### МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

## РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени Серго ОРДЖОНИКИДЗЕ

VII научные чтения, посвященные памяти профессора М.В. Муратова

### ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

### Материалы конференции



Москва 2010г.

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ КАФЕДРА РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ. СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

## ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДОКЛАДОВ НА VII НАУЧНЫХ ЧТЕНИЯХ, ПОСВЯЩЕННЫХ ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА МИХАИЛА ВЛАДИМИРОВИЧА МУРАТОВА

15-16 АПРЕЛЯ  $2010 \, \Gamma$ .

Москва 2010

УДК 55(470+571)

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ. МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ. М.: РГГРУ, 2010. – 136 с.

Рассматриваются общие и региональные вопросы стратиграфии, тектоники, палеогеографии, полезных ископаемых различных областей Северной Евразии, особенности строения и эволюции крупных структурных форм Восточно-Европейской, Сибирской платформ, Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плит.

Ответственный редактор: профессор В.М. Цейслер.

### ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние пятнадцать лет кафедра региональной геологии И палеонтологии МГРИ - РГГРУ совместно с секцией геологии Московского седьмой испытателей природы В раз организует конференцию – чтения, посвященные памяти профессора М.В. Муратова, длительное время руководившего кафедрой и геологической секцией МОИП.

Он читал курс лекций «Геология СССР» в годы, когда последовательно поступала геологическая информация в связи с широко развернувшимися работами по геологической съемке территории СССР, а хороших учебных пособий практически не было. Поэтому, чтобы более последовательно излагать материал на своих лекциях он был вынужден много над систематизацией материалов по региональной Советского Союза, над разработкой принципов районирования территории весьма разнообразной по своему строению. Несомненно, этому способствовал Н.С. Шатский, работавший в то время на кафедре и занимаясь в Геологическом институте АН СССР составлением тектонических карт. С этой деятельностью связан его вклад в разработку легенд обзорных тектонических карт, в установление этапности и стадийности в истории формирования земной коры.

Региональные исследования с составлением геологических карт в Крыму, Карпатах, Поволжье, Казахстане, на Кавказе, Алтае обусловили его интерес к работам, связанным со стратиграфическим расчленением и корреляцией разрезов. При этом ему приходилось заниматься стратиграфией палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Диапазон его геологических интересов был чрезвычайно разнообразен. Он занимался и геоморфологией и инженерной геологией и полезными ископаемыми. Все выводы и заключения М.В. Муратова строились на глубокой проработке фактического материала. Скоропалительные поверхностные суждения для него были чужды.

Организаторы «Чтений» включили в сборник материалов все присланные доклады. Большинство из них касаются проблем геологии Крыма, Восточно-Европейской платформы, Кавказа, Урала — областей, которые М.В. Муратов непосредственно изучал. Отрадно видеть, что за годы проведения памятных чтений последовательно сформировался коллектив докладчиков, которые считают своим долгом принять участие в памятных чтениях. Будем надеяться, что обмен мнениями по ключевым вопросам стратиграфии, региональной тектоники будет способствовать взаимопониманию специалистов и дальнейшему познанию геологии страны.

В.М. Цейслер – заведующий кафедрой региональной геологии и палеонтологии

## ПАРАДОКСАЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ОСНОВНОГО ЗАКОНА СЕДИМЕНТОЛОГИИ: РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В.П. Алексеев (УГГУ, Екатеринбург, Россия)

Геолог, занимающийся изучением конкретных геологических тел, обычно не очень задумывается о механизме и (или) условиях их формирования. В полной мере это относится и к нефтегазовой литологии, когда «в пределе» (lim), решаемые задачи сводятся к отнесению породы к одному из двух типов: коллектор — не коллектор, а «пласт»  $\Theta_2$  (к примеру) протягивается почти на всей территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП).

Однако, решение обозначенных практических задач нередко сталкивается с существенными затруднениями, возникающими, рассуждая образно, при «статическом» (мутационном, по Н.Б. Вассоевичу) взгляде на формирование терригенных толщ, миграционных по своей сути. Опять-таки «в пределе» (lim), для толщ большого объема (т.е. имеющих стратиграфическое наполнение) совершенно справедливо следующее утверждение. «Упорное игнорирование принципа Головкинского, ставшего ... «неприятным открытием для геологов», – явление, конечно, временное. Стратиграфам, как говорится, просто некуда будет деться, и потому только, что этот принцип вытекает из общепринятой на сегодня наукой схемы слоеобразования» [10, с. 121]. Напомним здесь, что фациальный закон Головкинского (за рубежом - закон Вальтера) выглядит следующим образом: фациальные разновидности осадочной породы любого бассейна седиментации сменяются по стратиграфической вертикали в том же порядке, как и по горизонтали. Авторская работа Н.А. Головкинского, где тщательно разобрано И проиллюстрировано возрастное скольжение воспроизведена набором литологически однородных слоев, нами, дополнительных материалов, в специальном издании [7].

Сущность первого парадокса таким образом сводится к временной асинхронности визуально однородных слоев (в т.ч. терригенных коллекторов). Его принятие позволяет достаточно легко осознать и второй, сводящийся к пониманию накопления якобы непрерывных (опять же визуально) разрезов в дискретные промежутки времени. Этот механизм впервые показан Дж. Барреллом еще в 1914 г. и в частности освещен в нашей работе [1]. Опять-таки «в пределе» (lim) может оказаться, что «...вся свита, сложенная турбидитами, образовалась в течение перерыва в осадконакоплении» - такое парадоксальное (на первый взгляд), но мотивированное заключение сделано С.И. Романовским при оценке некоторой (гипотетической) толщи [9, с. 24]. Действительно, при формировании одного цикла Боумы с его обычной мощностью несколько метров за 20-30 часов (!) и отводимому на его накопление «геологическому» времени от нескольких тысяч до десятков и даже сотен тысяч лет, приходится констатировать, что собственно на седиментацию приходится исчезающе малый промежуток (10<sup>-4</sup>%). Отметим, что чаще всего доля времени, отводимого на седиментацию, «закрепленную» наблюдаемыми ныне осадками,

составляет первые проценты, что как бы выравнивает разновеликие скорости древнего и современного осадконакопления [1].

исследованиях ряда раннемезозойских Базируясь на многолетних терригенных толщ Северной Евразии, мы предположили для них наличие скоростей закрепления разрезе осадков, В выраженное седиментологической константе (СК), составляющей 1-2 мм/год (1-2 тыс. Б) [2]. Это значение соизмеримо с внеранговой геодинамической константой (ГК), имеющей ту же размерность скорости и характеризующей отношение мощности геосфер, в которых функционируют конвективные геодинамические системы, длительности соответствующих геодинамических  $(4.5 \pm 0.1)$  мм/год или 4.5 тыс. Б [5]. Близость значений ГК и СК позволила нам коэволюции реализации полагать наличие В тектонических седиментологических процессов [2]. Многочисленные примеры реализации представляют сиквенстратиграфические коэволюции установление цикличности В осадочных опирающиеся на толщах, обусловленную относительными колебаниями уровня моря [8].

Верификацией изложенных представлений, по нашему мнению, может служить «принцип инвариантности периода цикла и линейных размеров формирующей его системы», в трактовке его авторов выглядящий следующим образом. Период генерируемых системой циклов прямо пропорционален линейным размерам данной системы [11, с. 432]. Коэффициент циклической инвариантности K = t/L, где t – период цикла, а L – линейные размеры генерирующей системы, примерно равен единице. Таким образом, нами получена возможность связать воедино все три параметра, являющиеся предметом геологического изучения: мощность (толщину) осадочных тел (h), их протяженность (l) и время формирования (t). Для достаточно условного примера укажем, что если принять соотношение закрепляемой в разрезе мощности (толщины) слоя и его латеральной протяженности как 1:100, то с учетом высказанных выше положений ( $t \approx h \approx l$ ) для h = 1 м, l будет составлять 100 м, скорость накопления осадков  $(t_{oc}) - 1$  тыс. лет, а скорость их закрепления в разрезе  $(t_{\text{геол}})$  около 100 тыс. лет. Переходя на конкретный геологический пример, 50-метровый продуктивный горизонт А<sub>1-3</sub> или ВК<sub>1-3</sub> в Западной Сибири будет наиболее четко реализовываться в блоке с линейными размерами около 5 км и соответствовать времени накопления  $\frac{1}{3}$  аптского яруса, что и соответствует действительности.

Перечисленное полностью вписывается в современные представления о самоорганизованности многих процессов, протекающих в материальном мире: «...только те материальные образования окажутся соотнесенными в их общей темпоральной структуре, которые влияют друг на друга, детерминируют состояния друг друга, т.е. находятся в устойчивом взаимодействии. взаимодействии порождается устойчивом упорядоченная самоподдерживающаяся латеральная структура, события и процессы внутри которой характеризуются общей совмещенной, ИЛИ разделяемой, темпоральностью» [3, с. 198].

Возвращаясь к более «приземленным» результатам, укажем, что «прямое» использование сейсмостратиграфических методов для среднеюрских отложений ЗСП сталкивается с существенными трудностями, поскольку «...в тюменской свите присутствуют устойчивые нарушения идеального ряда Головкинского-Вальтера» [4, с. 283]. Отчасти эти трудности могут быть сняты при помощи понятия «фациальное несогласие», под которым «...понимается изохронная геологическая граница, на которой происходит разрыв непрерывности вертикальных фациальных рядов, обусловленных миграцией соответствующей системы обстановок осадконакопления в бассейне седиментации» [6] – в нашем понимании это перерывы разных уровней, и прежде всего границы циклов [1]. Однако полное разделение «эвстатической и тектонической компонент», да еще и с учетом объема осадочного материала (в соответствии с замечаниями М.М. Кавун и А.В. Степанова в дискуссии [8]) можно и нужно производить во взаимосвязи выше охарактеризованных констант. Это позволяет вполне удовлетворительно решать все практические вопросы, регулируемые дискретными локализациями исходных переменных, в рамках самоорганизованной критичности (self-organized criticality). При таком подходе, в частности, «пласт» Ю<sub>2</sub> должен быть разделен на множество квазисинхронных пластов, подобно «лоскутному одеялу» (patchwork quilt), покрывающему нижнеплитный этаж ЗСП.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
- 2. Алексеев В.П. Седиментологическая константа основа для палеореконструкций (мезозой Северной Евразии) // Новые идеи в науках о Земле. М.: РГГРУ, 2009. Т. 1. С. 113.
- 3. Алюшин А.Л., Князева Е.Н. Темпомиры: Скорость восприятия и шкалы времени. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.
- 4. Глебов А.Ф. Геолого-математическое моделирование нефтяного резервуара: от сейсмики до геофлюидодинамики. М.: Научный мир, 2006. 344 с.
- 5. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
- 6. Лебедев М.В. Фациальные серии в осадочных бассейнах // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 3. С. 8-16.
- 7. Литология и геология горючих ископаемых: Межвуз. науч. темат. сб. Прилож. к вып. III (19), посвященное 175-летию Н.А. Головкинского. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 270 с.
- 8. О деятельности геологических секций Московского общества испытателей природы (секция геологии) // Бюл. МОИП, отд. геол., 2009. Т. 84. Вып. 4. С. 113-120.
- 9. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- 10. Романовский С.И. Великие геологические открытия. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 224 с.
- 11. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ В ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ РАДИОЛЯРИЙ ДЕВОНА

Э.О. Амон<sup>1</sup>, М.С. Афанасьева<sup>2</sup> (1 – Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия; 2 – Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия)

Палеобиогеографические исследования занимают сравнительно небольшое место в общей проблематике изучения ископаемых и современных радиолярий. Вместе с тем, данные о распространении радиолярий в палеобассейнах позволяют выявить ведущие факторы, формировавшие потоки расселения радиоляриевых фаун по акваториям Мирового океана и охарактеризовать радиоляриевые провинции, тяготевшие к определенным участкам гидросферы. Кроме того, специфические черты региональных радиоляриевых ассоциаций позволяют: (1) восстановить физико-химические и гидрологические параметры бассейнов обитания (глубина, соленость, температура, гидродинамика, удаленность от береговой линии, насыщенность кислородом и оксидом кремния и др.), (2) уточнить историю геологического развития палеобассейнов.

