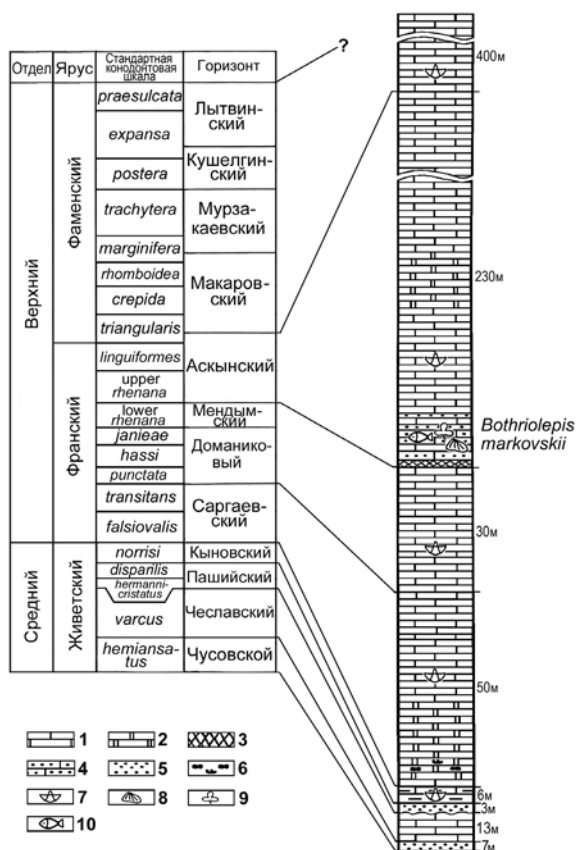


Рис. 2. Разрез живетско-фаменских отложений у с. Серпиевка, бассейн р. Сим (по [17], с дополнением) и положение находки остатков антиарх в нем. Горизонты западного склона Южного Урала и их сопоставление со стандартной конodontовой шкалой по [2], с изменениями.

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – бокситы, 4 – известняки песчанистые, 5 – песчаники и алевролиты, 6 – стяжения кремня, 7 – остатки брахиопод, 8 – двустворчатых моллюсков, 9 – растений, 10 – ихтиофауны

и формы схожие с европейскими – *Bothriolepis* cf. *B. cellulosa*, *Grossilepis* aff. *G. tuberculata*, что предполагает связь между тувинской и еврамериканской ихтиофаунами в это время. Наличие такой связи подтверждается и присутствием ботриолепидид (*Bothriolepididae* subfam., gen. et sp. indet.) в соломинском горизонте Кузбасса, схожих с ботриолепидидами из Польши и Европейской России [7], а также находкой *Grossilepis*

sp. indet. в нижней части каларгонского горизонта Сибирской платформы [5]. В фауне разнообразие антиарх сократилось. На территории Минусинского прогиба в тубинском горизонте встречены эндемичные южносибирские виды *B. sibirica* и *Tubalepis extensa* [8, 12]. Микроостатки *Bothriolepis* sp. также известны из подонинского горизонта Кузбасса [16].

Особенностью комплексов ихтиофауны рассматриваемых регионов является присутствие только ботриолепиформных антиарх. Астеролепиформы же, широко распространенные в живете Казахстана и в живете-фране Восточно-Европейской платформы, в девонских отложениях Южного Урала и Сибири не встречены.

Литература

1. Антонова В.А. Флора сергиевской свиты (поздний девон) Кузбасса // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2007. № 304. С. 195-197.
2. Жамойда А.И., Петров О.В. (ред.) Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
3. Иванушкин А.Г., Богоявленская О.В., Зенкова Г.Г., и др. Девонские отложения западного склона Южного Урала // Литосфера. 2009. № 1. С. 3-22.
4. Краснов В.И., Перегудов Л.Г., Ратанов Л.С., и др. Стратиграфия девонской системы Сибири. Проблемы корреляции // Мат-лы II Всерос. Конф., посвященной 175-летию со дня рождения Н.А. Головкинского «Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ». 27-30 сентября. Казань: Казанский гос. ун-т, 2009. С. 29-31.
5. Матухин Р.Г., Меннер В.В., Талимаа В.Н. Стратиграфия и ископаемые рыбы каларгонского горизонта (верхний девон северо-запада Сибирской платформы) /Дубатовов В.Н., Юферьев О.В. (ред.) // Девон и карбон Азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1980. С. 111-126. (Труды ИГиГ. Вып. 433).
6. Молошников С.В. Новые данные о позднедевонских ботриолепидидах (Pisces, Antiarchi) Республики Тыва // Палеонтологический журнал. 2009. № 5. С. 77-86.
7. Молошников С.В. О находках высокотелых ботриолепидид (Pisces, Placodermi, Bothriolepididae) в верхнем девоне Южного Урала и Кузбасса // Палеонтологический журнал. 2010. № 5. С. 79-83.
8. Молошников С.В. К систематическому положению фаменских антиарх (Placodermi) Минусинской котловины // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011а. № 1. С. 7-10.
9. Молошников С.В. Ботриолепиформные антиархи (Pisces, Placodermi) девона Центрального Казахстана // Палеонтологический журнал. 2011б. № 3. С. 53-65.

10. Обручев Д.В. Материалы по девонским рыбам СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 48 с. (Труды ПИН АН СССР. Т. 8. Вып. 4).
11. Обручев Д.В. Девонские рыбы Минусинской котловины // Ржонсницкая М.А., Мелешенко В.С. (ред.). Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. М.: Государственное научно-технич. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. С. 45-47.
12. Пантелеев Н.В., Молошиников С.В. *Tubalepis* gen. nov. (Placodermi, Antiarchi) из верхнего девона Минусинской котловины // Палеонтологический журнал. 2003. № 4. С. 76-79.
13. Сергиенко А.А. Новый вид *Bothriolepis extensa* sp. n. из отложений тубинской свиты Минусинских котловин // Труды СНИИГГиМС. Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. 1961а. Вып. 15. С. 139-140.
14. Сергиенко А.А. О находке *Grossilepis* aff. *tuberculata* (Gross) в верхнедевонских отложениях Минусинской котловины // Труды СНИИГГиМС. Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. 1961б. Вып. 15. С. 135-136.
15. Сергиенко А.А. Новые ботриолепиды из отложений тубинской свиты Минусинской впадин // Труды СНИИГГиМС. Материалы по региональной геологии Сибири. 1974. Вып. 173. С. 109-113.
16. Толоконникова З.А. Фаменские мшанки западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: КузГПА, 2008. 125 с. (Тр. НИЛ «Палеонтологии и стратиграфии». Вып. 2).
17. Тяжеева А.П. Западный склон Южного Урала // в: Наливкин Д.В., Ржонсницкая М.А., Марковский Б.П. (ред.). Стратиграфия СССР. Девонская система. Книга 1. М.: Недра, 1973. С. 237-259.

Ю.А. Муравьева, Т.Д. Шибина, Л.Г. Белоновская
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ
ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт
(ФГУП ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: jam1187@mail.ru

В последние годы Восточно-Сибирский регион рассматривается в качестве первоочередного для освоения ресурсов углеводородов. Терригенные отложения вендского нефтегазоносного комплекса являются основным перспективным объектом. В них уже обнаружено значительное

число месторождений и залежей УВ. В Непско-Ботуобинской НГО уже открыт целый ряд промышленных залежей УВ, в частности Нижнехамакинское-Г, Среднеботуобинское-Г, Тас-Юряхское-Г, Тымпучиканское-ГН, Чаяндинское-Г (1, 2, 3).

Объектом наших исследований был талахский горизонт, залегающий в основании талахской подсвиты, которая выделяется в полном объеме нижненепской свиты. Талахская подсвита на большей части территории своего распространения залегает в основании осадочного чехла, на размытой поверхности фундамента или рифейского комплекса.

Изучаемый нами талахский горизонт по литологическому составу представлен преимущественно песчаниками, реже гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Он распространен в виде полосы шириной 7-14 км в пределах Предпатомского регионального прогиба и на пограничных с ним склонах Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1). Мощность его на выделенной территории колеблется от 6 м (Средне-Ботуобинская скв.24) до 83 м (скв. Нижнечаяндинская 2291). Глубина залегания кровли горизонта по площади его простираения изменяется примерно в пределах 870 м (на Центрально-Талаканской площади, скв. 825 глубина кровли – 1104 м, на Борулахской площади, скв. 2761–1976 метров).

Талахский горизонт, являясь базальным, с резким угловым несогласием залегает на отложениях разного возраста и состава от архейских кристаллических пород фундамента гранитного состава до отложений талаканского (его аналога – хоронохского) горизонта нижнего венда.

При изучении литолого-петрографического строения талахского горизонта нами был использован керновый и шлифовой материал по 25 скважинам, расположенным в разных частях обозначенной территории. Это 5 скважин по Ц.Талаканской площади (№ 808, 812, 815, 817, 826), четыре скважины по Чаяндинской площади (3212, 3213, 32125, 32127), по Нижне-Хамакинской пл. (скв. 845, 848), а также Таранская скв. 870, Куландинская скв. 790 и 791, Среднеботуобинская скв. 30, 32,7 и др. скважины. Также по ряду скважин привлекался материал сторонних организаций.

В результате проведенных нами литолого-петрографических исследований пород талахского горизонта были определены, как уже отмечалось выше, литолого-генетические типы слагающих его песчаных пород, их гранулометрический состав, типы цементов и особенности его распределения на изученной территории, имевшие место нефтепроявления и их структурная приуроченность, в шлифах определялась открытая пористость и ее генезис, обращалось внимание на трещиноватость пород.

В последующем все эти данные были использованы при построении литолого-петрографических колонок по 11 скважинам, по которым име-

лось наибольшее количество исследуемых образцов, а также при построении фациальной карты талахского горизонта в пределах рассматриваемой территории.

Сведение всех фрагментарных данных в сводный разрез позволили представить литологическое строение талахского горизонта практически в полном объеме от его подошвенной части до кровли.

Литологическое описание талахского горизонта проведено снизу вверх, петрографические характеристики увязаны с вещественным составом пород по керну.

При анализе отложений подошвенной части талахского горизонта по имеющемуся литолого-петрографическому материалу прослеживается сопоставимость строения нижней части разреза талахского горизонта, представленной, пачкой переслаивания гравелитов с песчаниками. Меняется лишь мощность выделенной пачки: она варьирует от 1 м (скв. Алинская 3041) – 10 м (скв. Центрально-Талаканская 812) и до 40 м (скв. Чаяндинская 321-25).

Выше по разрезу над песчано-гравелитовой пачкой залегают песчаники, в которых отмечается уменьшение размера обломочных зерен, сортировка их несколько улучшается, упаковка зерен средняя. В гранулометрическом составе начинает преобладать мелко- и среднезернистая фракция, отмечается редкая примесь гравийных зерен. Нужно отметить, что такая примесь гравийных зерен, встречающаяся в средней части разреза, – свидетельствует о существовавшем многократном переотложении обломочного материала.

Содержание цемента в песчаниках увеличивается иногда до 30–40 %, а в отдельных скважинах уменьшается, по-видимому, за счет конформного цемента, цемента уплотнения и более широко развитого регенерационно-кварцевого цемента. Это свидетельствует об имевшем место большем уплотнении пород. В разрезе в отдельных скважинах идет увеличение глинистого цемента, а самое главное увеличивается содержание карбонатного цемента на фоне убывающего или полностью исчезающего ангидритового цемента, что говорит об изменении солености бассейна седиментации. В средней части разреза заметно уменьшение ангидритового цемента, а нередко и полное его отсутствие.

Верхняя часть разреза талахского горизонта отмечается неоднородностью в литологическом составе. Почти во всех скважинах отмечается изменение гранулометрического состава, уменьшение размера кластических зерен до нередко преобладающей мелкозернистой фракции, по составу песчаники становятся более кварцевыми, нередко рыхлыми (скв. Чаяндинская 3212, Центрально-Талаканская-812, Верхне-Ньюская-781), иногда с битумным цементом, песчаники сменяются алевролитами и

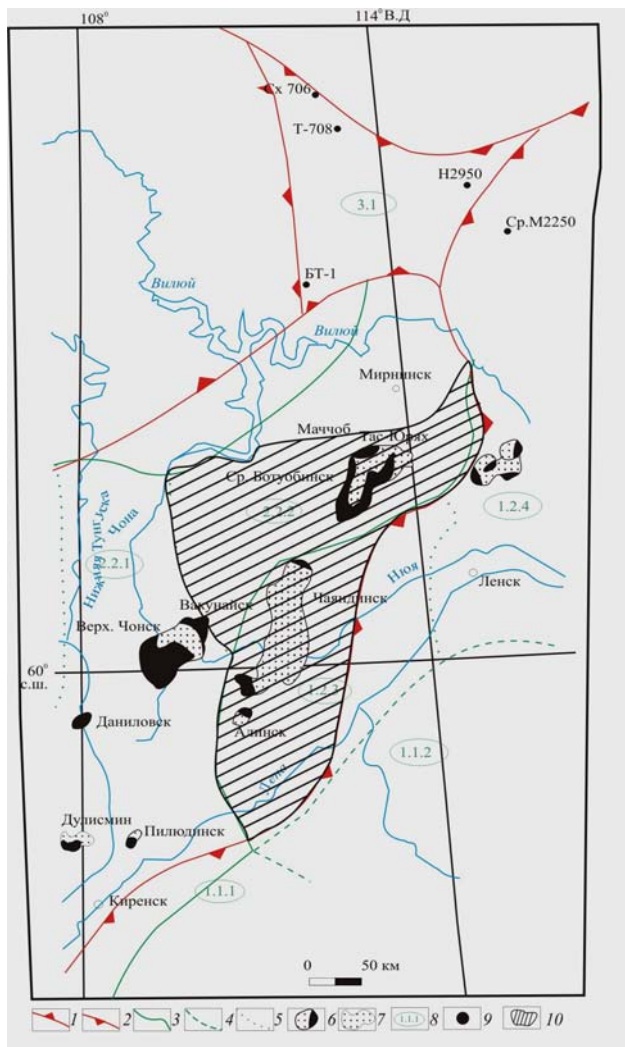


Рис. 1. Схематическое структурно-фациальное районирование вендских отложений восточной части Непско-Ботуобинской антиклизы и примыкающей к ней территории (по материалам СНИИГГиМСа, 2005 г.)

1-5 - границы: 1 - Непско-Ботуобинской антиклизы; 2 - Сюджерской седловины; 3 - фациальных регионов; 4 - фациальных районов; 5 - фациальных зон; 6 - месторождения нефтегазовые; 7 - месторождения газоконденсатные; 8 - фациальные регионы, районы, зоны: 1. - Байкало-Патомский регион; 1.1 - Патомский район; 1.1.1 - Чая-Миньская структурно-фациальная зона Па-

томского района; 1.1.2 - Витимо-Чарская структурно-фациальная зона Патомского района; 1.2 - Предпатомский район; 1.2.3 - Нюйско-Пеледуйская структурно-фациальная зона Предпатомского района; 1.2.4 - Вилочанская структурно-фациальная зона Предпатомского района; 2 - Катангско-Ботуобинский регион; 2.2 - Непско-Ботуобинский район; 2.2.1 - Приленско-Непская структурно-фациальная зона; 2.2.2 - Ботуобинская структурно-фациальная зона; 3 - Турухано-Сюгджерский регион; 3.1 - Сюгджерский район; 9 - скважины: БТ-1 - Батырская-1; Т-708 - Танхайская-708; Сх-706 - Сохсолохская-706; Н-2950 - Накынская-2950; Ср.М-2250 - Ср.Мархинская-2250; 10 - область распространения талахского горизонта

аргиллитами. В верхней части вновь отмечается (как и в нижней части) увеличение ангидритового цемента. Возможно, это связано с обмелением бассейна седиментации. Несмотря на некоторое уменьшения размера обломочных зерен, что является закономерным в распределении трансгрессивных осадков, в верхних частях разреза (прикровлевых) также отмечаются прослои песчаников разнозернистых с примесью гравийных зерен, что свидетельствует о некотором обмелении бассейна седиментации и выплёскивании более грубозернистых частиц в осадок за счет действия приливно-отливных или штормовых волн, базис которых сдвигается в сторону открытого моря.

Формирование глинистых отложений свидетельствует о завершающемся этапе развития талахского продуктивного горизонта, отражающего накопление песчаного комплекса, осадконакопление которого происходило в условиях начавшейся мелководно - морской трансгрессии.

Таким образом, в целом можно сказать, что породы талахского горизонта сложены преимущественно песчаниками, реже гравелитами, наиболее распространенными в нижних частях разреза, а также алевролитами и аргиллитами, доля которых несколько увеличивается вверх по разрезу и в общем разрезе все же имеет подчиненное значение.

Коллекторские свойства пород талахского горизонта изучены в небольшом объеме как по разрезу, так и по площади распространения горизонта.

Имеющийся фактический материал лабораторных определений по данной территории показывает, что открытая межзерновая пористость в песчаниках, гравелитах и алевролитах талахского горизонта колеблется в широких пределах от 1.06 до 23.38 %, а межпоровая проницаемость матрицы от нуля до 17.49 мД. Следовательно, имеющиеся в горизонте как гранулярные пористые коллекторы, так и низкопоровые коллекторы характеризуются низкими значениями проницаемости, что предполагает фильтрацию УВ флюидов по трещинам.

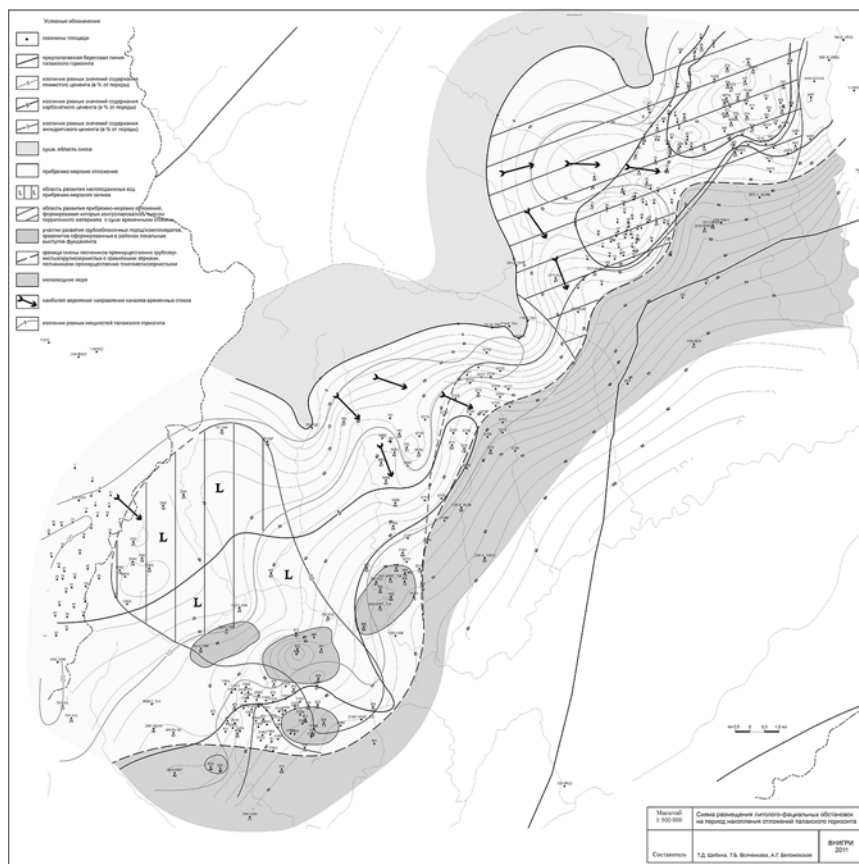


Рис. 2. Схема размещения литолого-фациальных обстановок на период накопления отложений талахского горизонта

В результате проведенных нами литологических исследований пород талахского горизонта были определены литолого-генетические типы слагающих его пород. В песчаниках определялся их гранулометрический состав, типы цементов и особенности его распределения на изучаемой части территории Непско-Ботубинской антеклизы.

Анализ данных гранулометрического состава песчаников и минерального состава цемента позволил нам произвести их картирование.

Фациальное изучение условий формирования отложений талахского горизонта проводилось с целью установления закономерностей развития

фациальных зон и выявления в них песчаных тел, способных образовывать коллектор литологической ловушки нефти и газа.

Построенная литолого-фациальная карта (рис. 2) отражает образование осадков талахского горизонта как единого геологического тела, формирование которого закончилось в конце талахского времени. Однако эти обстановки могли отличаться в конкретные моменты истории его формирования.

На основе выделенных комплексных литологических признаков, увязанных с палеоструктурным планом, в прибрежно-морских отложениях выделились две крупные фациальные области: на юго-западе изучаемого талахского бассейна область развития малоподвижных вод прибрежно-морского залива и на северо-востоке область развития прибрежно-морских отложений, контролируемых сносом терригенного материала с суши временными стоками. Глубина бассейна в этих двух областях небольшая - от нескольких метров до немногих десятков метров. Вытянуты они как вдоль берега, так и перпендикулярно к нему. В характере отложений этих двух областей есть существенные различия, прежде всего связанные с некоторым различием в гранулометрическом составе пород, слагающих эти области и развитии в них цемента.

Таким образом, в результате проведенного анализа литолого-фациальных особенностей талахских отложений на изучаемой территории выделено несколько зон с разными условиями осадконакопления. Имеющиеся данные позволяют предположить развитие улучшенных коллекторов в пределах прибрежно-морских отложений, в частности в зонах, контролирующих снос терригенного материала повышенно активными морскими водами вдоль выступов фундамента.

Список литературы

1. Белинкин В.А., Григорьев Г.А., Забалуев В.В., Кулик Г.Д., Кушмар И.А., Плискина А.С. Ускорение ввода в разработку месторождений нефти и газа Сибирской платформы // Сырьевая база углеводородного сырья и его прогноз. Нетрадиционные источники углеводородного сырья. СПб.: Недра, 2004. С. 236.
2. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири. М-во геологии СССР. Всесоюз. Нефт. Науч.-исслед. Геол. Развед. Ин-т / Ред. В.В. Забалуев. Л.: Недра, 1980. С. 200.
3. Конторович А.Э. (Гл. ред.), Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. С. 552.

**В.М. Николаева, Э.А. Королев, О.П. Шиловский,
Р.И. Хамадиев**
**МИКРОБИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ
УРЖУМСКОГО ЯРУСА НА ТЕРРИТОРИИ
РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН**

Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань, e-mail: edik.korolev@ksu.ru

V.M. Nikolaeva, E.A. Korolev, O.P. Shilovsky, R.I. Hamadiev
**MICROBIAL FOSSILS OF THE URZHUMSKY STAGE
ON THE TATARSTAN REPUBLIC TERRITORY**

Institute of geology and oil and gas technologies, Kazan, e-mail: edik.korolev@ksu.ru

Отложения уржумского яруса биармийского отдела пермской системы западной части Республики Татарстан представлены континентальным комплексом, в пределах которого переслаиваются доломиты, доломитовые мергеля и глины с прослойками алевролитов и линзами песчаников. Большая часть терригенных пород характеризуются красно-коричневой окраской, указывающей на преобладание окислительного потенциала. Лишь в нижней части яруса среди красноцветной толщи выделяются небольшие по мощности (до 0,6 м) светло-серые слои биохомогенных доломитов [1].

До недавнего времени считалось, что данный комплекс не содержит построек цианобионтов, поскольку континентальное осадконакопление терригенного материала не способствует их широкому развитию. Однако, помимо глинистых и обломочных пород в нижней части рассматриваемого стратиграфического подразделения встречаются прослойки доломитов, которые вполне могут нести в себе следы жизнедеятельности бактериально-водорослевых симбионтов. Учитывая это было, проведено систематическое изучение карбонатных пород на предмет наличия в них биолитов – литифицированных микробиальных колоний.

Наиболее интересные находки были сделаны поблизости от населенного пункта «Долгая поляна». Здесь в обнажениях и в оползневых свалах впервые были обнаружены агрегаты по морфологии и структурно-вещественному составу соответствующие микробиальным постройкам.

Все выявленные образования пространственно приурочены к кровле доломитовых слоев. Визуально они представляют собой уплотненные темно-серые валики, образующие в плоскости различные по размерам полигональные ячейки (рис. 1). Валики характеризуются относительно ровным плоским основанием и выпуклой поверхностью. Их ширина



Рис. 1. Фото микробильных образований в доломитах уржумского яруса

может меняться от 5,0 до 10,0 см при высоте в средней части 3,0–8,0 см. На срезах валики имеют волнисто-слоистую текстуру, обусловленную чередованием темно- и светло-серых прерывистых слоев мощностью до 0,1 мм. Вариации окраски связаны с неравномерно-послойным распределением органического вещества и фрамбоидального пирита. Рентгенографические исследования агрегатов показало, что в отличие от вмещающей породы они полностью сложены кальцитом с небольшой примесью глинистых частичек (иллит-монтмориллонитовые смешанослойные фазы, мусковит) и зерен кварца.

Учитывая особенности геологической среды в период формирования доломитовых слоев, трудно представить, каким образом могли образовываться локальные зоны осаждения хемогенного кальцита. Так как в природе кристаллизация этих карбонатов осуществляется в различных геохимических условиях. Совместное образование столь разных минералов на стадии седиментогенеза возможно лишь при участии бактериально-водорослевых колоний, способных в локальных областях менять геохимические параметры среды.

Исходя из вышесказанного, возникновение темно-серых полигональных кальцитовых агрегатов в однородных светлоокрашенных доломитовых породах можно представить следующим образом. На завершающих этапах существования мелководных осолоняющихся бассейнов возникали микробильные колонии, способные развиваться в экстремальных условиях. Основу колоний, по-видимому, составляли бактериально-водорослевые биоценозы, в развитии которых существенная роль отводилась фотохимическим реакциям. Благодаря высокой биопродуктивности водорослей, способствовавшей накоплению органического вещества, биолитовые постройки и приобретали свою темно-серую окраску. В процессе жизнедеятельности микробильные симбионты формирова-

ли стелящиеся по дну пленчатые колонии, которые впоследствии трансформировались в выпуклые бактериальные валики. Отсюда и своеобразная морфология рассматриваемых биолитов. Кратковременный жизненный цикл развития представителей бактериально-водорослевых биоценозов способствовал локальному накоплению отмершей органической массы, чье разложение сопровождалось выделением углекислоты и сероводорода. В результате этого с одной стороны менялся pH воды вокруг колоний, что приводило к химическому осаждению кристалликов кальцита, с другой – создавались условия для развития сульфатредуцирующих анаэробных микроорганизмов. Последние и обогащали известковые постройки фрамбоидами пирита. Таким образом, в доломитовых слоях уржумского яруса сформировались биохеогенные образования, отличающиеся от вмещающих пород своим структурно-вещественным составом.

Литература

1. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В. Бурова. М.: ГЕОС, 2003. 410 с.

Е.А. Ниткина¹, Т.Б. Баянова²
ИЗОТОПНОЕ U-PB ДАТИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ
МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА TTG
ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@geoksc.apatity.ru

²ГИ КНЦ РАН, Апатиты, bayanova@geoksc.apatity.ru

E.A. Nitkina¹, T.B. Bayanova²
ISOTOPE U-PB DATING OF THE TTG COMPLEX
METAMORPHIC PROCESSES IN THE INGOZERO BLOCK
(KOLA PENINSULA)

¹GI KSC RAS, Apatity, nitkina@geoksc.apatity.ru

²¹GI KSC RAS, Apatity, bayanova@geoksc.apatity.ru

Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры, на всех региональных геологических картах имеют название тоналит-трондьемит-гнейсового комплекса – TTG [8]. Это

не зависит от абсолютности или омоложенности их изотопного возраста: они могут сейчас датироваться в Кольской части Балтийского щита мезоархеем (3130–2930 млн лет), в Водлозерской структуре Карелии и в центральной части Алданского щита – палеоархеем (около 3400 млн лет), а на других кристаллических щитах – даже эоархеем (до 3800–3960 млн лет, наиболее древние – гнейсы Акаста на западе Канады, но обычно не более 3600 млн лет).

Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [8], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к “омоложению” возрастных датировок. При этом природные процессы всегда оставляют реликты. Такими реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают и участки пород разных размеров, и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

В работах академика РАН Митрофанова Ф.П. приведены данные о том, что возраста древнее 3,0 млрд лет на Кольском полуострове, определены по цирконам, имеющим детритовую природу, а также Sm-Nd методом установлены модельные возраста источников (T_{DM}). Таких датировок по Кольскому полуострову достаточно много [5, 7], что, по мнению акад. Ф.П. Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Во всем Мировом выходе древнейших пород очень малы по размерам, что затрудняет поиск коренных обнажений реликтовых блоков. Кроме того породы Архей метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1, 6, 10], которые представляют собой комплекс основания. Строение Ингозерского блока изучено плохо, так как он почти полностью перекрыт флювиогляциальными образованиями.

В пределах Беломорского блока выделены следующие подразделения Кольского докембрия: комплекс древнейшего плагиогранито-гнейсовый фундамента, кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс и комплекс архейских гранитоидов [1, 3, 4].

В ранее проведенных исследованиях [1, 6, 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, гранодиориты и пегматиты. Толща гнейсов составляет центральную часть Ингозерского ку-

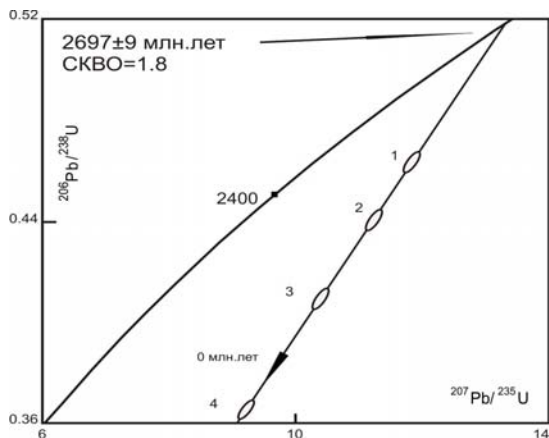


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотитового гнейса Ингозерского блока (H-10-01)

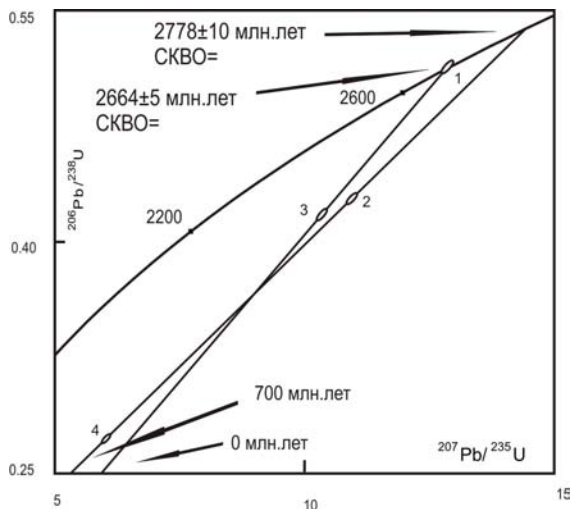


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из амфибол-биотитового гнейса Ингозерского блока (H-10-07)

пола [2]. В ядерной части Ингозерского блока падение пород 40-45° к востоку и северу. Нижний контакт не установлен, подстилающие породы неизвестны. Внутренне строение толщи характеризуется закономерным чередованием гнейсов различного сложения – биотитовые гнейсы, амфибол-биотитовые гнейсы, плагиогранито-гнейсы и гранодиориты. Контакт толщи с вышележащими амфибол-биотитовыми гнейсами верхней толщи в значительной мере условный. Толща кольско-беломорского комплекса сложена гнейсо-гранитами комплекса основания, которые слагают крылья Ингозерского купола. В северном крыле Ингозерского купола эти гнейсы слагают полосу видимой мощностью около 6 км. Далее к северу через зону перемежаемости, включенную в верхнюю толщу, породы толщи сменяются расланцованными и милонитизированными породами – эпидот и мусковит содержащими гнейсо-сланцами с резко подчиненными амфиболсодержащими разновидностями их. Ширина этой полосы 4-8 км, мощность милонитизированных пород 800 м. По имеющимся материалам невозможно решить, являются ли эти гнейсо-сланцы бластомилонитами по породам беломорской серии или относятся к образованиям тундрового комплекса.

Целью данной работы являлось геохронологическое датирование циркона из гнейсов, слагающих основание северо-востока Балтийского щита.

Предварительное изотопное U-Pb датирование проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08).

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное. Коренных обнажений на данном участке не обнаружено, проба отобрана из элювиально-делювиальных развалов. Из пробы Н-10-01 отобраны пять популяции циркона для изотопного U-Pb датирования. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции -0,075 мм навеска – все цирконы фракции (№1); из фракции +0,15 мм – темно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№2); из фракции от -0,15 до + 0,1 мм – светло-коричневый прозрачный не трещиноватый циркон от короткопризматического до длиннопризматического облика (№3); из фракции от -0,15 до + 0,1 мм – темно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№4); из фракции от -0,1 до +0,075 мм – все типы, представленные во фракции (№5). На U-Pb диаграмме дискordia, построенная по четырем фигуративным

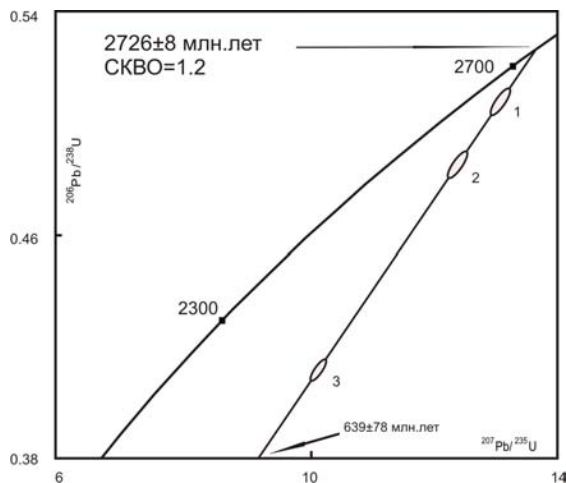


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотит-амфиболового гнейса Ингозерского блока (Н-10-08)

точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697±9 млн лет, СКВО=1.8 (рис. 1, табл. 1).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов Н-10-07. Из пробы отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения тёмно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая – прозрачный длиннопризматический циркон от светло-коричневого до розового и желтоватого; третья – вторая стадия двустадийного растворения светло-коричневого короткопризматического прозрачного не трещиноватого циркона; четвёртая – вторая стадия двустадийного растворения темно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по двум фигуративным точкам (2, 4), имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2778±10 млн лет; дискордия, построенная по двум фигуративным точкам (1, 3), имеет верхнее пересечение, равное 2664±5 млн лет (рис. 2, табл. 1).

Таблица 1

Изотопные U-Pb данные для циркона из пород комплекса TTG Ингозерского блока

№ п/п	Навес- ка, мг	Содержа- ние, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	
Н-10-07										
1	0.3	237.0	446.0	6492	5.4606	61.8460	12.8503	0.51422	2665	0.93
2	0.2	159.3	341.3	1499	5.1731	16.0400	10.9279	0.42796	2700	0.88
3	0.2	59.8	128.7	781	5.1302	13.2950	10.3136	0.41738	2645	0.83
4	0.3	135.2	470.6	1459	5.9225	22.6140	6.0202	0.27257	2458	0.81
Н-10-01										
1	0.5	112.3	228.8	2427	5.2943	29.2260	11.7632	0.46401	2690	0.87
2	0.7	385.5	827.7	7759	5.3717	24.6380	11.2165	0.44070	2695	0.90
3	0.7	308.9	707.0	4507	5.3774	19.3060	10.3353	0.40904	2680	0.89
4	0.4	215.1	550.5	2640	5.3395	18.9080	9.1753	0.36432	2680	0.91
Н-10-08										
1	0.3	73.3	129.2	725	4.9011	14.2990	13.1091	0.50759	2720	0.88
2	0.2	66.2	120.4	622	4.8854	12.3480	12.3851	0.48518	2700	0.96
3	0.3	220.1	498.0	1277	5.2892	21.2200	10.1710	0.41106	2650	0.90

¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0.04 нг по U и масс-дискриминацию 0.10±0.04%.

² Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели [11].

³ Rho – коэффициент корреляции по осям.

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы Н-10-08 отобраны три популяции циркона для изотопного U-Pb датирования. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: 1 – первая стадия двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона короткопризматического облика; 2 – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; 3 – темно-коричневый полупрозрачный трещиноватый мутный короткопризматический циркон. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2726±8 млн лет, СКВО=1.2 (рис. 3, табл. 1).

Выводы: Время проявления процессов метаморфизма, установленное изотопным U-Pb методом датирования циркона, составляет для биотитовых гнейсов – 2697±9 млн лет; для амфибол-биотитовых гнейсов –

2778±10 и 2664±5 млн лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2726±8 млн лет.

Литература

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидны формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л. 1968. с. 5-143
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щитаю Л. 1971. с. 141-150
3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте северо-восточной части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. с. 3-12
5. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсия В. // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 85-90
6. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
7. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381
8. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера.2001. №1. С. 5-14
9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. Недра. 1966
11. Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. p. 207-221.

А.В. Орлова¹, М.О. Аносова², Н.М. Ревяко³
ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ
БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: alinaorlova87@gmail.com; ²ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: masha_anosova@mail.ru
³ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: revnata@yandex.ru

A.V. Orlova¹, M.O. Anosova², N.M. Revyako³
GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPIC DATA FOR THE
SOURCES OF METAMORFIC ROCKS AND GRANITOIDS
FROM KITCHERSKY ZONE, BAIKAL-MUYA BELT

¹Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: alinaorlova87@gmail.com
²GEOKHI RAN, Moscow, e-mail: masha_anosova@mail.ru
³GEOKHI RAN, Moscow, e-mail: revnata@yandex.ru

Районом исследования является Кичерская зона Байкало-Муйского пояса, северо-западное побережье оз. Байкал. Кичерская зона граничит на западе и северо-западе с позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами Олоkitской зоны Байкало-Патомского пояса (позднерифейской окраины Сибирского кратона). В южной части Кичерской зоны распространены породы гранулит-эндербитового (2). Комплекс охарактеризован рядом работ, в том числе геохронологическими данными (1, 2), однако, существует несколько проблем: нет ясности в вопросах строения и происхождения гранулит-эндербитового комплекса, нет определенности в вопросе о времени заключительной складчатости и гранитообразования. Были поставлены следующие задачи: определение возраста эндербитов, плагиогнейсов и гранитов, занимающих разные позиции в структуре и также характеристика источников вещества гранитоидов и гнейсов на основе Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных.