Ведущими факторами, определявшими закономерности расселения радиолярий в Мировом океане с кембрия до ныне, были гидрологические, климатические и тектонические условия. Эти факторы взаимосвязаны, но преобладающее влияние отдельных из них в различные эпохи геологической истории менялось, например, в квартере ведущим являлся климатический, в юрскую эпоху – тектонический, в девонскую – гидрологический.

Глобальная регрессия в раннем девоне, когда возникло множество изолированных и полуизолированных бассейнов, способствовала обособлению фаунистических комплексов радиолярий, однако в среднем и позднем девоне сообщение между морями стало более свободным. Последнее привело, с одной стороны, к экспансии радиолярий в бассейны Северной Америки, Европы, Азии и Австралии, но, с другой, к обретению ими черт провинциализма. При этом Волго-Уральского, комплексов радиолярий девона Печорского и Южноуральского бассейнов показало, что наиболее богатые и разнообразные тафоценозы радиолярий сформированы под преобладающим океанологического фактора: условиях 1) В существования Уральского океана; 2) при наличии устойчивых систем течений; 3) в акваториях сублиторали, приближенных к континентальным массивам; 3) под влиянием апвеллинга и других гидрографических явлений; 4) в областях повышенной биопродуктивности над глубинными разломами и зонами развития рифтовых систем [5].

Выделенные нами в среднем-позднем девоне три радиоляриевые провинции-зоохории [4]: Лаврусская (юго-западная), Палеоазиатская (северовосточная) и Австралийская (юго-восточная) различаются по числу видовкосмополитов, морфологическим признакам скелетов и различной частоте встречаемости тех или иных родов, а также по степени обилия отдельных родов и видов. Различия между провинциями обусловлены разницей в обстановках

обитания в окраинных бассейнах крупнейших континентальных блоков — Лавруссии (Еврамерики) и Гондваны.

В начале эйфеля эпиконтинентальное шельфовое море в пределах Русской платформы занимало относительно небольшие участки, однако уже к середине века морской бассейн с нормальной соленостью распространился со стороны Урала на восточную окраину континента от Южной Башкирии до Восточного Притиманья. На Южном Урале в это время появилась новая ассоциация радиолярий Primaritripus kariukmasensis. Радиолярии среднего-позднего эйфеля Южного Урала тяготели к сравнительно неглубоким и спокойным обстановкам континентальных окраин. Степень обилия и биопродуктивность палеопопуляций радиолярий, так же как и их общее биоразнообразие, в эйфеле пока не достигли высоких значений [2].

На рубеже эйфеля и живета в фазе регрессии море ушло со значительной части территории Русской платформы. В живете началась новая обширная трансгрессия (временами с гипоксийными обстановками) на Урале и Русской платформе достигшая максимума в середине века. Уральский живетский комплекс радиолярий Spongentactinella windjanensis – Bientactinosphaera nigra предшествующего средне-позднеэйфельского отличается уменьшением родового разнообразия, сокращением доли дискоидных и пиломных форм, что может быть интерпретировано как следствие влияния гипоксийных обстановок. Тем не менее, комплексу Spongentactinella windjanensis Bientactinosphaera nigra свойственны ускоренное видообразование, диверсификация и видовая специализация сферических и сфероидных форм в более глубоководных условиях.

Новая мощная трансгрессия началась в позднем девоне. На Русской платформе она достигла максимума в конце саргаевского и в доманиковое время и оставалась на очень высоком уровне почти до конца франа. Наиболее богатые комплексы радиолярий среднего франа установлены в доманиковых отложениях юга Тимано-Печорского бассейна, в которых радиолярии буквально «законсервированы» в карбонатных конкрециях среди кремнистых пород. Среднефранская ассоциация включает 127 видов 35 родов и отличается исключительным разнообразием радиолярий [1].

Вместе с тем, развитие нижне-среднефранской южноуральской радиоляриевой ассоциации Primaritripus chuvashovi показывает возврат к состоянию, присущему эйфелю и характеризующему мелководные акватории [3]. Средне-позднефранский комплекс радиолярий южноуральской зоны Bientactinosphaera egindyensis — Polyentactinia circumretia демонстрирует новый этап в развитии радиолярий, вновь связанный с изменением условий обитания. Как и в случае живетского времени здесь происходит сдвиг в сторону доминирования форм, более приспособленных к глубоководным обстановкам. Максимум обилия форм данного комплекса совпадает с положительным пиком на трансгрессивной кривой.

В пограничном интервале франа и фамена на обширных площадях Евразии развита эрозионная поверхность, свидетельствующая о перерыве в осадконакоплении, однако общий фон фамена состоял в сложной комбинации

трансгрессивных импульсов. При этом пик обилия радиолярий относится к раннему фамену: зона Tetrentactinia barysphaera – Ceratoikiscum famenium.

По палеомагнитным данным Южный Урал в девоне находился в приэкваториальной зоне в интервале от  $8,4^{\circ} \pm 8,7^{\circ}$  с.ш. (верхи эмса и основание эйфеля) до  $9,1^{\circ} \pm 4,6^{\circ}$  с.ш. (фамен) [6]. Таким образом восточная окраина Лаврусской радиоляриевой провинции (Тимано-Печорское и Уральское палеоморя) располагалась в девоне в экваториальном и тропическом климатическом поясах, получавших максимум солнечной радиации.

Кроме того, массовые скопления богатых комплексов радиолярий девона на восточной окраине Древнерусского континента совпадают с областями развития авлакогенов Урало-Каспийская рифтовой системы, которая продолжала оставаться зоной интенсивной дегазации планеты (тектонический фактор). Уменьшение озонового экрана планеты в условиях дегазации неизбежно приводило к переоблучению биосферы активным ультрафиолетом и перестройкам биоты [7]. Фантастическое ЭВОЛЮЦИОННЫМ разнообразие комплексов радиолярий из доманикоидных отложений позднего девона Тимано-Печорского бассейна, формирование которых приурочено к рифтовым зонам, можно объяснить многочисленными мутациями, создававшими все новые и новые виды [1].

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем" и РФФИ, проект № 07-04-00649.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Афанасьева М.С. Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. Москва: Научный Мир, 2000. 480 с.
- 2. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Новые радиолярии девона Южного Урала. І. Ранний-средний девон (поздний эмс ранний эйфель) // Палеонтологический журнал. 2008. № 5. С. 3-17.
- 3. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Новые радиолярии девона Южного Урала. II. Средний-поздний девон // Палеонтологический журнал. 2009а. № 1. С. 33-46.
- 4. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Палеобиогеографические радиоляриевые провинции позднего девона // Литосфера. 2009б. № 3. С. 75-79.
- 5. *Афанасьева М.С., Амон Э.О., Чувашов Б.И.* Экология и биогеография радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть 2. Абиотические факторы, палеобиогеография радиолярий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера. 2005. № 4. С. 87-117.
- 6. *Мизенс Г.А.*, *Свяжина И.А.* О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29-44.
- 7. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация земли и глобальные катастрофы. М.: OOO «Геоинформцентр», 2002.250 с.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА Г. ПАХКАЛ-КАЯ (ЮЗ КРЫМ) Е.Ю. Барабошкин, В.С. Милеев, В.К. Пискунов (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, Москва, Россия)

Гора Пахкал-Кая находится в центральной части Первой гряды Горного Крыма в 2 км к западу от вершины горы Северная Демерджи и на таком же расстоянии к востоку от Ангарского перевала. Она является крайним западным выходом крупного аллохтона, включающего Долгоруковскую яйлу, Северную, Южную Демержи и Караби-яйлу, в восточной части верхней структурной единицы Центрального сектора складчато-покровного сооружения Горного Крыма [Милеев, Барабошкин, 1999; Милеев и др., 2009].

Строение горы служит предметом острых геологических дискуссий [Милеев, Барабошкин, 1999], что и побудило авторов заняться ее более углубленным изучением, с применением микрофациального анализа карбонатов по методике Э. Флюгеля [Fluegel, 2004].

В пределах горы Пахкал-Кая выделены 3 пластины (рис.1), отделенные одна от другой субслоистыми разрывами, сопровождаемыми зеркалами скольжения, зонами брекчирования, кальцитовыми жилами (снизу вверх), сложенные: І – толщей конгломератов (ЮЗ  $245^{\circ} \angle 30^{\circ}$ ); ІІ – выклинивающейся к востоку карбонатной толщей (ЮЗ  $255^{\circ} \angle 25^{\circ}$ ) и ІІІ – толщей конгломератобрекчий (СЗ  $355^{\circ} \angle 15^{\circ}$ ).

Точных данных о стратиграфии отложений горы Пахкал-Кая нет, поэтому установить возраст толщ, слагающих пластины, можно по сопоставлению с соседними разрезами. На основе материалов [Чернов, 1963, 1971; Муратов и др., 1969; Геологическая карта СССР, 1973; Пермяков и др., 1991; Шнюков и др., 1990] и наших собственных, возраст конгломератов толщи I можно принять оксфордским, карбонатной толщи II и конгломератобрекчиевой толщи III - кимеридж – титонским.

Детальное изучение разрезов, находящихся на разных склонах горы и их структурных соотношений, позволило прийти к следующим выводам о строении и условиях накопления выделенных пластин (рис. 1).

Толща конгломератов I. Мощная толща плохосортированных конгломератов с крупномасштабной косой слоистостью формировалась в условиях дельты гильбертова типа. Подобные дельты имеют хорошо выраженный крутой склон, часто контролируемый разрывными нарушениями, на котором происходит отложение крупнообломочного материала [Рединг и др., 1990; Breda et al., 2007, Malartre et al., 2004; Kleinhans, 2005 и др.]. Крупномасштабная слоистость с характерными для гильбертовой дельты углами в 30°, падающими в западных румбах (ЮЗ 245°), позволяет предполагать, что снос материала происходил с востока на запад, что расходится с мнением В.Г. Чернова [1963, 1971] и Е.Ф. Шнюкова и др. [1990] о южном источнике сноса и требует дополнительного изучения.

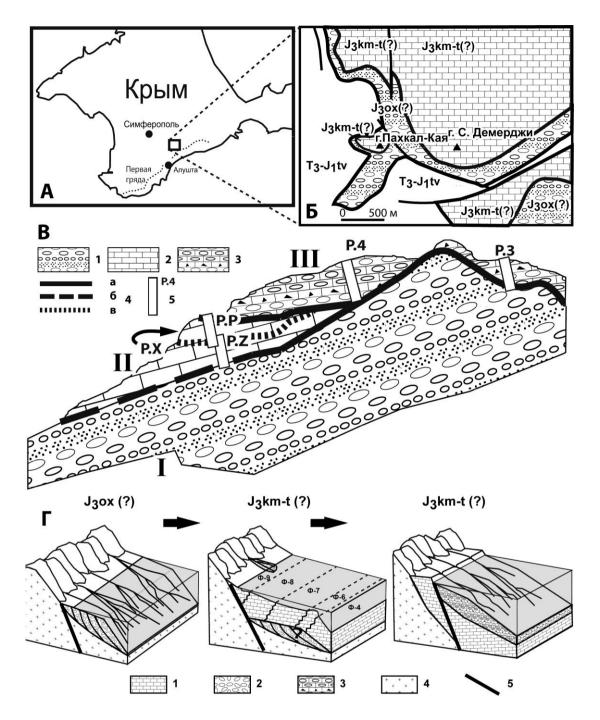


Рис. 1. Гора Пахкал-Кая: А — схема расположения; Б — схема принципиального геологического строения [Геологическая карта СССР, 1973, с изменениями]. Все контакты тектонические. В — схема строения южного склона горы; римскими цифрами обозначены пластины. 1 — толща конгломератов, 2 — карбонатная толща, 3 — толща конгломератобрекчий, 4 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые, в — возможные, 5 — положение и номер основных разрезов. Г — этапы формирования отложений горы Пахкал-Кая в юрское время, север слева. 1 — отложения карбонатной платформы; 2 — конгломераты гильбертовой дельты; 3 — конгломератобрекчии; 4 — коренные породы; 5 — синседиментационные разрывы.  $\Phi$ -4...9 — индексы фациальных зон, указанных в тексте.

Карбонатная толща II сложена карбонатами, но содержит линзовидный конгломератов фации подводного (? канала) карбонатныхбрекчий и редкую гальку кварца песчаника. Природа И карбонатных брекчий этой толщи может быть как седиментационной, так и тектонической. Для толщи установлены следующие стандартные микрофации (СМФ: [Fluegel, 2004]): 16НСЛ, 21, 16СЛ, 17, 11, 10-8, 22, 9. Наиболее распространенными являются СМФ 16НСЛ и 21 – неслоистый пелоидный пакстоун и фенестральный биндстоун, а также их переходные разности. Распределение СМФ на окаймленной карбонатной платформе соответствует фациальным зонам переменной солености (Ф-9), ограниченной лагуны (Ф-8), открытого моря (Ф-7), песчаной отмели, окаймляющей платформу (Ф-6) и склона (Ф-4). На этом фоне существовала незначительная и непостоянная терригенная седиментация.

Конгломератобрекчиевая толща Ш характеризуется смешанной брекчий терригенной седиментацией карбонатных полимиктовых И конгломератов. Источник сноса неокатанных обломков располагался в самом бассейне, а окатанная галька свидетельствует об удаленном источнике сноса. Конгломераты толщи III формировались в условиях, близких к дельте гильбертова типа, имевшей крутой склон и, возможно, контролировавшейся разрывными нарушениями. Установленные в карбонатных обломках СМФ соответствуют карбонатной толще II. Отличием является отсутствие в толще III СМФ 17 и наличие СМФ 23 – неслоистого гомогенного микрита, отвечающего фациальным зонам переменной солености и ограниченной лагуны толщи II. Практически полная идентичность СМФ толщ III и II является свидетельством их генетической близости. Можно предположить, что карбонатные брекчии и обломки конгломератов толщи III являются продуктом разрушения и переотложения карбонатов толщи II. Таким образом, конгломератобрекчиевая толща III образовалась в результате периодической экспозиции карбонатной платформы, представленной в карбонатной толще II. Край платформы контролировался разрывами и разрушался на фоне общей терригенной седиментации, близкой к условиям дельты гильбертова типа. Захоронение конгломератобрекчий происходило ниже базиса волн на склоне дельты, наследовавшем склон платформы, а захоронение гравелитов, происходило у подножия склона.

## СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАВНИННОГО КРЫМА И.М. Барг (Днепропетровский национальный университет имени Олеся Гончара, Днепропетровск, Украина)

Стратиграфия неогеновых отложений Керченского полуострова и Равнинного Крыма детально разработана трудами Н.И. Андрусова. Большой вклад в систематизацию и обобщение материалов по геологии, стратиграфии, тектонике и истории геологического развития Крымского полуострова и прилегающей к нему части Черноморской впадины внесен М.В. Муратовым. Этот исследователь предложил структурно-тектоническое районирование

Равнинного Крыма, которое учитывает размещение главных структурных этой территории и отвечает современному изученности. Выделенные М.В. Муратовым районы отличаются фациальной изменчивостью, колебанием мощности, палеонтологическими особенностями отложений и историей геологического развития. Согласно предложенному районированию, в Равнинном Крыму нами были изучены следующие районы: а) Каркинитский, б) Юго-Западный, в) Сивашский, г) Северо-Восточный, д) Индольский. Проведенные нами детальные исследования опираются, прежде всего, на биостратиграфический метод. Учитывая, что перед геологической службой Украины стоит важнейшая задача: создание на современном этапе Государственной геологической карты М 1:200000, для каждого структурнотектонического района необходимо обосновать выделение стратиграфических единиц наиболее высокого ранга – региоярусов. Эти подразделения четко выделяются для среднего и верхнего миоцена, что касается нижнего миоцена, большая часть этих отложений представлена многокилометровой майкопской серией, отличающейся слабой палеонтологической охарактеризованостью и невозможностью обосновать выделение отдельных региоярусов. Биостратиграфическое расчленение этой толщи проведено по более дробным стратиграфическим единицам местного значения, таким как горизонты, свиты и слои. Исходя из предложенной стратиграфической номенклатуры, в нижнем миоцене выделена верхнекерлеутская подсвита, арабатская и королевская свиты, тарханский региоярус. В среднем миоцене выделены чокракский, караганский и конкский региоярусы, а в верхнем миоцене сарматский, мэотический и понтический региоярусы. Все изученные макростратиграфические подразделения четко обоснованы микрофауной скоррелированы c одновозрастными подразделениями сопредельных регионов. На современном этапе исследований границу между палеогеновой неогеновой системами МЫ проводим ПО подошве верхнекерлеутской подсвиты, а в Северном Причерноморье по подошве горностаевской свиты.

Нижнемиоценовый возраст верхнекерлеутской подсвиты подтверждается находками моллюсков, фораминифер, остракод и наннопланктона.

Арабатская свита выделена по характерному комплексу фораминифер В Северном Neobulimina elongata. Причерноморье эта свита коррелируется с чернобаевской свитой с Neobulimina tumidala. В региональной стратиграфической шкале Крымско-Кавказской области эти осадки отвечают сакараульскому региоярусу. Королевская свита Равнинного Крыма отвечает коцахурскому региоярусу c характерным комплексом фораминифер Saccammina zuramakensis и зональным комплексом диатомей Raphoneis (Delohineis).

Тарханские отложения установлены нами на всей территории Равнинного Крыма. По составу фаунистических осадков тарханский региоярус отвечает карпатскому региоярусу Западной и Центральной Европы и верхнему бурдигалу Средиземноморья. К чокракскому региоярусу нами отнесены только

его верхняя часть – брыковские слои, отвечающие чокракскому горизонту Н.И. Андрусова, установленному у оз. Чокрак.

Чокракский региоярус начинает средний миоцен и характеризует значительную палеогеографическую перестройку. Отложения караганского региояруса распространены повсеместно и рассматриваются нами в объеме спаниодонтелловых слоев. Конкский региоярус представлен в объеме эрвиллиево-фоладовых, сартаганских и веселянских слоев, фауна которых генетически связана друг с другом.

Корреляция среднего миоцена Равнинного Крыма с нижним и верхним бадением Предкарпатья не вызывает сомнений. Сарматский региоярус содержит многочисленную фауну моллюсков, фораминифер, остракод, наннопланктона, позволяющие коррелировать эти отложения с одновозрастными осадками сопредельных территорий.

В состав сарматского региояруса входят волынский, херсонский и разделенные более бессарабский региоподъярусы на дробные стратиграфические подразделения – слои. То же касается мэотического региояруса, выделенного В составе багеровского акманайского региоподъярусов. Корреляция мэотиса в пределах Восточного Паратетиса не вызывает затруднений. На Керченском полуострове выделяются в понтическом региоярусе снизу вверх: новороссийский, портаферский и босфорский региоподъярусы. В Равнинном Крыму разрез понта сильно сокращен и здесь выделяется только новороссийский региоподъярус.

По данным В.Н. Семененко и С.А. Люльевой [1979] граница миоцена и плиоцена в Восточном Паратетисе проходит в основании камышбурунского горизонта киммерийского региоподъяруса.

Ниже приведена схема стратиграфии миоценовых отложений Равнинного Крыма.