В ходе полевого сезона 2009 г. проведен отбор проб для изотопно-геохимических исследований и для получения геохронологической информации. Изотопные исследования проведены авторами в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element XR (метод лазерной абляции, LA-ISP-MS) и на твердофазном масс-спектрометре Triton (исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем).

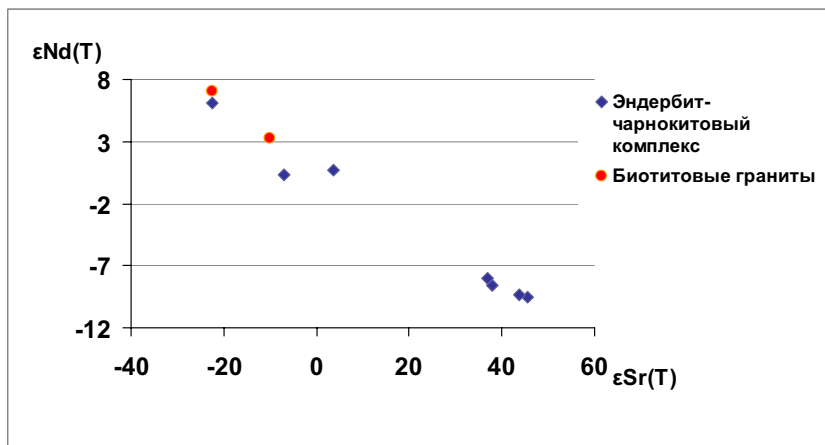


Рис. 1. Диаграмма зависимости $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ от $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$ в породах эндербит-чарнокитового комплекса и биотитовых гранитов Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса ($\text{T}=600$ млн лет; $\epsilon\text{Sr}(\text{T})=((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0/({}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^{\text{T}})-1)*10^4$. Для вычисления $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$ было использовано значение однородного мантийного резервуара $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$ (4). Для вычисления $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ были использованы хондритовые значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ (5). Для деплетированной мантии были приняты значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2119$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0)=0.513099$

Получены оценки возраста гранитоидов северного Прибайкалья методом LA-ICP-MS по цирконам: для эндербитов – 607 ± 3 млн лет, для плагиогнейсов – 608 ± 4 млн лет, для гранитоидов, ранее относившихся к Байкальскому массиву – 618 ± 4 млн лет.

Таким образом, эндербиты и плагиогнейсы, участвующие в складчатых деформациях, относятся к одному комплексу, сформированного в ходе единого эндогенного процесса.

Определен возраст дайкового комплекса биотитовых гранитов (3), завершающих становление структуры, U-Pb возраст по циркону для этих пород составляет 595 ± 4 млн лет.

Для характеристики источника вещества были отобраны пробы пород со свежими минералами для изотопного анализа Sm и Nd. Также был проведен эксперимент для изучения поведения Rb-Sr изотопной системы породы. В двух разных пробах: со свежими и с наложенными минералами (соссюритизация плагиоклаза) проведено определение изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Сделан вывод о том, что в данной работе применение Nd-Sr изотопной систематики корректно. По результатам исследова-

дования изотопных Sm-Nd и Rb-Sr систем (рис. 1) установлена гетерогенность протолита пород эндербит-чарнокитового комплекса.

Полученные результаты выстраиваются в обратную корреляцию между $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Sr}(T)$. Подобная зависимость может быть связана со смешением корового и мантийного веществ. Для проверки данного предположения построен график зависимости содержания SiO_2 в пробах от $\epsilon\text{Nd}(T)$. Отсутствие корреляции свидетельствует о том, что оно не верно. Поэтому, посчитав T_{DM2} для каждого из образцов, можно говорить, что чарнокит-эндербитовая ассоциация гетерогенна.

Таким образом, новыми геохронологическими данными (с учетом опубликованных материалов) обоснована последовательность этапов формирования структуры Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. К концу поздневендского времени была сформирована гетерогенная структура, на которую был наложен метаморфизм гранулитовой фации, сопровождавшийся формированием эндербитов и чарнокитов. Ко времени 595 ± 4 млн лет гранулит-эндербитовый комплекс был выведен в верхние уровни коры, совмещен с троктолитами (массив Тонкий Мыс) и интродуцирован плагиигранитами, биотитовыми гранитами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 11-05-01052.

Литература

1. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. (2000) Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства. Докл. АН. Т. 371. № 5. С.652-654.
2. Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. (1993) О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндуханской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Докл. АН. Т. 332. № 4. С.195-201.
3. Федотова А.А., Аносова А.В., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Орлова А.В. (2010) Этапы геологического развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. С. 136-138.
4. DePaolo D.J., Wasserburg G.J. (1976) Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. // Geophysical Research Letters. Vol. 3(12). P. 743-746.
5. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth and Planetary Science Letters. Vol. 50. P. 139-155.

Л.А. Падерина, А.А. Коновалова
ВЫДЕЛЕНИЕ ФАЦИАЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ
РЕПЕРОВ ПО ШЛАМУ НА ПРИМЕРЕ БУРЯЩИХСЯ
СКВАЖИН С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ЭТАЛОННО-
ПРОГНОЗНОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Самарский государственный технический университет (СамГТУ), Самара,
e-mail: andaluzit@mail.ru

Основоположником методики «ФЛИШ» (Фациально-литологических исследований шлама) является Белобородов В.П. [1, 2]. С согласия разработчика, метод «ФЛИШ» был впервые применен на практике, на территории Самарской области в 2010 году. Совместная работа двух производственных предприятий и коллектива СамГТУ по опробованию данного метода с целью применения его для решения производственных задач показала ряд противоречий, как в теоретическом обосновании метода, так и в его прикладной методической части. Выявленные несоответствия в настоящее время анализируются, методика дополняется, вырабатываются критерии интерпретации данных. В настоящей работе показан пример решения конкретной производственной задачи с помощью метода «ФЛИШ».

Работы велись на месторождении Самарской области, расположенном в центральной части Жигулевского свода. Исследовались породы верейского горизонта уже пробуренных скважин, пласты А-2, А-3. Структура, контролирующая нефтяное месторождение, представляет собой сложно построенную брахиантиклинальную складку, имеющую в низах разреза выступы домезозойского фундамента, на которые ложатся девонские, каменноугольные, пермские слои, а также породы кайнозойской эры.

Особенности исследования. Заказчиком был предоставлен шлам из четырех скважин с интервалов предполагаемого вскрытия предположительно перспективных пластов А-2, А-3 с перекрытием в 10 метров (выше и ниже пластов). При отборе скважин не учитывалась их структурная принадлежность, а отдавалось предпочтение проблемным малодебетным скважинам, имеющим признаки нефтенасыщения или слабое нефтенасыщение по данным ГТИ и ГИС. Для сопоставления и проведения структурных построений нами был проанализирован также шлам из двух соседних близкорасположенных скважин, указанные пласты в которых нефтенасыщенны. Описание шлама комплексной партией, занимающейся литолого-фациальными исследованиями производилось после повторной отмывки шлама, поскольку легкоистирающийся матери-

ал, особенно в пробах, содержащих большое количество пелитоморфного или вязкого глинистого материала, сильно загрязнял пробы. Учитывая это обстоятельство, можно предположить, что при повторной отмывке шлама была потеряна информация о точном количественном соотношении глинистой и карбонатной составляющей. Тем не менее, относительная картина позволяет сделать необходимые построения.

Исследовательская часть. Результатом кропотливой работы контрольно-интерпретационной службы со шламом явилась схема корреляции между четырьмя скважинами одного месторождения (таблица 1), анализ которой приведен ниже.

Даже беглый просмотр схемы корреляции позволяет увидеть, что все скважины можно условно поделить на два типа по преобладающим в разрезе горным породам. Скважины 1 и 3 характеризуются преобладанием карбонатной составляющей над глинистой. Глины слагают перемычки и тонкие прослои между карбонатными пластами. Второй тип составляют скважины 2 и 4, в них отмечается резкое преобладание глинистой составляющей над карбонатной, глины в них слагают отдельные, соизмеримые с карбонатными и больше, слои пород.

И второе, на что, безусловно, следует обратить внимание, это значительное распространение в шламе зерен прозрачного и полупрозрачного большей частью окатанного, реже слабоокатанного кварца в породах первого типа скважин (1 и 3) и практически полное отсутствие кварцевых зерен в разрезах скважин второго типа (2 и 4). Аналогичная картина наблюдается и для псевдооолитов. Можно было предполагать замену кварцем псевдооолитов при вторичных процессах, но, резко различный размер псевдооолитов, а также нахождение среди псевдооолитов разностей, представляющих из себя раковины фораминифер, такое предположение не подтверждает.

Следовательно, единственно возможным объяснением, нахождения значительного количества кварцевых зерен в отдельных интервалах первого типа скважин служит наличие кварцевого песчаника в разрезе. Именно за такую интерпретацию говорит наличие в шламе и окатанных зерен полевого шпата, характерных для песчаника. Разрез первого типа скважин содержит в себе песчаную составляющую которой лишены скважины второго типа.

Анализ соотношений различных типов известняков в исследуемых скважинах показывает, что состав известняков скважин второго типа более-менее однообразен: в них преобладают мелко-скрытокристаллические разности, тогда, как в скважинах первого типа встречены известняки органогенные и псевдооолитовые, комковатые. Текстура породы, настолько, насколько о ней можно судить по шламу, в первом случае с

преобладанием массивной, во втором она более неоднородная. Псевдооолитовые известняки характеризуются слабым сцеплением псевдооолитов между собой, в шламе фиксируется лишь незначительное количество фрагментов с межпоровым выполнением, свидетельствующих о цементации контакто-порового типа.

Скважины второго типа (2 и 4) полностью лишены органогенной составляющей и больше, чем скважины первого типа обогащены пелитоморфной составляющей (шлам приходилось отмывать очень тщательно горячей водой чтобы избавиться от пелитоморфного «напыления» на зернах. К слову сказать, из всех 4 скважин сильным увеличением в процентном соотношении органогенной составляющей резко выделяется скважина 1, и, если принять гипотезу об органогенном происхождении псевдооолитов, скважина 3.

Принимая во внимание тот факт, что планктонные фораминиферы появляются только в юре (по разным источникам возможно триас), можно утверждать, что образование осадка происходило в условиях теплого мелководного водоема, в котором имелаь некая область питания, доступная фораминиферам. Состав песчаника в скважине 1 наиболее разнообразен, чем во всех остальных скважинах, среди зерен песчаника встречается полевой шпат. Первая скважина единственная, в которой выделены обломки кристаллов кварца, а также уверенно выделены плохо окатанные кварцевые зерна. Сравнение формы песчинок во всех скважинах показывает, что именно в 1 скважине кварцевые шламники имеют наиболее угловатую форму. Можно предположить наличие во вскрываемых известняках жеод с кварцевым наполнением и за счет их разрушения пополнения шлама угловатыми обломками кварца, однако, ни в одном случае не были замечены совершенные грани кристаллов. Остается предположить, что слабо окатанные зерна принадлежат именно песчанику. А в этом случае, угловатость обломков, более разнообразный состав песчаника позволяет говорить о том, что скважина 1 находится ближе всех остальных к области сноса. Условия осадконакопления в ней, очевидно, были наименее глубоководные.

Скважины 1, 2, 3 расположены в пределах одной структуры, скв 4 на удалении от них. Очевидно, несколько различными условиями осадконакопления объясняется выпадение из разреза скв. 4 отдельных литолого-фациальных реперов.

Во всех скважинах, кроме 4, нефтенасыщение связано с интервалами, в которых присутствуют псевдооолиты и окатанные или слабо окатанные кварцевые зерна. Обосновать эту зависимость, пользуясь только имеющимися данными, невозможно. Этот факт, безусловно, требует более пристального внимания в дальнейшем. Можно сделать предполо-

жение, что наличие псевдооолитов влияет на структурно-текстурные особенности породы, что, безусловно, верно. Но процентное соотношение округлых форм кварцевого и карбонатного состава и остальных частей породы часто показывает крайне незначительное количество первых по отношению ко вторым. При отборе шлама будущих скважин этого месторождения следует уделять особое внимание интервалам с кварцевыми зернами и псевдооолитами, потому что из-за своей незначительной величины, возможно, они просто не улавливались шламовкой, поэтому не были представлены в шламе в значительной степени. При анализе шлама скважины 3 в интервале 1041–1043 было замечено, что изменилась форма обломков известняка, относительно всех предыдущих интервалов, наличие остроугольных угловатых обломков в этом интервале дает возможность предположить зону повышенной трещиноватости пород. Заказчику было выдано предупреждение о возможных осложнениях при проходке этого интервала. Технологическая служба заказчика проинформирована и о том, что интервалы с повышенным содержанием псевдооолитов в разрезе представляют собой участки повышенной прихватоопасности.

Таким образом, в результате интерпретации полученных данных было выделено 11 литолого-фациальных зон, сведения о которых приведены ниже.

Глубина 908–914 м: скв. 703, 704 – Появление зерен песчаника (до 10%) преимущественно мономинерального кварцевого разномасштабного без фрагментов межпоровых заполнений. В 703 скв. встречаются в незначительном количестве зерна полевых шпатов. Зерна песчаника разной степени окатанности. **Глубина 924–927 м:** скв. 703, 704, 705, 710 – Увеличение процентной доли псевдооолитов. Известняк слабоглинистый светло-серого цвета с кремовым оттенком псевдооолитовый комковатый. Реже Известняк глинистый светло-серый до белого с кремовым оттенком пелитоморфный (710, 703). Псевдооолиты примерно одинаковы по размеру. **Глубина 930–933 м:** скв. 703, 704, 705 – Увеличение процентной доли псевдооолитов. Известняк слабоглинистый светло-серого цвета с кремовым оттенком псевдооолитовый комковатый, реже известняк светлый с бежевым оттенком скрыто-мелкозернистый, реже пелитоморфный средней крепости. **Глубина 930–935 м:** скв. 703, 704, 705 – Появление окатанных и полукатанных прозрачных песчинок кварца. Редко – зерна полевого шпата (скв 703). **Глубина (935–938) – 951 м:** скв. 703, 705 – Появление псевдооолитов. Известняк глинистый светло-серого цвета с бежевым оттенком комковатый псевдооолитовый, скрытокристаллический (как в мелко- так и в крупнозернистой фракции) и пелитоморфный. В скв. 703 псевдооолиты представляют из себя рако-

Глубина 952 м: скв. 705 – Известняк глинистый серого цвета мелко-скрытокристаллический, средней крепости и крепкий. Форма обломков известняка – угловатая. Зона повышенной трещиноватости.

Опыт применения метода показал, что при правильной постановке работ уже после интерпретации данных бурения трех-пяти скважин в пределах одной площади результаты работ весьма ощутимы. Дальнейшая разработка грамотной научной методики не только возможна, но и целесообразна.

Литература

1. Белобородов В.П., Староверов В.Н. Фациально-литологические исследования каменного материала бурящихся скважин. Методические аспекты фациальных исследований шлама // Труды 6 Международной научно-практической конференции «нефтегазовые технологии». 14-16 октября 2010. Т. 2. С. 73-82.

2. Белобородов В.П., Гусев В.В., Коновалов А.Н., Коновалова А.А. Опыт применения флиш технологии при детальном расчленении разреза бурящейся скважины // Труды 7 Международной научно-практической конференции «нефтегазовые технологии». 6-9 октября 2010. Т. 1. С. 75-82.

И.С. Патина

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЯ ЭОЦЕНОВОГО КЛИНО-ФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО УСТЮРТА

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: ira_patina@mail.ru

В последние десятилетия все большую актуальность приобретают новые методические подходы, направленные на повышение надежности и точности решения прикладных геологических задач. Это относится и к секвентной стратиграфии, основы которой были заложены около 50 лет тому назад и которая активно развивается сейчас во многих странах, в том числе в России.

Одна из задач, решаемых в рамках секвентной стратиграфии, ориентирована на построение кривых относительного изменения уровня моря (ОИУМ). Впервые разработанная для этой цели методика (5) применима лишь для тех площадей, где имеются разрезы, в которых сохранилась запись прибрежного налегания. На практике такие разрезы встречаются достаточно редко, что резко ограничивает применение этой технологии. Значительно чаще встречаются площади, в разрезах которых сохрани-

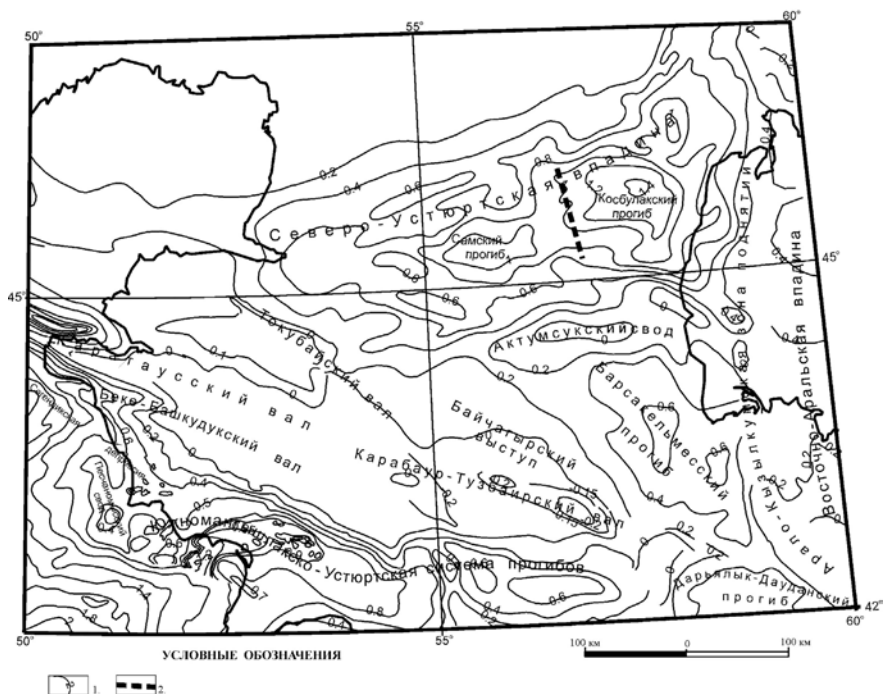


Рис. 1. Обзорная схема района работ.

1 – изогипсы подошвы палеогена, км, 2 – линия расположения сейсмического разреза, показанного на рис. 2

лась запись проградационного наращивания бровки аккумулятивного шельфа. Для таких областей также могут быть составлены кривые ОИ-УМ, однако в этих случаях требуется несколько иная методика.

В данной работе на примере конкретного сейсмического профиля показаны возможности секвенс-стратиграфического анализа для выявления некоторых особенностей локальной стратиграфии и седиментогенеза. При этом были использованы методические приемы и подходы, описанные в работе (1).

На рис. 2 показан сейсмический профиль, расположенный в районе Северо-Устьюртской впадины (рис. 1), где в эоценовом терригенном сейсмокомплексе обнаружены шельфовые клиноформы. Площадь их распространения пока точно не определена. На профиле установлены шесть клиноформ мощностью до 140 м при их суммарной мощности до 500–600 м, сменяющих одна другую с севера на юг. Область, некомпенсированная осадконакоплением, заполнена верхами эоценового сейсмо-

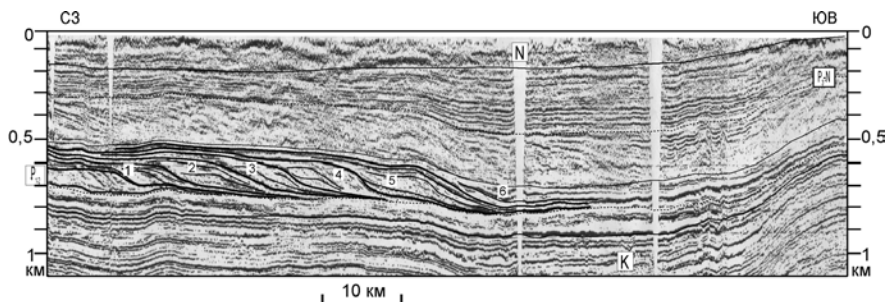


Рис. 2. Фрагмент сейсмического разреза через Самский прогиб и Северный Устюрт:

Жирными линиями выделены шельфовые клиноформы, тонкими линиями показаны границы трактов, подстилающих и перекрывающих отложений. Цифрами обозначены клиноформы от древних к молодым

комплекса и низами вышележащего преимущественно глинистого олигоцен-миоценового сейсмокомплекса, также обладающего клиноформенным строением. К югу депрессионная часть разреза сменяется более карбонатными одновозрастными образованиями (до 50–70 м), в которых клиноформы отсутствуют (2).

Изучаемый сейсмокомплекс отвечает тарсанской свите, которая по возрасту, согласно современным представлениям, относится к верхнему ипру-лютету. Свита разделена на нижнюю – глинистую и верхнюю – алеврито-глинистую толщи.

Алеврито-глинистая толща тасаранской свиты представлена чередованием тонких слоев зеленовато-серых глин и алевролитов, в отдельных интервалах (до 20–30 м и более) алевриты и тонкозернистые пески доминируют над глинами. Алеврито-песчаные пласты имеют линзовидное строение и быстро замещаются глинами (3).

Алеврито-глинистая толща совместно с глинистой пачкой нижней толщи может рассматриваться как единый цикл осадконакопления, во время которого формировались проградирующие клиноформы. Клиноформенное строение и фациальная изменчивость свиты создает трудности при определении ее возраста и условий накопления путем изучения данных бурения и палеонтологии. Секвенс-стратиграфический анализ позволяет получить пространственное представление о строении данной толщи. Выделения трактов внутри клиноформенных тел позволяет сопоставить данные сейсмике с условиями и относительными глубинами седиментации. Исходя из значений мощностей выделенных клиноформ, можно сделать вывод, что осадконакопление происходило на незначительной глу-

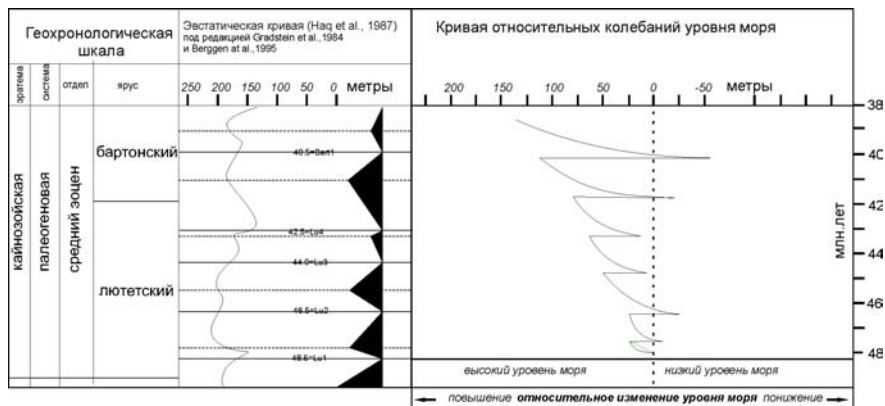


Рис. 3. Кривая относительных колебаний уровня моря

бине в районе прибрежно-аккумулятивной равнины. Обломочный материал, судя по ориентировке клиноформ, поступал с севера и северо-востока.

Первым действием в рамках секвенс-стратиграфического анализа является выделение тел, ограниченных поверхностями несогласий (вейлитов), после этого необходимо произвести последовательное выравнивание разреза по отражающим горизонтам, ограничивающим каждый вейлит. Выравнивание горизонтов позволяет снять влияние постседиментационных тектонических движений и увидеть разрез осадочных тел на время их накопления, что позволяет более точно судить об обстановке их формирования. При этом следует помнить, что подобные реконструкции правомерны лишь при условии компенсированного шельфового осадконакопления, т.е. при знании того, что изначально отложения накапливались на ровной неглубокой шельфовой поверхности и их накопление компенсировалось тектоническим прогибанием дня, а все деформации носят постседиментационный характер. После снятия влияния постседиментационных деформаций можно приступать к построению кривых относительных колебаний уровня моря, но уже замеряя приращение высот (расстояния) между двумя смежными точками перегиба аккумулятивного шельфа.

Как видно из построенной таким методом кривой относительных колебаний уровня моря (рис. 3), данный пакет парасеквенций является проградационным. Это означает, что процесс наращивания шельфа контролировался постепенным поднятием относительного уровня моря. Падения уровня отмечаются для каждого вейлита и выражены на разрезе трактами низкого стояния уровня моря.

Показанные на рис. 3 относительные колебания уровня моря для нашего случая хорошо коррелируют с глобальной (эвстатической) кривой,

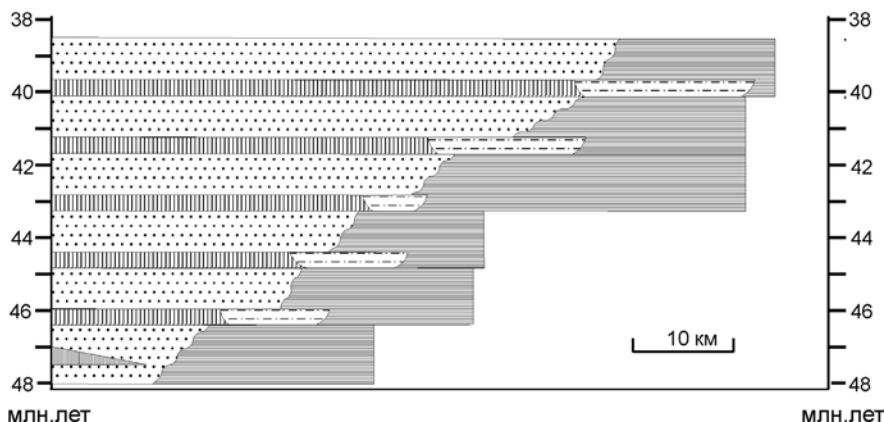


Рис. 4. Хроностратиграфическая схема

построенной и описанной в работе (4). Как можно видеть из сопоставления кривых на рис. 4, основные резкие изменения уровня происходили в тоже время, что и на глобальной кривой. Следовательно, есть основания для вывода о существовании связи бассейна с Мировым океаном. При этом надо отметить, что общий уровень океана был выше.

Следующим элементом секвенс-стратиграфического анализа является построение хроностратиграфических схем, которые широко применяются при сравнительном анализе эволюции осадочных бассейнов. Такого рода схемы позволяют наглядно проиллюстрировать соотношение областей осадконакопления и перерывов, а также оценить полноту разреза и непрерывность процесса седиментации. Построенная для исследуемого профиля схема (рис. 4) отражает изменение условий осадконакопления исследуемой клиноформенной толщи. Можно видеть как с начала лютетского до середины бартонского яруса происходило планомерное увеличение площади аккомодационного пространства и проградация шельфа. Данные хроностратиграфической схемы соответствуют общей тенденции повышения уровня моря на кривой относительных колебаний уровня моря.

Таким образом, на примере секвенс-стратиграфического анализа одного сейсмического разреза показаны возможности метода для локальной реконструкции осадочного процесса. Данные, полученные аналогичным образом по совокупности профилей, могут явиться основой для решения аналогичных задач в масштабе всего осадочного бассейна, что представляет несомненный интерес, как для понимания эволюции бассейна, так и для прогноза его нефтегазоносности.

Литература

1. Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Варшавская И.Е. Роль секвенсной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии // Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли. Палеобиогеографические аспекты. Труды ГИН РАН. Вып. 516. М.: Наука, 2005. С. 467–489.
2. Быкадоров В.А., Патица И.С., Шлезингер А.Е. Шельфовые клиноформы и связанные с ними котловины // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011. № 2. С.75–78.
3. Долицкая И.В., Комисарова И.Н., Коканов Д. и др. Геологический разрез Чикудукской опорной скважины // Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 152. С. 131–153.
4. Berggren A., Kent D.V., Aubry M.P. and Hardenbol J., eds. Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 54. 1995. 386 p.
5. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap. // Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Payton C.E. (ed.) Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir. Tulsa. Oklahoma. 1977. V. 26. P. 63–81.

О.С. Процько ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕЙ НЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПЕЧОРСКИЙ БАСЕЙН)

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: procko@geo.komisc.ru

O.S. Protsko FACIES ANALYSIS OF THE COALS OF NECHENSKY DEPOSIT (PECHORA BASIN)

Institute of Geology of Komi Science Center Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, procko@geo.komisc.ru

В последние годы большое внимание уделяется развитию угольной отрасли. В пределах Печорского бассейна промышленное значение имеют месторождения каменных углей (Воркутское, Воргашорское, Усинское, Сейдинское). Изучаемые еще с начала XX столетия, месторождения и проявления бурых углей, ввиду своих технологических свойств и повышенной зольности не рассматривались в качестве приоритетных объектов для разработки. Однако изучение органической составляющей и технологических свойств бурых углей могут представлять определен-

ный интерес. Органическое вещество, входящее в состав углей, напрямую связано с его источником и обстановкой захоронения. Наилучшими качествами обладают угли, образовавшиеся в условиях обводненных болот, в прибрежных частях озер и в условиях болот с незначительной проточностью. Худшие по качеству угли образовывались в условиях «сухих» болот и болот со значительной степенью проточности. В связи с развитием тех или иных фаций на месторождении может быть, следовательно, дана качественная характеристика его углей, а также составлен прогноз качества углей месторождения или изучаемой площади.

Для детального изучения особенностей накопления органического вещества, изменения его состава при различных окислительно-восстановительных условиях и влияния условий обводненности и проточности на первичный состав ОВ было проведено исследование Неченского угольного пласта.

Фациальный анализ широко используется при литологическом исследовании угленосных отложений [3]. Уголь так же, как и любая другая осадочная порода имеет различную структуру и слоистость (текстуру) и образуется в определенной фациальной обстановке. Такой подход к изучению углей основан на методике изучения изменчивости преобладающих типов углистых компонентов при различных условиях обводненности и подвижности среды угленакопления, разработанный Ю.А. Жемчужниковым [2], Л.И. Боголюбовой [1], Л.П. Нефедьевой [4], П.П. Тимофеевым [7], и другими углепетрографами.

Исследования проводились по пробам углей, отобранных из керна скважины № 408, расположенной на ручье Шомъель, левом притоке ручья Угольный-Вож. Скважиной был вскрыт разрез тонко-ритмично чередующихся прослоев углей различного состава, углистых аргиллитов и глин. Было изучено 30 угольных прослоев с мощностью от 0.05 до 1.3 м, на долю которых приходится 57 % разреза (рис. 1). Различия их мощности отражают вариации объема поступавшего растительного материала, длительности и условий осадконакопления.

Более половины изученных нами образцов характеризуются преобладанием компонентов группы *витринита*. Самым распространенным из них является гелинит, содержание которого может достигать 98 %. В меньшем количестве присутствуют структурные мацералы – телинит и коллотелинит. Содержание витродетринита (фрагментарного витринита) не превышает 20 %, он встречается в основном в зольных углях и углистых аргиллитах. Также были обнаружены мацералы, относящиеся к группе *инертинита*: фюзинит, семифюзинит, фунгинит, макринит, микринит и инертдетринит. Группа *литтинита* представлена следующими мацералами: споринитом, кутинитом, резинитом, суберинитом и липтодетринитом.

В зависимости от вещественного состава, степени сохранности структуры и измельчения растительного материала и его природы были выделены следующие классы микрокомпонентов: липтиниты и альгиниты, субериниты, семигелиниты, semifюзиниты, гелифюзиниты, гелифюзинитоподобные, фюзиниты, гелиниты с преобладающей долей последнего [5]. В перечисленных классах по степени разложения растительного материала выделяются от двух до четырех типов – телиниты, посттелиниты, преколлиниты, коллиниты [6]. В изученных углях преобладают посттелинитовые и преколлинитовые типы, реже телинитовые структуры [5]. Соотношение генетических типов углей позволяет выделить следующие фации (рис. 1):

1. Относительно устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота с анаэробными условиями и преобладающим развитием преколлинитовых структур.

2. Весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота с длительными анаэробными условиями и преобладающим развитием коллинитовых структур в составе гелифицированного вещества и небольшого участия липоидных компонентов.

3. Подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота, характеризующегося анаэробно-аэробными условиями, слабой проточностью, а также небольшим развитием телинитовых структур.

4. Относительно подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота с развитием анаэробно-аэробных условий и сменным водным режимом, и преобладанием посттелинитовых структур.

5. Относительно устойчивого периодически обводненного слабо проточного торфяного болота, характеризующегося анаэробно-аэробными условиями и преобладающим развитием преколлинитовых структур.

6. Устойчивого периодически обводненного слабо проточного торфяного болота с длительными анаэробными условиями, способствующими накоплению преимущественно коллинитовых гелифицированных компонентов и небольшому окислению органической массы вследствие проточности среды.

7. Весьма устойчивого периодически обводненного слабо проточного торфяного болота, характеризующегося анаэробно-аэробными условиями, способствующими интенсивному разложению и значительному исчезновению лигнино-целлюлозных тканей и присутствием в угле большого количества липтинита.

8. Весьма устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота, от предыдущей фации угли отличаются почти полным отсутст-

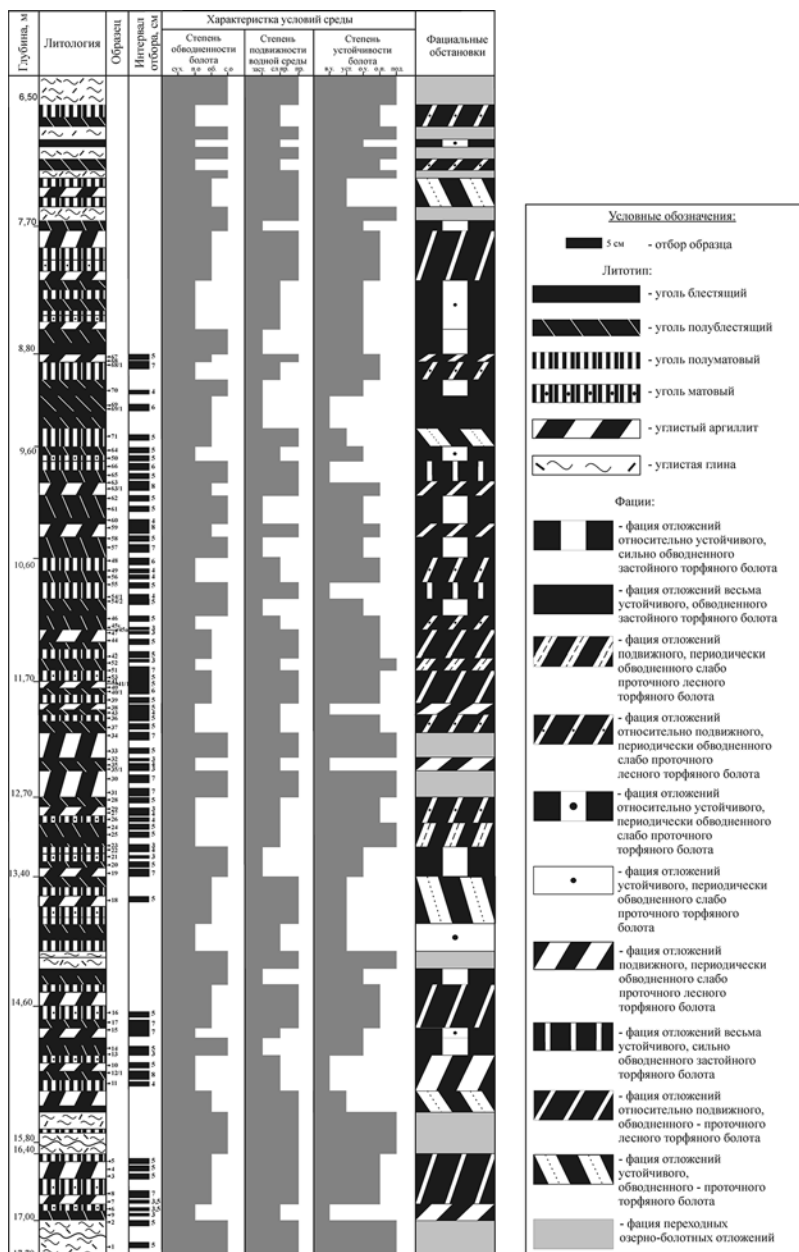


Рис. 1. Характеристика условий угленакопления и распределение фаций по разрезу скв. 408 (Неченское месторождение)

вием минеральной примеси и частичной гелификацией липтинитовых компонентов.

9. Относительно подвижного обводнено-проточного лесного торфяного болота, характеризующегося аэробно-аэробными условиями, с периодическим то повышением, то понижением уровня воды. В углях, образованных в этих условиях наблюдается значительное присутствие окисленных компонентов и минеральной примеси.

10. Устойчивого обводненно-проточного торфяного болота, с углями, характеризующимися сочетанием окисленных гелефицированных тканей со значительным количеством терригенной минеральной примеси.

Таким образом, в формировании углей изученной части Неченского пласта по степени обводненности в основном участвовали сильно обводненные и обводненные болота с преобладающими анаэробными условиями и соответственно значительным распространением гелифицированного органического вещества.

Периодически повышенная степень подвижности водной среды способствовала иногда значительному приносу минерального вещества (вплоть до образования углистых аргиллитов) и липтинитовых компонентов. Повторяющиеся кратковременные периоды осушения приводили к значительному окислению органики и образованию углей с существенным количеством фунгинитовых и секретинитовых остатков. Дополнительное окисление органического вещества происходило за счет водного потока. Накопление органического вещества углей в пределах Неченского месторождения происходило в преимущественно торфяных болотах, определяясь общим ходом образования угленосной толщи. Иногда значительное содержание минеральных примесей (до 40–50 %), т. е. повышенная зольность свидетельствует об образовании углей в пределах окраинной зоны торфяных болот, прилегающей к области сноса, а также устьем древней торфообразующей зоны.

Литература

1. Боголюбова Л.И. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 4. С. 100–119.
2. Жемчужников Ю.А. Слоистость в ископаемых углях. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XIII, вып. 3, 1941.
3. Жемчужников Ю.А. Угленосная толща и методика ее изучения // Зап. Ленингр. горн. инст., т. XXV, вып. II, 1951. С. 23–48.
4. Нефедьева Л.П. Применение фациального анализа при изучении угольных пластов // Тр. лабор. геол. угля АН СССР. вып. VI, 1956. С. 66–73.

5. *Процько О.С., Валяева О.В., Шанина С.Н.* Компонентный состав и условия образования органического вещества углей Неченского бурого угольного месторождения // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. №8. С. 15–21.

6. *Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири // Тр. Геологического института АН СССР. 1969. Вып. 197. 560 с.

Э.А. Садыхов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕГИМДАГ

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург
e-mail: pro-fantasy@yandex.ru

E.A. Sadikhov

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SOUTHEASTERN PART OF BEGIMDAG OIL FIELD

Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, e-mail: pro-fantasy@yandex.ru

В настоящее время одной из первоочередных задач поисково-разведочных работ в пределах Прикаспийско-Кубинской области (Азербайджан) является выявление новых залежей нефти и газа в разрезе мезозойских отложений. Геологическому строению и нефтегазоносности этого района посвящены многочисленные работы, из числа которых наиболее ценными является работы Н.Б. Вассоевича, А.А. Ализаде, В.Е. Хаина, Г.А. Ахмедова, В.В. Вебера, В.А. Гроссгейма и др. [8].

Нефтегазоносность Прикаспийско-Кубинской области связана с весьма широким стратиграфическим интервалом от среднеюрских до миоценовых образований [2]. Расположенный в ее пределах Бегимдагский участок является основным объектом исследования настоящей работы. В геологическом строении исследованной территории принимают участие юрские, меловые и современные отложения. Описание базируется в основном на данных структурно-поискового и глубокого поискового бурения, а также на данных полевых наблюдений.

Отложения средней юры представлены пачкой темно-серых, почти черных совершенно некарбонатных глин с прослоями серых песчаников мощностью 0,1–0,3 м и включениями бурых сидеритовых конкреций. Вскрытая мощность отложений по разным данным колеблется от 500–600 м до 1000 м [4, 9].

Меловые отложения представлены карбонатными и терригенными породами нижнего мела (валанжин – апт), трансгрессивно перекрывающими отложения среднеюрского возраста. Для валанжинского яруса характерно увеличение содержания глин в восточном направлении [1]. В готеривском ярусе появляются прослои гравелитов и брекчиевидных конгломератов [5].

Верхний мел и палеоген в рассматриваемых структурах отсутствуют, но распространены на прилегающих территориях, где они представлены мергелями с прослоями терригенных пород общей мощностью до 900 м.

Проявления нефти и газа, как естественные, так и в скважинах связаны с карбонатными трещиноватыми породами (известняками, мергелями), а также с песками и песчаниками юрского и мелового возрастов.

В пределах Бегимдагской антиклинали естественных выходов нефти и газа не имеется. Нефтегазопоявления, связанные с различными стратиграфическими горизонтами мезозоя, были отмечены в процессе бурения структурно-поисковых и глубоких разведочных скважин, заложенных в основном в юго-восточной части площади, в районе юго-восточного периклинального погружения Бегимдагской антиклинали.

Исследуемая территория в тектоническом отношении располагается в зоне Тенгино-Бешбармакского антиклинория, Хизинского (являющегося южной части Шахдаг-Хизинского синклинория) и Дибраро-Яшминского синклинориев, разделенных Малкамуд-Халтан-Гермианской зоной разрывов (окончанием Тфанского антиклинория). Все они являются тектоническими элементами северного крыла юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа [6].

Бегимдаг – это крупная антиклинальная складка, начинается южнее г. Каратепа, протягивается через г. Бегимдаг и близ района железнодорожной станции Ситалчай, погружается под современные образования Прикаспийской низменности. В юго-восточном направлении складка кулисообразно замещается Ситалчайской структурой, а затем – Яшминским поднятием [12].

В геологическом строении Бегимдагской антиклинали на дневной поверхности принимают участие нижнемеловые породы. Анализ материалов сейсмики (ЮВ периклиналь складки), глубокого и структурно-поискового бурения позволил установить, что в юго-восточной периклинали сводовая часть складки осложнена зоной нарушения, по которой она представляет собой опущенный тектонический блок (грабен) шириной 500 м, ограниченный разрывами, протягивающимися с северо-запада на юго-восток.

Анализ данных инструментальной съёмки, а также структурно-поисковое бурение выполненное в центральной и в северо-западной части, в том числе и общая тектоника района, позволяет предположить, что эти разрывы протягиваются в северо-западном направлении и осложняют всю складку в целом.

Складка представляет собой антиклиналь размерами 25х3,3 км по 600 м изогипсе и простирается в СЗ-ЮВ направлении. Углы падения (на юго-восточной периклинали) северо-восточного крыла 25°, а юго-западного – 15 градусов соответственно. По сейсмическим данным складка разбита присводовыми продольными нарушениями на блоки. Данные бурения свидетельствуют о том, что центральный (присводовый) блок опущен. На сейсмогеологических профилях и по данным бурения фиксируется продольное нарушение, дислоцирующее юго-западное крыло в присводовой части [9].

Анализ материалов сейсмоки (ЮВ периклинали), глубокого и структурно-поискового бурения позволил установить, что в юго-восточной периклинали сводовая часть складки осложнена зоной нарушения, по которым она представляет собой опущенный тектонический блок (грабен) шириной 500 м, ограниченный разрывами, протягивающимися с северо-запада на юго-восток. По северному разрыву амплитуда перемещения по кровле готерива составляет 630 м, а по юго-западному – 600 м.

Автором были изучены геологическое строение и история развития региона антиклинали Бегимдаг. Построенные по геолого-геофизическим данным структурная карта и разрезы позволили уточнить строение антиклинали.

В результате с использованием программы 3DMove была построена структурная и блоковая модель складки. Модели наглядно показывают геологическое строение, а также позволяет произвольно перемещать и наблюдать со всех сторон каждый отдельный элемент складки. Программа по специальным математическим алгоритмам выводит варианты структурной интерпретации.

Установлено, что на юго-восточной периклинали сводовая часть складки осложнена зоной нарушения, по которым она представляет собой опущенный тектонический блок (грабен) шириной 500 м, ограниченный разрывами, протягивающимися с северо-запада на юго-восток.

По северному разрыву амплитуда перемещения по кровле готерива составляет 630 м, а по юго-западному – 600 м. Наблюдается увеличение мощностей примерно в 1,5 раза на крыльях складки. Скорее всего, это связано с палеорельефом, на что указывают исследованные толщи известняковых конгломератов, найденные при структурно-поисковом бурении в отложениях готерива, валанжина и средней юры.

Трехмерное компьютерное моделирование на данный период времени считается очень популярным и наглядным способом показать геологическое строение отдельных месторождений и интересующих нас структур. На основании полученных новых данных с помощью программы структурного моделирования (3D Move) впервые была построена объемная геологическая модель складки. Модель наглядно показывает структурное строение, что, в свою очередь, создает основу для будущих геолого-разведочных и научных работ.

Литература

1. Агабеков М.Г. (1963) Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Баку, Азернешр. 274 с.
2. Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Зейналов М.М., Ахвердиев Н.Т., Рзаев М.А. (1972) Мезозойские отложения Азербайджана и перспективы их нефтегазонасыщенности. Москва: Недра. 216 с.
3. Ализаде К.А., Мамедов Т.А. (1967) Стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана в свете новейших данных // «Юбил. сборник» АН Азерб. ССР, посвящ. 50-летию Вел. Окт. соц. революции.
4. Алиолла Х.А., Кашкарлы Р.О., Рагимлы А.А. (1977) К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений (Новая нефтеносная площадь Мурадханлы) // Азерб. Нефтян. хоз-во, Вып. 9. С. 46-49.
5. Ахмедов Г.А., Салаев С.Г., Исмаилов К.А. (1961) Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях ЮВ Кавказа. Баку: Азернешр. 254 с.
6. Геология Азербайджана. Том. IV. Тектоника. Баку, 2005. 504 с.
7. Гулиев И.С., Фейзуллаев А.А., Эфендиева М.А. (2010) Все о нефти. Баку: "Nafta-Press".
8. Кенгерли Т.Н. (2005) Большой Кавказ // Геология Азербайджана. Т. 4. Тектоника. Баку. С. 43–213.
9. Мурадян В.М., Тагиев Э.А. (1976) Геологическое строение прибрежной полосы ЮВ Кавказа (в связи с перспективами нефтегазонасыщенности мезозойских отложений). Баку, Азгосиздат, 159 с.
10. Халин В.Е. (1950) Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 224 с.
11. Шарданов А.Н. (1952) Особенности тектонического строения Тенгинско-Бешбармакского антиклинария // Докл.АН Азерб.ССР. Т. 4. С. 183-187.
12. Ширинов А.М. (1969) Геологическое строение и перспективы нефтегазонасыщенности Каыкарджа-Кызылбурунской антиклинальной зоны Прикаспийско-Кубинской области. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Баку, 22 с.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОФРАНСКОГО
КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА**

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: nata_selezeneva@mail.ru

В пределах региона исследования нижнепалеозойские отложения не выходят на поверхность, поэтому их изучение проводится по данным сейсморазведки и глубокого бурения. Территория покрыта сетью региональных и поисковых профилей и глубоких параметрических и поисковых скважин. Имеющийся геолого-геофизический материал достаточно хорошо и подробно раскрывает строение верхнепалеозойских горизонтов осадочного чехла от верхнего девона до перми. В то же время дофранская часть разреза, которая вскрыта единичными скважинами, изучена фрагментарно.

В Предуральском прогибе под молассами верхнего палеозоя прослеживается по данным сейсмопрофилирования и бурения комплекс отложений возрастом от рифея до девона. В настоящее время возраст и стратиграфическое расчленение этой толщи различными исследователями понимается по-разному. Некоторые исследователи считают, что на отложениях рифея и венда с несогласием залегают отложения девона, а толщи нижнего палеозоя (ордовика и силура) в пределах Предуральского прогиба выпадают из разреза, появляясь только на его восточной периферии и в складчатых структурах Урала. Этими авторами в разрезе выделяются карбонатсодержащие толщи рифейского возраста. В последнее время появилась другая точка зрения, по которой палеозойские отложения распространены на более обширной территории, и, по крайней мере, часть разреза карбонатных отложений принадлежит не рифею, а нижнему палеозою. Решение этого вопроса имеет практическую ценность. Если толща карбонатсодержащих пород имеет не рифейский, а нижнепалеозойский возраст, то она более перспективна для поисков залежей углеводородов по сравнению с рифейскими и заслуживает более детального изучения.

Противоречия в определении возраста объясняются многими причинами. Одна из главнейших причин состоит в том, что долгое время разрезы коррелировались только по буровым данным. А интересующие нас разрезы располагаются на глубине 5–8 км, пройдены единичными скважинами с очень низким выходом керна.

К примеру, верхнерифейские отложения вскрыты скважинами 5 Шихан, 6 Ахмерово, 7 Месягутово и др., но полностью перебурены только в

обрамлении прогиба скважинами 62 Кабаково и 1 Леуза [2]. Нетрудно видеть, что непосредственно коррелировать разрез скважин на платформе и в зоне более интенсивного прогибания края платформы сложно, на платформе более сокращенные разрезы.

Сложность корреляции разрезов усугубляется тем, что в позднедокембрийско-раннепалеозойское время эта территория представляла собой внутреннюю часть шельфа пассивной окраины Восточно-Европейского континента. И обстановки прибрежной равнины здесь периодически сменялись мелководно-морскими и прибрежно-морскими. Главной особенностью строения таких зон является фациальная изменчивость отложений, обилие перерывов, эрозионных врезов и клиноформное строение.

Многие разногласия объясняются сложным тектоническим строением Предуральяского краевого прогиба, расположенным в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. Большинство стратиграфов не учитывают опасности корреляции по данным бурения разрезов разных структурно-фациальных зон. В результате в одну и ту же свиту, в стратотипе которой даже определен возраст отложений, оказываются включенными образования совершенно другого состава и практически неизвестного возраста

К этому необходимо добавить, что в полях развития пород, традиционно относимых к докембрию, периодически обнаруживаются остатки палеозойских органических остатков. В частности, есть сообщение Е.В. Чибриковой о находках в породах шиханской свиты рифейского возраста в скважине 6 Ахмерово и 5 Шихан силурийско-нижнедевонских растительных микрофоссилий [6].

В последнее время наряду с бурением развивается сейсмопрофилеирование, с помощью которого появилась возможность проследить хронозначимые границы. И именно в таких условиях решающее значение приобретают результаты сейсмопрофилеирования МОГТ.

Чтобы разобраться в этом вопросе, мы скоррелировали сейсмокомплексы с одинаковым рисунком сейсмозаписи и одинаковым структурным положением. Профили №37 и №7 пересекаются между собой, однако интерпретированы различными авторами. В результате, на меридиональном профиле №7 выделен комплекс значительной мощности, который датирован поздним вендом [1]. В то же время на профиле №37 тот же комплекс имеет нижнепалеозойский возраст [4].

Таким образом, ознакомление с результатами интерпретации материалов МОГТ по серии региональных профилей, пересекающих Бельскую впадину, показало противоречивость оценки возраста сеймостратиграфических комплексов додевонского возраста.

В южной части пробурен этот комплекс отложений пробурен и фаунистически доказан его возраст (нижнепалеозойский). Было составлено два композитных профиля (пр. Медногорский – пр.40 – пр. 37 – пр.7 – пр. Южно-Уральский и пр. 31 - пр.41 - пр. 37 – пр.7 – Южно-Уральский пр.). На этих профилях были выделены сеймостратиграфические комплексы R, V-O, S-D1 и прослежены в северном направлении по всей изучаемой территории. Таким образом, был сделан вывод о том, что дофранский сеймостратиграфический комплекс имеет возраст от венда до среднего девона включительно, причем ордовикские и силурийские отложения имеют более широкое распространение, чем считалось ранее.

Также была составлена схема корреляции различных сеймостратиграфических моделей. Оказалось, что на территории южной части Предуральяского прогиба существует несколько моделей сеймостратиграфии. К примеру, по одним источникам горизонт О соответствует эрозионной поверхности ордовика [3], а по другим – подошве [5]. То же самое обстоит и с остальными додевонскими горизонтами. Соответственно, не соответствуют друг другу и сеймостратиграфические комплексы. Это очередной раз доказало необходимость создания новой сеймостратиграфической модели.

Для создания единой сеймостратиграфической модели региона лабораторией была проведена геологическая интерпретация нескольких ключевых профилей (25, 22, 31, 43), в которой также принимала участие и автор. В результате корреляции разрезов выбранных региональных профилей была разработана предварительная сеймостратиграфическая модель дофранских отложений изучаемого района.

В составе дофранской части можно выделить три структурных этажа, разделенных несогласиями и этапами структурной перестройки. Верхний – ниже-среднедевонский, образован сеймостратиграфическим комплексом ССК-1, включающим отложения нижнего девона (начиная с эмса) – среднего девона. Средний структурный этаж сложен отложениями конца позднего рифея - пражского яруса нижнего девона. Этот структурный этаж разделен по разному выраженными несогласиями на три сеймостратиграфических комплекса: ССК-2 образован отложениями верхнего ордовика, силура и лохковского и пражского ярусов нижнего девона; ССК-3 образован отложениями нижнего-среднего ордовика; ССК-4 представлен отложениями верхов верхнего рифея – венда. Наиболее древний структурный этаж представлен ССК-5, который включает доплитные образования чехла рифея. Эта схема отвечает югу Оренбургской области, где разрез наиболее полный. Для северной части Бельской впадины модель требует доработки.

На разрезах выделяется две области, отличающиеся по типу строения дофранских отложений палеозоя, которые находятся в различных соотношениях с образованиями рифея:

1. Область кадомской складчатости. В этой зоне образования рифея дислоцированы, участками гранитизированы и прорваны гранитными интрузиями. Нижнепалеозойские толщи здесь ложатся на деформированные породы рифея.

2. Область Волго-Уральской антеклизы. Отложения рифея залегают тут горизонтально и субгоризонтально. Эти отложения субсогласно перекрываются отложениями верхнего венда.

Соответственно можно разделить две генерации надвигов: позднерифейско-ранневендские, связанные с образованием кадомид, и позднекаменноугольно-раннепермские, связанные с образованием Урала. В западной бортовой зоне наблюдаются сбросы. Выяснение их возраста и причины требует дополнительного изучения. По «цветковым структурам» и изменению мощности на границе разрыва, можно сделать вывод о наличии сдвиговой компоненты. Сдвиги, вероятно, имеют пермский возраст и связаны, по-видимому, с заключительной стадией орогенеза на Урале.

В пределах территории развития кадомид, где рифей входит в состав фундамента, в составе чехла отсутствуют сейсмостратиграфический комплекс ССК-5. Лишь в краевой западной части могут появляться верхи ССК-4. В основании чехла здесь залегает ССК-3, чаще ССК-2 или даже ССК-1.

Для уточнения палеозойской истории развития была сделана следующая работа: построены кривые погружения по скважинам и сделан анализ фаций в этих скважинах, а также была проведена палеогеологическая реконструкция по субширотному профилю по методике back-stripping анализа.

Анализ фаций показывает, что в целом до перми существовал мелководный бассейн. Различия в мощности отложений обусловлены привносом терригенного материала. Больше сноса происходило на западе, следовательно, больше накапливалось осадков и прогибание было интенсивнее.

В район скв. 110 Предуральской обломочный материал практически не поступал. Погружение бассейна происходило медленно с карбонатонакоплением в мелководной обстановке. В перми погружение заметно ускорилось, карбонатонакопление сменилось депрессионными глинистыми маломощными осадками.

Разрез скв. 106 Предуральской в девоне и карбоне также характеризуется осадконакоплением в обстановке мелководного шельфа. В карбоне здесь существовал мелководный бассейн, удаленный от суши, поэто-

му каменноугольные отложения представлены чистыми известняками без привноса терригенного материала. Глубины формирования отложений, по всей вероятности, в данном районе больше, чем в скважинах 110 Предуральской и 1 Майорской. На рубеже серпуховского и башкирского ярусов погружение, вероятно, усилилось, и материал приносился уже с востока. В перми происходило заполнение депрессии глубиной примерно 800 метров осадками, по-видимому, дистальных турбидитов.

В результате палеогеологической реконструкции по субширотному профилю получена следующая картина. За рифейско-вендское время накопилась мощная толща осадков. Состав и возраст определены несколькими скважинами. Хотя в разрезе можно выделить эти комплексы, но проследить их распространение пока не представляется возможным. В ордовике изучаемая область была областью шельфа. В силуре также накапливались шельфовые отложения, причем область их распространения расширилась к западу, что свидетельствует о развитии трансгрессии. В течение раннедевонско-франского времени Бельская зона представляла собой широкую область накопления преимущественно мелководных шельфовых осадков. На границе фамена и турне территория испытала регрессию. В позднекаменноугольно-раннепермское время происходила коллизия. Позднекаменноугольные отложения представлены шельфовыми фациями, более глубоководными, чем в предыдущее время. А фациальный состав ассельско-артинских отложений изменяется с запада на восток: известняки в пределах западного борта прогиба с увеличенными мощностями, депрессионные отложения сокращенной мощности в осевой части прогиба и молассовые отложения на восточном борту прогиба.

Таким образом, подавляющая часть подсолевых отложений образовалась в мелководной зоне шельфа (глубина до 70–100 м). Временами сюда сносился терригенный материал. Наиболее глубоководные, депрессионные условия накопления существовали, по-видимому, в позднекаменноугольное и раннепермское время в центральной части Предуральского прогиба (глубина бассейна от 500 до 2000–3000 м).

Литература

1. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. (2004) Региональные геофизические исследования Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Первые Тимергазинские чтения. Уфа: Тау. С. 148-161.
2. Ишёрская М.В., Романов В.А. (2006) О верхнем рифее Предуральского прогиба // Геологический сборник №5. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН. С. 45-48.

3. *Кондрашова Н. В.* (2005) Отчет о результатах проведения региональных сейсморазведочных работ по профилю 43 (Восточный склон Восточно-Оренбургского поднятия (Майорское) – Предуральский прогиб). Региональная сейсморазведочная партия 5/2004-2005. Оренбург. 111 с.

4. *Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистринский В.И. и др.* (2008) Новые данные о строении южной части Предуральского прогиба по результатам сейсмических работ // Доклады АН. Т. 423. №4. С. 502-506.

5. *Пучков В.Н., Козлов В.И.* (2005) Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. №1(16). Казань: Изд-во Казанского университета. С. 24-26.

6. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* (2006) Новые находки органических остатков в допалеозойских (?) отложениях Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы VII Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УНЦ. С. 132-134.

И.Р. Скивинская

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ ПОРОД ПРИ ПОСТРОЕНИИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ НЕФТЕГАЗОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
(ФГУП ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: elo4ka_piter@mail.ru

На формирование и размещение углеводородов существенное влияние оказывают закономерности распространения коллекторских и экраняющих толщ, накопление которых контролируется фациальными обстановками, постоянно меняющимися в истории развития палеобассейнов. Поэтому при построении моделей нефтегазовых резервуаров особое внимание уделяется не только изучению состава и структуры осадочных толщ, но и определению механизма обстановок их формирования с последующим анализом постседиментационных изменений (2). В комплексе методов, применяемых с целью прогноза размещения залежей УВ, немаловажную роль играют литогенетические и литолого-петрографические исследования осадочных толщ.

В ряду этих исследований особо выделяется метод микроскопического исследования петрографических шлифов. Особо он информативен при изучении *карбонатных отложений*, в составе которых часто при-

существуют форменные элементы, в т.ч. органогенные, визуально неразличимые при макроскопическом описании пород, но обладающие признаками (форма, взаимное расположение элементов, материал выполнения, сохранность и т.п.), по которым можно определить условия образования породы.

Описание шлифов *терригенных пород* дает нам информацию о составе, размере, степени окатанности зерен обломочного материала, типе и плотности упаковки, а также количестве и составе цемента, а значит, о характере и скорости переносящей их водной среды и дальности переноса.

Кроме того присутствие многих аутигенных соединений достаточно определенно характеризуют минерализацию и pH среды осаждения. На физико-химические особенности водной массы могут указывать также наблюдаемые комплексы микроорганизмов.

Таким образом, что интерпретация микроскопических описаний шлифов с точки зрения условий формирования породы (микрофаций) может значительно детализировать результаты литолого-фациального анализа разрезов естественных обнажений и кернового материала. Поэтому в основе современного изучения условий осадкообразования должно лежать детальное изучение осадочных толщ в сочетании с петрографическим исследованием для более точной детализации и контроля полученных результатов.

Микроскопические исследования также позволяют получить наиболее полное представление о постседиментационных изменениях пород, которые оказывают существенное влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов и покрышек.

Оценить ФЕС, а в частности микротрещиноватость и ее параметры, можно только с помощью шлифов. Метод больших шлифов разработан во ВНИГРИ в 1957 г., много лет совершенствовался и является практически единственным в мире методом количественного подсчета параметров микротрещиноватости. С помощью него можно изучить морфологию пустотного пространства, дать качественную оценку коллектора нефтегазового резервуара. (1)

Литература

1. Гмид Л.П., Белоновская Л.Г., Шибина Т.Д., Окнова Н.С., Ивановская А.В. Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов. СПб: ВНИГРИ, 2009. 160 с.
2. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

С.А. Соколов

НОВЕЙШЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКСКО-ДОНСКОГО ПРОГИБА

Российский Государственный Геологоразведочный Университет им. С. Орджоникидзе (РГГРУ), Москва, e-mail: whiteworior@mail.ru

S.A. Sokolov

THE NEWEST TECTONIC STRUCTURE AND THE HISTORY OF THE FORMATION OF OKSKO-DONSKOY YIELD

Russian State Geological Prospecting University, Moscow, e-mail: whiteworior@mail.ru

Окско-Донской прогиб, орографически соответствующей одноименной низменности, имеет коленообразную форму в плане и состоит из двух сегментов: северного и юго-восточного. Меридиональный северный сегмент прогиба протягивается от Калачской возвышенности на юге до долины р. Клязьмы, и ограничивается с запада Среднерусской возвышенностью, с востока – Приволжской. Его юго-восточное продолжение шириной расположено между долинами рек Ворона (в нижнем течении) и Иловая.

Заложение северного сегмента прогиба датируется миоценом. Западный борт его маркируется Лосевско-Мамонским разломом фундамента, входящий в Лосевскую шовную зону, проявлявшей свою активность на разных этапах тектонического развития региона. Северный сегмент прогиба дискордантно наложен на северо-восточный край ВКМ (Воронежского кристаллического массива) и в целом согласно с простиранием отложений чехольного комплекса Воронежской антеклизы. Юго-восточный сегмент прогиба, заложенный в среднем миоцене, субпараллелен Лосевско-Мамонскому разлому фундамента, расположенному к юго-западу от Калачского поднятия и простирается согласно с наклоном осадочного платформенного чехла, слагающего Хоперскую моноклираль.

Южная часть северного сегмента прогиба выполнен неоген-четвертичными отложениями общей мощностью ~ 200 м. Неогеновые отложения подразделяются на три комплекса: миоценовый, верхнемиоцен-среднеплиоценовый и верхнеплиоценовый [1, 4]. Данные комплексы в плане закономерно сменяют друг друга в сторону омоложения с востока на запад, что говорит о предположительной миграции области осадконакопления, связанной с интенсивным поднятием Приволжской возвышенности. Все три комплекса неогеновых отложений представлены

главным образом аллювием и связываются с деятельностью крупной палео-реки (палео-Дон), о существовании которой впервые высказали предположение Г.Ф. Мирчинк и Ю.А. Петрокович. Абсолютные отметки подошвы неогеновых отложений с севера на юг заметно углубляются а их мощность увеличивается, от полного отсутствия на севере сегмента, до 200 метров на юге.

Мощность четвертичной системы в северном сегменте достигает 90 м. В четвертичный период данная территория была перекрыта донским ледниковым языком, что определило разрез четвертичных отложений. В его строении выделяют три комплекса: доледниковый, представленный аллювиальными отложениями ниже-, верхнеоплейстоценового и нижнеоплейстоценового возраста, ледниковый и послеледниковый. Ледниковый комплекс сформирован отложениями донского горизонта и представляет собой сложное переслаивание различных гляциальных, флювио- и лимно-гляциальных отложений, его суммарная мощность достигает 90–100 м. Послеледниковый комплекс сложен в основном аллювием, формирующим надпойменные террасы современных рек [10].

Неоген-четвертичные отложения перекрывают палеозойско-мезозойский комплекс чехла. В южной части северного сегмента это породы нижнего мела и юры, в долинах крупных рек обнажаются девонские отложения. В северной части сегмента, мезозойские отложения подстилается пермскими и каменноугольными.

Юго-восточный сегмент прогиба принципиально отличается от северного сегмента отсутствием ниже-среднемиоценового комплекса неогеновых отложений, что, вероятнее всего, говорит о более позднем заложении данного сегмента. Его слагают верхнемиоцен-нижнеплиоценовый и средне-верхнеплиоценовый комплексы неогена. Первый комплекс занимает более широкую территорию с захватом областей, относимых к Приволжскому поднятию. Средне-верхнеплиоценовый комплекс, как и в северном сегменте, смещен на запад, определяя асимметрию строения юго-восточного сегмента.

Комплекс неоген-четвертичных отложений здесь подстилается нижнемеловыми отложениями и юрскими отложениями, обнажающимися в долинах рек, в наиболее южной части сегмента вскрываются каменноугольные отложения.

Особенностями неотектонического строения территории Воронежского кристаллического массива и в частности Окско-Донского прогиба в разные годы занималось большое количество исследователей. Наиболее значимыми работами являются исследования Г.И. Раскатова [7], впервые охарактеризовавшего новейший структурный план и составившего неотектоническую карту территории ВКМ в масштабе 1:1000000,

А.И. Трегуба [10, 11], существенно расширившего и дополнившего работы Г.И. Раскатова и сопоставившего новейший структурный план территории с различными по возрасту структурными этапами осадочного чехла, а так же со структурами фундамента. Крупные работы посвященные геодинамике и строению Окско-Донского прогиба опубликованы М.Л. Копом [2, 3], основанные на анализе структурного рисунка территории и тектонофизических исследованиях. Территории Окско-Донского прогиба также посвящены работы В.И. Макарова и Н.В. Макаровой [5, 6]. Более частными структурами данной территории занимались А.А. Старухин [8], рассмотревший южную часть прогиба и прилегающие территории Воронежского свода, Т.В. Суханова [9], занимавшаяся вопросами эволюции Окско-Цнинского вала. Геологическое строение отложений новейшего этапа охарактеризованы в работах Ю.И. Иосифовой [1] и Г.В. Холмляло [12, 13].

Окско-Донской прогиб разделяет Среднерусское и Приволжское новейшие поднятия; с интенсивным воздыманием последнего связана асимметрия новейшего прогиба с наклоном на запад и соответственно на юго-запад. Эти борта прогиба в рельефе выражены отчетливо в отличие от противоположных.

В современной структуре северного меридионального сегмента прогиба проявлена продольная зональность, выраженная в меридиональном простирании эрозионно-тектонических зон поднятий и прогибов, охарактеризованная в работе (6) и дополненная и уточненная нашими исследованиями.

Эрозионно-тектонические зоны поднятий и относительных прогибаний прослеживаются через весь прогиб, испытывая ундуляции и изменение ширины на пересечении с поперечными поднятиями и прогибами, и состоят из структур более высоких порядков.

В меридиональном сегменте прогиба резко различаются по геологическому и современному тектоническому строению северная (Окско-Клязьминская) и южная (Окско-Донская) части. Заложение прогиба к югу от широтного отрезка долины р. Оки датируется ранним миоценом; он выполнен неогеновыми отложениями палео-Дона (Ергень-реки) и четвертичными отложениями общей мощностью до 200 м. К северу от этой широты комплексы пород палеозоя-мезозоя перекрыты только четвертичными отложениями. К этой границе приурочена широкая (более 50 км) опущенная структурная ступень, образованная на месте Пачелмского авлакогена фундамента северо-западного простиранья и Рязано-Саратовского прогиба в палеозойском чехле. Активность этих древних структур на новейшем этапе проявилась в особенностях строения Окско-Донского прогиба, но не повлияла на проградацию его в четвертичное время к северу.

С запада северный сегмент Окско-Донского прогиба ограничен Кривоборско-Клепиковской зоной прогибов, с востока – Мучкапско-Цнинско-Окской, первая отчетливо прослеживается на всем протяжении сегмента, в то время как вторая выражена достаточно контрастно лишь в северной его части. Битюг-Судогдская и Токай-Верхнецнинская зоны относительных прогибов разделяют Панино-Тумскую, Тамбовско-Окскую и Жердевско-Котовскую зоны поднятий. Панино-Тумская и Тамбовско-Окская зоны поднятий протягиваются через весь прогиб, Жердевско-Котовская располагается только в южной части сегмента. Зоны поднятий поперечными прогибами и относительно опущенными ступенями разделяется на части-секторы, что определяет поперечную зональность меридионального сегмента Окско-Донского прогиба. Данные структуры в свою очередь осложнены локальными структурами более высоких порядков. Новейшие поднятия в северном сегменте Окско-Донского прогиба представлены преимущественно валами, многие из которых конседиментационного развития.

Юго-восточный сегмент Окско-Донского прогиба заложен в среднем миоцене; протягивается согласно с наклоном осадочного платформенного чехла, слагающего Хоперскую моноклиаль. Он имеет резко асимметричное строение, связанное с активным развитием новейшего Приволжского поднятия. Северо-восточный борт прогиба, сложенный миоцен-нижнеплиоценовыми толщами, вовлечен в это поднятие. В современной структуре прогиба, выполненного средне-верхнеплиоценовыми отложениями, выделяются структурные террасы (Новохоперская, Урюпинская, Новоаннинская), граничащие с Калачским поднятием. Граница Первомайско-Чирской ступени Среднерусского поднятия, прослеживающаяся по долине р. Медведицы в Приволжское поднятие, является северной границей самой южной относительно опущенной Арчединско-Донской ступени прогиба.

Литература

1. Иосифова Ю.И. Палеогеновая и неогеновая системы // Геология СССР М.: Недра, 1971. Т.4. С. 458-489.
2. Конн М.Л. Геодинамика Окско-Донского новейшего прогиба / М.Л. Конн, А.И. Иоффе, Е.Ю. Егоров и др. // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М., 2000. С. 123-179.
3. Конн М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2005. 340 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист 37, (38) – Москва. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 344.

5. Макарова Н.В., Макаров В.И., Гептнер Т.М., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Окско-Цнинского вала // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1999. № 3. С. 22-28.
6. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб неотектоническая активная зона Восточно-Европейской платформы. // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-13.
7. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж, ун-та, 1969. 164 с.
8. Старухин А.А. Неотектоника восточного крыла Среднерусской антеклизы и прилегающей части Окско-Донской впадины: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 1973. 25 с.
9. Суханова Т.В. Эволюция и новейшая структура Окско-Цнинского вала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2000. 36 с.
10. Трегуб А.И. Литология кайнозойских отложений и геологическая история Окско-Донской депрессии // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2010. №1. С. 45–53.
11. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 9. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 220 с.
12. Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1993. 100 с.
13. Холмовой Г.В. Строение плиоценовых свит Окско-Донской низменности и сопоставление их с миоценом смежных районов // Некоторые вопросы стратиграфии осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975. С. 150-156.

Е.А. Сотникова, Ал.В. Тевелев, Арк.В. Тевелев
МОРФОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
СКЛАДОВ ВЕРХНЕТАВРИЧЕСКОЙ СВИТЫ
В ОБНАЖЕНИИ ДОНУЗОРАН

Московский Государственный факультет им. М.В. Ломоносова, Москва.

E-mail: lenka1890@rambler.ru

E.A. Sotnikova, Al. Tevelev, Ark.V. Tevelev
MORPHOLOGY AND FORMATION CONDITIONS
OF FOLDS OF VERCHNETAVRICHESKAYA SVITA
IN DONUZORAN OUTCROP

The Moscow State University of a name of M.V. Lomonosov, Moscow.

E-mail: lenka1890@rambler.ru

Цель работы состояла в изучении структуры небольшого обнаженного участка пород верхнетаврической свиты в отдельном блоке и попытке восстановить условия, при которых сформировалась такая структура.

В качестве исследуемого объекта была выбрана обнаженная стенка сильно дислоцированных, смятых в складки пород верхнетаврической свиты, расположенная в Крыму, в 5,5 км к юго-востоку от с. Трудолюбовка в правом борту р. Бодрак, рядом с оз. Донузоран.

Разрез, вскрытый в береговой стенке высотой около 4 м, представлен ритмичным переслаиванием тонкозернистых песчаников и аргиллитов. Структура обнажения сложная. В целом она представляет собой две антиформные складки и сопряженную с ними синформу (рис. 1).

Складки по всему обнажению осложнены разрывными нарушениями, представляющими собой преимущественно правые сколы. По тонким слоям аргиллитов их проследить сложно, зато в песчаниках они хорошо заметны.

Оси складок преимущественно крутонаклонные и падают в среднем под углами 70–80° на юго-запад.

Строение толщи контрастно. На фоне тонкослоистых алевролитов и аргиллитов в разрезе ясно выделяются массивные и относительно мощные (до 10–15 см) слои тонкозернистых песчаников. Благодаря такому контрастному строению складки обнажения нестандартны. Это показывает геометрический анализ структуры, а именно анализ распределения изогон (рис. 2) и изменения радиусов кривизны складок (рис. 3), а также анализ распределения мощностей слоев. В компетентных слоях изогоны располагаются веерообразно: их направления плавно сходятся к ядрам

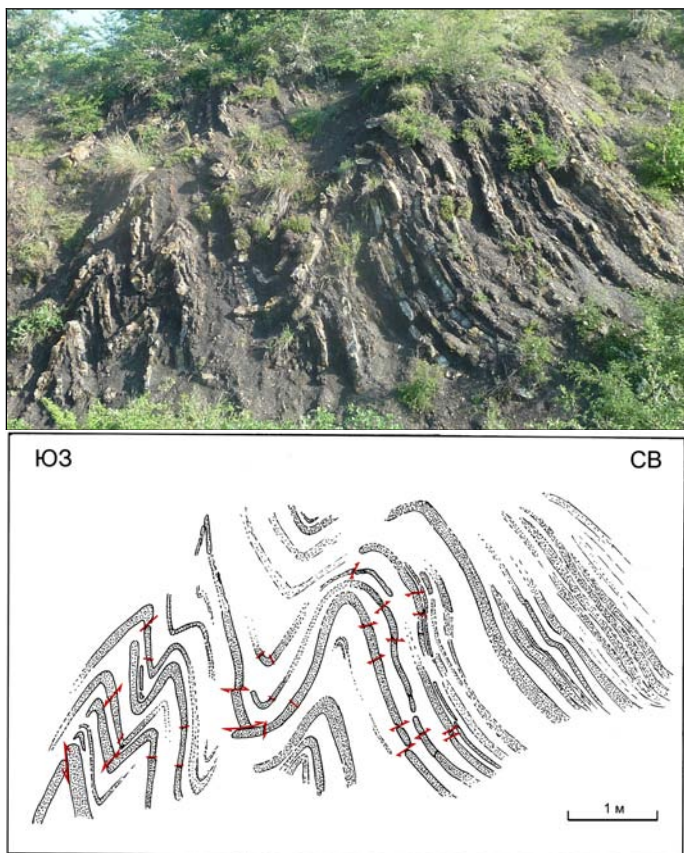


Рис. 1. Обнажение Донузора и схематическое изображение его структуры

складок. Изогоны примерно перпендикулярны внешним и внутренним границам слоев. Мощности слоев, образующих складки, в целом выдерживаются: они примерно одинаковы в замковых частях и в крыльях складок. Такие геометрические особенности характерны для концентрических складок [1]. Радиусы кривизны складок увеличиваются в направлении от ядра к их периферийным частям, что, собственно, и являются прямым признаком концентрических складок. Некомпетентные слои ведут себя иначе: изогоны в них параллельны друг другу, а мощности резко увеличены в замках складок.