Стратиграфические схемы смежных регионов	Северное Причерноморье		Одесские	Евпаторийские	Конгериевые	Дозиписвыс	Херсопскис	Днепропетровские	Васильевские	Повомосковские	Збручские	Кужорские	Веселянские	Сартаганские	Картвельские	Спаниодоптелловые			Юраковские	Томаковские	.VIANT- KOBCKASI	Каржинские	<u>Комратские</u> Чернобаевская	Горностаевская
Местпле страгиграфические схемы	Керченский полуостров	Босфорскис Портаферские	Одесские	Евнаторий- ские	Конгериевые	Дозиниевые	Херсонские		Бессарабские		Мактровые	Синдесмиевые	Веселянские	Сартаганские	Картвельские	Спаниодон- телловые	Брыковские		Юраковские	Тархан s.str.	Камышлак- скис	Королевская	Арабатская	Верхнекерле- утская
	Индольский район		Одесские	Евпаторий- ские	Конгериевые	Дозиниевые	Херсонские	Диспропет-	Васильевские	Новомосков- ские	Збручские	Кужорские	Веселянскис	Сартаганские	Картвельские	Спаниодон- телловые	Брыковские		Юраковские	Тархан s.str.	Камышик- ские	Королевская	Арабатская	Верхнекерле- утская
	Северо- Восточівій Крым	100 miles (100 miles (	Одесские	Евпаторийские	Конгериевые	Дозиниевыс	Херсонскис	Днепропетров- ские	Васильевские	Новомосков- ские	Збручские	Кужорские	Веселянские	Сартаганские	Картвельские	Спаниодон- телловые	Брыковские		Юраковские	Тархан s.str.		Королсвская	Арабатская	Верхнекерле- утская
	Юго- Западный Крым	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Одесские	Евпаторий- ские	Конгериевые	Дозиниевые	Херсонские	Диспропет-	Васильевские	Новомосков-	Збручские	Кужорскис	Веселянскис	Сартаганские	Картвельские	Спапиодон- телловые	Брыковские		Юраковские	Тархан s.str.	Камыплак- ские			
	Каркинитский райоп	4 - 4 - 4 - 4 - 4 - 4 - 4 - 4 - 4 - 4 -	Одесские	Евнагорийские	Конгерисвые	Дозиниевые	Херсонские	Диспропетров-	Васильевские			Кужорскис	Веселянские			Спапиодон- телловые	Брыковские				Маячковская		Арабатская	Верхне- керлеутская
	Сивашский район	And the second s	Одесские	Евпаторий- ские	Конгерисвые	Дозиниевые	Херсонские	Диспронет-	Васильевские	Новомосков-	Збручские	Кужорские	Веселянские	Сартаганскис	Картвельские	Спапиодон-	Брыковские		Юраковские	Тархан s.str.			Арабатская	Горно- стаевская
Стратиграфические подражделения региональные	слои	Босфорские Портафер-	Одесские	Евпаторий-	Конгериевые	Дозиниевые	Херсонские	Днепропет-	Васильсвские	Новомосков-	Збручские	Кужорские	Веселянские	Сартаганские	Картвельские	Спанио/юн-	Брыковские	Зюкские	Юраковские	Тархан s.str.	Камышлак- ские			
	CBUT51									Красноперекоп-	ская											Королевская	Арабатская	Верхне- керлеутская
	регионодъя- рус	Босфорский Портафер- ский	Босфорский Портафер- ский Новороссий- ский		Акманайский	Багеровский	Херсонский Бесеарабский				- :	Волынский					Верхний							
	-konneq əvq	тноП				Мэотис	Сармат							нка	Кол	Кара-	нокрак		ньхдьТ			Коца- хур	Сака-	Кавказ
-t	1.0)/O.L-		Нижний Средний Верхний																					
гиграф													_		йіаяс	иопен	ı.X							
Единая стратиграфи- пессая шкала	система														йіаво	отено	H							
Елин:	грунпа													1	йская	огонй	Ка							

# РОЛЬ ИНФРАЗОНАЛЬНОЙ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ШКАЛЫ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ УСТАНОВЛЕНИЯ НИЖНИХ ГРАНИЦ ЗЕЛАНДСКОГО, ТАНЕТСКОГО, ИПРСКОГО И ЛЮТЕТСКОГО ЯРУСОВ В ПАЛЕОГЕНЕ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

В.Н. Беньямовский (Геологический институт РАН, Москва, Россия)

В самые последние годы Международной комиссией по стратиграфии эталонных разрезов ратифицированы лимитотипы (GSSP) по нижним границам зеландского, танетского и ипрского ярусов, а также официально предложен глобальный стратотип нижней границы лютетского яруса. Тем самым "забиты золотые гвозди" в подошве этих ярусов и они стали валидными в Общей стратиграфической шкале (ОСШ).

Как же соотносятся принятые или предложенные GSSP нижние границы зеландского, танетского, ипрского и лютетского ярусов с нижними границами этих ярусов в утвержденной МСК (2000 г.) стратиграфической схеме палеогена юга Европейской России (Ахметьев, Беньямовский, 2003)?

В биостратиграфической части схемы палеогена юга Европейской России важнейшую роль играют планктонные фораминиферы. При этом используется традиционная шкала палеогена Крымско-Кавказской области по этой группе микропланктона. Для удобства использования зональных подразделений в стратиграфических и геологических работах кроме их палеонтологического названия по виду-индексу предложена их кодировка PF1, PF2, PF3 и т.д., в которой – РГ планктонные зоны фораминифер; цифры 1, 2, 3 и т.д. обозначают последовательность зон. В таком виде данная шкала была утверждена МСК в 2000г (Ахметьев, Беньямовский, 2003). В последующие годы автором данного разработан и предложен детализированный был традиционной шкалы палеоцена и эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам. В новой предложенной инфразональной шкале большинство традиционных зон подразделяются на две или три подзоны, которые отражают с одной стороны поступательный эволюционный характер развития планктонных фораминифер на северной окраине Тетис, а с другой палеогеографическо-экологические условия их обитания. В то же время они могут служить более универсальным инструментами биостратиграфической привязки геологических "тел" к ярусам ОСШ и сопоставлению крымскокавказской шкалы со стандартной шкалой палеогена низкоширотного пояса Земли по планктонным фораминиферам. При этом в кодировке появились буквенные обозначения. Например, PF8a, PF8b, PF8c и т.д., в которой буквы обозначают подзоны. Детализация традиционной шкалы резко подняла ее стратиграфическо-корреляционный потенциал. Если в традиционной шкале насчитывается 17 зон, то в инфразональной шкале зональных подразделений (зон и подзон) на порядок больше. Первый вариант ее был опубликован в 2001 в дальнейшем она продолжала (и продолжает) дополняться совершенствоваться (Беньямовский, 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2006; Beniamovski, 2006: Benyamovskiy, 2009: Zakrevskaya et al., 2010 (в печати)).

Теперь рассмотрим современные подходы к определению нижних границ зеландского, танетского, ипрского и лютетского ярусов палеоцена и эоцена в ОСШ и проблемы, возникающие при внедрении международных границ ярусов палеоцена и эоцена в отечественную схему по палеогену юга Европейской России.

Нижняя граница <u>зеландского яруса</u> установлена в разрезе Зумайя (Zumaia) в северо-западной части Испании (страна Басков) по первому наннопланктонного вида Fasciculithus tympaniformis, с которым связана подошва зоны NP5 (Newslettet N. 13, 2008, р. 11-12). Такое положение поднимает нижнюю границу зеландия, по сравнению с прежним (Berggren et al., 1995). Зона NP5 легко прослеживается в палеоцене юга Европейской России и фигурирует в стратиграфической схеме палеогена этой территории России, утвержденной МСК в 2000 году (Ахметьев, Беньямовский, 2003). Проблема, стоящая перед палеогеновой комиссией России – протрассировать данный стратиграфический уровень в биостратиграфической и литостратиграфической частях действующей схемы. Поскольку декларируется, что нижняя граница наннопланктонной зоны NP5 отвечает подошве планктонной зоны Acarinina conicotruncata PF5, то соответственно по планктонным фораминиферам нижняя граница зеландского яруса должна быть поднята с подошвы зоны Morozovella angulata PF4 до нижней границы зоны Acarinina conicotruncata PF5. Она становится на 0.5 - 0.8 млн. лет моложе. Кроме того, надо учесть, что утверждено международное деление палеоцена не на два, а на три подотдела – нижний, средний и верхний. Каждый подотдел соотвествует ярусу палеоцена: датскому, зеландскому и танетскому. Поскольку с зеландского начинается средний подотдел палеоцена, то с уровня зоны PF5 начнется средний, а не верхний (как было ранее) подотдел палеоцена.

Нижняя граница <u>танетского яруса</u> верхнего палеоцена установлена по границе двух палеомагнитых хрон 26г/26n в разрезе Зумайя (Zumaia) (Newslettet N. 13, 2008, р. 12). В шкале палеоцена юга Европейской России по планктонным фораминиферам этот уровень располагается внутри зоны Igorina djanensis PF6.

Нижняя граница ипрского яруса установлена в разрезе Дабабийа (Dababiya section) Египта в береговом обнажении р. Нил в 35 км к югу от города Луксор (Luxor). Она проведена по подошве слоя с глобальным карбонатным изотопным эксурсом (CIE) и соответствует границе между подзонами NP9a и NP9b (Aubry et al., 2007). Этот стратиграфический уровень помещается внутри зоны Acarinina acarinata PF8. Детализарованный вариант шкалы по планктоны фораминиферам помогает более точно определить ее положение. Поскольку подошва СІЕ соответствует подошве сапропелевидного слоя в разезе Хеу на сапропелевидный прослой Северном Кавказе, a сам соответствует подошвенной части средней подзоны Morozovella aequa/M. velascoensis PF8b, то по подошве этой подзоны PF8b следует проводить нижнюю границу ипра.

Нижнюю границу <u>лютетского яруса</u> предложено установить по первому появлению нанопланктонного вида *Blackites inflatus* (= $Rodosphaera\ inflata$ ) на отметке 167,85 м в разрезе Горрондатксе (Gorrondatxe section) на севере

Испании в 80 км к северу от г. Бильбао (Страна Басков) в береговых обрывах Бискайского залива (Molina et al., — Proposal....,2010). Появление этого вида определяет нижнюю границу верхней подзоны NP14b, которая прослежена в ряде разрезов юга Европейской России и в Крыму. Этот стратиграфический уровень несколько ниже, чем тот, что принимался за подошву лютета по наннопланктону внутри нижней подзоны NP14a в схеме эоцена юга Европейской России. Теперь его надо поднять до подошвы верхней подзоны NP14b и согласно этому уровню откалибровать ярусную привязку как зональных подразделений по стратиграфически важным группам органического мира, так и литостратоны — горизонты, подгоризонты и свиты.

Декларируется, что нижняя граница зоны Acarinina bullbrooki PF11 планктонных фораминифер корреспондируется с низами зоны NP14 (Ахметьев, Беньямовский, 2003). Однако данные по распределению наннопланктона в Бахчисарайском разрезе Крыма (точка Приятное Свидание) и разреза Хеу на Северном Кавказе свидетельствуют, что рассматриваемая граница подзоны охарактеризованных располагается В отложениях, планктонных фораминифер не зоны Acarinina bullbrooki PF14, а комплексом более rotundimarginata следующей молодой 30НЫ Acarinina (Путеводитель.., 1971; Музылев, 1980; Gavrilov, Shcherbinina, 2000; Беньямовский, 2001; Зернецкий и др., 2003). Согласно проведенным в последние годы исследованиям зона Acarinina rotundimarginata PF12 может быть подразделена на три подзоны: нижняя Turborotalia frontosa PF12a, средняя Acarinina praetopilensis PF12b и верхняя Hantkenina liebusi PF12c (Zakrevskaya et al., 2010 с добавлениями). Встает острая проблема определения нижней границы верхней подзоны NP14b (т.е. подошвы лютета) в шкале планктонных фораминифер. Предполагаются четыре варианта проведения нижней границы лютета в инфразональной шкале палеогена юга Европейской России и сопредельных территорий по планктонным фораминиферам: 1) – внутри зоны PF11, 2) – по подошве нижней границы подзоны PF12a, 3) – по подошве подзоны PF12b, 4) – внутри подзоны PF12b.

Задачей будущих исследований является точное сопоставление зонального деления по нанноплантону и планктонным фораминиферам в опорных разрезах Кавказа и Крыма.

Работа финансово поддержана грантом РФФИ проект № 08-05-00548 и программой Президиума РАН № 15 (подпрограмма 1).