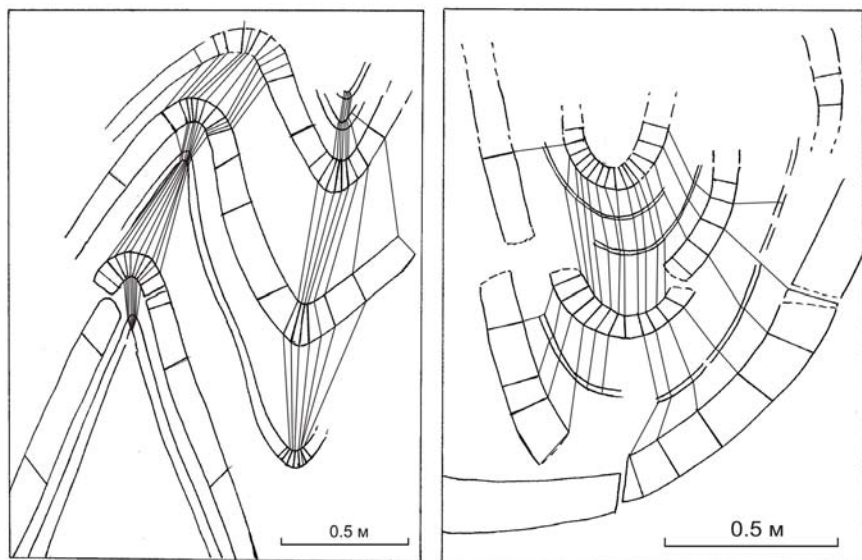


Рис. 2. Схема распределения изогон на отдельных участках обнажения Донузوران. Изогоны проведены с шагом 10°

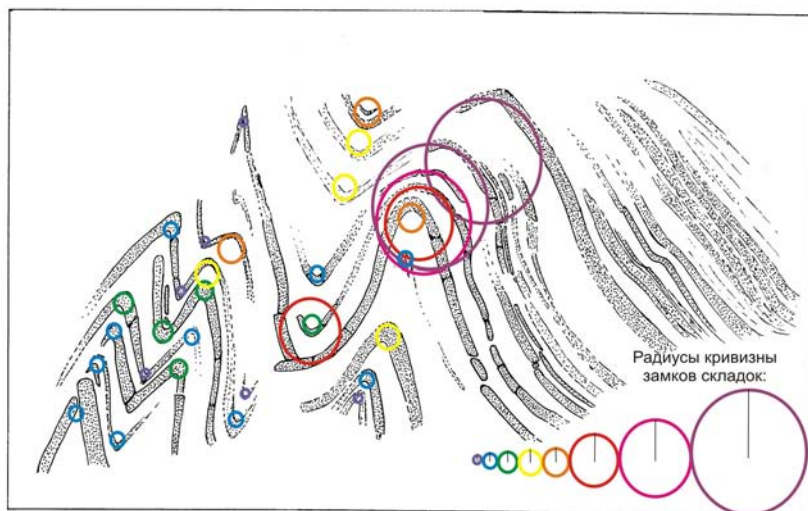


Рис. 3. Схема, отражающая изменение радиусов кривизны замковых частей складок компетентных слоев

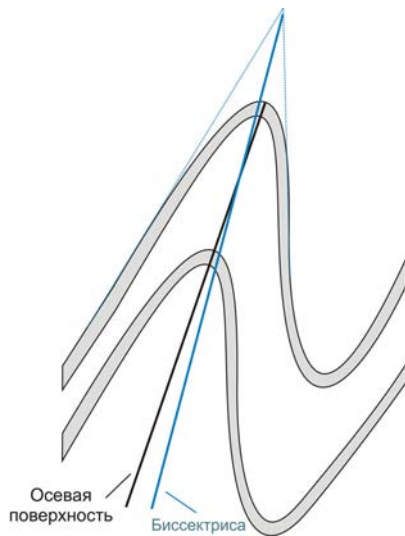


Рис. 4. Модель складки, у которой осевая поверхность не совпадает с плоскостью биссектрисы

Кроме того, мощности некомпетентных слоев в западных крыльях складок систематически меньше мощностей в восточных крыльях. Как следствие, осевые поверхности складок и плоскости биссектрис плоских углов складок не совпадают (рис. 4).

Структура складок осложнена многочисленными небольшими разрывными нарушениями, преимущественно правыми сколами с различными углами и направлениями падения.

Анализ физических свойств пород, заключающийся в измерении скоростей прохождения упругих волн в разных направлениях через ориентированные образцы пород, показал, что сейсмическая анизотропия связана главным образом со слоистостью и послойной трещиноватостью пород, а не с их тектонизацией.

С помощью рентгено-флуоресцентного спектрометра была сделана попытка выявить анизотропию в распределении химических элементов по породе. Некоторые закономерности в распределении удалось определить только для железа. Эксперименты показали, что гидроокислы железа распределены по трещинкам, ориентированным вдоль слоистости. Такая трещиноватость может быть связана с тектонизацией, которая также способствовала перераспределению гидроокислов железа.

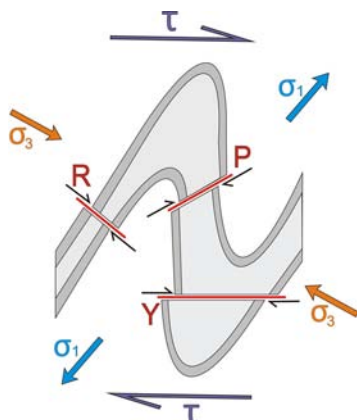


Рис. 5. Двухмерная модель положения сколов Риделя в складках обнажения Донузоров

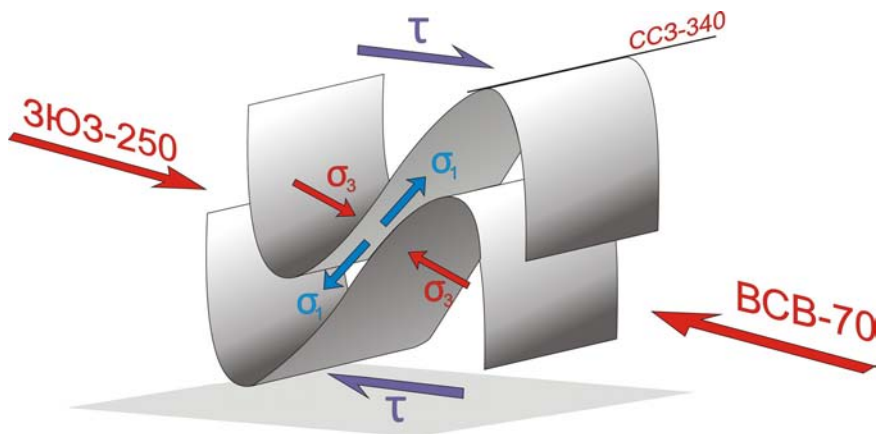


Рис. 6. Модель распределения напряжений, определивших формирование структуры обнажения Донузоров

Структура обнажения Донузоров представляет собой парагенез (рис. 5), сформированный в условиях простого сдвига (τ – тангенциальные напряжения; ϵ – нормальные напряжения). Он включает в себя концентрические и подобные складки, правые синтетические сколы Риделя (R), правые вторичные сколы Риделя (P), также синтетические, правые генеральные сдвиги (Y) и расланцевание в направлении, параллельном слоистости. Антитетические сколы Риделя не обнаружены.

Главные направления сжатия имеют ориентировку ЗЮЗ 250 – ВСВ 70 (рис. 6), что не согласуется с общепризнанными [2] представлениями о субширотной ориентировке отмеченных в районе надвигов, которая фиксирует меридиональное сжатие. Не исключено, что складки обнажения Донузоран являются донадвиговыми.

Литература

1. *S. Marshak, G. Mitra. Basic methods of structural geology // Prentice–Hall Englewood Cliffs, New Jersey 07632. 1988. 446 с.*
2. *Д.И. Панов, С.И. Болотов, В.Л. Косоруков, В.А. Камзолкин, Е.А. Пикуль, С.Е. Шиханов. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) Качинского поднятия юго-западного Крыма // МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008.*

Д.А. Старин ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТРАТИГРА- ФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОЛЛЮСКОВ В КОНКСКО- КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БОРИСФЕНСКОГО ЗАЛИВА (СРЕДНИЙ МИОЦЕН, ЮЖНАЯ УКРАИНА)

Научно-исследовательский институт геологии Днепропетровского национального университета имени Олеса Гончара, Днепропетровск, E-mail: dstarin@i.ua

D.A. Starin FEATURES OF DISTRIBUTION AND STRATIGRAFICAL SIGNIFICANCE OF MOLLUSCS FROM THE KONKIAN– KARAGANIAN DEPOSITS OF BORISPHEH GULF (MIDDLE MIOCENE, SOUTHERN UKRAINE)

Research Institute of Geology of Oles Honchar Dnipropetrovsk National University,
Dnipropetrovsk, E-mail: dstarin@i.ua

Караганский и конкский региоярусы, широко развитые на территории Восточного Паратетиса, хорошо определяются в разрезах благодаря наличию руководящих форм ископаемых организмов. Но, несмотря на палеонтологическую насыщенность и длительную историю изучения данных стратонов, у исследователей до сих пор нет единого мнения относительно их объемов. Дискуссионными являются слои с эрвиями и

фоладами, залегающие между отложениями несомненных карагана и конки: эти слои рассматриваются в составе караганского [4, 5, 7, 9, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 19] или конкского [1, 3, 6, 18] региоярусов, а также в качестве самостоятельных подразделений [8].

В последние годы появились новые материалы картировочного бурения в Запорожской и Херсонской областях, палеогеографически приуроченных к территории Борисфенского залива Восточного Паратетиса. Рядом скважин (рис) вскрыты караганские и конкские отложения, насыщенные фауной моллюсков. Изучение последних расширило представления об особенностях развития малакоценозов в среднемioценовых морях Северного Причерноморья и позволило обосновать стратиграфическое деление конкского и караганского региоярусов с учетом полученных данных.

Караганский региоярус. Данные отложения, залегающие с перерывом на бирюзово-зеленых, изумрудно-зеленых песчано-глинистых образованиях маячкинской свиты, вскрыты скважинами 29, 33 (центральная часть Борисфенского залива). Литологически сложены голубовато-серыми, темно-серыми глинами мощностью 0,70-14,25 м с многочисленными руководящими видами моллюсков: *Lutetia (Spaniodontella) gentilis* (Eichw.), *Savanella andrussovi* (Toula), *Mohrensternia barboti* Andrus., *M. grandis* Andrus., *M. subglobosa* Zhgenti, а также редкими, спорадически встречающимися *Potamides (Pirenella) aff. nodosoplicatum* (M. Hoern.), *Hydrobia* sp. Чаще всего в комплексах доминируют лутетии, местами образующие массовые скопления. Сохранность моллюсков различна – наблюдаются как целые раковины с сомкнутыми створками, свидетельствующими о прижизненном захоронении, так и отдельные, различно ориентированные створки со следами транспортировки, либо скопления детрита. Кроме лутетий широко развиты моренштернии (особенно *Mohrensternia barboti* Andrus.), иногда количественно преобладающие в ориктоценозах. Подобные тафономические особенности указывают на частые колебания гидрологического режима караганского моря: его углубление приводило к преимущественному накоплению илистых осадков, на которых, в спокойных условиях обитали массовые двустворки, развивались водоросли, необходимые для существования многочисленных гастропод; обмеление или появление донных течений приводили к переносу и дроблению раковин.

Предыдущими исследованиями показано, что лутетии постепенно уступают место саванеллам [10]. На данной территории автохтонные саванеллы не обнаружены, однако их многочисленные раковины не *in situ* встречены в конкских отложениях по скважинам 32 и 8-з, указывая на размыв караганских пород. Размыв последних подтверждается и по

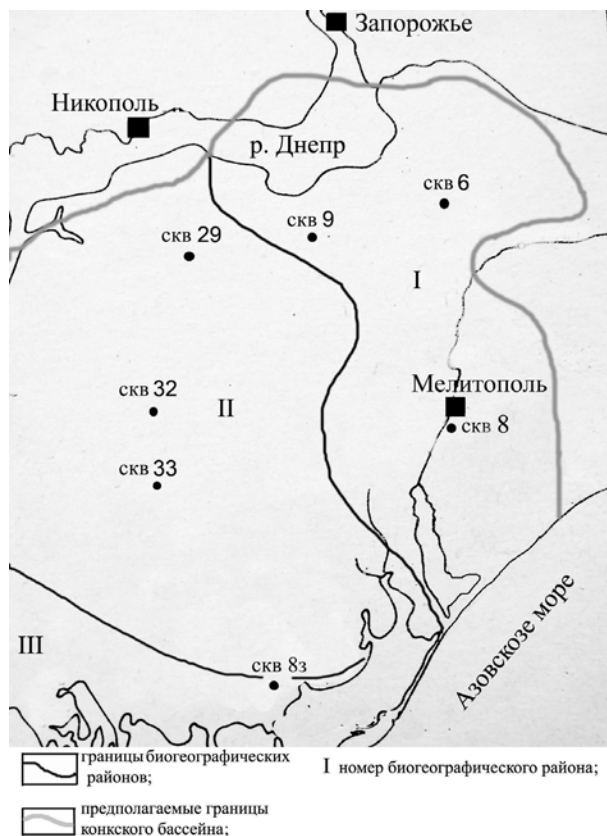


Рис. Схема расположения скважин

скважинам 6, 9 – вскрытые ими сартаганские отложения конки содержат окатанные раковинки лютеций и моренштерний.

Конкский региоярус. Принимается нами в объеме эрвильево-фоладовых, сартаганских и веселянских слоев. Данные отложения пройдены скважинами 6, 8, 8-з, 9, 29, 32, 33). В большинстве разрезов несогласно залегают на образованиях маячкинской свиты, за исключением скважин 29 и 33, где конка подстилается караганом. Представлены породы конкского региояруса серыми, зеленовато-серыми, голубоватыми песчано-глинистыми карбонатными отложениями общей мощностью 2,4–10,5 м. Согласно [2], на территории исследований выделяются два биогеографических района конкских отложений: I – Мелитопольский, II – Белозерский, для каждого из которых характерны свои литологиче-

ские и палеонтологические особенности. Полученные нами данные подтверждают целесообразность подобного районирования.

Эрвильево-фоладовые слои. Наблюдаются не повсеместно – встречены лишь в Мелитопольском районе (скважины 6, 8, 9), где представлены песчаными, песчано-глинистыми фациями (мощность 0,4-3,2 м); содержат преимущественно барнеи *Barnea pseudoustjurtensis* Bog., *B. scrinia* Bog., *Barnea ujraticamica* Andrus., *B. kubanica* Zhizh., а также единичные обломки эрвильи *E. pusilla trigonula* Sok., гидробий *Hydrobia* aff. *elongata* Eichw.; в ориктоценозах часто присутствуют трубки червей спирорбисов. Доминирование в комплексах фоладид, по-видимому, связано с развитием в данном районе плотных песчаных грунтов, благоприятных для обитания моллюсков-сверлильщиков.

Сартаганские слои. В Мелитопольском районе сартаган залегает на эрвильево-фоладовых слоях, а в Белозерском районе – на караганских и маячкинских породах. Представлен светло-серыми карбонатными глинами мощностью 0,5–3,8 м.

В работах [2, 3, 13] для сартагана приводятся списки малакофауны, в которых фигурируют представители родов *Chlamys*, *Arca*, *Cardita*, *Gafrarium*, *Aporrhais*, *Turritella*. Однако, изученные нами скважины приурочены к районам илистой седиментации сартаганского бассейна, где упомянутая фауна не обитала. Так, в разрезах скважин 32, 33, приуроченных к западной части Белозерского района, отсутствуют практически все из названных морских моллюсков. Только в скважинах 32 и 8-з единично встречены туррителлы. В основном характерны мелкие гидробии, иногда образующие скопления, а также многочисленные *Neritina picta* Fer. (последняя легко узнается по сохраняющейся прижизненной окраске). В сартагане Мелитопольского района широко развиты крылоногие моллюски *Spiratella konkensis* (Zhizh.), мелкие модиолы, гидробии.

Интересно присутствие в разрезе сартаганских слоев эрвильево-фоладовых биофаций. Так, в разрезе скважины 8-з в интервале, соответствующем сартагану, установлен прослой с барнеями, в скважинах 8 и 32 – прослой с эрвильями и фоладами. Здесь, в отличие от эрвильево-фоладовых слоев нижней части конкского региояруса, эрвильям и фоладам сопутствуют другие конкские формы: *Alveinus nitidus* (Reuss), *Acanthocardia* cf. *andrusovi* (Sok.), *Neritina picta* Fer., *Spiratella* sp. Подобные прослой чаще встречаются в верхней части сартаганских слоев и отражают регрессивную фазу развития одноименного бассейна.

Общий состав сартаганской фауны по изученным скважинам следующий: *Modiola incrassata* Orb., *M.* sp., *Alveinus nitidus* (Reuss), *Acanthocardia andrusovi* (Sok.), *Mactra* (*Eomactra*) *basteroti* Mayer, *Ervilia pusilla pusilla* (Phill.), *E. pusilla trigonula* (Sok.), *Abra* sp., *Mohrensternia*

pseudoinflata Hilb., *Potamides* (*Pirenella*) aff. *nodosoplicatum* (M. Hoern.), *Hydrobia* sp., *Turritella pithagoraica* Hilb., *Neritina picta* Fer., *Spiratella konkensis* (Zhizh.), *S. sp.* Распределение моллюсков по скважинам неодинаково, наибольшее распространение имеют кардиумы и эрвии. В местах размыва караганских отложений (скважины 6, 8-з, 9, 32) в сартаганских слоях встречены переотложенные лютеции и саванеллы.

Веселянские слои представлены глинами голубоватыми, светло-серыми, карбонатными мощностью 2,5–4,1 м. Характеризуются исчезновением из разреза полигалинных элементов, реликтов карагана и широким развитием гидробий, образующих местами маломощные прослои; также увеличивается количество и разнообразие кардиумов. Комплекс моллюсков представлен следующими таксонами: *Mytilaster volhynicus buglovensis* (Gat.), *Donax* (*Paradonax*) *dentiger dentiger* Eichw., *Parvivenus konkensis* (Sok.), *Alveinus nitidus* (Reuss), *Acanthocardia andrusovi* (Sok.), *Obsoletiforma lithopodolica ruthenica* (Hilb), *O. obsoleta* aff. *vindobonensis* (Partsch), *Plicatiforma praeplicata praeplicata* (Hilb.), *Mastra* (*Eomastra*) *basteroti konkensis* Sok., *Ervilia pusilla trigonula* (Sok.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Corbula* (*Varicorbula*) *michalskii* Sok., *Solen subfragilis* (Eichw.), *Barnea* sp., *Mohrensternia pseudoinflata* Hilb., *Potamides* (*Pirenella*) aff. *nodosoplicatum* (M. Hoern.), *Nassarius* (*Phrontis*) *amarus* Zhizh., *N. (Hinia)* aff. *contusus* Zhizh., *Neritina picta* Fer., *Spiratella konkensis* (Zhizh.), *Chrysallida interstincta* (Mtg.), *Cylichina* sp., *Hydrobia elongata* Eichw., *H. sp.* Наибольшее фаунистическое разнообразие наблюдается в скважине 8, вскрывшей прибрежные песчаные фации. В остальных скважинах чаще встречаются эрвии и гидробии.

Иногда в кровле веселянских слоев (скважины 33, 8-з) наблюдаются маломощные, до 0,5 м, обломочные известняки с эрвиями, барнеями, спирорбисами. Подобные образования, по-видимому, отвечают «ягорлыкским слоям», выделенным ранее [18].

Следует отметить, что ни в одной скважине в прослоях с эрвиями и фолатами не была встречена сугубо караганская фауна. Нахождение подобных прослоев на разных уровнях конкского разреза, выше караганских отложений с лютециями, подчеркивает целесообразность отнесения эрвиево-фолодовых слоев к конкскому региоарусу.

Биостратиграфическое деление конкско-караганских отложений по моллюскам приведено в таблице.

Таким образом, изучение новых материалов бурения позволило сделать следующие выводы.

1. Караганскому региоарусу соответствуют отложения с лютециями, моренштерниями и саванеллами. Для карагана характерна таксономически однообразная, мало меняющаяся по разрезу фауна.

Таблица. Стратиграфическое деление конкско-караганских отложений

Отдел	Подотдел	Регио- ярус	Слои	Характерная фауна
Миоценовый	Средний	Конк- ский	Веселянские	<i>E. pusilla trigonula</i> Sok., <i>Obsoletiforma lithopodolica ruthenica</i> (Hilb), <i>Plicatiforma praeplicata praeplicata</i> (Hilb.), <i>Maetra</i> (<i>Eomaetra</i>) <i>basteroti konkensis</i> Sok.
			Сартаганские	<i>E. pusilla trigonula</i> Sok., <i>Acanthocardia andrusovi</i> (Sok.), <i>Spiratella konkensis</i> (Zhizh.) <i>Neritina picta</i> Fer, <i>Turritella pithagoraica</i> Hilb.
			Эрвилиево- фоладовые (Картвельские)	<i>E. pusilla trigonula</i> Sok. и различные <i>Barnea</i>
		Карага- нский	«Спаниодон- телловые»	<i>Lutetia</i> (<i>Spaniodontella</i>) <i>gentilis</i> (Eichw.) и различные <i>Mohrensternia</i>

2. Конкский региоярус принимается в объеме эрвилиево-фоладовых, сартаганских и веселянских слоев. В наиболее полных разрезах слои с однотипной фауной эрвий и фолад отражают начальную и завершающую стадии существования конкского бассейна; подобные слои, несколько обогащенные характерными конкскими моллюсками, приуроченные к сартаганским слоям, соответствуют регрессивной фазе развития одноименного бассейна.

3. Преимущественно илистый характер осадконакопления в Борисфенском заливе в сартаганское время способствовал преимущественному развитию модиол, эрвий, гидробий, а в Мелитопольском районе – спирателл. Полигалинные сартаганские комплексы в Борисфенском заливе существовали в его периферических частях, на участках развития терригенно-известковых осадков.

Литература

1. Барз И.М. Эрвилиевые и фоладовые комплексы в среднемиоценовых отложениях Южной Украины // БМОИП. Отд. геол. 1969. №4. С. 78-83.

2. Барз И.М., Носовский М.Ф. (1987) Палеобиогеографическое районирование конкского морского бассейна Северного Причерноморья и Крыма. // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, С. 36-41.
3. Барз И.М. (1993) Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: ДГУ, 196 с.
4. Белокрыс Л.С. (1980) Основные вопросы детальной стратиграфии средне-верхнемиоценовых отложений юга УССР// Геол.журн. АН УССР. Т.40. N1. С.112-121.
5. Богданович А.К. (1965) Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса// Фауна, стратиграфия и литология мезозойских отложений Краснодарского края. Л.: Недра. С.300-350.
6. Веселов А.А., Гилькман А.И. (1973) О караганско-конкском этапе развития Причерноморского прогиба// Изв. вузов. Геология и разведка. N6. С.35-42.
7. Гончарова И.А. (1989) Двустворчатые моллюски чокракского и тарханского бассейнов. М.: Наука, 200 с.
8. Джанелидзе О.И. (1970) Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 181 с.
9. Дидковский В.Я. (1964). Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер: Автореф. дис д-ра геол.-мин. наук/ КГУ. К., 40 с.
10. Жгенти Е.М. (1976) Лютецииды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 177 с.
11. Жижченко Б.П., Крашенинников В.А., Шнейдер Б.П. (1959) Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма М.: Гостоптехиздат, 387 с.
12. Коненкова И.Д. (1991) Стратиграфическое расчленение олигоцен-миоценовых отложений Равнинного Крыма по фораминиферам/ Днепропетровск, Деп.в ВИНТИ 14.08.91, N 3460-В-91, 19 с.
13. Носовский М.Ф. (1960) Стратиграфия мезокайнозойских обложений Белозерского железорудного месторождения (УССР). // Вопросы геологии и минералогии осадочных формаций Украинской ССР. Днепропетровск: ДГУ, С. 79-91.
14. Носовский М.Ф. (1997) Миоцен Керченского полуострова// Доповіді НАН України. N 5. С. 125-129.
15. Носовский М.Ф. (1998) Граница олигоцена и миоцена в опорном разрезе Причерноморской впадины (Южная Украина)// Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.6. N1. С.102-106.
16. Савронь Е.Б., Сатановська З.М., Кристив Т. (1990) Про зв'язок Східного Паратетіса з водами Середземномор'я у варненський час (середній караган)// Доповіді АН УРСР. Сер.Б. Геол., хім. та біол. науки. N2. С.24-26. С.78-83.

17. Стратиграфия СССР: В 2 т./ Изд-во "Недра". М., (1986). Полутом1: Неогеновая система. 420 с.
18. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. (1976) Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. К.: Наукова думка, 162 с.
19. Popov S.V. (Ed.) (1996) Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas: Excursion guidebook. Moscow. 31 p.

Е.Б. Суворова
ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ АССЕЛЬСКО-САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. КОЛГУЕВ

ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», e-mail: suvork@inbox.ru

E.B. Suvorova
LITHOLOGY AND STRATYGRAPHY OF ASSELIAN-SAKMARIAN STRATA FROM KOLGUEV ISLAND

FGUP I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia, e-mail: suvork@inbox.ru

В ассельско-сакмарских отложениях о. Колгуев на основании изучения разрезов скважин выделяется три фациальных типа разреза [2, 3]: рифовый, предрифовый и зарифовый; и установлен переход от зарифовых фаций к фациям открытого моря. Изучение первичных описаний пород зарифовой и предрифовой фаций показало, что отложения довольно близки по литологическому составу. Для того чтобы понять причину сходства были изучены описания керна, образцы пород, шлифы, палеонтологические определения и данные геофизических исследований скважин (ГИС).

Предрифовые глубоководные отложения выявлены в скв. 3 – Песчаноозерская [2] и скв. 1 – Бугринская [3]. Сква. 3 – Песчаноозерская расположена на северо-востоке острова (рис. 1), ее разрез характеризуется существенно мергелисто-глинистыми породами и имеет мощность 50 м. По составу отложения близки к сезымской свите Пай-Хоя [2].

Сква. 1 – Бугринская расположена на юго-востоке о. Колгуев (рис. 1). Исследователями предполагается, что породы скважины также являются аналогом сезымской свиты [3]. Мощность отложений 110 м. В нижне-пермском разрезе скважины керном пройдено два интервала 2320,4–2328,4 м и 2242–2252 м.



Рис. 1. Схема расположения скважин на о. Колгуев

На глубине 2320,4–2328,4 разрез представлен серовато-зелеными криноидно-фораминиферовыми известняками, алевротитыми за счет терригенной примеси кварца и полевых шпатов. В породах отмечается частичное окремнение. Зеленоватый оттенок породе придает глауконит. Местами породы переходят в темно-серые алевроитовые известняки, известковые алевролиты со спаритовым кальцитовым цементом и известковые песчаники. Наблюдаются следы взмучивания осадка. Породы переслаиваются с зеленовато-серыми микрозернистыми известняками, от вакстоунов до пакстоунов, содержащими детрит фауны брахиопод, криноидей, фораминифер и мшанок. На поверхности напластования известняков отмечены чешуйки слюды и крупные фрагменты мшанок. В шлифах отмечены вкрапления сульфидов. Ниже породы постепенно переходят в бежевые криноидные известняки и розовато-бежевые криноидно-мшанково-фораминиферовые известняки. В шлифах отмечено частичное замещение детрита криноидей кремнеземом. В этой части разреза встречаются полностью окремненные светлые голубовато-серые известняки.

В интервале 2242–2252 породы представлены серо-бежевыми песчанистыми известняками. В шлифах наблюдается детрит фауны фораминифер, водорослей, кальцесфер, криноидей, реже брахиопод. В терри-

генной составляющей присутствуют зерна кварца и полевых шпатов. Местами отмечено частичное окремнение пород. Ниже породы сменяются темно-серыми тонкослоистыми известняками, на поверхности напластования которых, наблюдаются редкие чешуйки слюды и раковины брахиопод до 1–2 см. Ниже по разрезу отложения переходят в известковые песчаники, зеленовато-серые песчаные микрозернистые известняки и светло-серые мергели. В песчаниках преобладает кварц, а полевые шпаты и плагиоклаз находятся в подчиненном количестве. В зеленовато-серых известняках наблюдается фауна брахиопод, мшанок и криноидей. В серых глинистых разностях присутствуют ходы илоедов черного цвета, выполненные окисленными сульфидами. В целом, породы представлены известняками с различной морской фауной брахиопод, мшанок, криноидей, фораминифер. Цвет известняков колеблется от бежевого до темно-серого с зеленоватым оттенком. Бежевые известняки являются преимущественно фораминиферовыми, главным образом, со спаритовым цементом. Часто к этим известнякам приурочены стилолитовые швы. В темно-серых разностях на поверхностях напластования отмечены раковины брахиопод от 1,5 до 3 см. Более крупных брахиопод содержат темно-окрашенные разности. Также вдоль слоистости могут присутствовать крупные обломки мшанок до 2–3 см и мелкие обломки стеблей криноидей. Переход между литологическими разностями плавный.

Возраст охарактеризованных керном отложений определен В.И. Давыдовым как соответствующий тастубскому (2320,4–2328,4) и стерлитамакскому (2242–2252) горизонтам сакмарского яруса. В породах описаны фузулиниды: *Pseudofusulinella* cf. *delicata* (Sk.et Wil.), *Pseudofusulinella plicata* (Sham.et Sherb.), *Zigarella* cf. *angusta* (Kir.), *Z. callosa* (Raus.), *Schwagerina* cf. *miranda* (Kir.), *Schwagerina agnata* (Grozd.), *Schwagerina* aff. *Moelleri* (Schellw.), *Eoparafusulina perplena* (Gr.et.Leb.) и др.

Породы зарифовой фации установлены в скв. 7–Ижимка-Таркской и представлены отложениями, формировавшимися в условиях лагуны [2, 3, 4]: доломитами, ангидритами (?) и мергелистыми породами, содержащими обломки мшанок и губок. В соседней скв. 1–Ижимка-Таркская по неопубликованным данным также предполагается разрез зарифовых фаций. Обе скважины расположены в центральной части о. Колгуев (рис. 1).

В скв.1-Ижимка-Таркская отложения охарактеризованы керном в двух интервалах 2998–3002 и 2909,45–2916. Видимая мощность отложений составляет 105 м.

В долблении 2998–3002 описано два слоя. В верхней части долбления наблюдается слой мощностью 0,15 м буровато-серых известковистых алевролитов с нитевидными черными глинистыми прослоями.

Алевролиты содержат гальки темно-серых глинистых пород и обломки брахиопод. К этому слою отнесен полуокатанный обломок глинистого известняка с кремнистым включением. Ниже выделен слой мощностью 2,85 м буровато-серых крупнозернистых известняков богатых обломками члеников криноидей. Породы содержат включения серо-голубых кремней. Отмечены редкие стилолитовые швы.

В интервале 2909,45–2916 по данным описания керна породы представлены зеленовато-серыми мергелями, тонкозернистыми серыми глинистыми известняками с прослоями черных аргиллитов, содержащих зерна сульфидов. Известняки содержат прослои с обильным содержанием раковин брахиопод. Местами в известняках наблюдаются прослои, обогащенные зернами сульфидов.

По данным М.Ф. Соловьевой и Г.И. Сосипатровой возраст известняков из интервала 2998–3002 отнесен к ассельскому-сакмарскому ярусам. В известняках отмечены: *Schubertella paramelonica* (Sub.), *Protonodolaria aff.subcuboides* (Raus.), *Tetrataxis maxima* (Schellw.), и др. По фузулинидам возраст этих же известняков датируется В.И. Давыдовым первой половиной ассельского яруса. В алевролитах, перекрывающих известняки, наблюдались редкие нодозарииды и отсутствие фузулинид. Возраст отложений долбления 2909,45–2916 отнесен В.И. Давыдовым к сакмарскому ярусу. По-видимому, слой алевролитов с гальками долбления 2998–3002 маркирует границу между преимущественно глинистыми и преимущественно известняковыми породами, со следами размыва нижележащих известняковых отложений. При этом, нижележащие известняки уверенно датируются первой половиной ассельского яруса.

В скв.7-Ижимка-Таркская ассельско-сакмарские породы охарактеризованы керном в интервалах 3080–3089,5, 3040–3051, 3003,4–3014 и 2961,8–2963,1.

В долблении 3080–3089,5 вскрыты известняки массивные розовато-серые с раковинами брахиопод и обломками мшанок, серые и темно-серые глинистые известняки. В известняках наблюдаются включения кремнезема. В интервале 3040–3051 отложения представлены переслаиванием известковых мергелей с зеленовато-серыми глинистыми доломитами. В керне на глубине 3003,4–3014 описан слой мощностью 3 м светло-бежевых слоистых доломитов, в верхних 1,4 м которых наблюдаются крупные участки, замещенные белым кристаллическим гипсом. Ниже с резким переходом залегает пачка органогенных бежево-серых известняков. В интервале 2961,8–2963,1 наблюдался слой мощностью 0,2 м с разрозненными полуокатанными обломками окремненных известковых пород. Ниже по разрезу породы сложены известняками розовато-серыми массивными, аргиллитами алевритистыми темно-серыми

до черного. Известняки содержат крупный детрит криноидей, мшанок, брахиопод.

Возраст отложений скважины установлен по микрофаунистическим определениям, и соответствует ассельскому и сакмарскому ярусам. М.Ф. Соловьевой на глубине 3080 отмечен комплекс *Protonodosaria aff. subcuboides* (Raus.), *P. Aff. subtenuis* (Groz. et Leb.), *P. proceraformis* (Gerke.), *Erlandia minima* (Bir.), *E. moderata* (Mal.), *Nodosaria elabugae* (Tcherd.) и др. В этом интервале по появлению многочисленных *Erlandia* совместно с *Nodosaria elabugae* установлен ассельский ярус. По мнению М.Ф. Соловьевой отложения являются аналогом сезымской свиты, выделяемой в Тимано-Печорской провинции. В долблениях 2961,8–2963,1 и 3080–3089,5 скв. 7–Ижимка-Таркская В.И. Давыдовым возраст отложений датирован сакмарским ярусом. По данным М.Н. Изотовой на глубине 2961,8+0,5 м встречен *Pseudofusulina ex. gr. sulcata* (Korzh.), характерный для средней, верхней зон ассельского яруса и тастубского горизонта сакмарского яруса.

На суше Тимано-Печорской провинции по данным С.Л. Белякова [1] лагунные отложения представлены мелководными морскими доломитово-известняковыми и сульфатными породами, которые развиты, главным образом, в пределах Ижма-Печорской впадины. Вероятно, разрез скв. 7–Ижимка-Таркская был отнесен к зарифовому типу из-за присутствия слоя ангидритизированных доломитов. Однако, этот слой является единичным, в основном, в разрезе преобладают зеленовато и темно-серые глинистые известняки, мергели и серо-бежевые известняки.

Приведенные описания разрезов скв. 1–Бугринская, 1 и 7–Ижимка-Таркских свидетельствуют о сходстве их литологических характеристик – преимущественно серовато-зеленые глинистые известняки, аргиллиты с включениями сульфидов, мергели и серовато-бежевые известняки. Породы содержат крупные обломки фауны мшанок и брахиопод хорошей сохранности, чем более глинистая порода, тем большего размера раковины брахиопод она содержит. Состав пород указывает на то, что накопление происходило в спокойной обстановке ниже уровня волновой активности вод. Присутствие сульфидов говорит о застойных условиях захоронения осадка. Отложения представляют собой толщи заполнения, которые сформировались в фациях доманиковых впадин умеренно глубокого шельфа с глубинами до 300 м.

По данным ГИС разрез скв. 1–Бугринская хорошо коррелируется с разрезами скв. 1 и 7–Ижимка-Таркскими.

Таким образом, разрезы скв. 1 и 7–Ижимка-Таркских, которые ранее относились к зарифовому лагунному типу, следует считать относительно-глубоководными. В целом, возраст пород относительно-глубоковод-

ной фации по фузулинидам в скв. 1–Бугринская, скв. 1 и 7–Ижимка-Таркских датируется сакмарским ярусом. По-видимому, фациальная зональность ассельско-сакмарских отложений выражается в том, что рифовые постройки облакаются относительно-глубоководными отложениями.

Литература

1. *Беляков С.Л.* (1994) Нижнепермские структурные элементы Тимано-Печорского региона // Геотектоника. № 1. С. 38-48.
2. *Бро Е.Г., Десятков В.М., Преображенская Э.Н. и др.* (1994) Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. Сборник научных трудов / Грамберг И.С., Супруненко О.И. (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология. С. 6-13.
3. *Вискунова К.Г., Супруненко О.И., Преображенская Э.Н.* (2002) Прогноз литолого-фациальной зональности ассель-сакмарских отложений Печорского моря в связи с их нефтегазоносностью // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Сборник научных трудов / Грамберг И.С., Аветисов Г.П., Басов В.А. и др. (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология. Вып. 4. С. 147-156.
4. *Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И.* (1993) Нижнепермские рифы на острове Колгуев // Доклады РАН. Т. 329. № 1. С. 71-74.