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФИЛОГЕНИИ РОДОВ STENSIOEINA И NEOFLABELLINA (БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ) В СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Беньямовский<sup>1</sup>, А.Ю. Садеков<sup>2</sup>, С.И. Акимов<sup>3</sup> (1– Геологический институт РАН, Москва; 2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; 3 – Институт наук о земле Эдинбургского университета, Англия)

Стенсиоины и неофлабеллины играют весьма важную роль в стратиграфии верхнего мела, так как характеризуются массовостью по всей Европейской

палеобиогеографической области (ЕПО), протягивавшейся от Англии до Копет-Дага. К тому же они отличались ускоренной эволюцией и демонстрировали быструю и синхронную смену в разрезах. Поэтому они были использованы в качестве видов-индексов и входят в число характерных видов зональных комплексов инфразональной шкалы по бентосным фораминиферам верхнего мела Восточно-Европейской провинции (Беньямовский, 2008 а,б), самым крупным структурным элементом которой являлась Восточно-Европейская платформа (ВЕП).

<u>Стенсиоины</u>. Зональная стратиграфия среднетуронско-сантонского интервала по бентосным фораминиферам в значительной мере базируется на уточнении систематики и филогении рода *Stensioeina* Brotzen, 1936.

В среднем туроне ВЕП появляются первые стенсиоины. Это биотическое событие позволяет четко отделить верхнюю часть среднего турона от его нижней части. Определяются два вида: 1) *S. praexsculpta* (Keller) со скульптурой на вентральной (спинной) стороне в виде радиальных невыских ребер, которые в центре распадаются на бугорки ("бисеринки") и 2) *S. laevigata* Akimetz со скульптурой на вентральной стороне в виде радиальных невысоких ребер, сходящихся в центре с минимальным числом (1-3) бугорков- "бисеринок", либо со "стертой ребристой скульптурой" (без бугорков- "бисеринок"). Для этих видов характерно то, что умбиликальное (пупочное) пространство закрыто пластинками. Раковинки отличаются мелкими размерами (0, 20-0,30 мм), в общем сбоку высокие.

В раннем коньяке у стенсиоин филогенез выражался в изменение скульптуры на вентральной стороне. Появляются и все более увеличиваются в числе: 1) формы с "дрожащими" (нечетко зигзагообразными) очертаниями септальных ребер — *S. emscherica* (Barysch.); 2) формы, у которых ребра полностью редуцируются и поверхность покрыта бугорками- "бисеринками" — *S. granulata* (Olb.). Размеры раковин несколько увеличиваются (до 0,35 мм). Пупок закрыт пластинками. Раковинки в общем сбоку высокие. В среднем коньяке доминирует *S. emscherica*, которая становится одной их характернейших видов среднего коньяка ЕПО.

На рубеже среднего и позднего коньяка и в раннем сантоне появляются в массовом числе *Stensioeina exsculpta exsculpta* (Reuss) (0,30-0,40 мм). На плоской спинной стороне их раковинок располагается спиральная скульптура, разделяющая обороты раковины, а камеры отделяются отходящими от приподнятого спирального шва-ребра короткими ребрышками, имеющими причудливую дрожащую, зазубренную скульптуру ("экскульптовый" тип скульптуры).

В раннем сантоне следует увеличение размеров S. exsculpta exsculpta и переход ее в потомковую форму — S. exsculpta gracilis Koch.

На рубеже раннего и среднего сантона появляется *S. incondita* Koch. Умбиликус закрывается своеобразной "шишкой", а сама раковина приобретает плоско-выпуклую "парашютообразную" форму. Расцвет *S. incondita* служит стратиграфическим маркером среднего сантона ВЕП.

В конце позднего сантона на фоне «марзупитовой» глобальной трансгрессии появляется *S. pommerana* Brotz. Она является видом-индексом зоны, установленной в терминальном сантоне ВЕП. Широкое распространение данного вида происходит в раннем кампане по всей ЕПО. Умбиликальная "шишка", закрывающее пупочное пространство, становится максимально массивной, также увеличивается "парашютообразность" раковины.

<u>Неофлабеллины</u>. Анализ направленности морфологических изменений рода *Neoflabellina* Bartenstein, 1948, первые представители которых появились в среднем коньяке и продолжили свое развитие до конца маастрихта, позволил наметить пять этапов филогенеза рода в среднеконьякско-маастрихтском интервале ВЕП. Эти стадии филогенеза данного рода имеют важное стратиграфическо-корреляционное значение, в силу необратимости и своеобразия морфолого-таксономического содержания, а также широкой прослеживаемости их в верхнемеловых отложениях ЕПО.

- 1) Среднеконьякско-сантонский этап определялся доминированием видов группы N. suturalis и в свою очередь подразделяется на три подэтапа. Начинается с уровня слоев с N. suturalis praerugosa. Септальные перегородки – простые (еще не осложнены никакими дополнительными скульптурными добавками). Межсептальные поверхности в основном гладкие, либо начинают покрываться пупырышками – папулезками (так называемыми папиллятами). Позднеконьякско-раннесантонская фаза ЭТОГО этапа характеризуется комплексом слоев с N. ovalis. Септальные перегородки у вида- индекса уже не сплошные, как у раковинок группы N. suturalis, а прерываются по вертикальной оси раковины. Позднесантонская фаза комплексом слоев с N. gibbera. Идет дальнейшее усложнение скультуры септальных швов на месте их перегиба в области вертикальной оси раковины. Появляются короткие отростки в виде маленьких "рожков". Этот тип скульптуры демонстрирует вид-индекс N. gibbera (Wed.).
- 2) Раннекампанский этап отличается исчезновение "сутуралисового" типа скульптуры и преобладанием форм, у которых намечаются арковидные устья и папулезки (папилляты) на межсептальном пространстве. Такой тип скультуры имеет вид-индекс *N. deltoidea* (Wed.), развитие которого началось еще в позднем сантоне, но широкое распространение он получил в раннем кампане. Формы раковины становится шлемовидной, с отчетливо выступающей начальной спиральной частью.
- Позднекампанский этап характеризовался массовым развитием типичных папиллятных неофлабеллин из группы N. rugosa. Его ранняя фаза отвечает слоям с N. rugosa sphenoidalis. В этой фазе, во-первых, преобладают копьевидные формы с отчетливой папиллятной межсептальной скульптурой и аркообразными устьями, сохраняющимися на всем пространстве однорядного отдела раковины – N. rugosa sphenoidalis (Wed.) и N. rugosa caesata (Wed.). Вовторых, развитие шло по направлению постепенного сливания папулезек в лейсты, которые неравномерно, как у N. praereticulata Hilt. покрывают межсептальные пространства. Средняя фаза слоев с N. rugosa leptodisca тем, что копьевидные формы с отчетливой отличается папиллятной

межсептальной скульптурой и аркообразными устьями, сохраняющимися на всем пространстве однорядного отдела раковины, уступают место шлемовидным с наибольшей шириной в нижней части раковины — N. rugosa leptodisca (Wed.). Наконец, поздняя фаза конца кампана характеризуется комлексом слоев с N. buticula. Эту фазу отличает появлением форм с ложечковидной скульптурой в районе устья — N. buticula Hilt., так и с усложнением устья в виде удвоения и ветвистости N. permutata Koch.

- 4) Этап терминального кампана, представленный комплексом слоев с N. praereticulata-N. reticulata, резко отличается от нижележащего, во-первых, исчезновением почти всех папиллятных верхнекампанских неофлабеллин (кроме N. permutata), во-вторых, продолжением распространения и резким увеличением численности N. praereticulata, в-третьих, появлением переходных форм между N. praereticulata и N. reticulata (Reuss), а также единичных и нетипичных последних.
- Позднекампанско-маастрихтский этап выделяется ПО резкому увеличению численности типичных N. reticulata. Эволюция шла в направлении закрывания древних устьев сетчатой скульптурой: если у предковой формы -N. praereticulata сквозь беспорядочную сетчатую скульптуру проступают древние устья (особенно отчетливо на ранних стадиях), то у потомковой формы -N. reticulata древние устья сливаются с сетчатой скульптурой, ячейки которой структуризируются и упорядочиваются. В дальнейшем neoreticulata Titova, у которой отмечается типичная сетчато-ячеистая ретикулятная скульптура, сочетающаяся с древними устьями, наблюдаемыми по всей длине раковины. Наконец, завершающая фаза характеризуется постоянным присутствием N. permutata и резким уменьшением численности N. reticulata. С появлением в этой фазе (конец раннего – поздний маастрихт) N. postreticulata Hofker завершается филогения группы N. reticulata. Потомковая форма характеризуется разрастанием ячеек в приустьевой части раковины.

Работа финансово поддержана программой Президиума РАН № 15 (подпрограмма 1).

## ВЕРХНИЙ ТРИАС ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ (СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ)

Н.Ю. Брагин (ГИН РАН, Москва, Россия), А.Г. Константинов (ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия), Е.С. Соболев (ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия)

Триасовые отложения острова Котельный являются одним из интересных объектов Арктики. Они характеризуются своеобразием геологии литологического состава (глины, известняки, горючие сланцы, фосфориты) и характеристики (преимущественно нектонные, палеонтологической и планктонные организмы, комплексах псевдопланктонные В которых присутствуют, помимо бореальных, тетические элементы). Наиболее полные разрезы верхнего триаса развиты в центральной части острова, в бассейне р. Тихой, где в 2006 году Н.Ю.Брагиным в ходе полевых работ собраны материалы, позволяющие уточнить представления о стратиграфии и характере комплексов ископаемых остатков, в том числе их палеобиогеографической принадлежности.

Отложения нижнего карния представлены здесь серыми и темно-серыми листоватыми глинами с редкими линзами известняков, крупными (0,5 м) мелкими фосфатно-известковыми конкрециями. Arctophyllites *A*. встречены аммоноидеи sp. cf. taimyrensis (Popow), двустворчатые Primahalobia zhilnensis (Polubotko), P. sp. indet. (два фрагмента отпечатков с ребристостью, более свойственной виду *P. korkodonica* (Polubotko) (определение И.В.Полуботко), и колеоидеи Atractites sp. Слой может быть отнесен к зоне Protrachyceras omkutchanicum (аммоноидеи), Primahalobia zhilnensis (двустворчатые) нижнего карния. Здесь же найдены радиолярии Poulpus costatus (Kozur et Mostler), Eonapora robusta Kozur et Mostler, Annulotriassocampe baldii (Kozur), а также ряд новых видов, принадлежащих к родам Pentactinocarpus, Glomeropyle, Kahlerosphaera, Tetraspongodiscus, Planispinocyrtis, Pseudoeucyrtis. Мощность нижнего карния в этом разрезе – 33 м.

Нижняя часть верхнего карния сложена темно-серыми листоватыми глинами с редкими крупными конкрециями серого глинистого известняка с аммоноидеями Yakutosirenites pentastichus (Vozin); Y. sp. indet., Proarcestes winnemae Smith; Clionites (Stantonites) evolutus Smith, sp., Arctophyllites sp., наутилоидеями Proclydonautilus triadicus (Mojsisovics), P. sp. ex gr. P. pseudoseimkanensis Sob., ортоцератоидеями Trematoceras sp., колеоидеями Belemnococeras darkense Popow, двустворчатыми Zittelihalobia ornatissima (Smith) верхнего карния (зона pentastichus). Находки аммоноидей Proarcestes winnemae Smith и Clionites (Stantonites) evolutus Smith, а также наутилоидей Proclydonautilus triadicus (Mojsisovics) характерных для подзон Trachyceras и Juvavites зоны Tropites subbulatus Калифорнии (Smith, 1927), позволяют считать вмещающие отложения эквивалентами зон верхнего карния – Tropites dilleri и Tropites welleri. Видимая мощность 15 м.

Верхняя часть верхнего карния имеет тектонические контакты подстилающими и перекрывающими отложениями и представлена темносерыми глинами с редкими конкрециями глинистого известняка и частыми сферическими фосфатными конкрециями. Пачка сильно перемята. Собраны аммоноидеи Sirenites yakutensis Kiparisova, S. sp. aff. S. yakutensis Kiparisova, Proarcestes sp. indet. верхней части верхнего карния, зоны Sirenites vakutensis, a также комплекс радиолярий с Pseudostylosphaera gracilis Kozur et Mock, Kahlerosphaera aspinosa Kozur et Mock, Capnuchosphaera triassica De Wever, Spongostylus carnicus Betraccium irregulare Bragin, Kozur et Dumitricasphaera simplex Tekin, Zhamojdasphaera proceruspinosa Kozur et Mostler, Vinassaspongus subsphaericus Kozur et Mostler, Palaeosaturnalis triassicus Kozur et Mostler, Annulotriassocampe baldii (Kozur), Canoptum zetangense Wang et Yang, Whalenella speciosa (Blome), Syringocapsa turgida новыми видами родов Pseudostylosphaera, Capnuchosphaera, Betraccium, Sarla, Spongostylus, Dumitricasphaera simplex Tekin, Zhamojdasphaera, Paronaella, Tetraspongodiscus, Droltus. Ранее в этом разрезе отложения данного стратиграфического интервала не были известны. Видимая мощность 5 м.

Нижний норий представлен темно-серыми глинами с прослоями сидеритов и известняков, с конкрециями сидеритового, известкового и фосфатного нижней части нижнего пория обнаружены аммоноидеи "Striatosirenites" kinasovi Bytschkov, Arcestes sp. iuv., Neosirenites Arctophyllites sp. ex gr. A. popovi (Archipov), двустворчатые Zittelihalobia indigirensis (Popow), наутилоиден Germanonautilus sp. cf. G. popowi Sobolev, Proclydonautilus sp. cf. P. spirolobus (Dittmar), брахиоподы Sulcorhynchia tibetica (Bittner) (зона "Striatosirenites" kinasovi), а также радиолярии Pseudostylosphaera sp., Capnuchosphaera sp. cf. C. deweveri Kozur et Mostler, Syringocapsa turgida Blome. Выше встречены аммоноидеи Cladiscites tolli Diener (зона Pinacoceras verchojanicum, верхняя ее часть, отвечающая слоям с Norosirenites obručevi). Далее вверх по разрезу найдены аммоноидеи Arcrstes sp. ex gr. A. colonus Mojsisovics, наутилоидеи Germanonautilus sp. ex. gr. G. popowi Sobolev, конодонты Norigondolella navicula (Huckriede), двустворчатые Halobia aotii Kobayashi et Ichikawa, Zittelihalobia indigirensis (Popow), и комплекс радиолярий c Capnuchosphaera deweveri Kozur et Mostler, Palaeosaturnalis mocki Kozur et Mostler, Syringocapsa turgida Blome и новыми представителями родов Pseudostylosphaera, Kahlerosphaera, Droltus, Sarla. В верхах нижнего нория обнаружены аммоноидеи Norosirenites obruchevi (Bajarunas) и двустворчатые Halobia aotii Kobayashi et Ichikawa, Zittelihalobia fallax (Mojsisovics). Мощность нижнего нория достигает не менее 135 м.

Средний норий в разрезе по р. Тихой представлен черными листоватыми глинами и аргиллитами с многочисленными сидеритовыми и редкими фосфатно-карбонатными конкрециями с аммоноидеями Cyrtopleurites sp. ex gr. C. altissimus Mojs., Megaphyllites insectus (Mojs.), Placites polydactylus (Mojs.), Arcestes sp. ex gr. A. subdistinctus Mojs., Cladiscites beyrichi Welter, Rhacophyllites debilis (Hauer), наутилоидеями Proclydonautilus sp. cf. P. natosini McLearn, колеоидеями Atractites sp. cf. A. conicus (Mojsisovics), Mojsisovicsteuthis sp., a **Eomonotis** scutiformis (Teller), двустворками E. daonellaeformis также Westermann (по-видимому, (Kiparisova), pinensis 30НЫ daonellaeformis и E. pinensis), и радиоляриями Syringocapsa turgida Blome и новыми видами родов Sarla, Paronaella. Наблюдаемая мощность среднего нория не превышает 70 м.

Верхний норий сложен серыми и черными глинами с конкрециями сидеритов и фосфоритов и прослоями известняков. По разрезу встречаются многочисленные двустворчатые *Monotis ochotica* (Keyserling), *M. zabaikalica* (Kipar.), *M. jacutica* (Teller), *M. pachypleura* Teller, *M. subcircularis* Gabb, а также аммоноидеи *Paracladiscites* ex. gr. *P. juvavicus* (Mojs.), *Rhacophyllites* sp., *Arcestes* sp., наутилоидеи *Proclydonautilus* sp. cf. *P. natosini* McLearn (в нижней части разреза) и колеоидеи *Atractites* sp. ex gr. *A. alveolaris* (Quenstedt). Мощность верхнего нория достигает 250 м.

Анализ новых данных по палеонтологии и стратиграфии верхнего триаса р. Тихой позволяет обосновать следующие результаты:

- 1. Впервые в данном разрезе установлены отложения зоны Sirenites yakutensis верхнего карния.
- 2. Впервые в зоне Yakutosirenites pentastichus обнаружены таксоны головоногих моллюсков, позволяющие провести прямую корреляцию этого интервала с зонами Tropites dilleri и Tropites welleri Калифорнии и Британской Колумбии и с зонами Tropites dilleri и Tropites subbullatus Альпийского региона.
- 3. Комплексы радиолярий верхнего триаса о. Котельный содержат ряд видов, известных в средиземноморских регионах и представляющих несомненный интерес для бореально-тетической корреляции.
- 4. Фауна позднего триаса о. Котельный характеризуется смешанным составом из тетических и бореальных элементов, причем последние преобладают. Это отмечается для всего интервала карния и нория, что связано не с кратковременными инвазиями климатической или эвстатической природы, но скорее обусловлено принадлежностью региона к самостоятельной палеобиохории. Наличие элементов как Сибирской, так и Североамериканской фаун позднего триаса подчеркивает особое положение этой палеобиохории и существование в прошлом широких связей между бассейнами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00430) и программ РАН № 15 (Эволюция биосферы) и № 17 (Исследования Арктических окраин).

# ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПОЛОУСНЕНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И СЕЛЕННЯХСКОГО БЛОКА КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Н.Ю. Васильев, А.Н. Журавлев, Н.И. Корчуганова, (РГГРУ, Москва, Россия), А.О. Мострюков, В.А. Петров (ИФЗ РАН, Москва, Россия)

Область сочленения структур Колымо-Омолонского микроконтинента и Полоусненского синклинория отличается сложным геологическим строением, на формирование которого у исследователей нет единого мнения. Широко распространенные здесь палеозойские карбонатные отложения, находящиеся в аллохтонном залегании, надвинуты на мезозойские терригеннные флишоиды синклинория. Значительная часть территории имеет чешуйчато-надвиговое строение, породы смяты в изоклинальные складки, осложнённые многочисленными разрывами; встречаются редкие маломощные дайки диабазов и габбро-диабазов позднеюрского возраста, поля меловых вулканитов.

Основной структурный план района был создан в мезозое, когда оформились тектонические зоны, различающиеся по характеру дислокаций; заложились крупнейшие тектонические швы: Иргичанский, Быллатский, Нальчанский, Олындинский. На новейшем этапе (неоген-квартер) характерное для мезозойских структур северо-восточное простирание изменилось на генеральное север-северо-западное. Формирование новейшего структурного

плана происходило в три стадии: миоцен-ранний плиоцен, поздний плиоценранний плейстоцен, неоплейстоцен. При этом в новейшей структуре и рельефе, формировавшихся в целом в условиях растяжения земной коры в связи с заложением Момского рифта, запечатлена также и смена этой геодинамической латеральным обстановки сжатием, которая произошла, очевидно, неоплейстоцене. К числу факторов, контролирующих изменения геодинамических обстановок, относят процессы изменения структуры приведены полей напряжений. В работе результаты тектонических тектонических полей напряжений регионального реконструкций выполненных в соответствии с представлениями о фазово-циклической модели изменения условий деформации горных пород в тектогенезе (Васильев, Мострюков, 2001). Фактическим материалом для реконструкций явились полевые данные об ориентации тектонических трещин (682 шт.) и векторов сдвиговых смещений тектонических блоков («борозд скольжения» – 20 шт.). Реконструкции современного поля тектонических напряжений основаны на информации о землетрясениях в районе, полученной из Международного банка данных (Швейцария).

Реконструкции, основанные на сопряженных максимумах трещин, выполнены по методике М.В.Гзовского. Реконструкции, основанные на данных о направлениях векторов сдвиговых смещений и об ориентации реализованных плоскостей в механизмах землетрясений, выполнены по методике структурнокинематического анализа О.И.Гущенко. Выявлено шесть последовательных фаз смены тектонического поля напряжений регионального ранга, произошедших в позднемезозойско-кайнозойского цикла развития течение региона. Характеристикам двух наиболее древних (VI и V – юрских) фаз изменения структуры поля напряжений соответствуют геолого-структурные данные, приведенные в опубликованной и фондовой литературе. Характеристики современной (I) фазы соответствуют опубликованным результатам изучения сейсмотектоники Якутии. Характеристики трёх (IV, III и II) послеюрских фаз изменения тектонических полей напряжений выделены впервые.

Смена всех выделенных фаз тектонического поля напряжений проходила в условиях устойчивой ориентации (трёх) главных осей тензора напряжений регионального ранга. Две «ПОЛОГИХ» оси тензора каждой последовательных фаз оставались ориентированными ПО диагональным направлениям (СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ), а ориентировка третьей оси всегда оставалась «крутой», направленной почти на зенит. С явлением устойчивости (инвариантности) главных осей тензора напряжений во времени и пространстве генетически связан феномен фазово-циклического развития тектонических процессов. По-видимому, разворот главных осей тензора напряжений в трёхмерном пространстве энергетически менее выгоден («более трудоёмок»), чем изменение формы эллипсоида напряжений, генерируемое глубинными тектоническими процессами (движениями) на границах неоднородностей.