П.А. Серов¹, Н.А. Екимова¹
МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ
ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО
ИНТРУЗИВА: SM-ND И U-PB ИЗОТОПНО-
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

¹ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

P.Serov¹, N.Ekimova¹
MULTISTAGE FORMATION OF FEDOROVO-PANSKY
LAYERED INTRUSION: SM-ND AND U-PB
GEOCHRONOLOGICAL DATA

¹Geological Institute of KSC RAS, Apatity, serov@geoksc.apatity.ru

Массив Панских тундр имеет пласто-лополитообразную форму, и на современном уровне эрозионного среза представлен фрагментами

северной части лополита. Он вытянут в юго-восточном направлении почти на 80 км при ширине выходов на поверхность от 600 м до 5–6 км. Наибольшую видимую мощность интрузив имеет в Западно-Панском блоке. Падение его юго-западное под углом 35–50°, а на восточном фланге до 80°. И северный и южный контакты – тектонические, более крутой – северный контакт, который с глубиной выполаживается.

В его строении снизу вверх выделяются несколько основных зон [3]. К нижней норитовой зоне, зоне такситовых габброноритов Федоровского блока интрузива, Нижнему и Верхнему расслоенным горизонтам Западно-Панского блока приурочены наиболее важные рудоносные горизонты, содержащие промышленные концентрации ЭПГ и золота.

Целями исследований являлось определение возрастных рубежей формирования интрузива и сопоставление новых Sm-Nd (с использованием сульфидных минералов) и U-Pb данных с уже имеющимися U-Pb данными по цирконам.

Sm-Nd метод. Химическая подготовка проб проводилась по методике, подробно описанной в [5]. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan – MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава неодима в стандарте La Jolla = 0.511857 ± 7 ($n=7$) не превышает 0.003 % (2σ). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3 % (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511857. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программы К.Людвига ISOPLOT 3.6 [8].

Из пробы ортопироксенитов 48-1G были выделены ортопироксен, плагиоклаз, небольшое количество клинопироксена и смесь клино- и ортопироксена. На Sm-Nd диаграмме эти минералы вместе с породой в целом (WR) образуют изохронную зависимость, показывающую возраст 2481 ± 32 млн лет при $\epsilon\text{Nd}(T) = -0.7 \pm 0.4$ (рис. 1а). Этот возраст интерпретируется как время внедрения ортопироксенитов блока Федорова Тундра. Параметр $\epsilon\text{Nd}(T) = -0.7 \pm 0.4$ указывает на мантийный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками.

Из пробы габброноритов 48-2G также были выделены пироксены (орто- и клинопироксен), плагиоклаз и сумма сульфидных минералов. Вместе с породой в целом они образуют Sm-Nd изохрону с возрастом 2482 ± 29 млн лет при $\epsilon\text{Nd}(T) = +0.8 \pm 0.5$ (рис. 1б). Полученный возраст

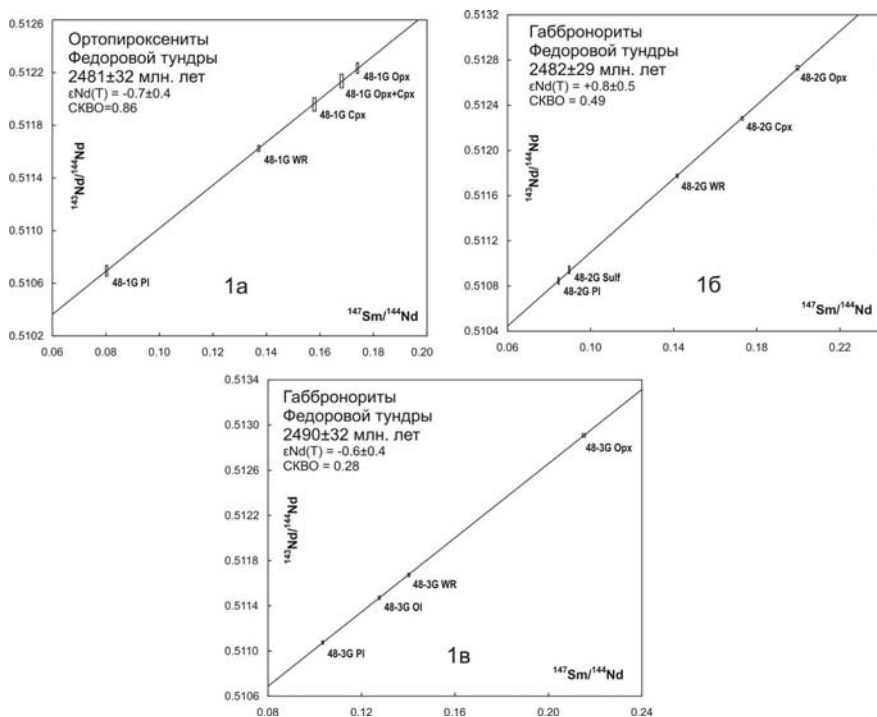


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород и минералов Федорово-тундровского блока массива.

согласуется в пределах ошибок с ранее установленным U-Pb возрастом по цирконам, равным 2491 ± 5 млн лет [2].

Этот возраст отражает время кристаллизации оруденелых габброноритов Федоровой Тундры, а параметр $\epsilon_{Nd}(T) = +0.8 \pm 0.5$ указывает на мантийный источник исходных магм. Положительное значение $\epsilon_{Nd}(T)$, нехарактерное для пород расслоенных интрузий, может указывать на контаминацию магм веществом коры либо на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками.

В пробе габброноритов 48-3G для исследований были выделены ортопироксен, плагиоклаз и оливин. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает возраст 2490 ± 32 млн лет при $\epsilon_{Nd}(T) = -0.6 \pm 0.3$ (рис. 1b). Полученный возраст отражает время формирования габброноритов Федоровой Тундры. По сравнению с U-Pb возрастом по цирконам [2], равным 2507 ± 11 млн. лет, значение Sm-Nd возраста немного омоложено, что может быть связано с различными температурами за-

крытия изотопных систем в цирконах и породообразующих минералах, однако, учитывая погрешность определения возраста в Sm-Nd систематике, полученные значения являются сходными. Параметр $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.6 \pm 0.4$ так же, как и для ортопироксенитов блока, указывает на мантийный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками.

В пределах Западно-Панского блока интрузива (месторождение Малая Пана) изучались породы Нижнего и Верхнего расслоенных горизонтов. Для целей Sm-Nd датирования из Нижнего расслоенного горизонта (НРГ) были отобраны рудный габбронорит с сульфидами МР-1 и оруденелое леопардовое габбро Н-08-02/1; из Верхнего расслоенного горизонта (ВРГ) были отобраны габбронориты Н-08-04 и поздние анортозиты заключительных стадий формирования интрузива Н-08-05.

Из пробы рудных габброноритов МР-1 были выделены плагиоклазы, смеси орто- и клинопироксенов, а также сульфидные минералы (пирротин, пентландит, смесь халькопирита и пентландита). Изотопный Sm-Nd возраст по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам составил 2467 ± 39 млн лет (рис. 1а). Этот возраст хорошо согласуется с уже известным U-Pb возрастом для габброноритов нижнего расслоенного горизонта, который равен 2470 ± 9 млн лет [1]. Использование сульфидных минералов в Sm-Nd методе для исследования пород Федорово-Панского интрузива выполнено в качестве эксперимента, что, однако, позволило повысить точность определения возраста и показало возможность применения сульфидов в качестве минералов-геохронометров. Это направление исследований сейчас находится в активной разработке, но можно с уверенностью говорить о его применимости, особенно в отношении расслоенных платиноносных мафит-ультрамафитовых интрузий [4, 5].

Из пробы габброноритов Верхнего расслоенного горизонта Н-08-04 были выделены клино- и ортопироксен, плагиоклаз и смесь пироксенов. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает возраст 2472 ± 45 млн лет. при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.4 \pm 0.5$ (рис. 2в). Возраст интерпретируется временем кристаллизации габброноритов ВРГ.

Отдельного внимания заслуживает проба анортозитов Н-08-05. Именно с анортозитами связано промышленное Pt-Pd оруденение Верхнего расслоенного горизонта. По ранее полученным данным U-Pb возраст (по бадделиту) этих анортозитов равен 2447 ± 12 млн лет [1]. Для Sm-Nd исследований были выделены породообразующие минералы магматического генезиса – плагиоклаз и клинопироксены. Вместе с породой в целом они образуют минеральную Sm-Nd изохрону с возрастом 2442 ± 74 млн лет (рис. 2г). Этот возраст хорошо согласуется с U-Pb данными и отражает время образования анортозитов на поздних стадиях становления интрузива.

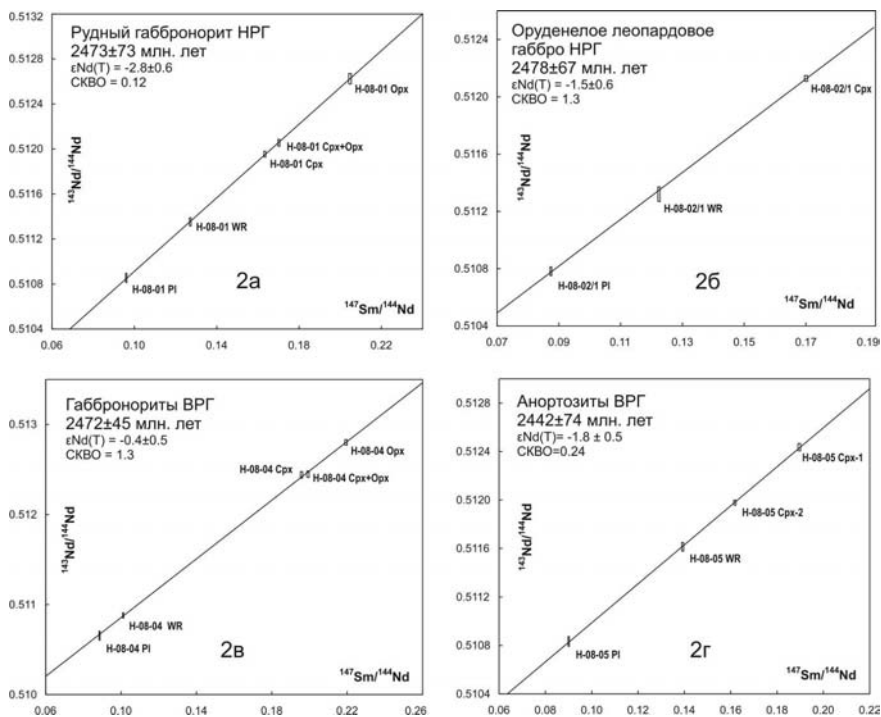


Рис. 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород и минералов Западно-Панского блока массива

Новые изотопно-геохронологические данные, наряду с уже известными [1, 6, 7] позволили уточнить возрастные этапы формирования сложного, длительно развивающегося платиноносного Федорово-Панского массива:

- 2526–2516 млн лет назад – безрудные пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры;
- 2501–2497–2485 млн лет – габбронориты и габбро рудно-магматической камеры Западно-Панского блока, раннее рассеянное, относительно бедное Pt-метальное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях Федоровского месторождения;
- около 2470 млн лет – пегматоидные габбро-анортозиты и связанные с ними богатые руды НРГ;
- около 2450 млн лет – поздние анортозитовые инъекции и локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений ВРГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ №№ 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а и приоритетных научных программ ОНЗ РАН (2, 6).

Литература

1. Баянова Т.Б. (2004). Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 174 с.
2. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. (2009). Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // Доклады АН.. Т. 427. № 5. С. 669-673.
3. Докучаева В.С. (1994). Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994. С. 87-100.
4. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др.(2011). Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Доклады АН, Т. 436, №1, С. 1-4.
5. Серов П.А., Екимова Н.А. (2009). Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ, Т. 12, №3, С. 456-460.
6. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. (2005). Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // Доклады АН, Т. 403, №5, С. 1-4.
7. Серов П.А., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. (2007). Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платинометалльного Фёдорово-Панского расслоенного массива // Доклады АН. Т. 415. № 5. С. 1-3.
8. Ludwig K.R. (2008). Isoplot 3.6: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. №4. 2008. 78 p.

Д.С. Татарина
**СТРОЕНИЕ, ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ПОРОД ЧЕНКСКОЙ СВИТЫ. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ
ОВРАГ ОБСЕРВАТОРСКИЙ (ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. МАРТЫ)**

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва,
e-mail: dartatar@gmail.ru

D.S. Tatarinova
**THE CHENKA FORMATION: STRUCTURE, LITHOLOGY
AND SETTINGS OF DEPOSITION INFERRED FROM
STUDY OF THE OBSERVATORY RAVINE KEY
SEQUENCE (SW CRIMEA)**

Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: dartatar@gmail.ru

Впервые ченкская свита была выделена Д.И. Пановым 1978 году в районе плато Обсерватория [8], где она слагает ядро Обсерваторской антиклинали [5]. К данной свите были отнесены толщи до этого традиционно относящиеся к таврической свите. Причиной для выделения послужила литология ченкских песчаников. Однако строение свиты, условия ее накопления и структурные соотношения с домеловыми кластитовыми комплексами не были ясны от недостатка фактических данных. До настоящего времени не было описано ни одного сколько-нибудь протяженного разреза ченкских отложений, вертикальная изменчивость пород оставалась неясной, физические и химические характеристики ченкских пород не были сопоставлены с характеристиками пород таврической серии и, наконец, до настоящего времени в породах не были обнаружены определяемые органические остатки. Наши исследования частично восполняют эти пробелы.

Изученный разрез «Овраг Обсерваторский» расположен практически в центральной части поля распространения ченкских отложений южного склона плато Обсерватория. В разрезе, мощностью около 70 метров, выделено 12 слоев (рис. 1). За исключением слоя 1, представленного алевролитами, все слои представлены песчаниками с прослоями конгломератовидных пород в средней части разреза. Песчаники макроскопически выглядят однородными, но в них удастся проследить различия в крупности кластов, общей текстуре, цвете пород (связанном, видимо с типом цемента), характере слоистости и расслоенности отдельных пачек, и общей морфологии выходов пород в обнажениях. В целом, породы в разрезе падают под небольшими или средними углами под склон, паде-

ния меняются от северных в нижней части разреза до западных в верхней части. В отложениях отсутствуют сколько-нибудь заметная градационная текстура и ритмичность, породы в масштабе обнажения не складчаты и в них не отмечается заметных разрывов, которые, впрочем, присутствуют в поле распространения ченкской свиты за пределами трассы разреза. Породы в целом анизотропны, скорости продольных и поперечных волн вдоль слоистости значительно превышают скорости в поперечном направлении; при этом, степень анизотропии значительно меньше, чем в породах таврической серии, т.е. породы ченкской свиты тектонизированы слабее таврических.

В целом, основание разреза представлено зеленовато-табачными и бурыми породами (1-9), которые в середине разреза сменяются карбонатизированными серыми алевролитами, песчаниками и конгломератами (10-12), а выше залегают преимущественно бурые до охристых разности тонкозернистых песчаников, алевролитов и грубозернистых пород.

Породы серой (карбонатизированной) ченки образуют очень характерную пачку отчетливо слоистых отложений, в которой переслаиваются породы от алевролитов до валунных конгломератов. В последних гальки и валуны сложены теми же тонкими песчаниками, что и основная масса, что, скорее всего, говорит об их образовании за счет быстрого перемива не полностью литифицированных осадков. Породы этой пачки (названной «М1») формируют хорошо выраженные гривки высотой иногда до 1 метра и более, которые прослеживаются по всему полю выходов ченкской свиты, и могут рассматриваться в качестве маркирующего горизонта (рис. 2). Пока неизвестно, составляют ли они единую структуру с толщами нижней части разреза, или образуют самостоятельный комплекс.

В шлифах состав изучаемых пород достаточно однообразен. Количественно преобладают кристаллокласты, в целом отвечающие набору минералов гранитоидных пород (кварц, полевой и калиевый полевые шпаты, мусковит, хлорит, единичные зерна цирконов). Литокласты (10–20 %) представляют в основном метаморфические породы - кварциты, глинистые сланцы, реже кремни. Цемент пород преимущественно пленочный глинистый и поровый хлоритовый, в верхних слоях разреза, помимо глинистого, развит карбонатный пойкилитовый цемент и карбонатные включения. Песчаные класты в целом мелкие (0.05–0.5 мм), распределение кластов по размеру и окатанности скорее бимодальное. Выделяемые в обнажениях обломки размера гальки и валунов микроскопически сложены теми же мелко-тонкозернистыми песчаниками.

Литология пород ченкской свиты
Опорный разрез Овраг Обсерваторский (правобережье р. Марты)

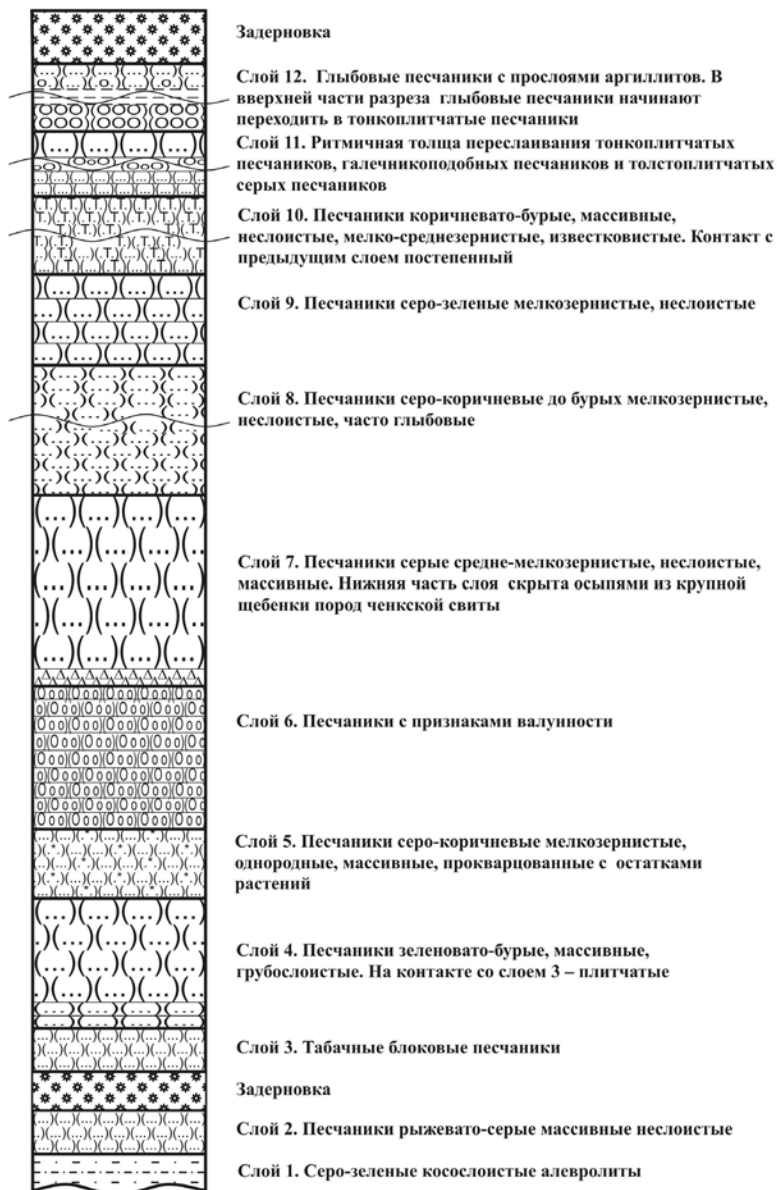


Рис. 1. Литологическая колонка опорного разреза оврага Обсерваторский



Рис. 2. Валунные конгломераты горизонта М1

Интерпретация указанных фациальных особенностей пород (однородность состава, неоднородная сортировки, неоднородная окатанность, массивные текстуры) свидетельствуют о мелководно-морских, возможно субаэральных условиях формирования отложений ченкской свиты. Отсутствие яркой косой слоистости в породах не позволяет считать их дельтовыми, а отсутствие градационных текстур – турбидитными. Скорее, это была обстановка устья эстуария достаточно крупной реки с сочетанием застойного и активного гидродинамических режимов. Эта интерпретация находит подтверждение и в литологии пород верхней части разреза. Возможно, что одной из причин застойных обстановок седиментации была обильная растительность - растительный детрит является заметной составляющей пород свиты и на макроскопическом, и на микроскопическом уровнях.

Источников сноса метаморфического и магматического материала было несколько, о чем говорит разная зрелость обломков, слагающих данные песчаники. Химические характеристики пород разреза по результатам рентгено-флуоресцентного анализа практически не отличаются от характеристик пород верхнетаврической свиты, вероятно, источ-

ники сноса для верхнетаврической и ченкской свит были одни и те же. Однако вопрос, какими именно были эти источники и где они находились, остается пока без ответа. Не исключается вариант, что породы одной из свит были образованы за счет переотложения (рециклинга) пород другой. В этом случае значительно более вероятен вариант образования ченкских пород за счет таврических, поскольку они имеют менее зрелый и менее уравновешенный состав, определенно образованы из обломков дальнего и ближнего переноса, содержат зерна каолина и других минералов кор выветривания, и обогащены торием, который, вероятно, концентрировался в этих корах и затем был снесен в ченкский бассейн.

Структурные и возрастные соотношения ченкской и верхнетаврической свит изучены недостаточно. Преобладает мнение об их полностью тектонических контактах, однако в некоторых точках, например на западном склоне горы Язлав, контакт представляется нормальным, хотя в деталях эти разрезы пока не изучены. В современной структуре ченкская свита повсюду лежит выше верхнетаврической, что предполагает более молодой возраст ченкской свиты. Это подтверждают также данных трекового датирования цирконов из ченкских пород [10], которые дают возраст 178.9 ± 9.1 млн лет.

Литература

1. Болотов С.Н., Панов Д.И., Ярошенко О.П. Новые данные о палинологической характеристике триасовых и лейасовых отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 13–19.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
3. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В. Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд-во Харьковского ордена Трудового Красного знамени Государственного университета им. А.М. Горького. 1961. 400 с.
4. Муратов М. В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Известник ВУЗов, геология и развитие. № 11. 1959. С. 31–41.
5. Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас-лейас) Качинского поднятия юго-западного Крыма // Бюл. Моск. О-ва Испытателей природы. Отд. Геол., вып. 5, 2009. С. 52–73.
6. Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001. С. 127–134.
7. Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасо-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологи-

ческое значение // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21-31.

8. *Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В. и др.* Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1978. № 1. С. 47–55.

9. *Сотникова Е.А.* Морфология и условия образования складок верхне-таврической свиты в обнажении Донузوران. Курсовая работа. 35 с.

10. *Соловьев А.В., Рогов М.А.* Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. №3, Т. 18, май-июнь 2010. С. 74-82.

А.А. Третьяков
ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ
МАГМАТИЗМ СИАЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ
КАЗАХСТАНА (НА ПРИМЕРЕ КОКЧЕТАВСКОГО
МАССИВА)

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: and8486@yandex

Большую роль в строении палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня играют массивы с докембрийской сиалической корой (Кокчетавский, Улутауский, Актау-Джунгарский, Чуйско-Кендыктасский, Северо-Тяньшаньский и др.), в строении фундамента которых участвуют вулканические и интрузивные комплексы кислого состава. В последние годы для этих комплексов получены новые геохронологические данные, свидетельствующие об их средне- и позднерифейском возрасте. Относительно небольшие площади распространенности среднерифейских магматических комплексов и меньшая степень их изученности, по сравнению с позднерифейскими, существенно затрудняют реконструкции докембрийской тектоно-магматической эволюции Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

Кокчетавский массив Северного Казахстана отличается наибольшим распространением среднерифейских магматических комплексов, изучение которых позволяет установить возрастные интервалы их проявления, особенности состава и обстановки формирования.

Среди стратифицированных докембрийских образований Кокчетавского массива выделяются комплексы фундамента, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами зерендинской серии, возраст

которой охватывает интервал конца раннего протерозоя - раннего рифея, и средне-верхнерифейского чехла, в строении которого участвуют кислые эффузивы (кууспекская свита) и кварцито-сланцевые толщи (шарыкская и кокчетавская свиты) [1].

Полученные в последние годы геохронологические данные по магматическим комплексам кислого состава этого массива позволяют выделить две серии среднерифейских магматических пород, различающихся возрастом, структурным положением и составом.

Первая серия среднерифейских магматических пород Кокчетавского массива представлена гнейсо-гранитами с возрастом ~1150 млн лет [6, 8]. Гнейсо-граниты образуют достаточно крупные массивы среди гнейсов и сланцев зерендинской серии, вместе с которыми слагают ядра крупных антиклиналей, крылья которых сложены средне-верхнерифейскими кварцито-сланцевыми толщами рифейского чехла [2].

Гнейсо-граниты на многих участках испытали интенсивные структурно-метаморфические преобразования и превращены в бластомилониты с очковой текстурой, хорошо выраженной линейностью и метаморфической полосчатостью.

Среди наименее метаморфизованных разностей пород преобладают крупнопорфировые калишпатовые граниты, являющиеся породами основной фазы внедрения. В подчиненном количестве присутствуют мелко-среднезернистые лейкограниты и аплиты поздних и дополнительных фаз внедрения.

По содержанию SiO_2 ($68 \div 71$ мас.%) гранитоиды ранних фаз соответствуют граносиенитам и субщелочным гранитам высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий ($\Sigma \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,3 \div 9$ мас.%; $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 1,5 - 2,2$). Гранитоиды ранних фаз принадлежат пералюминиевому типу пород с высокой железистостью ($\text{FeO}^* / \text{FeO}^* + \text{MgO} = 0,8 \div 0,9$). Породы дополнительных интрузивных фаз соответствуют субщелочным лейкогранитам ($\text{SiO}_2 = 72 \div 74$ мас.%; $\Sigma \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \sim 3,3$ мас.%).

Граниты ранних фаз имеют незначительно дифференцированный спектр распределения REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8,3 - 9,3$) на фоне слабо проявленной Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,6$).

Мультиэлементный спектр распределения редких элементов демонстрирует обогащение пород LILE (Cs, Rb, Ba), HFSE (Zr, Nb, Ta).

На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах [13] фигуративные точки составов ранних фаз попадают в поле внутриплитных гранитоидов. Слабопералюминиевый характер пород и их высокая железистость позволяет относить их гранитам А-типа. Это же подтверждается и соотношением концентраций $\text{Zr} - \text{Ga}/\text{Al}$ характерным для гранитоидов анорогенного типа.

Характерной особенностью гнейсо-гранитов является наличие в них небольших (от 2–3 до 50 м) блоков и будин амфиболитов, гранатовых амфиболитов, а в некоторых случаях – эклогитов и гранатовых габбро-амфиболитов [2].

Наименее измененные метабазитовые тела по химическому составу соответствуют низкощелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,6\text{--}2,7$ мас.%) габброидам ($\text{SiO}_2 = 48\text{--}51$ мас.%) толеитовой серии. При этом обращает внимание высокая титанистость – $\text{TiO}_2 = 2\text{--}2,7$ мас. %.

Для пород характерна обогащенность REE, сближающая их с базальтами типа OIB и E-MORB, при этом наблюдается практически недифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,99\text{--}1,2$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8\text{--}0,9$) с одинаковой степенью обогащенности тяжелыми и легкими РЗЭ и невыраженной Eu-аномалией.

На мультиэлементных спектрах распределения четко проявлена обогащенность в области высокозарядных элементов – Nb, Ta, Ti, указывающих на участие в образовании родоначальных расплавов обогащенного источника. Также, рассчитанный параметр ΔNb ($\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1,74\text{--}1,92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$) для габбро-амфиболитов значительно больше нуля ($\Delta\text{Nb} = 0,4\text{--}0,6$), что типично для базальтов, генерированных частичным плавлением недеплетированной мантии [10].

Постоянное присутствие среди гнейсо-гранитов метаморфизованных фрагментов базитовых пород (габбро-амфиболитов, амфиболитов, эклогитов) близкой петро-геохимической специфики позволяют предполагать, что до метаморфизма гранитоиды и базиты представляли собой устойчивую ассоциацию, связанную общим структурным положением и, возможно, происхождением.

Предположение о генетической близости протолитов метабазитов и гнейсо-гранитов подтверждается и близостью их геохимических характеристик. Гнейсо-граниты по сравнению с метабазитами, в значительной мере обогащены редкими элементами. При этом характер распределения во многом наследуется от метабазитов. Примечательно, что обогащение гнейсо-гранитов происходит только в отношении типично «коровых» (LILE, LREE) элементов, а в отношении «мантийных» элементов (HFSE) наблюдается равенство концентраций с метабазитами. Данные особенности могут отражать явления коровой контаминации расплавов родоначальных для гранитоидов, сформировавшихся в результате фракционной кристаллизации основного расплава, в свою очередь родоначального для метабазитов. Это позволяет рассматривать гнейсо-граниты и метабазиты, как фрагменты единой габбро-гранитной ассоциации.

Исходя из приведенных результатов, можно предположить, что гнейсо-граниты и содержащиеся в них блоки метабазитов представляют собой метаморфизованные фрагменты единой габбро-гранитной ассоциации.

Вторая серия среднерифейских магматических пород Кокчетавского массива представлена кислыми вулканитами (~1136 млн лет) [5] и небольшими массивами гранитоидов (~1128 млн лет) [3]. При этом вулканиты и гранитоиды пространственно разобщены и имеют разное структурное положение.

Толща кислых вулканитов рифейского возраста традиционно выделяется на Кокчетавском массиве как кууспекская свита [1]. Она занимает наиболее низкое структурное положение в разрезе докембрийского чехла массива. Выходы вулканитов приурочены к ядрам небольших антиклиналей, крылья которых сложены серицит-кварцевыми сланцами шарыкской свиты. Толща кислых вулканитов сложена в различной степени рассланцованными порфироидами с вкрапленниками кварца и ортоклаза (до 40 %), погруженными в кварц-полевошпатовую основную массу. В породах проявлены катаклаз и рассланцевание. Видимая мощность толщи кислых вулканитов не превышает 300–400 м.

По химическому составу вулканиты соответствуют риолитам ($\text{SiO}_2 \sim 74$ мас.%) высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой ($\text{K}_2\text{O} - 5,5 \div 6$ мас.%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 3,6 \div 11$) серий. Риолиты характеризуются высокой глиноземистостью и принадлежат железистой серии ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} \sim 0,8$).

Распределение РЗЭ в риолитах демонстрирует обогащение LREE относительно HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 11 \div 45$ ppm) и проявленную Eu-ую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0,6$). Мультиэлементные спектры распределения демонстрируют обогащенность пород LILE, Th, U.

Перечисленные геохимические характеристики риолитов кууспекской свиты позволяют предполагать участие в их образовании пород континентальной коры. Отсутствие деплетированности пород HREE и Y указывает на их образование в равновесии с безгранатовым реститом, соответственно при давлениях менее 15 кбар [7], что соответствует средне-верхнекоровым уровням.

Индикаторные отношения Rb/Sr (4–8), Ba/Sr (20–28) в риолитах указывают на то, что образование риолитовых расплавов контролировалось биотитом [12]. На фоне высоких концентраций SiO_2 породы характеризуются и высокой железистостью, что предполагает их высокотемпературные условия образования. Это подтверждается и расчетом температур насыщения цирконием при кристаллизации расплавов [14] $T^{\circ}\text{C}_{\text{Zr}} = 830\text{--}850$. Эти данные, вероятно, отражают «сухие» условия образования родоначальных кислых расплавов, при которых происходит расширение

поля стабильности полевых шпатов в источнике, а переходить в расплав будут гидроксилсодержащие фазы, в данном случае – биотит. Исходя из этого, деплетированность вулканитов Sr и Eu является не результатом кристаллизационной дифференциации, а отражает стабильность полевых шпатов в источнике.

Таким образом, в качестве источника родоначальных для вулканитов кууспекской свиты расплавов можно предполагать породы метапелитового состава средних-верхних горизонтов континентальной коры. Это предположение согласуется с наличием в разрезе Кокчетавского массива высокоглиноземистых метапелитовых гнейсов зерендинской серии раннего протерозоя – раннего рифея.

При этом обращает внимание отсутствие в пределах Кокчетавского массива плутонических аналогов риолитов кууспекской свиты. С учетом перечисленных выше геохимических характеристик риолитов, проявление незначительного («локального») по объему кислого вулканизма, не сопровождающегося становлением интрузивов, может быть результатом именно локального плавления сиалического вещества верхней коры [11].

Среднерифейские гранитоиды представлены несколькими небольшими массивами гранитоидов, расположенных в восточной части массива (Боровской блок). Эти породы, как правило, имеют тектонические контакты с докембрийскими комплексами. Лучше других изучен небольшой (2,0×0,5 км) Кумкосякский массив, который слагает ядро небольшой опрокинутой антиклинали, на крыльях которой гранитоиды с несогласием перекрываются аркозовыми осадочными брекчиями, аркозовыми песчаниками и кремнистыми туффитами аренигского возраста. Юго-восточное крыло антиклинали нарушено надвигом северо-западного простирания, по которому гранитоиды и обломочные породы надвинуты на комплексы докембрийского чехла массива, представленные кварцитами кокчетавской свиты. Массив образован неравномерно брекчированными и эпидотизированными гранитоидами [4].

По химическому составу породы массива соответствуют граносиенитам ($\text{SiO}_2 = 66,5$ мас.%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,5$ мас.%) и характеризуются высокой глиноземистостью, низкой магнезиальностью ($\text{Mg}^\# = 0,42$).

Характерной особенностью является ассоциация гранитоидов с интрузивными образованиями базитового состава. Базиты по химическому составу соответствуют субщелочным габброидам ($\text{SiO}_2 = 48,6$ мас.%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,4$ мас.%) толлитовой серии и характеризуются высокой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 1,5$ мас.%).

Тесная ассоциация гранитоидов и габброидов позволяет предполагать между ними определенную генетическую связь.

Сопоставляя геохимические особенности, необходимо отметить общую деплетированность гранитоидов REE ($\Sigma \text{REE} = 50 \text{ ppm}$) по сравнению с габброидами ($\Sigma \text{REE} = 170 \text{ ppm}$). Это обстоятельство не позволяет рассматривать их в качестве крайних членов эволюции одного магматического расплава, а, вероятно, указывает на их образование из разных источников.

Так геохимическая специфика габброидов, выраженная в обогащенности их HFSE, позволяет предполагать их образование из недеплетированного мантийного источника. Это же подтверждает и расчет параметра $\text{D}_{\text{Nb}} = 1,9$ [10].

В свою очередь, высокоглиноземистый характер, низкая магнезиальность гранитоидов на фоне их обеднения Yb (1,1 ppm), Lu (0,19 ppm), Y (9,7 ppm) и обогащения Sr (746 ppm) позволяет сопоставить их с магмами адакитового типа, образующимися при частичном плавлении субдущируемой океанической коры [9]. Однако, отличительной особенностью гранитоидов является их относительно высокая щелочность ($\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,5$) и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,86$, что в совокупности с деплетированностью HREE и Y, сближает их с адакитами С-типа [15], рассматриваемыми как анатектические выплавки из нижнекорового силикатического субстрата. Результаты экспериментальных работ, посвященных генезису адакитов С-типа [15], показывают, что источниками родоначальных расплавов являлись «метатоналиты» или «метаандезиты». Геохимические особенности изучаемых гранитоидов также позволяют рассматривать в качестве их источника метаматматические породы среднего состава. Так, комплементарная обогащенность Ba (1485 ppm), Sr (746 ppm) и отсутствие ярко выраженной Eu-ой аномалии предполагает ведущую роль в составе источника – плагиоклаза. При этом соотношение концентраций Yb и Sr [8] указывает на образование исходных расплавов в равновесии с гранатсодержащим реститом при $P > 15 \text{ кбар}$, что соответствует урону нижних горизонтов континентальной коры.

Таким образом, различия в геохимии габброидов и граносиенитов отражают принципиальные различия в их источниках. Однако тесная структурная связь позволяет предполагать, что их образование связано с одними тектоно-магматическим событием. Вероятно, габброиды могут представлять собой результат кристаллизации базитового расплава, внедрение которого в нижние горизонты коры приводило к частичному плавлению «метатоналитового» источника и последующей кристаллизации граносиенитового расплава на верхнекоровом уровне.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить дискретность среднерифейского магматического этапа на Кокчетавском массиве, отражением которой явилось формирование двух разновозрастных

(1150 млн лет и 1130 млн лет) серий магматических пород, преобладающими в которых являются разности кислого состава. Присутствие в каждой из серий базитовых разностей с обогащенными геохимическими характеристиками отражает участие в процессах магмагенерации ювенильных расплавов, источником которых являлась недеплетированная мантия. Исходя из этого, интервал в проявлении среднерифейского магматизма на Кокчетавском массиве, вероятно, отражает интервал между импульсами мантийного магматизма. Различия в вещественном составе кислых членов магматических серий отражает с одной стороны разницу в составах коровых источников, вовлекавшихся в процессы магмагенерации, а с другой – разные механизмы мантийно-корового взаимодействия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00933, 011-05-00924), гранта Президента РФ (МК-187.2011.5).

Литература

1. Геология Северного Казахстана (стратиграфия) Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.

2. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): распространение, обоснование возраста, структурное положение Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 8. / Е.В. Скляр (отв. ред.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 87-89.

3. Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвилевского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // ДАН. 2007. Т. 417. № 4. С. 221-224.

4. Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Гренвилевские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 7. / Е.В. Скляр (отв. ред.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 114-115.

5. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 440. №4. С. 511-515.

6. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 438. №5. С. 644-648.

7. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит – трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. №7. С. 704-717.
8. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436. №4. С. 499-503.
9. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 376. P. 662-665.
10. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Island plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197-208.
11. Lewis-Kenedi C.B., Lange R.A., Hall C.M., Delgado-Granados H. The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types. Bulletin of Volcanology. 2005. 67. P. 391-414.
12. McDermott F., Harris N.B.W., Hawkesworth C.J. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 406-423.
13. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956-983.
14. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295-304.
15. Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. P. 399-414.

Е.В. Трусова
КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ МЕГАСПОРЫ РАЙОНА
САРАТОВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

Нижнее-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики
(НВ НИИГГ), Саратов, e-mail: e.v.trusova@rambler.ru

E.V. Trusova
CARBONIFEROUS MEGASPORES OF THE SARATOV
DISLOCATIONS AREA

Nizhne-Volzhesky Research Institute of Geology and Geophysics (NV NIIGG), Saratov,
e-mail: e.v.trusova@rambler.ru

В процессе исследований кернового материала скважины 1, территориально приуроченной к группе структур Саратовской системы поднятий, в отложениях прикровельной части верейского горизонта московского яруса среднего карбона обнаружены мегаспоры. Мегаспоры были извлечены из вмещающей их породы при помощи традиционной методики, применяемой для выделения микрофауны из терригенных отложений, и любезно предоставлены мне для изучения Д.А. Кухтиновым.

Ассоциации мегаспор были обнаружены в 7 образцах из интервалов 1394,7–1399,7 м (места отбора: 0,2 м, 0,8 м и 1,2 м от начала интервала) и 1399,7–1405 м (места отбора: верх интервала, 0,9 м, 1,6 м и 3,1 м от начала интервала). Для исследования отбирались глинистые разности, представленные аргиллитами тёмно-серого цвета, тонкослоистыми, неравномерно алевроитистыми, слюдистыми, пиритизированными, со скоплениями углефицированных растительных остатков и чешуек слюды на плоскостях напластования. Помимо мегаспор, в аргиллитах встречаются мелкие пиритизированные раковинки гастропод и пелеципод, единичные остракоды, фораминиферы, конодонты, чешуя рыб, криноидеи, обугленные фрагменты древесины. Возрастную характеристику вскрытые отложения получили по фауне брахиопод и миоспорам.

В целом, видовой состав мегаспор в исследованных образцах стабилен. Доминирующую роль играют представители рода *Aphanozonatisporites*: *A. glabratus* (Zerndt) Oshurk. и определённые как cf. *A. mamillarius* (Bartlett) Oshurk. В незначительном количестве присутствуют мегаспоры рода *Triangulatisporites* (Potonie et Kremp, 1954) Karczewska, 1976. Единично встречаются: *Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurk., *A. trilobatus* (Dijkstra) Oshurk., *A. major* (Ischenko et Semenova) Oshurk., представители двух видов рода *Zonalesporites* (Ibrahim, 1933) Dybova-Jachowicz et al., 1977 и мегаспоры рода *Setosisporites* (Ibrahim,

1933) Dybowa-Jachowicz et al., 1979, а также крупные оболочки различной степени сохранности, относящиеся к роду *Cystosporites* Schopf, 1938. В одном из образцов встречены мегаспоры из рода *Valvisporites* (Ibrahim, 1933) Potonie et Kremp, 1954, по всей видимости, являющиеся представителями трёх разных видов. В других образцах они присутствуют раздельно в небольших количествах. Мегаспоры небольшого размера (до 500 мкм), довольно многочисленные в некоторых образцах, не удалось идентифицировать из-за их неудовлетворительной сохранности.

В процессе определительских работ были замечены некоторые отличия у наблюдаемых экземпляров мегаспор от описанных в литературе. К сожалению, невозможность в настоящее время ознакомиться со всеми опубликованными источниками, содержащими систематические описания мегаспор, затрудняет уверенное определение видовой принадлежности встреченных мегаспор и не позволяет оформить полученные результаты должным образом. Поэтому будет уместно рассматривать изложенные ниже наблюдения о представителях рода *Aphanozonatisporites* Oshurkova, 1964 (доминирующих в исследованных образцах) как предварительные, приведённые без указания синонимии, которая полно опубликована в работе М.В. Ошурковой [2]. Отмечу, что некоторые мои определения могут носить дискуссионный характер, и я с удовольствием восприму помощь и советы коллег.

Антетурма *Megasporites* Pant, 1962

Турма *Triletes* (Reinsch, 1881) Potonie et Kremp, 1954

Супратурма *Azonotriletes* Lubert, 1935

Род *Aphanozonatisporites* Oshurkova, 1964

Aphanozonatisporites trilobatus (Dijkstra) Oshurkova, 2001

Табл. I, фиг. 1

М а т е р и а л. 1 экземпляр из инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), Саратовская группа поднятий (далее СГП), скв. 1.

Д о п о л н е н и е о п и с а н и я. Наибольший диаметр зерна составил 1200 мкм, тогда как в описании вида М.В. Ошуркова [2] указывает, что «размеры наибольшего диаметра колеблются в пределах 355,0-675,0 мкм».

М е с т о н а х о ж д е н и е. Саратовская группа поднятий скв. 1, аргиллиты из прикровельной части верейского горизонта московского яруса среднего карбона.

Aphanozonatisporites glabratus (Zerndt) Oshurkova, 1967

Табл. I, фиг. 2-5

М а т е р и а л. 35 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности из интервалов: 1394,7-1399,7 м (0,2 м, 0,8 м и 1,2 м сверху) и 1399,7-1405 м (0,9 м и 3,1 м сверху), СГП, скв. 1.

Д о п о л н е н и е о п и с а н и я. Мегаспора округлого и овально-округлого очертания. Размеры экваториального диаметра колеблются от 1420 мкм до 2000 мкм. Длина полярной оси чуть меньше, но всё же очень близка к экваториальному диаметру споры. Щель трёхлучевая, простая, раскрытая или в виде тетрадного рубца. Лучи прямые, длиной от 1/2 до 2/3 радиуса споры. Площадь ареи выделяется чуть более светлой окраской и ограничена слабо выраженными курватурными дугами, которые наиболее чётко видны у концов лучей трещины прорастания. Поверхность спор гладкая. Практически все встреченные мегаспоры данного вида имеют хотя бы одну складку (!), а часть спор перемята гораздо сильнее, что вступает в противоречие с описанием рода [1, 2], где подчёркивается, что мегаспоры рода *Aphanozonatisporites* обладают толстой оболочкой «никогда не сминающейся в складки».

М е с т о н а х о ж д е н и е. То же.

***Aphanozonatisporites major* (Ischenko et Semenova) Oshurkova, 2001**

Табл. I, фиг. 17

М а т е р и а л. 1 экземпляр хорошей сохранности из инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху), СГП, скв. 1.

Д о п о л н е н и е о п и с а н и я. Мегаспора округло-треугольного очертания. Наибольший экваториальный диаметр достигает 1465 мкм. Щель трёхлучевая, не просматривается, хорошо видны лишь значительные возвышения направленные из центра к периферии проксимальной стороны споры, вероятно, маскирующие щель. По всей видимости, у данного экземпляра щель не раскрыта. Развития курватурных дуг не наблюдается. Вышеупомянутые возвышения выходят за пределы площади контакта, имеющей чёткие очертания в 1/2 от радиуса споры. Эта гладкая зона выглядит уплощённо-приподнятой над скульптурированной поверхностью мегаспоры. Создаётся впечатление, что зона контакта спор в тетраде совпадает с размерами тела споры, а скульптурированная оболочка – аналог периспория (как у миоспор подгруппы *Hymenozonotriletes* Naumova, 1937). Скульптура на дистальной стороне и на проксимальной (вне пределов площади контакта) состоит из шипов с притупленными вершинами. Высота шипов достигает 80-100 мкм при 50 мкм в основании (по всей видимости, в работе М.В. Ошурковой [2] опечатка и размеры шипов указаны не в микронах, а в миллиметрах).

З а м е ч а н и я. Возможно, что обнаруженный экземпляр определён мною, как представитель к данного вида, ошибочно и его следует

относить к другому роду, так как у него не наблюдается основного признака рода *Aphanozonatisporites* Oshurkova, 1964 – чётко выраженной ареи и развитых курватурных дуг.

Местонахождение. То же.

***Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurkova, 1988**

Табл. I, фиг. 20-21

Материал. 2 экземпляра хорошей и удовлетворительной сохранности из интервалов: 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху) и 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), СГП, скв. 1.

Сравнение и замечания. От описания вида [2] встреченные мегаспоры отличаются большей длиной лучей щели разверзания, достигающей 2/3 радиуса споры.

Местонахождение. То же.

Cf. *Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurkova, 1988

Табл. I, фиг. 22-26

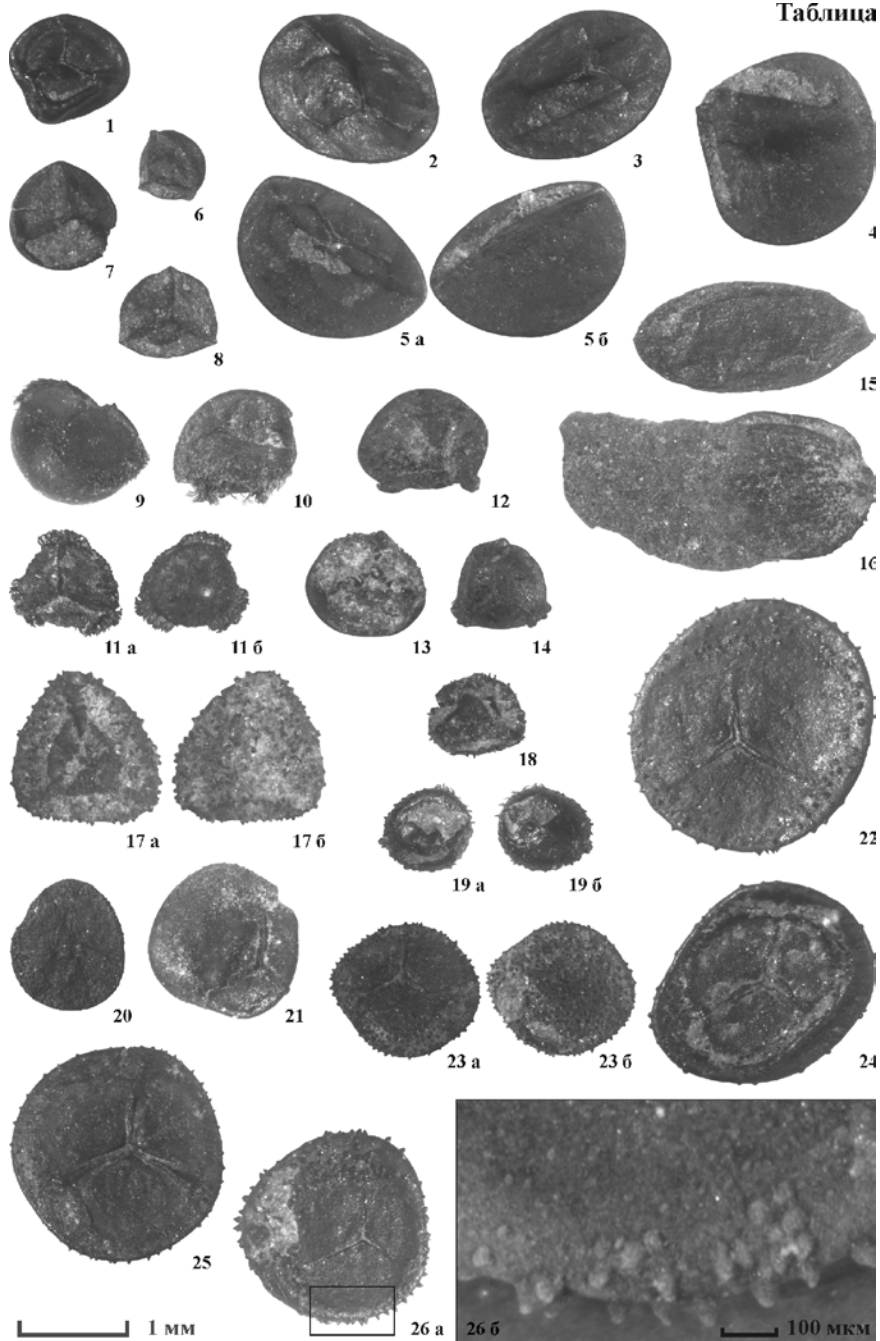
Материал. 14 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности из интервалов: 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху) и 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), СГП скв. 1.

Сравнение и замечания. От представителей вида *Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurkova, 1988 [2] отличается большим размером мегаспор (до 2500 мкм), большей длиной лучей щели разверзания, достигающей 1/2-2/3 радиуса споры, и элементами скульптуры. Ареи выделяются более светлой окраской, скульптура в зоне контакта – от мелкоямчатой до мелкобугорчатой, зернистой. Остальная поверхность спор покрыта шипиками (а не колючками) с расширенными основаниями, достигающими 50-60 мкм у некоторых крупных экземпляров. Часто, особенно у крупных экземпляров, шипики можно принять за бугорки из-за обломанных верхушек. У всех найденных мегаспор на дистальной стороне скульптурные элементы сплюснуты и выглядят уплощёнными бугорками неправильных очертаний. В редких случаях мегаспоры имеют складки смятия.

Местонахождение. То же.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ошуркова М.В. (1964) Классификация каменноугольных мегаспор // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М.: Наука. С. 61-74.
2. Ошуркова М.В. (2001) Мегаспоры карбона. Систематика, биостратиграфическое значение. Справочник для палеонтологов и геологов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 112 с.



← **Таблица.** Мегаспоры из аргиллитов прикровельной части верейского горизонта московского яруса среднего карбона (скв. 1 Саратовская группа поднятий):

1. *Aphanozonatisporites trilobatus* (Dijkstra) Oshurkova, инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху); 2-5. *Aphanozonatisporites glabratus* (Zerndt) Oshurkova 2, 3 - инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), 4, 5 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху) 4 – боковое положение мегаспоры; 5 а – проксимальная сторона; 5 б – дистальная сторона; 6-8. *Triangulatisporites* sp., 6, 7 - инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), 8 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху); 9-10. *Zonalesporites* sp. А, 9 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,8 м сверху), 10 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху); 11. *Zonalesporites* sp. В, инт. 1394,7-1399,7 м (1,2 м сверху), 11 а – проксимальная сторона; 11 б – дистальная сторона; 12-14. *Valvisporites* sp. А, В, С, инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху); 15-16. *Cystosporites* sp. А, В, 15 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,8 м сверху), 16 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху); 17. *Aphanozonatisporites major* (Ischenko et Semenova) Oshurkova, инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху), 17 а – проксимальная сторона; 17 б – дистальная сторона; 18-19. *Setosporites* sp., 18 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху), 19 - инт. 1399,7-1405 м (верх интервала), 19 а – проксимальная сторона; 19 б – дистальная сторона; 20-21. *Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurkova, 20 - инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), 21 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху); 22-26. cf. *Aphanozonatisporites mamillarius* (Bartlett) Oshurkova, 22, 26 - инт. 1399,7-1405 м (0,9 м сверху), 23, 24, 25 - инт. 1394,7-1399,7 м (0,2 м сверху), 23 а – проксимальная сторона; 23 б – дистальная сторона; 26 а – проксимальная сторона мегаспоры без напыления; 26 б – фрагмент оболочки с магниевым напылением (х 100)

Я.М. Тузяк
ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕГО МЕЛА РАВНИННОГО
КРЫМА: СИСТЕМАТИКА, БИОСТРАТИГРАФИЯ, КОР-
РЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Львовский национальный университет имени Ивана Франко (ЛНУ), г. Львов,
e-mail: tuzyak@rambler.ru

Ya.M. Tuzyak
EARLY CRETACEOUS FORAMINIFERS OF CRIMEAN
PLAIN: SYSTEMATICS, BIOSTRATIGRAPHY, CORRE-
LATION, PALEOECOLOGY, PALEOGEOGRAPHY

Ivan Franko National University of Lviv (LNU), Lviv, e-mail: tuzyak@rambler.ru

Учитывая длительную историю стратиграфо-палеонтологического изучения разной по генезису толщи нижнего мела Равнинного Крыма объем, положение и распространение в стратиграфической схеме (1993) [4] нижнемеловых литостратонов является предметом дискуссий и вызывает трудности при стратификации и корреляции разрезов. Фораминиферы, которые являются ортостратиграфической группой ископаемой микрофауны для нижнего мела Южной Украины, на протяжении 70 лет оставались наименее изученными и монографически не описанными. Детальное исследование этой группы ископаемых позволило решить ряд палеонтолого-стратиграфических задач, главными из которых являются модернизация и детализация действующей стратиграфической схемы Равнинного Крыма и корреляционных схем отдельных структурно-фациальных зон в пределах Южной Украины, обоснование межрегиональной корреляции, выяснение условий седиментогенеза, палеоэкологических особенностей и реконструкция палеогеографических обстановок раннемелового бассейна.

Решение проблем биостратиграфии нижнего мела будет способствовать эффективному проведению геолого-разведочных работ на территории Равнинного Крыма, принадлежащего Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области, среди составляющих которой перспективными на промышленные залежи углеводородов также являются образования раннемелового возраста.

Объектами микробиостратиграфических исследований служили остатки фораминифер, изъятые, согласно общепринятых методик [1, 2], из керн скважин, которые вскрыли разрезы нижнемеловых отложений в пределах Равнинного Крыма.

Используя комплексное применение микропалеонтологического, биостратиграфического, литологического и палеоэкологического методов получены следующие результаты исследований.

Впервые систематически изучены и монографически описаны 64 вида фораминифер из нижнемеловых отложений Равнинного Крыма в составе 33 родов, 15 семейств. Среди обнаруженных 2 вида агглютинирующих, 46 бентосных и 16 планктонных форм. Впервые для территории Украины монографически описаны 24 вида, для территории Равнинного Крыма – 54 вида. Составлен палеонтологический атлас раннемеловых фораминифер.

Усовершенствована биостратиграфическая схема нижнемеловых отложений Равнинного Крыма по фораминиферам. В разрезе нижнего мела Равнинного Крыма по фораминиферам выделено девять биостратиграфических подразделений – три хронозоны и шесть слоев с фауной (рис. 1, 2).

Впервые выделены и описаны фораминиферовые комплексы зон стандартной зональной шкалы – *Hedbergella gorbachikae* (верхи среднего и низы верхнего апта), *Hedbergella planispira* (нижний-средний альб), *Rotalipora ticinensis* (верхи верхнего альба) (GTS, 2004) [5] и региональной зональной шкалы (Т. Горбачик, 1991) [3] – слои с *Marginulinopsis sigali* – *Dorothia kummi* (нижний готерив), *Hedbergella sigali* – *Hedbergella tuschepsensis* (нижний барем), *Favusella tardita* – *Blefuscuiana primare* (верхний барем), *Blefuscuiana aptica* (нижний апт), *Hedbergella trocoidea* (верхи верхнего апта), *Trochogerina infracretacea* – *Hedbergella globigerinellinoides* (верхний альб).

Проведена межрегиональная корреляция нижнемеловых отложений территории исследований с одновозрастными образованиями прилегающих территорий Тетической области, Атлантического и Тихого океанов. Создана схема межрегиональной корреляции (рис. 3, 4), определены распространение стратонав нижнего мела и направление изменения полноты стратиграфической колонки разрезов.

Впервые с введением в действующую стратиграфическую схему нижнего мела Равнинного Крыма (1993) [4] зональной шкалы по фораминиферам пересмотрены и уточнены объем, положение, распространение и проведение границ литостратиграфических подразделений. Обоснована региональная корреляция литостратонав, для структурно-фациальных районов описаны три типа разрезов.

В истории развития раннемелового бассейна в пределах Равнинного Крыма выделены два этапа: готерив–раннеаптский и среднеапт–альбский, которые отличались как по физико-химическим параметрам, так и по составу микро- и макрофаунистических ассоциаций, конфигурацией очертаний площади бассейна и направлением трансгрессии.

В раннемеловом морском седиментационном бассейне Равнинного Крыма выделены микрофаунистические ассоциации мелководного шельфа (готерив–ранний апт) с глубинами до 100 м и переходной зоны (средний и внешний шельфа) (средний апт–альб) с глубинами 150–200 м.

Литература

1. Жижченко Б.П. Микропалеонтологические методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1968. 271 с.
2. Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н., Алексеев А.С. и др. Микропалеонтология. М.: Изд-во МГУ имени М.В. Ломоносова, 1995. 256 с.
3. Практическое руководство по микрофауне СССР: в 9 т. Т. 5. Фораминиферы мезозоя / Науч. ред. А.Я. Азбель, А.А. Григалис. М-во геологии СССР. Всесоюз. нефтяной науч.-исслед. геол.-развед. ин-т. Л.: Недра, 1991. 375 с.
4. Стратиграфическая схема нижнемеловых отложений северно-западных побережий Черного моря, шельфа Черного моря и Крыма // Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Киев, 1993.
5. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 2004. 589 p.

И.М. Фархутдинов К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ РИФЕЙСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА

Башкирский государственный университет, Уфа, e-mail: iskhakgeo@gmail.com

В понимании геологического строения и истории накопления рифейских толщ Башкирского мегантиклинория Южного Урала большую роль играет выяснение положения области питания пород – места, откуда происходил снос терригенного материала в рифейский бассейн осадконакопления. Этот вопрос, в свою очередь, связан с правильным пониманием тектонического строения Урала.

Согласно данным А.И. Олли, А.И. Иванова, М.И. Гараня и других исследователей бассейн осадконакопления рифейских толщ характеризовался преимущественно небольшой глубиной и незначительной удаленностью к востоку от области питания. М.И. Гарань [1] установил выклинивание многих горизонтов и пачек конгломератов навышской под-

свиты айской свиты нижнего рифея в восточных разрезах и замещение их здесь песчаниками. Песчаниковые толщи в восточных разрезах навышской подсвиты сложены более мелким обломочным материалом, и в них появляются слои и пачки филлитовых сланцев. Наличие большого количества крупногалечного и даже валунного материала в западных разрезах навышской подсвиты, весьма малая окатанность многих крупных обломков свидетельствует о незначительных расстояниях переноса из области разрушения.

А.И. Олли в своем капитальном труде «Древние отложения западного склона Урала» [7] отмечает, что в отложениях нижнего рифея Ямантауского антиклинория установлено появление терригенного материала в некоторых горизонтах карбонатных пород в западных разрезах, где доломиты становятся песчанистыми и мергелистыми, местами содержат прослои песчаников с доломитовым цементом. Уменьшение крупности обломочного материала и количества обломочного полевого шпата в песчаниках, повышение степени разложения полевых шпатов с запада на восток установлены в отложениях зильмердакской свиты верхнего рифея. Наблюдения над косой слоистостью, проведенные вышеназванным исследователем в терригенных толщах зильмердакской свиты, показали, что направление ее наклона, за редким исключением, всюду восточное. Слабая отсортированность терригенного материала в отложениях зильмердакской свиты наблюдается в западной зоне на протяжении всего Южного Урала, в то же время терригенные породы в восточной зоне оказываются уже равнотерригенными.

Исходя из представлений о вертикально-блоковом строении Уральских гор, А.И. Олли приходит к выводу о прохождении береговой линии бассейна рифейского осадконакопления вблизи современных передовых складок западного склона Урала.

Для целого ряда толщ, сложенных грубообломочным материалом, весьма незначительное расстояние переноса материала не вызывает сомнения. Такими являются конгломераты айской свиты нижнего рифея, конгломераты в основании осадков зигальгинской свиты среднего рифея в Бакальском районе, гравийные песчаники с прослоями конгломератов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея. Незначительный путь переноса галечного материала доказывается также тем, что в его составе присутствуют обломки весьма слабо окатанные. Высокое содержание в породах полевых шпатов также объясняется небольшим расстоянием переноса.

Изучение геологического строения и состава рифейских пород, окатанности обломков и крупности зерен позволили А.И. Олли, М.И. Гараню, А.И. Иванову и другим исследователям прийти к выводу о

направлении сноса терригенного материала с небольшого расстояния с запада на восток в неглубокий бассейн почти во все время накопления рифейских толщ. А.И. Олли пишет, что «главнейшая область питания терригенным материалом располагалась к западу от современного западного склона Урала» [7]. Область питания представляла собой дислоцированную страну, испытавшую неоднократные поднятия во время накопления рифейских толщ. Горная область была названа им Палеоуралом, ширина которого измерялась полутора – двумя сотнями километров, считая от современных передовых складок западного склона Урала приблизительно до меридиана г. Туймазы.

Вывод о расположении Палеоурала к западу от современных Уральских гор вышеперечисленными исследователями был сделан по следующим мотивам. Во-первых, они исходили из вертикально-блокового строения Урала и не брали в расчет аллохтонное залегание рифейских толщ: «Ошибки здесь возможны только в случае наличия согласных покровов, сложенных в складки более поздними дислокационными движениями. Поскольку на Урале подобные структурные формы отсутствуют, ошибки этого порядка здесь исключены [7, стр. 79]. Во-вторых, в то время отсутствовали глубокие скважины, позволяющие судить о строении докембрийских осадочных пород востока Русской плиты. Глубокая скважина, пробуренная на Туймазинской структуре, вошла в кристаллический фундамент непосредственно под осадками среднего девона, а другая скважина, расположенная в 25 км юго-западнее на Бавлинской структуре под средним девоном вскрыла слюдистые песчаники предположительно ашинской серии. А.И. Олли предположил, что западнее Туймазинской структуры разрез верхнедокембрийских отложений наращивается, а выступ кристаллического фундамента будет прослежен восточнее примерно до Предуральского прогиба. «Очевидно, что терригенный материал древних толщ западного склона Урала образовался за счет допалеозойского фундамента» [7] – именно с вышеупомянутого выступа кристаллического фундамента предполагалось питание рифейского бассейна. Водораздельная линия области питания терригенным материалом в досреднедевонское время, по мнению исследователя, проходила где-то восточнее Туймазов и западнее передовых хребтов Урала. Однако, глубокие скважины, пробуренные в последующие годы, не подтвердили эти предположения. Они показали, что выступ кристаллического фундамента прослеживается не к востоку, а к западу от Туймазинской структуры. Было установлено, что в районе предполагаемого Палеоурала развиты не кристаллические породы, а мощные терригенно-карбонатные отложения рифея.

К.Р. Тимергазин [8] и другие исследователи пришли к выводу, что в рифейское время территория современного западного Башкортостана представляла собой не область питания, а область погружения и осадко-накопления, о чем свидетельствуют мощные толщи рифейских пород. Терригенный материал в этот бассейн поступал с запада из области питания, приуроченной к Татарскому своду кристаллического фундамента. К.Р. Тимергазин отмечает, что западное расположение области питания для рифейского бассейна востока Русской плиты подтверждается увеличением крупности терригенного материала в наиболее западных разрезах рифея, например, на Серафимовской площади, расположенной недалеко от источника сноса, породы отличаются более грубозернистым составом, чем на Орьбашской, находившейся на значительном удалении от палеоберега. Степень выветрелости плагиоклазов каировской серии венда также возрастает с запада на восток, по мере удаления от области сноса – Татарского свода фундамента.

К.Р. Тимергазин отмечает, что песчаниковая толща нижней части серафимовской свиты (сегодня выделяемая как тукаевская свита среднего рифея) на Серафимовской площади западного Башкортостана сложена мелкозернистыми (прослоями неравнозернистыми и мелкогравийными) микроклин-кварцевыми песчаниками, которые содержат подчиненные прослои алевроито-глинистых пород, отложенных, вероятно, в мелководных прибрежных условиях. На западном склоне Южного Урала с песчаниками тукаевской свиты коррелируются отложения зигальгинской свиты. Породы зигальгинской свиты, в составе которой присутствуют гравелиты и песчаники, а в некоторых разрезах даже конгломераты, характеризуются большей гурбозернистостью, чем отложения ее западного аналога – тукаевской свиты.

Сказанное выше приводит к парадоксальной ситуации: отложения рифея востока Русской плиты характеризуются уменьшением крупности обломочного материала с запада на восток, свидетельствуя, что область питания данных отложений располагалась в районе современного Татарского свода кристаллического фундамента. Рифейские отложения Южного Урала также характеризуются уменьшением крупности обломочного материала с запада на восток, что также говорит о западном расположении их области питания. Кроме того, наличие крупногалечного и даже валунного материала в рифейских отложениях Южного Урала, весьма малая окатанность многих крупных обломков свидетельствуют о незначительных расстояниях переноса из области разрушения. Между тем к западу от выходов рифея Южного Урала располагается глубоко погруженная область, заполненная мелкообломочными и карбонатными осадками. Из вышесказанного следует, что вывод о едином бассейне

осадконакопления и единой области питания в качестве Татарского свода для рифейских отложений востока Русской плиты и Южного Урала – ошибочны. Палеоурал как возможная область питания уральских верхнедокембрийских пород, находящаяся между меридианом г. Туймазы и Предуральским прогибом – отсутствует. Здесь располагается глубокий прогиб, сложенный многокилометровыми рифейскими отложениями, более мелкозернистыми, чем их Уральские аналоги.

Вместе с тем, надежно установлено, что область питания древних отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала в рифейское время находилась западнее бассейна осадконакопления. Эти факты, как считает автор, объясняются шарьяжно-надвиговым строением Южного Урала [3, 4, 10, 11].

Между бассейнами осадконакопления рифейских отложений Русской плиты и Башкирского мегантиклинория располагалась область питания в виде выступа пород архейского кристаллического фундамента. Уральские рифейские толщи после своего накопления испытали байкальскую, а затем герцинскую складчатости, во время которых были надвинуты на запад, оставив пенепленизированную область питания восточнее (рис. 1) [9].

Верхнедокембрийские породы Башкирского мегантиклинория в разрезе имеют форму двояковыпуклой линзы, названную М.А. Камалетдиновым *диклинорием* (с греч. «двояковыпуклые горы»). Современные деформированные и смятые в складки рифейские толщи *Башкирского диклинория* Южного Урала находятся в аллохтонном залегании, тектонически перекрывая автохтонные и паравтохтонные отложения платформенного палеозоя и рифея.

Средняя ширина площади распространения древних отложений Южного Урала составляет 85 км, мощность пород достигает более 15 км. Для накопления столь мощной толщи необходимо существенное опускание дна бассейна осадконакопления и наличие значительной по размерам области питания. Можно предполагать, что она имела ширину до 200 км. Из этого следует, что надвигание рифейских толщ на породы пенепленизированного кристаллического выступа составляет 200 км и более.

Представления о незначительном надвигании рифейских толщ Южного Урала не могут объяснить факт западного расположения их области питания при отсутствии таковой к западу от их современного местоположения. Из вышесказанного следует, что восточная окраина кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, с которой происходил снос материала в рифейский бассейн, располагается восточнее современного Уральского орогена.

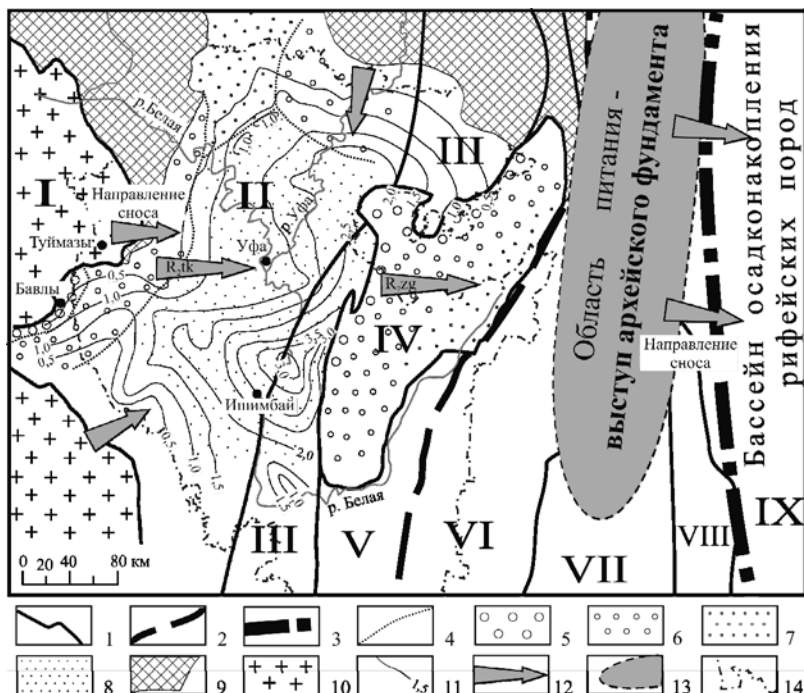


Рис. 1. Схематическая карта расположения области питания рифейских отложений. Составил И.М. Фархутдинов по материалам А.И. Олли, К.Р. Тимергазина, Р.Х. Масагутова, В.И. Козлова и др.

Структуры: I – Татарский выступ кристаллического фундамента, II – Камско-Бельский авлакоген, III – Предуральский прогиб, IV – Башкирский мегантиклинорий (аллохтон), V – Зилаирский синклинирий, VI – Магнитогорский синклинирий, VII – Урало-Тобольский антиклинорий, VIII – Аятский синклинирий, IX – Западно-Сибирская плита. 1 – границы структур; 2 – Главный уральский шарьяж; 3 – предполагаемая восточная граница кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы; 4 – границы литолого-фациальных зон; 5 – 8 – литолого-фациальные зоны тукаевской свиты среднего рифея: 5 – 6 – прибрежные и прибрежно-мелководные морские осадки (соотношения разнообломочных пород для тукаевской свиты): 5 – конгломераты, гравелиты 5-10 %, песчаники 65-80 %, алевролиты 5-15 %, аргиллиты 5-10 %; 6 – песчаники 60-80 %; алевролиты 10-20 %; аргиллиты 10-20 %; 7 – 8 – мелководно-морские осадки (соотношения разнообломочных пород для тукаевской свиты): 7 – песчаники 50-75 %; алевролиты 15-30 %; аргиллиты 15-30 %; 8 – песчаники 40-65 %; алевролиты 10-30 %; аргиллиты 15-45 %; 9 – отсутствие отложений среднего рифея; 10 – породы кристаллического фундамента; 11 – линии изопахит отложений среднего рифея, км; 12 – направление сноса материала и уменьшения крупности обломков (R_{2tk} – для тукаевской свиты, R_{2zg} – для зигальгинской свиты); 13 – предполагаемая область питания пород рифея Башкирского мегантиклинория; 14 – административная граница Республики Башкортостан

Отложения палеозоя, нефтегазоносные на востоке Русской плиты и в Предуральском прогибе, погружаются под южноуральские рифейские аллохтоны, где способны содержать богатые скопления углеводородов.

Литература

1. *Гарань М.И.* Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. С. 3-28.
2. *Иванов А.И.* Возраст древних свит западного склона Южного Урала / Башкир. геол. упр. Уфа. 1946. С. 3-90.
3. *Камалетдинов М.А.* К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. – Геотектоника, № 1, 1965.
4. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. – М.: Наука, 1974. – 230 с.
5. *Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др.* Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 85–98.
6. *Масагутов Р.Х.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.
7. *Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 413 с.
8. *Тимергазин К.Р.* Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: Изд-во Горно-геол. ин-та БФАН СССР, 1959. 311 с.
9. *Фархутдинов И.М.* К вопросу об области питания терригенных пород рифея западного склона Южного Урала // Мировое сообщество: проблемы и пути решения: Сборник научных статей. Уфа: Изд-во Уфимского государственного нефтяного технического университета, 2010. № 27. С. 104–109.
10. *Янишин А.Л.* Тектоника Каргалинских гор // Бюлл. МОИП, отд. геол. 10, вып. 2. 1932.
11. *Янишин А.Л.* О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте Уральских надвигов // Изв. АН СССР, сер. Геол. № 4. 1936.

П.Д. Фролов

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ ПРЕСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ ЮГА РОССИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: pavlenty987@mail.ru

P.D. Frolov

LATE CENOZOIC STAGES IN DEVELOPMENT OF FRESH-WATER MOLLUSCS IN SOUTHERN RUSSIA

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: pavlenty987@mail.ru

Корни позднекайнозойской пресноводной малакофауны уходят в мезозой. Основные семейства и подсемейства, даже некоторые роды известны с юрского и мелового периодов. Плейстоценовая фауна сформировалась в результате длительной эволюции моллюсков в течение мезозоя, палеогена и неогена. В позднем кайнозое Восточного Паратетиса выделяются три этапа в развитии пресноводной малакофауны: позднемиоценовый, плиоцен-эоплейстоценовый (левантинский) и плейстоценовый. Для плиоцена и плейстоцена выделены комплексы моллюсков, имеющие стратиграфическое значение [6].

Позднемиоценовый этап. Это время характеризуется длительным существованием фауны субтропического типа, однако отмечается присутствие и бореальных родов, особенно среди стагнофилов и лёгочных моллюсков. За несколько миллионов лет существования эти фауны изменилась мало. Темпы морфологической эволюции невысоки, новообразований в ранге рода практически нет, сарматский, мэотический и понтийский комплексы различаются на уровне видов.

Плиоцен–эоплейстоценовый этап (левантинский). Этот этап характеризуется началом резких климатических колебаний и появлением фауны бореального типа. Под влиянием значительных неоднократных изменений палеосреды и частой смены экологических условий происходил интенсивный процесс трансформации миоплиоценовой фауны в плейстоценовую фауну. Темпы морфологической эволюции увеличиваются и ранг новообразований повышается до родов. Левантинская фауна подразделяется на ранне- (поздний киммерий – ранний акчагыл), средне- (средний – поздний акчагыл) и позднелевантийскую (апшерон) [6].

Поздний киммерий – ранний акчагыл (ранний левантин). Ранний левантин – первая фаза развития левантинской фауны – характеризуется появлением и расцветом своеобразных скульптурированных унионид и

вивипарид субтропического типа. Здесь появляются следующие роды и подроды унионид: *Rugunio*, *Cuneopsidea*, *Ritia*, *Cyclopotomida*, но вымирают пловчатые маргаритиферы рода *Plicatabiphia*.