Смена геодинамических режимов в развитии района с поздней юры до наших дней определялась последовательным изменением формы эллипсоида напряжений, позволяющим сделать выводы об условиях относительного

«сжатия-растяжения». Начало процесса определялось условиями сжатия (фаза VI). Далее направление действия сжатия становится более пологим (фаза V). Затем, его роль уменьшается практически до нулевых значений (фаза IV). процесса условиях Дальнейшее развитие (фаза IIIпроисходит растяжения. субгоризонтального преобладающего Этот процесс прекратился с наступлением фазы субвертикального сжатия (ІІ фаза). Наконец, современной стадии процесс деформации реализуется субгоризонтальной ориентации интенсивного сжатия (І фаза). Выявленные формы эллипсоида тектонических напряжений генерировалось глубинными процессами на границах Колымо-Омолонского микроконтинента с его обрамлением, что следует из анализа пространственной осей И плоскостей действия главных нормальных ориентировки максимальных касательных напряжений.

Так, структура поля тектонических напряжений VI фазы характеризуется взбросо-сдвиговыми (близкими к октаэдрическим) условиями нагружения района, в которых отражается картина начала «тесного» поздне-мезозойского взаимодействия Колымо-Омолонского микроконтинента с его обрамлением. Ориентировка плоскостей действия право- и левосдвиговых максимальных напряжений практически аналогичны касательных простиранию, соответственно ЮЗ и СВ границ микроконтинента в плане. Направление действие оси «промежуточного» напряжения ориентируется вдоль ЮЗ границы микроконтинента, что также свидетельствует о «предстоящей» активности тектонических процессов на этой границе. Отметим, что на двух последующих фазах (V и IV) вдоль этого направления ориентируется активно проявляющаяся ось относительного «сжатия».

Структурой поля тектонических напряжений V фазы взбросовый механизм деформации района. На этой фазе возникли главные разрывные нарушения, например, Нальчанский разлом, простирание которого соответствует простиранию плоскостей максимальных касательных Статистические напряжений. максимумы элементов залегания нижнепалеозойских горных пород аллохтона, смятых на этой фазе в складки, соответствуют простиранию этих плоскостей. Наконец. также немногочисленные выходы жильного комплекса диабазов и габбро-диабазов группируются в линейные полосы, ориентированные в соответствии с простиранием плоскости растяжения реконструированного поля напряжений.

Структурой поля тектонических напряжений IV фазы определялся сдвиговый механизм деформации района. Как уже отмечалось, активность сжатия в этого время резко сократилась, амплитуда вертикальной компоненты деформации в сдвиговом поле также была минимальна. Знаменательным на этой фазе стало северо-западное простирание плоскости действия растяжения, означающее возникновение предрифтового (по аналогии с Байкалом) режима деформирования района.

Структурой поля тектонических напряжений III фазы определялся сбросовый механизм деформации, обусловивший собственно обстановку рифтового режима развития района, характеризуемого условиями растяжения и

развития Момской и Селенняхской впадин. Можно полагать, что с этой фазой было связано и формирование комплекса гранитных плутонов, полоса выходов на поверхность которых была ориентирована в соответствии с крутым падением и СЗ-ЮВ простиранием плоскости растяжения.

Структурой поля тектонических напряжений II фазы определялся сбросовый механизм деформационного процесса, но уже при условиях активного сжатия и СВ-ЮЗ ориентировки растяжения. Наиболее вероятно, что с этим полем напряжений связано начало формирования речных долин, поперечных к долинам р.р. Селленях и Мома, а также продолжение процесса формирования комплекса более молодых гранитных плутонов вдоль СЗ границы микроконтинента.

Структурой поля тектонических напряжений современной I фазы определялся взбросо-сдвиговый механизм деформационного процесса при котором развитие деформаций района продолжает реализовываться в условиях интенсивного сжатия, ось которого ориентирована в СВ-ЮЗ направлении, а плоскость соответственно в СЗ-ЮВ. Ориентировки двух плоскостей действия максимальных касательных напряжений близки к широтной и долготной. Плоскость же растяжения ориентирована в СВ-ЮЗ румбах.

Таким образом, в реконструированной картине фазово-циклического изменения условий деформации региона удаётся более чётко определить природу и относительную последовательность основных геологических событий. Впервые (по форме эллипсоида) удалось установить численные оценки условий растяжения для III — рифтогенной фазы деформации региона.

# О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СТРАТИГРАФИИ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАКОВИН ИНОЦЕРАМОВ О.А. Ведерникова, А.И. Замалетдинова, А.В. Кирсанова, Г.Н. Садовников, Н.М. Федорова (РГГРУ, Москва, Россия)

У ископаемых растений строение эпидермы широко используется для разработки их систематики и в стратиграфических целях. На практике применяется в том числе изучение дисперсных остатков (Мейен, 1965, 1987; Roselt, 1969). Периостракум и остракум двустворчатых моллюсков могут рассматриваться как гомологи кутикулы и эпидермы растений. Можно ожидать, что изучение структуры остракума также даст интересные результаты.

У раковин позднемеловых иноцерамов Бахчисарайского района Крыма на поверхности призматического слоя и его отпечатке на породе нередко сохраняется микроскульптура, отражающая микроструктуру призматического слоя. Ее можно изучить с помощью реплик из клея ПВА (Турлова, 2004; Турлова и др., 2004, 2005; Будяк и др., 2009). Изученный материал в большинстве случаев фрагментарен и не позволяет провести видовое определение по стандартной методике.

На фрагментах раковин установлено несколько типов структуры, которые отличаются размером ячеек (от 20 до 100 мкм), их расположением (беспорядочное, прямолинейными рядами, различие размеров в разных частях

полос нарастания), характером стенки (ровная, с узелковыми утолщениями, извилистая), наличием специфических групп клеток.

В сеномане установлены два типа структуры. Ячейки с прямыми стенками, в одном случае средней величины беспорядочно расположенные, в другом – мелкие, расположенные на отдельных участках продольными рядами. В туроне-коньяке структуры наиболее разнообразны. Здесь встречаются раковины с беспорядочно расположенными крупными, средней величины, мелкими и очень мелкими ячейками с прямыми или извилистыми стенками и ячейками, расположенными полосамиВ маастрихте встречен один тип структуры. Это крупные беспорядочно расположенные ячейки с прямыми стенками.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Будяк В.П., Валетов С.А., Замалетдинова А.И., Козлова М.А., Садовников Г.Н., Сазонова А.А. О микроструктуре раковины некоторых позднемеловых иноцерамов Крыма // Материалы Всероссийского совещания «200 лет Отечественной палеонтологии. Москва, 20 22 октября 2009 г.». М.:ПИН РАН, 2009. С. 21.
- 2. Валетов С.А. Микроструктура призматического слоя некоторых сеноманских иноцерамов Бахчисарайского района // Матер. конф. "Молодые наукам о Земле". М.: Изд. МГГРУ, 2008. С. 68.
- 3. Сазонова А.А. Микроструктура призматического слоя некоторых турон кампанских иноцерамов Бахчисарайского района // Матер. конф. "Молодые наукам о Земле". М.: Изд. РГГРУ, 2008. С.84.
- 4. Турлова М. А Микроскульптура и микроструктура раковин некоторых двустворок по материалам изучения реплик из клея ПВА // Матер. конф. "Молодые наукам о Земле". М.: Изд. МГГРУ, 2004. С. 43 44.
- 5. Турлова М.А., ДанукаловаМ.К., Ерназарова Д.К., Кубанова А.Г. О применении реплик для изучения микроскульптуры раковин двустворчатых моллюсков // Современная российская палеонтология: классические и новейшие методы. Первая Всерос. научн. школа молодых ученых-палеонтологов. ПИН РАН. М.2004. С. 69 70.
- 6. Турлова М.А., Данукалова М.К., Ерназарова Д.К., Кубанова А.Г. О применении реплик для изучения раковин двустворок // VII Международ. конф. Новые идеи в науках о Земле. Т.1. М.: Изд. РГГРУ, 2005. С. 154.

### ВОЗМОЖНЫЕ МИГРАЦИИ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРА РОССИИ

В.С. Вишневская (ГИН РАН, Москва, Россия, valentina@ilran.ru)

Установлено, что позднемеловые высокоширотные ассоциации радиолярий Российской Арктики (Баренцевоморского, Карского и др. районов), включая первую наиболее высокоширотную (69° с.ш.) находку позднемеловых радиолярий на арктическом побережье России (Вишневская, Алексеев, 2008), а также восточного склона Полярного Урала (скв. 22) имеют большое сходство с одновозрастными ассоциациями как южно-бореального или промежуточного

типа, известными в целом ряде районов (Русская плита, Северо-Западная Камчатка), так и нотального (Тасманово море, Новая Зеландия, море Уэддел), что позволило предложить для них несколько гидродинамических моделей, согласно которым имела место миграция холодноводных видов в более южные районы (Вишневская, 2008).

Ареал распространение бореальных кампан-маастрихтских радиоляриевых ассоциаций весьма значителен, они простирались далеко на юг и достигали не только Ульяновской, Волгоградской и Саратовской современных областей, но даже и Ростовской (Беньямовский и др., в печати).

О значительном влиянии абиотического гидродинамического фактора на расселение микрофаун свидетельствует существование современного течения направляющегося от Берингова пролива через северный морской путь мимо Новосибирских островов на юго-запад между Шпицбергеном и Гренландией. Первое предположение о нем базировалось на находках у берегов Гренландии стволов сибирских лиственниц, частиц грунта и диатомей, приплывших со льдом из района мыса Ванкарем в Беринговом проливе.

Следует отметить, что массовое развитие примитивных губчатых толстостенных форм рода Prunobrachium с вытянутым по вертикальной оси скелетом и простых дискоидных форм рода Orbiculiforma среди Spumellaria, составляющих более 70% в слоях Orbiculiforma renillaeformis - Prunobrachium articulatum верхов верхнего кампана в Ростовской области (разрез у пос. Ефремово-Степановка в 50 км восточнее пос. Тарасовский), вероятно, было вызвано инвазией бореальных вод сначала в Ульяновско-Саратовский прогиб, а затем и в в Днепрово-Донецкую впадину, обусловив смену карбонатного осадконакопления глинисто-кремнистым. Эта точка зрения подтверждает предположение о тектонической перестройке в начале налитовского времени. Последующие рентгено-структурные исследования налитовских подтвердили проникновение относительно слабо минерализованных морских вод до широты Волгограда (Найдин и др., 2008). В то же время, наличие калифорнийских видов (Spongurus occidentalis, Orbiculiforma renillaeformis, O. sacramentoensis, Stylotrochuus polygonatus, Tholodiscus fresnoensis) указывает на смешанный характер ассоциаций, что возможно в **УСЛОВИЯХ** холодноводного и тепловодного барьерных фронтов. Действительно слои по таксономическому составу имеют много общих видов Prunobrachium articulatum из Саратовского Поволжья.