Средний – поздний акчагыл (средний левантин). Средний левантин. Во второй половине акчагыла вымирают роды *Cuneopsidea*, *Rugunio*, *Ritia*, *Pristinunio*, появляется род *Bogatschevia*. В это время впервые появляются бореальные криокомплексы и устанавливается регулярное чередование крио- и термокомплексов.

Апшерон (поздний левантин). Фауна апшеронского времени характеризуется постепенным выпадением субтропических элементов из термокомплексов и увеличением роли бореальных, появляется новый род унионид *Pseudosturia*, а в конце апшерона – и современные виды унионид. На рубеже акчагыла и апшерона в результате миграции с юга впервые появляются представители рода *Corbicula*. Скульптурированные униониды, вивипариды и меланиды практически отсутствуют.

Ранний неоплейстоцен. Для бакинско-чаудинского времени характерны фауны современного типа с примесью средиземноморских элементов из родов *Potomida*, *Pseudunio*, *Viviparus*, *Melanopsis*.

Средний–поздний неоплейстоцен. Комплексы этого времени характеризуются современными видами, обитающими в этом регионе и сейчас, кроме нескольких видов живущих южнее, например *Melanopsis praerosa* L. В начале среднего плейстоцена отмечается вторая миграция с юга рода *Corbicula*. Далее этот род встречается во всех межледниковьях. Криокомплексы отличаются бедным систематическим составом с преобладанием лимнофилов и стагнофилов [6].

Для неоплейстоцена оледенения и межледниковья имеют особо важное значение для развития и расселения пресноводных моллюсков [2].

К миоплиоценовому этапу из изученных местонахождений относятся Гавердовский (Адыгея) и Солнечнодольск (Ставропольский край).

В разрезе песчано-глинистых отложений гавердовской свиты (поздний сармат — ранний мзотис) правом берегу р. Белая, у пос. Гавердовский (Адыгея) [4] были обнаружены 2 горизонта с малакофауной – нижний содержит пресноводные формы: *Planorbarius corneus* (L.), *Gyraulus cf. trochiformis* (Stahl), *Anisus cf. mariae* (Michaud), *Lymnaeidae* indet., а верхний – наземную фауну: *Pomatias rivulare* Eichw., *Caspicyclotus praesieversi* Steklov, *Gastrocopta acuminata* Klein, *Strobilops cf. caucasica* Steklov, *Corychium* sp., *Clausilidae* indet. Это самая древняя из изученных мною фаун. Большая часть наземных и пресноводных видов этой ассоциации – вымершие. Она позволяет реконструировать климат более теплый, чем современный.

Таблица 1. Комплексы пресноводных моллюсков плио-плейстоцена области Восточного Паратетиса ([5, 6] с изменениями)

Отдел	Комплекс	Изучаемые разрезы
Неоплейстоцен	Парканский	
	Микулинский	Синий Яр
	Спейский	
	Древнеэвксинский	
	Хаджибейский	Порт-Катон 4
	Тираспольский	
	Платовский	Платово, Семибалки 2
	Михайловский	
Эоплейстоцен	Морозовский	Семибалки 1, Маргаритово 2,
	Косницкий	Искра
	Несмияновский	
	Тиздарский	Тиздар
Куяльник/ Акчагыл	Псекупский	
	Крыжановский	
	Веселовский	Веселовка
	Султанаевский	
	Симбугинский	
Киммерий	Верхнепоратский	

Местонахождение ископаемых позвоночных восточнее г. Солнечно-дольск приурочено к толще озерно-аллювиальных песков и алевроитов, врезанных в морские отложения среднего сармата. Здесь были найдены раковины наземных моллюсков *Pomatias* sp., *Parmacella* sp., *Limax* sp., пресноводных *Bithynia* sp., а также многочисленные *Acteocina* spp., вероятно, перемытые из подстилающих отложений среднего сармата. Наличие родов *Pomatias* и *Parmacella* указывает на климат, более тёплый и влажный чем современный.

Плиоцен – эоплейстоценовый и неоплейстоценовый этапы в наших сборах охарактеризованы семью малакологическими комплексами (табл. 1).

Наиболее древняя фауна (~2.6 млн л.) происходит из куяльницких отложений разреза Веселовка (Таманский п-ов, Краснодарский край). Здесь были определены двустворчатые моллюски: *Monodacna* sp., *Unio* sp., *Rugunio lenticularis* Stef., *Rugunio* sp., *Psilunio* sp., *Dreissena theodori* Andrus., *Pisidium* sp.

Наиболее обильны в наших материалах скульптированные униониды рода *Rugunio*, которые являются представителями раннелевантийской фауны, что указывает на тёплый (субтропический) климат. В этой ассоциации преобладают реофильные формы, а наличие *Monodacna* sp. указывает на мористость, так как представители этого морского рода могут выдерживать опреснение до 1-2 ‰. Характерно присутствие *Dreissena theodori* Andrus. – вида-индекса кукляницкого яруса. Фауна относится к веселовскому комплексу.

Более молодая ассоциация собрана из верхнего кукляника в разрезе Тиздар (Таманский п-ов), ~ 2 млн л. Здесь определены гастроподы: *Theodoxus danubialis* (Pfeiffer), *T. cf. transversalis* (Pfeiffer), *Lithoglyphus naticoides* Pfeiffer, *Valvata piscinalis* (Müll.), *Fagotia* sp., *Micromelania caspia* Eichw., *Viviparus* sp., *Bythinia* sp. (operc.), *Praefossarulus* sp. (operc.) и двустворчатые моллюски: *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dreissena theodori* Andrus., а так же (по определениям Л. Чепалыги) *Margaritifera* sp., *Unio* (*Pseudosturia*) sp., и *Potomida subltoralis* Tschep. Лиманно-морская ассоциация Тиздара — переходная от кукляницких к апшеронским фаунам. Совместное присутствие *Dreissena theodori* Andrus. (кукляник) и рода *Pseudosturia*, индикатора апшеронского яруса, позволяет уточнить возраст перехода от средне- к позднеlevantинским фаунам. Присутствие *Pseudosturia* указывает на похолодание климата. Эту ассоциацию предлагается выделить в новый тиздарский комплекс, несколько более молодой, чем позднеакчагыльский псекупский комплекс.

Более молодая ассоциация моллюсков известна из местонахождения Искра (~1,5 млн л.), Таманский п-ов. Здесь собрана небольшая коллекция брюхоногих моллюсков *Viviparus* sp., а также оперкулуны cf. *Bithynia* sp. Среди двустворчатых моллюсков определены: *Cardiidae* indet., *Pseudosturia* sp., *Unio chosaricus* Bog., *Unio* sp., *Dreissena* sp., *Pisidium amnicum* (Müller). Присутствие рода *Pseudosturia* указывает на апшеронский возраст фауны и более холодные климатические условия, чем во время существования комплексов среднего левантина. Малакофауна Искры и близкая по расположению и составу фауна Малого Кута отнесены к косницкому комплексу, хотя фауна мелких млекопитающих, возможно, указывает на несколько более древний возраст. Возраст этих фаун — середина апшерона.

Позднеапшеронские фауны в наших сборах происходят из местонахождений Маргаритово 2 и Семибалки 1 (0,8-1,2 млн) в Приазовье.

Из Маргаритово 2 определены гастроподы: *Viviparus* sp., *Lithoglyphus* cf. *pyramidatus* (Müll), *Fagotia* sp. и двустворчатые моллюски *Cardiidae* indet., *Unio chosaricus* Bog., *Unio* sp., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dreissena* sp., *Pisidium* sp. Из местонахождения Семибалки 1 - гастропо-

ды: *Viviparus turritus* Bog., *Viviparus* sp., *Lithoglyphus* cf. *pyramidatus* (Müll), *Fagotia* sp. и двустворчатые моллюски *Cardiidae* indet., *Unio chosaricus* Bog., *Unio* sp., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dreissena* sp., *Pisidium* sp.

Этот комплекс моллюсков указывает на довольно мористые условия, так как в комплексе присутствуют кардииды и дрейсениды. Большая часть фауны относится к бореальным видам, из термофильных здесь встречаются только представители родов *Fagotia* и *Lithoglyphus*.

Практически все виды, встреченные здесь, – современные. По литературным данным [6] здесь встречен относительно теплолюбивый вид *Lithoglyphus* cf. *naticoides* (Pfeiffer, 1828). Большая часть видов относится к стагнофилам. Малакофауны из этих местонахождений условно отнесены к морозовскому комплексу.

Отнесение моллюсков к этому комплексу условное. Для него А.Л. Чепалыга указывает встречаемость современных видов рода *Unio* (*U. pictorum* L., *U. tumidus* Retz.), однако в наших сборах из местонахождений Магаритово 2 и Семибалки 1 имеется *Unio chosaricus* Bog, которая является предполагаемым предком современного вида *Unio tumidus* Retz. Это может свидетельствовать в пользу удревнения комплекса. Так же и фауна мелких млекопитающих из этих местонахождения Семибалки 1 древнее типовой фауны из местонахождения Морозовка. Более точно Морозовскому комплексу соответствует фауна из местонахождения Маргаритово 2 [7]. В то же время малакофауну из рассматриваемых разрезов, нельзя отнести к более древнему косницкому комплексу, так как она более бореальная. Вероятно, следует выделить ещё один комплекс между косницким и морозовским.

Местонахождения Платово и Семибалки 2 (Приазовье) – ещё моложе (~0.7-0.8 млн л.).

Из малакологических коллекций местонахождения Платово определены гастроподы: *Viviparus viviparus* (Linnaeus, 1758), *Viviparus diluvianus* Kunth, 1865, *Lithoglyphus pyramidatus* (Möllendorf, 1873), *Valvata pulchella* Studer, 1820, *Valvata piscinalis* (Müller, 1774), *Valvata naticina* Menke, 1845, *Valvata* sp., *Gyraulus albus* (Müller, 1774), *Bithynia* (operc.), *Parofossarulus* (operc.), *Micromelania*. Двустворчатые моллюски: *Cardiidae* sp., *Dreissena polymorpha* (Pallas, 1771), *Sphaerium rivicola* (Lamarck, 1818), *Sphaerium corneum* (Linnaeus, 1758), *Pisidium sulcatum* (Wood, 1851), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Pisidium* cf. *sulcatum* (Wood, 1851), *Unio* sp.

В комплексе моллюсков преобладают стагнофилы. Большинство видов относится к современной бореальной фауне, хотя по количеству ос-

татков доминируют относительно термофильные *Lithoglyphus pyramidatus* Müll.

К этому же комплексу относятся моллюски из местонахождения Семибалки 2. Отсюда определены гастроподы: *Viviparus viviparus* (Linnaeus, 1758), *Viviparus diluvianus* Kunth, 1865, *Viviparus* sp., *Bithynia tentaculata*, *Bithynia* sp. (operc.), *Parafossarulus* sp. (operc.), *Lithoglyphus pyramidatus* Müll., *Valvata piscinalis* (Müller, 1774), *Valvata naticina* Menke, 1845, *Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758), *Anisus* sp. (*Anisus*) *spirorbis* (Linnaeus, 1758), *Gyraulus albus* (Müller, 1774), *Gyraulus acronicus* (Férussac, 1807), *Fagotia* sp., *Micromelania* sp. и двустворчатые моллюски: *Unio* sp., *Dreissena polymorpha* (Pallas, 1771), *Sphaerium rivicola* (Lamarck, 1818), *Pisidium* cf. *henslowanum* (Sheppard, 1823), *Pisidium sulcatum* (Wood, 1851).

По систематическому составу комплекс моллюсков из Семибалок 2 очень близок к комплексу из местонахождения Платово. Однако тут встречен и ещё один термофильный вид рода – *Fagotia*.

Фауна из этих местонахождений отнесена к платовскому комплексу. Из термофильных видов здесь встречаются *Lithoglyphus pyramidatus* Müll. и *Fagotia esperi* Fer., Преобладающим видом является *Lithoglyphus pyramidatus* Müll. Возраст этих местонахождений — неоплейстоцен.

Более молодую фазу раннего неоплейстоцена характеризует фауна Порт-Катона 4. Здесь определены: гастроподы: *Viviparus viviparus* (Linnaeus, 1758), *Bithynia* cf. *tentaculata* (Linnaeus, 1758), *Parafossarulus* cf. *crassitesta* (Brömmе, 1885), *Valvata pulchella* Studer, 1820, *Valvata piscinalis* (Müller, 1774), *Lithoglyphus* sp., *Lithoglyphus* cf. *naticoides* (Pfeiffer, 1828), *Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758), *Planorbarius corneus* (Linnaeus, 1758), *Gyraulus albus* (Müller, 1774), *Anisus* (*Anisus*) *spirorbis* (Linnaeus, 1758), *Lymnaea* sp. и двустворчатые моллюски: *Sphaerium* cf. *corneum* (Linnaeus, 1758), *Pisidium* cf. *nitidum* Jenyns, 1832, *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Unio* sp.

Комплекс моллюсков из этого местонахождения представлен современными видами, кроме *Parafossarulus* cf. *crassitesta* (Brömmе, 1885), которые являются бореальными стагнофилами. По облику она похожа на фауну хаджибейского комплекса, которая сменяет тепловодную тираспольскую фауну, однако по фауне мелких млекопитающих этот комплекс относится к позднетираспольскому времени [8].

Наиболее молодая по возрасту ассоциация моллюсков происходит из позднеплейстоценовых аллювиальных отложений разреза Синий Яр (~ 100 тыс.л.) в низовьях р. Северский Донец. Эти отложения считаются аллювием II [3], или III террасы [1].

Из Синего Яра собрана богатая фауна пресноводных брюхоногих моллюсков: *Bithynia leachi* (Sheppard, 1823), *Valvata pulchella* Studer, 1820, *Lymnaea (Galba) corvus* (Gmelin, 1778), *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea cf stagnalis* (Linnaeus, 1758) ювенильная раковина, *Lymnaea (Galba) occulta* (Jackiewicz, 1959), *Lymnaea (Galba) turricula* (Held, 1836), *Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758), *Planorbarius corneus* (Linnaeus, 1758), *Gyraulus* sp., *Anisus (Bathyomphalus) contortus* (Linnaeus, 1758), *Anisus (Anisus) spirorbis* (Linnaeus, 1758), *Armiger crista* (Linnaeus, 1758), *Anisus (Costorbis) strauchianus* (Clessin, 1886), *Acroloxus lacustris* (Linnaeus, 1758). Найдены также представители наземных гастропод: *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) и *Succinea* sp.

Анализируя систематический состав сообщества можно сказать, что с экологической точки зрения это была спокойно текущая река (меандр, старица) с илистым грунтом и богатой растительностью, которая, вероятно, могла растекаться и заливать луга. Все виды представленные в сообществе и сейчас живут в Северском Донце, представлены в основном бореальными стагнофилами, здесь нет реофильных и термофильных элементов, хотя для этого комплекса указывается [6] наличие термофильных видов. Эта малакофауна отнесена к микулинскому комплексу моллюсков, возможно характеризуя позднюю стадию комплекса.

Представленный обзор показывает, что отнесение изученных фаун к тому или иному малакокомплексу относительно. В ряде случаев, после дальнейшего изучения, будет возможна детализация этапов развития малакофаун и выделение новых комплексов.

Литература

1. Васильев Ю.М. (1969) Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зоны. М.: Наука. 182 с.
2. Гожик П.Ф., Даценко Л.Н. (2007) Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы. Часть II. НАН Украины. Ин-т геол. наук. Киев: Логос. 256 с.
3. Попов Г.И. (1947) Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. сб. 22. М. С. 3-75.
4. Стеклов А.А. (1966) Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. Вып.163. 264 с.
5. Стратиграфия СССР. Неогеновая система (полутом 2) М.: Недра. 443 с.
6. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 1) М.: Недра. 443 с.

7. Тесаков А.С. (2004) Биостратиграфия среднего плиоцена - эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Труды ГИН РАН. Т.554. 247 с.

8. Tesakov A.S., Dodonov A.E. (2007) Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia// Quaternary International. Vol.160. P. 57-69.

А.И. Хисамутдинова, Д.В. Рожкова, А.В. Соловьев
ЭОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
В ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОМ БАССЕЙНЕ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: geoaisulu@gmail.com

A.I. Khisamutdinova, D.V. Rozhkova, A.V. Soloviev
EOCENE SEDIMENTATION IN WESTERN KAMCHATKA
BASIN

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: geoaisulu@gmail.com

Отложения Западно-Камчатский бассейна залегают на преимущественно терригенных комплексах Омгоно-Укэлятского террейна и вулканогенно-кремнистых образованиях Ачайваям-Валагинского террейна [7]. Нижние части Западно-Камчатского осадочного разреза, отвечающие этапу заложения бассейна, были изучены в опорных береговых разрезах (Точилинский, Майначский, Увучинский) и по берегам крупных рек (Рассошина, Квачина, Белоголовая). В Майначском, Увучинском разрезах, а также в долине реки Рассошина терригенная толща с базальными конгломератам в основании залегает непосредственно на меловых отложениях. В 70-х годах при геологическом картировании Камчатки использовались принятые в 1961 г. подразделения стратиграфической шкалы [6]: хулгунская, напанская, снатольская свиты, имеющие возраст позднепалеоценовый, позднепалеоцен-раннеэоценовый и среднеэоценовый соответственно [3, 4]. Эти подразделения показаны на большинстве геологических карт, несмотря на детальное биостратиграфическое изучение разрезов Западной Камчатки [1, 2] и принятие новых региональных стратиграфических шкал [7].

Датирование галек из базальных конгломератов [10], а также анализ геодинамических реконструкций развития региона [7, 8 и др.], позволя-

ют предполагать, что отложения хулгунской, напанской и снатольской свит являясь фациальными аналогами, и, вероятно, имеют близкий эоценовый возраст. Новые данные позволили предложить палеогеографическую реконструкцию Западно-Камчатского бассейна в эоцене.

На **севере** исследуемого региона в **Точилинском разрезе** (рис. 1) обнажается верхняя часть снатольской свиты мощностью 130 м. Разрез сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами с редких прослоями глин и горизонтами карбонатных и кремнисто-карбонатных конкреций. Песчаники часто волнисто- и косослоистые, с углефицированным растительным детритом, ходами червей-илоедов, встречаются устричные банки. По составу песчаники являются полевошпат-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми граувакками, граувакковыми аркозами и мезомикто-кварцевыми песчаниками [9] (рис. 2). Преобладают зёрна кварца (от окатанных до остроугольных), полевых шпатов (преимущественно основные плагиоклазы, реже микроклин), обломки пород (основные и кислые эффузивы, слабо изменённые вулканические стёкла предположительно основного состава). Среди минералов тяжёлой фракции преобладают лейкоксен, циркон, шпинель, ильменит, гранат. Замеры косой слоистости в песчаниках указывают на направление сноса обломочного материала с северо-востока, востока.

В **Майначском разрезе** (рис. 1) представлен наиболее полный разрез снатольской свиты мощностью 650 м. В основании свиты несогласно на верхнемеловых песчаниках майначской свиты залегает мощная 300-метровая пачка конгломератов. Анализ галек показал присутствие в области сноса эффузивных пород кислого и основного состава [10]. Монотипичные биотита и амфибола, выделенные из галек андезитов и риолитов, а также из крупных глыб андезитов, обнажённых на контакте меловых и среднеэоценовых пород, были датированы K-Ar методом. Данные указывают на раннеэоценовый и меловой возраст размываемых в источниках сноса вулканитов [10].

Песчаники, залегающие выше по разрезу, косослоистые с прослоями гравийного материала, отпечатками листьев и фрагментами углефицированного растительного детрита, относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам (рис. 2). Среди обломочных зёрен преобладают полевые шпаты (средние и основные плагиоклазы), обломки горных пород (гранитоиды, основные и средние вулканиды, вулканическое стекло, кварциты, редкие фрагменты хлоритовых сланцев), кварц. В тяжёлой фракции доминируют зёрна циркона, апатита, редко встречается турмалин и гранат. Замеры косой слоистости также указывают на снос материала с северо-востока и востока.

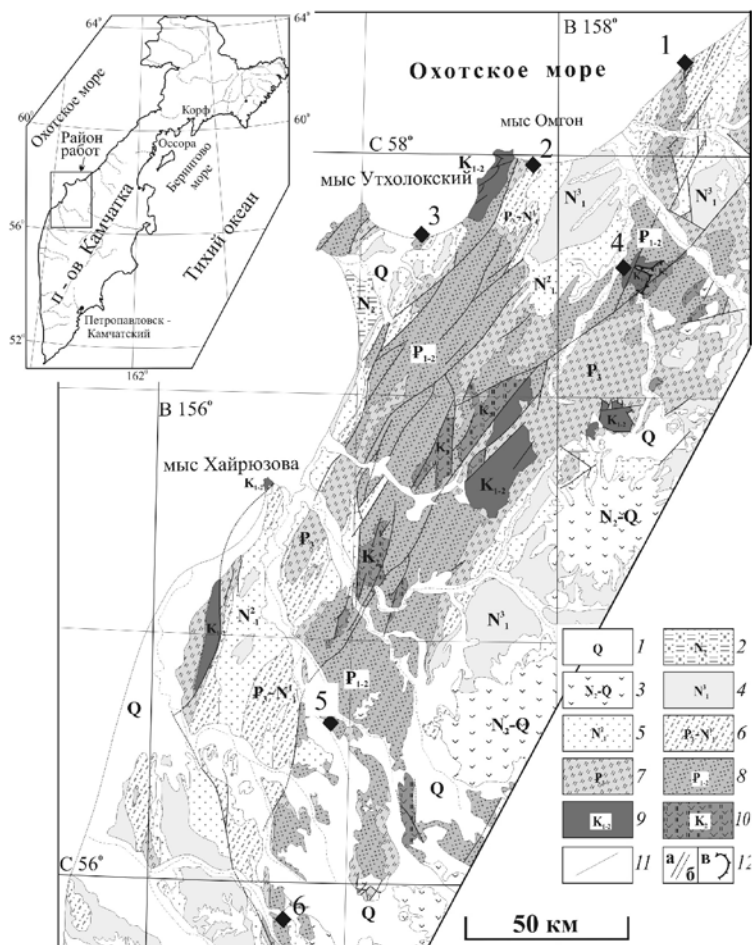


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [3].

1-8 – отложения Западно-Камчатского прогиба: 1 – четвертичные; 2 – N₂ (энемтенская свита); 3 – N₂-Q, вулканогенные; 4 – N₁³ (здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); 5 – N₁² (ильинская и какертская свиты); 6 – P₃-N₁¹ (вивентекская и кулувенская свиты); 7 – P₃ (аманинская, гакхинская и утлохская свиты); 8 – P₁₋₂ (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); 9-10 – фундамент прогиба: 9 – K₁₋₂ – флишеидные отложения автохтона (талийничская, майначская, кунунская свиты); 10 – K₂ – кремнисто-вулканогенные отложения аллохтона (ирунейская свита); 11 – стратиграфические контакты; 12 – разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в – надвиг). Цифрами обозначены изученные разрезы: 1 – Точилинский, 2 – Майначский, 3 – Увучинский, 4 – реки Рассошина (сев.) и Половинка, 5 – р. Белоголовая, 6 – р. Рассошина



Рис. 2. Составы эоценовых песчаников Западной Камчатки на классификационной диаграмме В.Д. Шутова [9]

В разрезе по реке **Рассошина** (близ с. Седанка) (рис. 1) обнажаются отложения, отнесенные на карте [4] к хулгунской и напанской свитам. Они с резким угловым несогласием залегают на вулканитах позднемелового возраста. Общая мощность обнажённого участка 300 м. Низы разреза (хулгунская свита [4]) представлены плохосортированными конгломератами с прослоями алевролитов. Гальки конгломератов представлены песчаниками, андезибазальтами, в меньшей степени гранодиоритами и алевролитами. Вверх по разрезу (напанская свита [4]) алевролиты, вмещающие мощные пачки углей, сменяются песчаниками. В алевролитах встречается обильный углефицированный растительный детрит и отпечатки флоры. Вышележащие песчаники по составу отвечают полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 2). Тяжёлая фракция представлена цирконом, лейкоксенном, шпинелью, гранатом, редкими зёрнами сульфидов.

В **Увучинском разрезе** (рис. 1) на дислоцированных меловых песчаниках и аргиллитах майначской свиты с угловым несогласием залегает конгломерат-песчаная толща, имеющая по [2] палеоценовый возраст. Между двух прослоев конгломератов лежит пачка переслаивания песчаников и конгломератов с преобладанием последних. Песчаники в средней части косослоистые. В пачке встречаются известковистые конкреции. Мощность пачки около 90 м. Петрографический анализ галек конгломератов показал резкую смену размываемых пород. В низах разреза гальки риодацитов резко преобладают над песчаниками, а вверх по разрезу гальки эффузивов исчезают, а остаются только гальки песчаников. По результатам К-Аг датирования риодациты имеют танет-ипрский возраст

(палеоцен-эоцен) [10]. Состав песчаников отвечает кварцевым грауваккам и полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 2). Среди обломочных зёрен преобладает кварц, полевые шпаты (плагиоклазы кислого и среднего состава, реже микроклин), обломки горных пород (вулканические стёкла, эффузивы кислого и основного состава, кварциты). Минералы тяжёлой фракции представлены лейкоксомом, сульфидами, апатитом и рутилом. Согласно замерам косой слоистости, снос обломочного материала шёл с северо-востока, востока.

На юге в обнажениях по рекам **Белоголовой и Рассошине** (рис. 1) отложения снатольской свиты представлены среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (р. Белоголовая), отвечающих по составу полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 2), среди обломков пород доминируют кремни, кварциты, гранитоиды и основные вулканиды. По р. Рассошине отложения снатольской свиты представлены туфопесчаниками с большим количеством кристаллокластики (в основном пироксены, амфиболы). Снос обломочного материала, согласно замерам косой слоистости, происходил с востока-северо-востока.

Геохимия песчаников, тектонические реконструкции. По результатам анализа главных породообразующих элементов песчаников были построены диаграммы [11, 12] с полями геодинамических обстановок питающих провинций (рис. 3). Высокие значения K_2O/Na_2O объясняются значительным количеством плагиоклаза и калиевого полевого шпата в зёрнах и обломках вулканидов, а высокие значения SiO_2 – значительным количеством кварца, кислых эффузивов и вулканического стекла. Анализ состава песчаников показывает, что главными поставщиками обломочного материала были активная континентальная окраина и океаническая островная дуга.

Палеогеографические выводы. Основной снос обломочного материала в Западно-Камчатский бассейн происходил с северо-востока, востока. Низы разрезов сложены незрелыми песчаниками, состав которых незначительно меняется с севера на юг, среди обломков пород меньшую роль начинают играть вулканиды среднего и основного состава и вулканические стёкла, появляются обломки кислых магматических пород. Состав минералов тяжёлой фракции постоянен. Анализ минералов тяжёлой фракции указывает на смешение материала двух основных источников сноса: базитового и сиалического состава.

Накопление эоценовых отложений Западной Камчатки происходило в прибрежно-морских условиях (рис. 4). Основным поставщиком обломочного материала был Охотско-Чукотский вулканический пояс, локальными источниками являлись вулканиды Утхолокского комплекса и Кинкильского

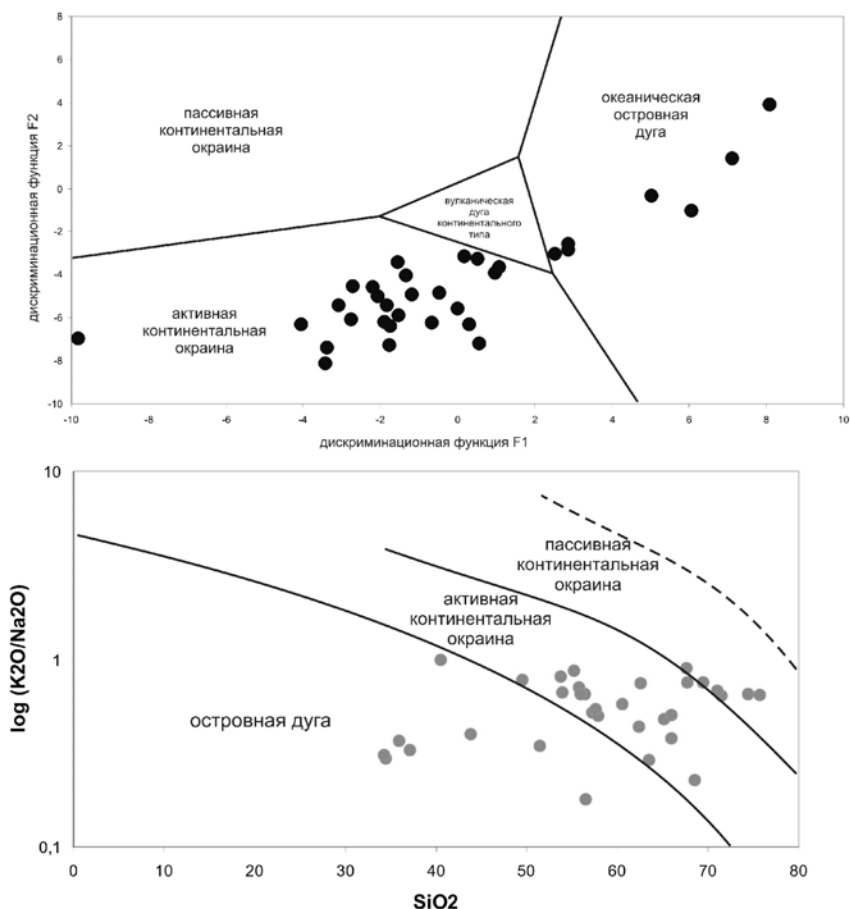


Рис. 3. Диаграммы [11, 12], показывающие геодинамическую позицию питающих провинций Западно-Камчатского бассейна в эоцене

вулканического пояса. Не исключён снос обломочного материала с Палеосрединного хребта, в раннем эоцене выведенного в область эрозии.

Таким образом, значительное влияние на систему осадконакопления Западно-Камчатского бассейна в эоцене оказывал разрыв Охотско-Чукотского пояса. Установлено, что перенос обломочного материала с севера и северо-востока происходил параллельно простиранию основ-

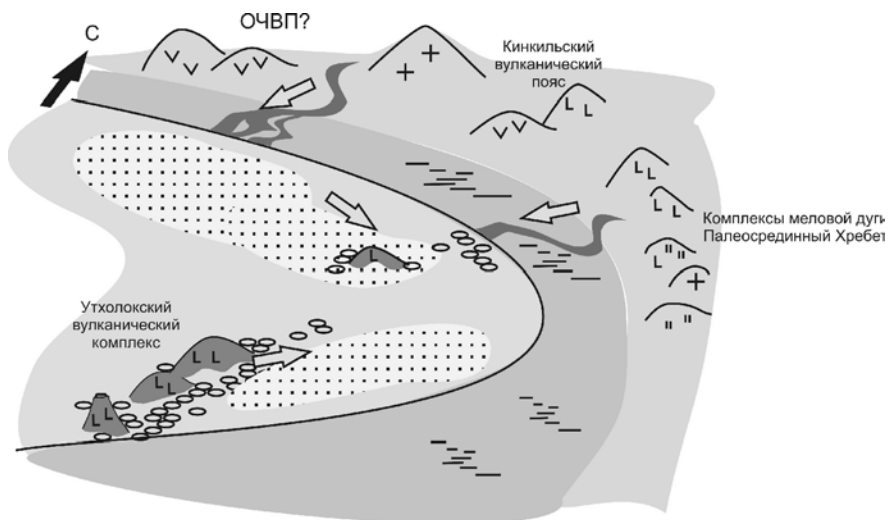


Рис. 4. Палеогеографическая схема Западно-Камчатского осадочного бассейна для эоценового времени

ных структур. Это может говорить о существовании речной системы Палео-Пенжины уже в эоцене.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5, грантов для молодых учёных ГИН РАН (А.И. Хисамутдинова, Д.В. Рожкова), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН №6, №4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
2. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. (Труды ГИН РАН, Вып., 467). М.: Наука, 1991. 194 с.
3. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс. 1999.
4. Коваль П.А., Сневак Ю.М. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XXI. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
5. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатка, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.

6. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961. 21 с.

7. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 163-194.

8. Соловьев А.В., Шатило М.Н. Эоценовая геодинамика северо-восточной окраины Азии (Южная Корякия, Камчатка) // Материалы всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 2011. С.132-134

9. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 278) М.: Наука, 1975. 112 с.

10. Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В. Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы нефтегазоносности // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвящённой памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 1998-2002.

11. Nesbitt H.W., Young G.M. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering, effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy // Sedimentology. Vol. 43. 1982. P. 341-358.

12. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journal of Geology. Vol. 94. 1986. P. 635-650.

М.Н. Шелыхаева, Е.А. Жуковская
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОЦЕНКА
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ
КОЛЛЕКТОРОВ ПРЕОБРАЖЕННОГО ГОРИЗОНТА
(ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

ОАО «ТомскНИПИнефть», г. Томск, пр. Мира 72,
e-mail: ShelykhaevaMN@nipineft.tomsk.ru

Восточная Сибирь по величине прогнозных ресурсов нефти и газа является перспективным регионом, что подтверждается открытием новых месторождений. Для определения наиболее эффективных способов извлечения запасов нефти возникла необходимость тщательного изучения коллекторов. В данной работе приведены результаты литолого-геохимических исследований отложений преобразованного горизонта

скв. №1 Восточно-Сугдинского ЛУ, которые включали в себя: макроскопическое описание, литолого-фациальный анализ, петрографический, люминесцентно-микроскопический, томографию керна.

Преображенский нефтегазоносный горизонт (немакит-далдынский горизонт верхнего венда, катангская свита) вскрыт в скважине №1 Восточно-Сугдинского ЛУ в интервале 1900,00–1934,15 м по стволу скважины. Породы преображенского горизонта представлены скрыто-мелкокристаллическими доломитами с примесью глинистого материала и ангидрита. В доломитах отмечается горизонтальная неясная слоистость и многочисленные бугорчато-зубчатые малоамплитудные стилолитовые швы, подчеркнутые глинистым веществом, пропитанным буроватым органическим веществом (ОВ). Микротекстура сгустковато-комковатая, неоднородная. Форменные элементы (комки, сгустки и т.д.) сложены тонкозернистым доломитом. Ангидритизация развита неравномерно в виде линзочек и включений сложной формы, ангидритизированных прослоев и рассеянных игольчатых агрегатов. Карбонатно-глинистые прослои отмечаются в верхней и нижней части горизонта, мощностью не более 20 см, здесь же в доломитах наблюдается прямая градационная слоистость, что говорит о влиянии штормовых процессов. В основании горизонта залегают слабоволнисто слоистые доломиты, которые вверх по разрезу сменяются тонко-горизонтально слоистыми, изредка встречаются следы размывов и слабовыраженная рябь волнения. В разрезе горизонта в целом преобладают слоистые и неявнослоистые доломиты.

Значения открытой пористости по газу в доломитах, определенные в Лаборатории физики пласта ОАО «ТомскНИПИнефть» минимальные – 0,2-1,0 %, в единичных случаях достигают 5 %. Породы горизонта подверглись незначительному трещинообразованию, преимущественно в нижней части горизонта, где отмечаются непротяженные до 25 см субвертикальные трещинки, открытые или частично выполненные ангидритом. По слою встречаются неравномерно распределенные изолированные каверны сложной формы, открытые и выполненные солью, диаметром 0,1...0,7 мм.

На основании выполненного литолого-фациального анализа установлено, что породы горизонта формировались в прибрежно-морских условиях верхней литорали (изолированных и полуизолированных лагун повышенной солености), что также подтверждается исключительно мелкими коккоидными формами, сферическими оболочками *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova); *Leiosphaeridia obsuleta* (Naumova); cf. *Leiosphaeridia crassa* (Naumova), сферическими оболочками с оторочкой *Granomarginata* sp.; найденными проблематичными образованиями,

сходными с известковыми спикулами. обнаруженными Наговициным К.Е., Постниковым А.А. и др. сотрудниками ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск). Присутствие крайне бедного комплекса акритарх свидетельствует, по мнению палеонтологов, о весьма неблагоприятных условиях обитания и, вероятно, формирования содержащей их толщи в условиях повышенной солености, что согласуется с данными литолого-фациального анализа. Присутствие многочисленных прослоев микрофитолитов различного строения говорит о наличии в интервале обстановок мелководных отмелей с различной гидродинамикой среды.

Для интервала 1913,80-1916,56 м была выполнена томография керна, которая показала, что данный интервал характеризуется присутствием неоднородностей, плотность которых как выше плотности основной массы породы, так и ниже, а также выявлены разуплотненные участки. В пределах допустимого разрешения прибора в интервале природных по происхождению трещин не обнаружено, кавернозное пространство присутствует.

В пределах горизонта в интервале 1911–1927 м отмечается нефтенасыщение, которое оценено люминесцентно-микроскопическим методом. Изучение шлифовок пород в ультрафиолетовом свете под люминесцентным микроскопом показало, что все породы *содержат битумоиды* преимущественно смешанного генетического типа (эпигенетические и сингенетические). Доломиты бурого цвета, с запахом нефтепродуктов слагают большую часть горизонта. В них часто можно увидеть эпигенетические битумоиды, несвязанные с вмещающей породой и мигрировавшие в нее по трещинам, порам и кавернам из других толщ. Породы характеризуются повышенным и высоким (0,06-0,08 %) содержанием битумоидов маслянисто-смолистого и смолистого состава. Участками в породах присутствуют форменные элементы (комки и сгустки), состоящие из карбонатов, которые возможно фиксируют в себе битумоиды, за счет чего наблюдается неравномерность свечения битумоидов в породе.

Вокруг каверн иногда наблюдается контур распространения облегченных маслянисто-смолистых битумоидов, что подтверждает их миграцию по кавернам. В малом количестве встречаются хаотично распределенные легкие фракции битумоидов светло-зеленого цвета, так называемые «блестки», отмечаемые в некоторых мельчайших порах.

Глинисто-карбонатные породы обнаруживают пониженное содержание битумоидов смолистого и смолисто-асфальтенового состава (рисунок). Эти породы содержат захороненное органическое вещество (ЗОВ) сапропелевого типа (по методике Е.С. Ларской) и являются отчасти сингенетично-битуминозными.

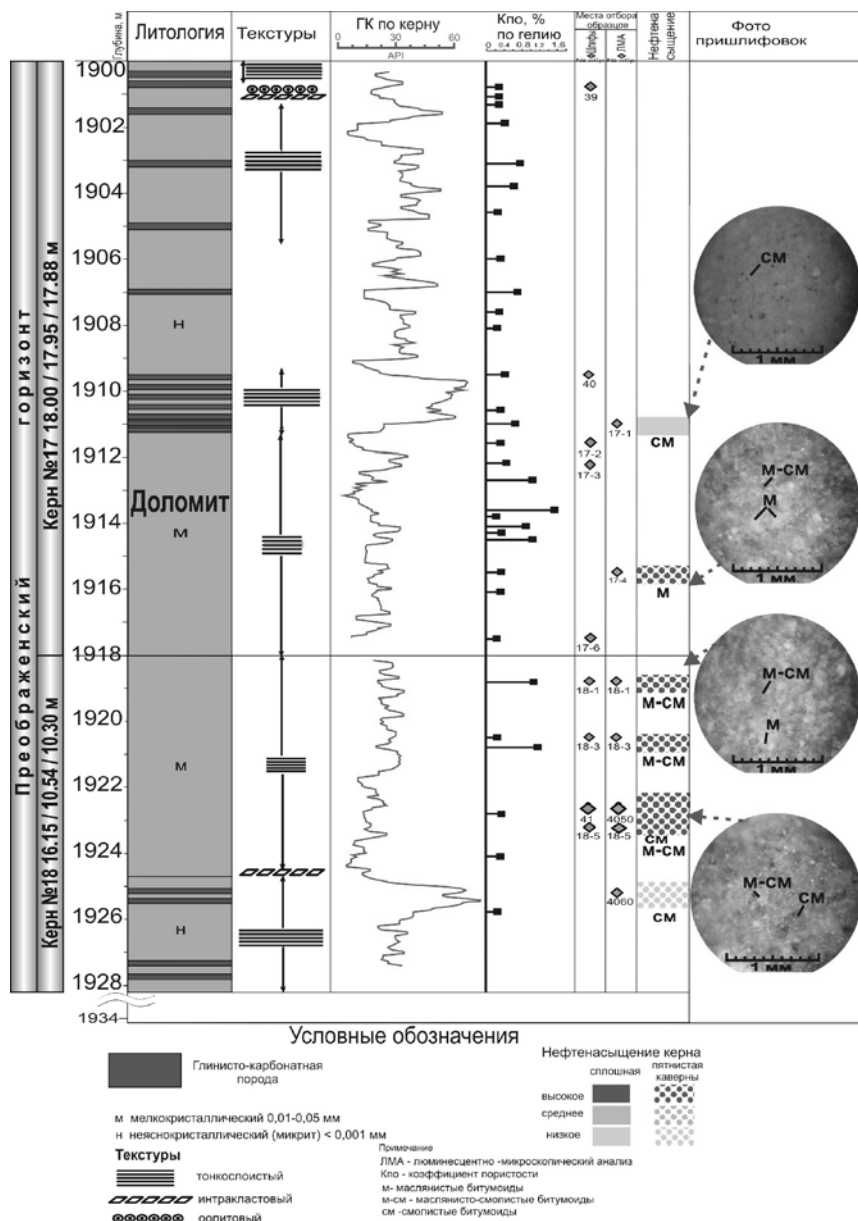


Рисунок. Литологический разрез карбонатных отложений преображенского горизонта скв. №1 Восточно-Сугдинского ЛУ

Несмотря на высокое нефтенасыщение доломитов, поровое пространство в шлифах фиксируется редко, зависимость содержания битумоидов от коллекторских свойств не установлена, что позволяет отнести доломиты, с учетом данных результатов томографии, к коллекторам кавернового типа.

Таким образом, скрыто-мелкокристаллические доломиты с прослоями глинисто-карбонатных пород преобразованного горизонта Восточно-Сугдинского ЛУ формировались в прибрежно-морских условиях изолированных и полуизолированных лагун повышенной солености. Доломиты характеризуются повышенным и высоким содержанием маслянистых, маслянисто-смолистых и смолистых битумоидов, но обладают низкими коллекторскими свойствами. Комплексность методов позволила определить, что доломиты являются коллекторами кавернового типа и перспективны в отношении нефтегазоносности.

Е.А. Мороз

НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА МОЛЛОЙ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: morozzea@rambler.ru

E.A. Moroz

NEOTECTONICS AND RELIEF OF MOLLOY FRACTURE ZONE

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow
e-mail: morozzea@rambler.ru

Разломная зона Моллой является северной структурной границей срединно-океанических хребтов Атлантики (3) и представляет собой область крупных сдвиговых деформаций (2). Тектоническое строение данного региона освещается в работах (2, 3, 4). Характерной особенностью является практически полное отсутствие осадочного чехла по всей протяженности структуры (1). Данные полученные в 27 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» позволяют говорить о неотектонической активности в пределах разломной зоны Моллой и прилегающих частей континентального склона. Исползованный батиметрический материал был получен на глубоководном эхолотном модуле RESON Seabat 7150 с частотой сигнала 12 кГц. Данные высокочастотного профилирования на

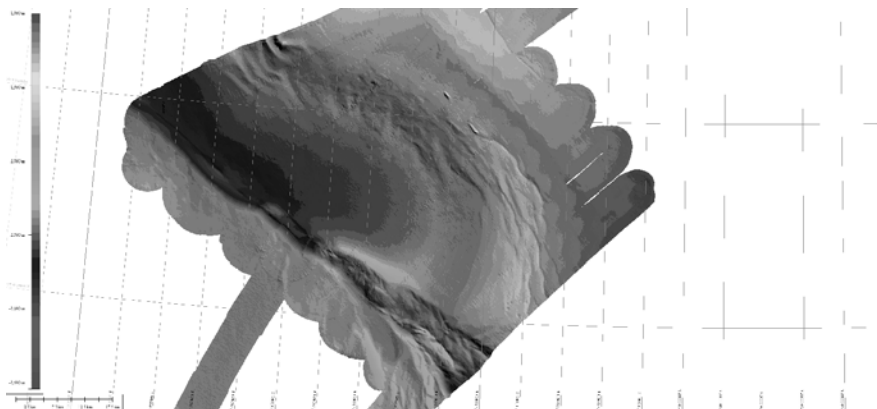


Рис. 1. Батиметрическая карта разлома Моллой и континентального склона Шпицбергена (по результатам 27 рейса «Академик Николай Страхов»)

профиллографе Edgetech 3300 с частотой 2 кГц. Обработка материала производилась в программном пакете PDS 2000.

Разлом Моллой представляет собой крупную структуру, протягивающуюся в северо-западном направлении. Ширина разломной зоны варьирует от 2000 м на юго-востоке до 4200 м на северо-западе и выражена на глубинах 2600–2650 м на всем протяжении от хребта Книповича, до Шпицбергенского разлома (рис. 1).

Прилегающие к северу от структуры разлома участки морского дна имеют неоднородное морфологическое строение. Так в средней части разлома Моллой наблюдается вытянутая вдоль его оси отрицательная структура, которая, по-видимому, маркирует зону современного растяжения. Максимальное значение глубины 2986 м отмечено в районе $78^{\circ}53'$ с.ш. $04^{\circ}22'$ в.д. В юго-восточной части депрессия имеет ширину около 3800 м. При движении на северо-запад структура постепенно сужается. В участке с максимальными глубинами ее ширина составляет около 3000 м. Далее к северо-западу ширина уменьшается до 600 м и в районе $78^{\circ}55'$ с.ш. $04^{\circ}07'$ в.д. находится наиболее узкая часть данной депрессии, где структура вырождается.

В окрестности с координатами $78^{\circ}49'$ с.ш. $04^{\circ}52'$ в.д. отмечается изометричное поднятие с высшей точкой на глубине 2460 м, немного вытянутое по направлению разлома. Диаметр структуры составляет 1500 м. Следует отметить, что в данном месте наблюдается ответвление, огибающее это поднятие с севера. Далее к юго-востоку разлом характеризуется двумя, выраженными в рельефе депрессиями, северная из которых, расположена параллельно основному тренду структур. Деформации в

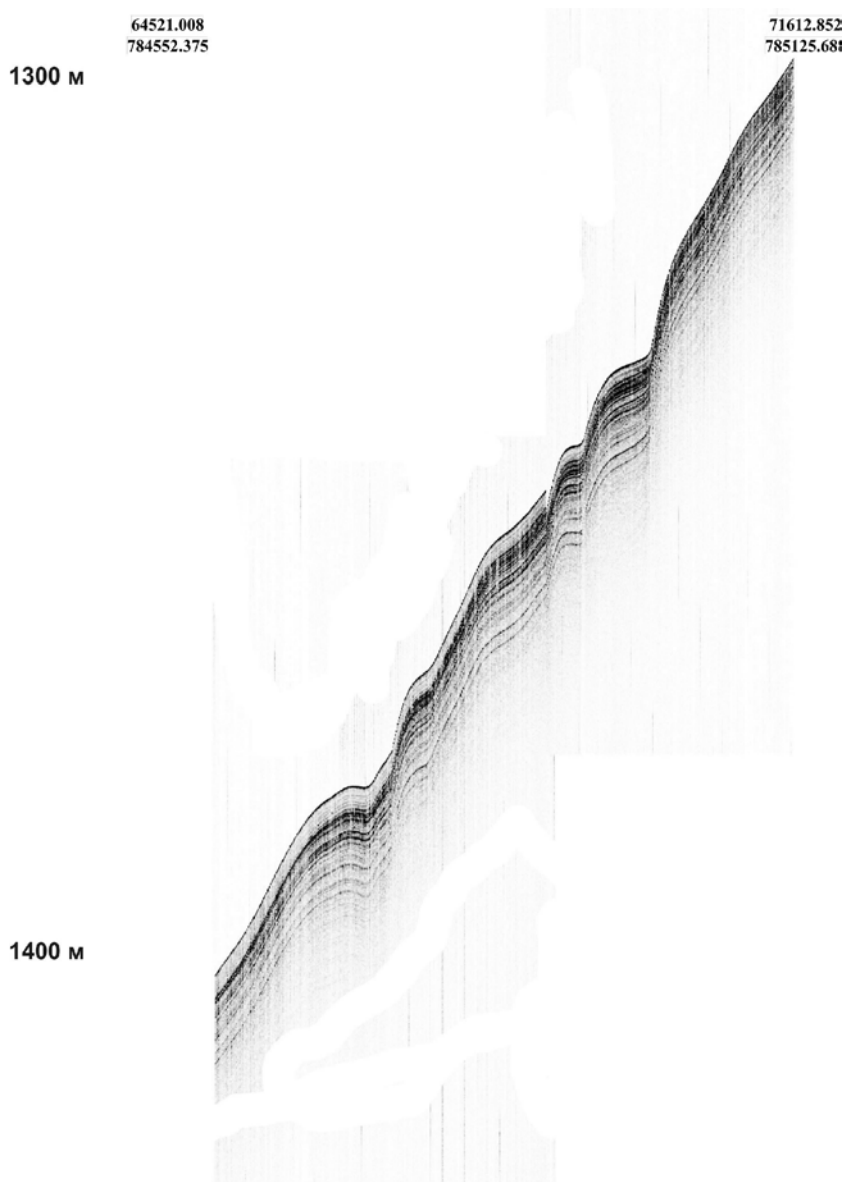


Рис. 2. Фрагмент профиля S27-P3-03 иллюстрирует сбросовые деформации на склоновых частях разломной зоны

данном сегменте, вероятно, связаны с близким расположением более прочных континентальных блоков.

В целом зона перехода от глубоководной части к шельфу имеет плавный характер, однако, зона перехода от хребта Книповича к разлому Моллой представляет собой область сложного рельефа, особенностью которого является разветвление на каналы. Глубины здесь уменьшаются до 2120 м на грядообразных поднятиях, соответствующих общей ориентировке структур. На юго-востоке к разлому примыкает выступ континентального шельфа протягивающийся вдоль него на 17 км. родольный профиль склона вогнутый. Однако на глубинах около 1300 м глубина резко возрастает и отмечается порог на глубине около 1200 м. Затем глубина опять возрастает до 1300–1400 м. Вышеописанная структура протягивается от 77°48' с.ш. 07°44' в.д. до 79°09' с.ш. 05°28' в.д.

С юго-запада к разломной зоне Моллой примыкает Гренландско-Шпицбергенский порог. Съемкой была охвачена его периферийная часть. Глубины здесь уменьшаются до 2300 м. В этом районе наблюдается смена ориентировки структур с СВ-ЮВ на ССВ-ЮЮВ, что, по-видимому, отражает переходную зону деформаций между хребтом Книповича. Профили склонов разломной зоны ступенчатые. Выделяется четко выраженные субгоризонтальные поверхности на глубинах около 2000 м. В целом эта область характеризуется большим количеством сдвиговых, и сбросово-сдвиговых нарушений.

Характер неотектонических деформаций фиксируется по данным высокочастотного акустического профилирования. Так на профиле S27-P3-03 (рис. 2) находящимся в юго-восточной части разлома отчетливо выделяются сбросовые деформации в акустически-прозрачных отложениях склоновых частей. Амплитуда сбросов достигает 10 м. Имеет место образование флексурных изгибов в исследуемом районе.

Прилегающие области континентального склона Шпицбергена вдоль разломной зоны Моллой характеризуются ступенчатым профилем. По морфологическим особенностям и характеру распределения осадочного четко выделяются оползневые образования, которые распространены в диапазоне глубин от 1300, до 2200 м. В северной части исследуемой территории располагается крупный оползневой блок, образующий уступ около 300 м.

Особенности морфологического строения и характер распространения осадочного чехла в разломной зоне Моллой и прилегающих структурных единиц позволяют отметить проявления неотектонической активности, выраженные сбросовыми, сбросо-сдвиговыми и флесурными деформация. Кроме этого широкое распространение оползневых тел к северу от разлома на подводном склоне Шпицбергена, по-видимому,

маркирует область повышенной активности на переходе от континентальной к океанической земной коре.

Литература

1. Зайончек А.В., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Родионова Э.П., Лаврушин В.Ю., Ескин А.Е., Суцевская Н.М., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Барамыков Ю.Е., Зарайская Ю.А., Пономарев А.С., Летягина Е.А., Маликина Ю.Я., Мutowкин А.Д., Усов В.В., Черных А.А., Ямпольский К.П. Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 12-16 ноября 2007 г. Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 82-84.
2. Пуцаровский Ю.М. Тектонические провинции Атлантического океана // Геотектоника. 2009. №3. С. 3-13.
3. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Базилевская Е.С., Разницын Ю.Н., Ескин А.Е. Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана // Тр. ГИН; вып. 594. М.: ГЕОС, 2011. 292 с.
4. Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A. Jo-
kat W. Crustal structure of northern Spitsbergen along the deep seismic transect between the Molloy Deep and Nordaustlandet // Geophys. J. Int. 2005. V. 161. P. 347-364.

Д.В. Рожкова, А.В. Соловьев, А.И. Хисамутдинова,
И.С. Ипатьева
ИСТОЧНИКИ СНОСА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: duvir19@rambler.ru

D.V. Rozhkova, A.V. Soloviev, A.I. Khisamutdinova,
I.S. Ipatieva
PROVENANCE FOR EOCENE DEPOSITS
OF THE WESTERN KAMCHATKA

¹Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow,
e-mail: duvir19@rambler.ru

Введение. Восточным обрамлением Охотского моря является структура Западно-Камчатского прогиба, выполненного кайнозойскими отло-

жениями [2, 3, 5]. Фундамент Западно-Камчатского прогиба сложен юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями, имеющими покровно-складчатую структуру [4, 6]. Изучение эоценовых отложений, залегающих в основании третичного разреза Западно-Камчатского прогиба, имеет практический интерес, так как они являются потенциальным коллектором углеводородного сырья. Реконструкция источников сноса для эоценовых осадков Западной Камчатки важна как для построения палеогеографических моделей и расшифровки ранней стадии эволюции Охотского моря.

Для реконструкции состава источников сноса терригенного материала в последние годы активно применяется обломочный циркон. Циркон – минерал, широко распространенный в терригенных породах и весьма устойчивый к механическим воздействиям [12]. Современные прецизионные геохронологические методы, такие как U/Pb SHRIMP, U/Pb LA-ICPMS и трековый, позволяют датировать единичные зерна обломочных цирконов и делать выводы о возрасте комплексов питающей провинции. Морфология цирконов несет важную информацию об источниках сноса [12], а типоморфизм цирконов [8, 10] позволяет определить физико-химические условия (температура, давление, аггаитность) образования размываемых комплексов. Сопоставление возраста и морфологии обломочных цирконов, а также анализ минералов тяжелой фракции песчаников являются хорошими инструментами для изучения питающих провинций и тестирования региональных палеогеографических реконструкций.

Объект исследований. Среднеэоценовые терригенные отложения снатольской свиты с резким угловым несогласием [3] залегают на юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексах аккреционной призм Евразийской континентальной окраины и на кремнисто-вулканогенных образованиях окраинного моря и Олюторской островной дуги [4, 6]. Накопление снатольской свиты началось после эоценовой коллизии Олюторской островной дуги с окраиной Евразии [6, 9]. В основании снатольской свиты залегают базальные конгломераты [7], вверх по разрезу сменяющиеся песчаниками. По составу песчаники снатольской свиты фациально изменчивы и относятся к кварц–полевошпатовым грауваккам [7].

Для изучения обломочных цирконов и минералов тяжелой фракции отобраны песчаники из нижних частей разреза Западно-Камчатского прогиба, относимых к снатольской свите и свите мыса Зубчатого [3] (табл. 1). Для выделения монофракций циркона отбирались среднезернистые песчаники. Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН.

Таблица 1. Местоположение отбора проб песчаников Западной Камчатки, содержания цирконов различных морфологических типов в пробах (%)

Номер образца	Координаты точки отбора	Свита	Морфологический тип				
			Н	L4	S9	S15	S25
Точилинский разрез							
XA-08-106	C 58°16'53" B 158°42'30"	снатольская	7	27	14	17	13
XA-08-99	C 58°16'42" B 158°42'16"	снатольская	4,92	22,13	19,67	20,49	5,74
SN-01	C 58°16'40" B 158°42'07"	снатольская	3,92	21,57	9,15	22,88	7,84
Мыс Зубчатый							
XA-08-69	C 57°47'44" B 156°51'57"	свита мыса Зубчатого	16,96	14,29	22,32	10,71	14,29
Увучинский разрез							
XA-08-81	C 57°46'03" B 157°19'20"	снатольская	5,56	23,61	36,11	16,67	6,94
XA-08-86	C 57°46'06" B 157°19'51"	снатольская	7,28	25,17	14,6	17,22	9,27
р. Россошина							
AS-06-10	C 57°41'27" B 158°19'44"	снатольская	6,1	18,9	15,24	13,41	4,27
AS-06-09	C 57°41'26" B 158°19'48"	снатольская	17,86	23,21	17,86	8,93	8,93
AS-06-08	C 57°41'25" B 158°19'51"	снатольская	16	20	13	12	17
р. Рассошина (юг)							
XA-08-132	C 55°54'10" B 156°42'11"	снатольская	2,56	11,54	44,87	15,38	15,38
р. Белоголовая							
XA-08-122	C 56°26'27" B 156°51'28"	снатольская	10	21,67	21,67	18,33	16,67

Результаты исследования

Морфология обломочных цирконов. Для анализа морфологии исследовалась фракция размерностью -0,07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета, и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых можно выде-

лить различные морфологические типы. Содержание малиновых зерен крайне мало, поэтому подсчёты проводились только по бесцветным зернам. Так как исследовались зерна из обломочных пород, необходимо отметить, что содержание зёрен, пригодных для проведения подсчёта (неокатанных) составило в среднем по всем пробам около 35%, полуокатанных зёрен около 45 %, окатанных зёрен около 20 %.

Для удобства подсчёта исходная классификация цирконов по [10] модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения, каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации [10] (например, рис. 2). Подсчёт производился по 100–250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате проведенных подсчётов показано, что в пробах преобладают пять морфологических типов цирконов – H, L4, S9, S15, S25 (рис. 1, табл. 1). Содержание цирконов других морфотипов крайне незначительно.

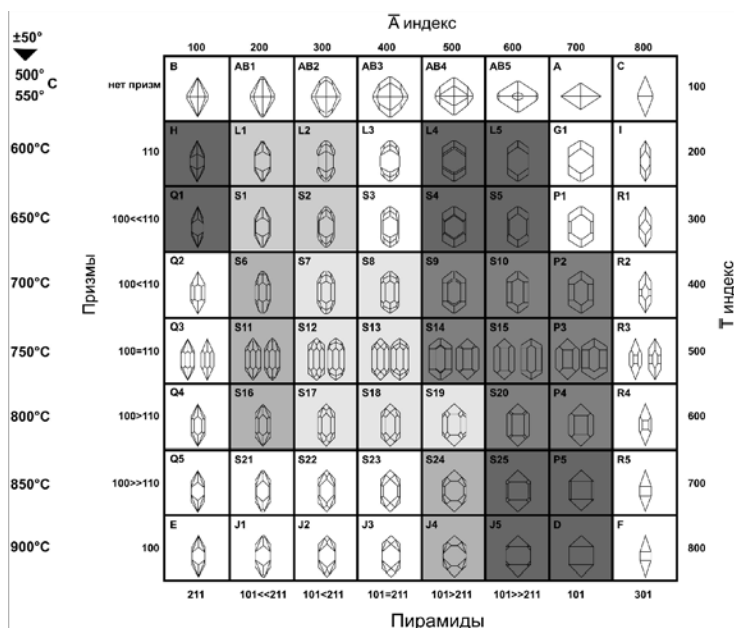


Рис. 1. Морфологическая классификация цирконов в зависимости от геотермической шкалы [10]. А индекс – отношение $Al/(Na+K)$ контролирует развитие цирконовых пирамид, Т индекс – температура влияет на развитие цирконовых призм. Градиентом цвета показано содержание обломочных цирконов различных морфологических типов в пробе песчаника AS-06-08 (табл. 1)

Рассмотрим, какие именно породы могли поставлять в эоценовый бассейн осадконакопления цирконы преобладающих морфологических типов. Согласно классификации [8], цирконы морфотипа Н характерны для высокоглиноземистых мусковитсодержащих гранитов S-типа. Цирконы морфологического типа L4 происходят из гибридных (контаминированных) монцонитов и щелочных гранитов. Цирконы типов S9 и S15 типичны для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов I-типа, включая известково-щелочные надсубдукционные. Цирконы морфологического типа S25 характерны для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов I-типа.

Таким образом, морфология обломочных цирконов указывает на то, что в эоценовое время в источниках сноса для Западно-Камчатского бассейна преобладали субщелочные (известково-щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов.

Датирование обломочных цирконов. По 100 зерен обломочных цирконов из образцов SN-01 и AS-06-10 были датированы методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в Университете штата Аризона (Тусан, США). Датирование обломочных цирконов показало присутствие широкого спектра возрастов (рис. 2). Для сравнения на графике приведены данные по обломочным цирконам из палеогеновых терригенных отложений укэлятского флиша [9]. В образцах присутствуют единичные зерна архейских цирконов, а зерна с возрастaми 2.0–1.8 млрд лет образуют значимый пик (14–24 %). Раннепротерозойские цирконы, по-видимому, связаны с Сибирским кратоном или с блоками связанными с Сибирью (Авековский, Охотский, Омолонский), для которых известен пик магматической активности около 1.9 млрд лет (например, [11]). Палеозойские цирконы не присутствуют в значимых количествах. Цирконы мезозойских возрастов (~250–45 млн лет) наиболее обильны (~52–74 %). Наиболее значимым является пик, близкий по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] – 106–77 млн лет (рис. 2). Эоценовые цирконы в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны (рис. 2) и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса [3]. Четкий раннеэоценовый пик проявлен только в песчаниках укэлятского флиша [9].

Анализ минералов тяжелой фракции показал присутствие в пробах широкого спектра минералов. Все пробы можно разделить по содержанию сульфидов на высоко-, средне- и малосульфидные. Очевидно, что в пределах изучаемой территории присутствуют минимум два источника сноса: кислые и основные магматические породы. Для кислых пород характерен, в первую очередь, циркон и апатит. Для основных пород – анатаз, пироксен, ильменит, а также лейкоксен, хромит, рутил. Значит,

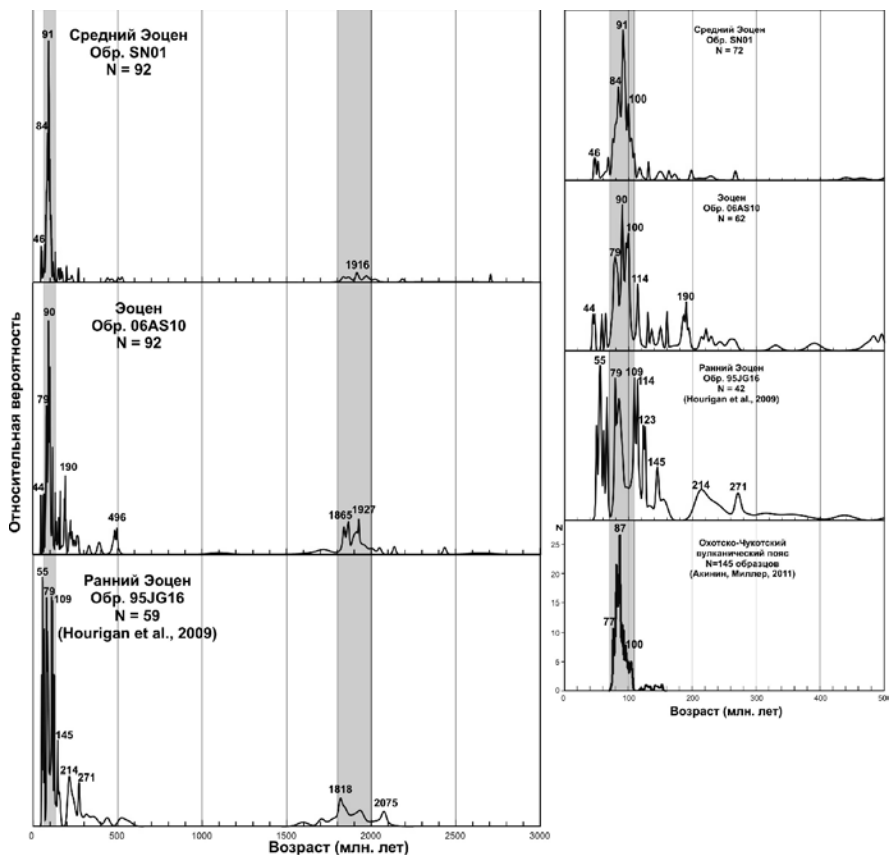


Рис. 2. Распределения возрастов обломочных цирконов в эоценовых песчаниках Камчатки в интервалах 0-3500 млн лет (слева) и 0-500 млн лет (справа). Образец 95JG16 – песчаник из отложения Укэлятской зоны [9]. График возрастов из пород Охотского-Чукотского пояса по [1]

анализ минералов тяжелой фракции указывает на смешение материала из двух основных источников сноса: базитового и сиалического состава.

Выводы

1. На основании анализа морфологии цирконов можно сделать следующий вывод: в источниках сноса изучаемой территории преобладают субщелочные (известково-щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. Этот вывод согласуется с результатами датирования обломочных цирконов, основным

источником которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения [1].

2. Присутствие в тяжелой фракции рутила, черной шпинели, анатаза, пироксена свидетельствует о разрушении пород основного состава, причем преобладание этих минералов говорит о значительном влиянии источника. Циркон и апатит подтверждают существование гранитоидов в области размыва. Незначительное количество граната, скорее всего, указывает на присутствие высокоглиноземистых гранитоидов, либо метаморфических пород. Анализ минералов тяжелой фракции указывает на смешение материала два основных источника сноса: базитового и сиалического состава.

3. В эоцене Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и блоки континентальной окраины Азии поставляли с севера в Западно-Камчатский прогиб преимущественно сиалический материал. Источником базитового материала, по-видимому, были комплексы окраинного моря и Олюторской островной дуги, расположенные восточнее.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранты молодых учёных ГИН РАН (Д.В. Рожкова, А.И. Хисамутдинова).

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249-290.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
3. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
4. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
5. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000 / Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс, 1999.
6. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.
7. Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В. Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы неф-

тегазоносности // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвящённой памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 1998-2002.

8. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.

9. *Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al.* Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Amer. J. Sci.* 2009. V. 309. P. 333-396.

10. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207-220.

11. *Rosen O.M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // *Rus. J. Earth Sci.* 2002. Vol. 4. P. 103–119.

12. Zircon // *Review in Mineralogy and Geochemistry* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. 2003. P. 500.

Содержание

<i>Андрушкевич С.О.</i> ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ РЫБ В УРЖУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕРМИ ВОСТОКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	3
<i>Багаева М.И.</i> НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ ВЕРХНЕГО БЕРРИАСА (ЗОНА <i>FAURIELLA BOISSIERI</i>) ЗАВОДСКАЯ БАЛКА (ФЕОДОСИЯ, КРЫМ) В СВЯЗИ С ОБОСНОВАНИЕМ НОВОГО МАГНИТНОГО СУБХРОНА M16n.1r	7
<i>Белова А.А., Рязанцев А.В.</i> КОМПЛЕКСЫ РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО ОКРАИННОМОРСКОГО БАССЕЙНА В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ЮЖНОГО УРАЛА	12
<i>Ватрушкина Е.В.</i> ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕПЕГТЫМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА) . . .	19
<i>Воронкова Е.А.</i> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ДАТИРОВКИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАЗЛИЧНЫМ ГРУППАМ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ДОНГУЗ VI (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)	25
<i>Горбенко Е.С.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД МАЗАНСКОЙ СВИТЫ (ВАЛАНЖИН, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)	30
<i>Григоренко Е.С., Соловьев А.В.</i> АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТРЕКОВЫХ ВОЗРАСТОВ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ БАРАБСКОЙ СВИТЫ (КАМЧАТКА)	33
<i>Данукалова М.К., Алексеев А.С.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ-КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ О. КОТЕЛЬНОГО (НОВОСИБИРСКИЕ О-ВА)	40
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> ЯВЛЕНИЯ РАЗНОМАСШТАБНОГО ПОДВОДНОГО ОПОЛЗANIA И ОБРУШЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ-ПЕРМСКИХ ОСАДКАХ О. БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) И ОЦЕНКА ИХ ПРИГОДНОСТИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ОРИЕНТИРОВКИ СКЛОНА ТРОГА	42

<i>Демидов С.М.</i> ОЦЕНКА ЭПИЗОДОВ РАЗМЫВА СТРУКТУР ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА	44
<i>Екимова Н.А., Серов П.А.</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В СУЛЬФИ- ДАХ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ SM-ND ДАТИРОВАНИЯ РУДОНОС- НЫХ ИНТРУЗИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	49
<i>Зарайская Ю.А.</i> МОРФОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ХРЕБТОВ МОНА, КНИПОВИЧА И ГАККЕЛЯ	54
<i>Застрожных А.С., Застрожных Д.А.</i> К ПРОБЛЕМАТИКЕ НИЖНЕВОЛЖСКИХ РАЗРЕЗОВ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА	59
<i>Каневская И.Д., Балева И.П.</i> САРМАТСКИЕ BIVALVIA И GASTRORODA МОЛДАВСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ	62
<i>Кара Т.В.</i> ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЫНДИНСКОГО БЛОКА СТАНОВОЙ ЗОНЫ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)	66
<i>Карпук М.С., Тесакова Е.М.</i> ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ БАРЕМА – АЛЬБА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА ПО ОСТРАКОДАМ	68
<i>Ковальчук А.Н.</i> ПАЛЕОФАУНИСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДО- ВАНИЯ НОВЫХ НЕОГЕНОВЫХ И АНТРОПОГЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЗАПОРОЖСКОЙ ОБЛАСТИ (УКРАИНА) В 2010 г.	73
<i>Кольчугин А.Н., Морозов В.П.</i> ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НАЛОЖЕННОГО ХАРАКТЕРА И ИХ СВЯЗЬ С ИСТОРИЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ)	82
<i>Кохан А.В., Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСЕВОГО И ВНЕОСЕВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ	87
<i>Коханова А.Н.</i> ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЙ ОТЛОЖЕНИЙ УСИНСКОГО РАЙОНА	94

<i>Кряжева И.В., Пономарев Д.В.</i> МАТЕРИАЛЫ К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИКРОТЕРИО- ФАУНЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	95
<i>Кулюкина Н.А., Тихомиров П.Л., Янаскурт В.О.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОЛОГИИ МЕТАМОРФИТОВ КУЭКВУНЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ ЧУКОТКА) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИ- ЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	98
<i>Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.</i> МИКРОСТРУКТУРЫ ГРАНИТНЫХ ПРОТРУЗИЙ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ	103
<i>Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Соколов С.Д.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА РАЙОНА Р. ПЕРЕВАЛЬНАЯ	111
<i>Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.</i> СТРОЕНИЕ И ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ОСАДОЧ- НОГО КОМПЛЕКСА ОТРОЖНИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (УСТЬ-БЕЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)	116
<i>Молошников С.В.</i> СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ АНТИАРХИ (PLACODERMI, ANTIARCHI) ЮГА УРАЛА И СИБИРИ: СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ	123
<i>Муравьева Ю.А., Шибина Т.Д., Белоновская Л.Г.</i> ЛИТОЛОГО- ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА	128
<i>Николаева В.М., Королев Э.А., Шиловский О.П., Хамадиев Р.И.</i> МИКРОБИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ УРЖУМСКОГО ЯРУСА НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН	135
<i>Ниткина Е.А., Баянова Т.Б.</i> ИЗОТОПНОЕ U-PB ДАТИРО- ВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА ТТГ ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	137
<i>Орлова А.В., Аносова М.О., Ревяко Н.М.</i> ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИ-	

ТОИДОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА	144
<i>Падерина Л.А., Коновалова А.А.</i> ВЫДЕЛЕНИЕ ФАЦИАЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РЕПЕРОВ ПО ШЛАМУ НА ПРИМЕРЕ БУРЯЩИХСЯ СКВАЖИН С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ЭТАЛОННО-ПРОГНОЗНОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	147
<i>Патина И.С.</i> СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЯ ЭОЦЕНОВОГО КЛИНОФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО УСТЮРТА	152
<i>Процько О.С.</i> ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕЙ НЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПЕЧОРСКИЙ БАССЕЙН)	157
<i>Садыхов Э.А.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕГИМДАГ	162
<i>Селезенева Н.Н.</i> ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОФРАНСКОГО КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА	166
<i>Скивинская И.Р.</i> ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ ПОРОД ПРИ ПОСТРОЕНИИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ НЕФТЕГАЗОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ	171
<i>Соколов С.А.</i> НОВЕЙШЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКСКО-ДОНСКОГО ПРОГИБА	173
<i>Сотникова Е.А., Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.</i> МОРФОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОВ ВЕРХНЕТАВРИЧЕСКОЙ СВИТЫ В ОБНАЖЕНИИ ДОНУЗОРАН	178
<i>Старин Д.А.</i> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОЛЛЮСКОВ В КОНКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БОРИСФЕНСКОГО ЗАЛИВА (СРЕДНИЙ МИОЦЕН, ЮЖНАЯ УКРАИНА)	183
<i>Суворова Е.Б.</i> ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ АССЕЛЬСКО-САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. КОЛГУЕВ	190
<i>Серов П.А., Екимова Н.А.</i> МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛО-	

ЕННОГО ИНТРУЗИВА: SM-ND И U-PB ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА	195
<i>Татарина Д.С.</i> СТРОЕНИЕ, ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЧЕНКСКОЙ СВИТЫ. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ОБРАГ ОБСЕРВАТОРСКИЙ (ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. МАРТЫ)	201
<i>Третьяков А.А.</i> ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СИАЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ КАЗАХСТАНА (НА ПРИМЕРЕ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА)	206
<i>Трусова Е.В.</i> КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ МЕГАСПОРЫ РАЙОНА САРАТОВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ	214
<i>Тузяк Я.М.</i> ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕГО МЕЛА РАВНИННОГО КРЫМА: СИСТЕМАТИКА, БИОСТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	220
<i>Фархутдинов И.М.</i> К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ РИФЕЙСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА	226
<i>Фролов П.Д.</i> ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ ПРЕСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ ЮГА РОССИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ	233
<i>Хисамутдинова А.И., Рожкова Д.В., Соловьев А.В.</i> ЭОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОМ БАССЕЙНЕ	240
<i>Шельхаева М.Н., Жуковская Е.А.</i> ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПРЕОБРАЖЕНСКОГО ГОРИЗОНТА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)	247
<i>Мороз Е.А.</i> НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА МОЛЛОЙ	251
<i>Рожкова Д.В., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И., Ипатьева И.С.</i> ИСТОЧНИКИ СНОСА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ	255

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ

*4-е Яншинские чтения,
посвященные 100-летию
со дня рождения
академика А.Л. Яншина*

Материалы молодежной конференции
9-11 ноября 2011 года

Подписано к печати 18.10.2011

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная.

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,75

Тираж 300 экз.

Тип. _____ . Зак. № _____ .

Издательство ГЕОС

Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000

125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.

Тел./факс: (495) 959-35-16

8-926-222-30-91

E-mail: geos-books@yandex.ru

www.geos-books.ru