Существенное потепление происходит в ассоциации из верхов слоев с Orbiculiforma renillaeformis - Prunobrachium articulatum (верхи верхнего кампана), где одновременно отмечается присутствие в слоях тепловодных тропических видов Amphipyndax enesseffi Foreman, Amphipyndax tylotus Foreman среди Nassellaria, а также некоторых калифорнийских Orbiculiforma insignis, Eucyrtis carnegiense, Stichomitra manifesta.

В слоях Archaeospongoprunum andersoni - Archaeospongoprunum hueyi (верхний кампан — возможно самые низы маастрихта) также присутствует Amphipyndax tylotus Foreman, который является зональным видом позднего кампана-маастрихта тропической радиоляриевой шкалы (Вишневская, 2001).

Кроме этого, до половины видов представлено тропическими, среди которых дискоидеи Pseudoaulophacus riedeli, Spongostaurus hokkaidoensis, Patulibracchium delvallensis, пруноидеи Archaeospongoprunum andersoni, rchaeospongoprunum hueyi, завершающие свое существование в кампане, также многочисленны циртоидеи Archaeodictyomitra regina, Amphipyndax stocki, Lithostrobus natlandi, Dictyomitra andersoni.

Слои Spongurus marcaensis - Crucella russiensis (маастрихт) отражают очередной импульс похолодания или инвазии бореальных фаун и содержат более 75% холодноводных видов и характеризуются преобладанием губчатых родов Spongurus, Phaseliforma, Amphymenium (A. concentricum Lipman, Amphymenium sibiricum Lipman, Amphymenium splendiarmatum Clark et Campbell, Amphymenium vishnevskayae Amon). В них также широко представлен сибирский вид Theocampe animula Gorbovetz.

Установлено, что ареал распространение аркто-бореальных поздневолжских радиоляриевых ассоциаций также имеет много общего с для позднемеловых высокоширотных ассоциаций Российской Арктики (Вишневская, 2009). Так инвазии южных аммонитовых фаун (Aulacosphinctes, Beriasella, Subplanites, Primorites, Virgatosphinctes) в бореальные бассейны (до 55° с.ш.) в ранне-средневолжское время синхронен титонский комплекс с Parvicingula haeckeli, включающий многочисленные тетические виды Tethysetta hexagonata (Heitzer), T. spinosa (Grill and Kozur), Caneta blomei Yang, Podobursa tricola Foreman, Zhamoidellum ovum Dumitrica, Stichomitra tairai Aita. А появление среднеюрских позднебат-келловейских тетических аммонитов родов Choffatia, Putealiceras и Lunuloceras в разрезе горы Семиглавой (62° с.ш.), которое ранее объяснялось как аномальная тепловодная инвазия в бореальные юрские бассейны (подобно тому, как проникновение бореальных бухий в более южные широты: Крым, Малый Кавказ, Прикаспий объяснялось как бореальная инвазия), не является случайным, поскольку тепловодными аммонитами установлены совместно ассоциации келловея, включающие многочисленные средиземноморские виды Archaeodictyomitra amabilis Aita, Gongylothorax favosus Dumitrica, Sethocapsa bernoullii Baumgartner, Zhamoidellum ventricosum funatoensis Aita, Tethis Dumitrica наряду с холодноводными высококоническими Parvicingula. Кроме того, было установлено, что в батском комплексе встречен вид Podobursa helvetica, указывающий на тетическое влияние, а второму проникновению южных аммонитовых фаун (Ochetoceras, Amoebites, Cardioceras) в бореальные бассейны (до 55° с.ш.) в позднем оксфорде – раннем кимеридже отвечает уникальный по количеству видов и разнообразию всех морфологических групп оксфорд-раннекимериджский комплекс радиолярий этого региона (62° с.ш.), который содержит более 70% тетических видов при наличии южно-бореальных видов.

Несомненно, совместная находка холодноводных и тепловодных радиолярий, а также аммонитов и бухий в одних слоях (Вишневская, Филатова, 2009) позволит не только скоррелировать биотические и абиотические события (изменение климата и течений, других гидрологических

характеристик океана), но и наметить пути биостратиграфической корреляции тетических и бореальных комплексов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00342 и Программы Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем".

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Беньямовский и др., Верхний кампан нижний маастрихт севера Ростовской области. Статья 1. Характеристика разрезов и палеонтологических комплексов, лито-биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
- 2. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. ГЕОС. 2001. 376с.
- 3. Вишневская В.С. Биогеография и происхождение некоторых высокоширотных мел-палеогеновых радиолярий // Украинское палеонтологическое общество 2008. С.397-404.
- 4. Вишневская В.С. Возможные биомаркеры тектонических и других абиотических событий в Палео-Арктике в позднем мезозое (на примере радиолярий) // Труды Третьего Всероссийского совещания Юрская система России. Саратов. 2009. С. 31-34.
- 5. Вишневская В.С., Алексеев А.С. Первые данные о возрасте комплексов радиолярий из осадочных даек в зювитах Карской астроблемы // ДАН 2008. Т.423. № 5. С.1-6.
- 6. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Холодноводные радиолярии, бухии и тепловодные радиолярии, аммониты юры в тектоностратиграфическом разрезе горы Семиглавой (62° с.ш) // Труды Третьего Всероссийского совещания Юрская система России. Саратов, 2009. С. 34-39.
- 7. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Олферьев А.Г., Котельников Д.Д., Подгаецкий А.В., Вишневская В.С.. Локально-региональное опреснение позднемелового эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Позднекампанское опреснение Ульяновско-Саратовского участка моря // Бюллетень МОИП, 2008. Т. 83, в. 1. С.60-71.

## ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ В ДАТИРОВАНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАЙНОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ РОССИИ

А.Ю. Гладенков (Геологический институт РАН, Москва, Россия)

В районах Северо-Востока и Дальнего Востока России широким развитием пользуются разнофациальные отложения морского кайнозоя. Их датирование и обоснованные корреляции имеют большое значение при геологических исследованиях, как в научном, так и в практическом отношении. С одной стороны, решение связанных с этих задач важно для расшифровки кайнозойской истории развития региона. С другой стороны, к определенным третичным толщам приурочены скопления минерального сырья, в частности, углеводородов. Поэтому проведение поисковых и буровых работ требует обеспечения надежной стратиграфической базой.

Палеонтологический метод относится к наиболее действенным при стратиграфических исследованиях кайнозойских разрезов обрамления северной части Тихого океана. Особое место при этом занимают данные по ископаемым планктонным микроорганизмам, анализ которых позволяет проводить детальное (зональное) расчленение и широкие корреляции вмещающих отложений. Остатки микропланктона широко представлены в кроме того, служат отложениях, а, основными биостратиграфическими "инструментами" при обработке материалов бурения. По этим микрофоссилиям проводится разработка океанических зональных шкал, применяться при исследовании наземных и окраинноморских разрезов. В Северотихоокеанском регионе при работе с отложениями, имеющими возраст моложе эоцена, первостепенное значение имеют данные по одной из групп кремнистого микропланктона - диатомовым водорослям. Особенно эффективно диатомеи используются при датировании и корреляции толщ среднего миоцена - квартера, в которых их остатки представлены наиболее широко. Изучение диатомей в разрезах Сахалина, Камчатки и Чукотки во многих случаях дает возможность проводить корреляцию выделенных ассоциаций с комплексами северотихоокеанской зональной шкалы, основа которой была разработана в 1970-х годах в результате изучения разрезов океанического дна. В результате это позволяет проводить дробное расчленение вмещающих отложений и значительно повышать надежность их корреляций. Важно отметить, что в настоящее время при обработке материалов бурения, которое проводится в окраинных морях и шельфе Северо-Западной Пацифики, именно данные по диатомеям играют наиболее важную роль при датировании толщ неогена. Например, это относится к шельфу Сахалина, где проводится разработка крупнейших на Дальнем Востоке месторождений углеводородного сырья. Наиболее продуктивные толщи приурочены здесь к горизонтам среднеговерхнего миоцена, поэтому при разведке новых месторождений одна из постоянно встающих задач заключается в определении стратиграфического положения и возраста нефтегазоносных отложений.

В последние годы изучение диатомей позволило также получить существенные результаты по стратиграфии толщ олигоцена и нижней части миоцена, определение возраста которых в районах Северо-Востока и Дальнего Востока до недавнего времени было во многом затруднено. С одной стороны, это объясняется тем, что остатки карбонатного микропланктона, которые с успехом используются при расчленении палеоценовых и эоценовых отложений, в более молодых горизонтах практически отсутствуют. С другой стороны, данные по бентосным группам (моллюски и бентосные фораминиферы), на которых во многом основывается региональная биостратиграфия кайнозоя, не позволяли уверенно устанавливать возраст палеонтологических комплексов этого интервала. В этом отношении важное значение имели результаты изучения олигоценовых и раннемиоценовых диатомей в разрезах скважин глубоководного бурения в Северной Пацифике. В итоге, прослеживание последовательной смены разновозрастных диатомовых ассоциаций к середине 1990-х годов подойти выделению возможность К серии

отсутствующих до этого зональных подразделений. Таким образом, диапазон применения северотихоокеанской шкалы по диатомеям был существенно расширен – от среднего миоцена до начала олигоцена включительно. Использование предложенной шкалы при расчленении разрезов олигоцена и нижнего миоцена, проведенное в последнее десятилетие, свидетельствует о возможности ее реального использования при изучении разрезов в восточных районах России и прилегающих акваторий. Результаты показали, проследить олигоценовые и раннемиоценовые диатомовые ассоциации здесь удается в целом ряде разрезов, позволяя подойти к дробному расчленению и корреляции отложений этого возраста в региональном масштабе. Можно привести несколько показательных примеров того, как изучение диатомей помогло подойти к решению важных геологических проблем, а также определению возраста геологических событий на детальной основе. Эти результаты получены при работе в районах, отличающихся по геологическому строению, где толщи кайнозоя формировались в разное время и в разных условиях.

Одним из таких примером является район залива Озерной (Восточная Камчатка), где предполагалось моноклинальное залегание третичных толщ в разрезе. Находки диатомовых ассоциаций олигоцена - нижнего миоцена в озерновской свите и их корреляция с комплексами зональной шкалы позволили установить, что разрез имеет блоковое строение, с повторением отдельных частей. То есть, удалось выявить расчешуенность толщ и установить их истинные стратиграфические взаимоотношения.

Другой иллюстрацией служат результаты, полученные на Сахалине, где одна из наиболее актуальных проблем заключается в датировании нефтесодержащих толщ. Например, долгое время не удавалось установить точный возраст кремнистых и песчанистых отложений Восточного Сахалина – в частности, пиленгской и борской свит в Пограничном прогибе. Сделать это удалось при изучении обнаруженных здесь комплексов диатомей олигоцена и миоцена. Отметим, что при этом в разрезах Восточной Камчатки и Восточного Сахалина была выявлена граница между олигоценом и миоценом, которая до последнего времени здесь оставалось условной.

В качестве одного из последних примеров следует отметить новые материалы по палеонтологической характеристике олигоцена в опорном разрезе морского палеогена Северо-Восточной Камчатки на п-ове Ильпинский. Результаты изучения диатомей, впервые обнаруженных в этом разрезе, позволили с большим, чем ранее, основанием относить вмещающие отложения (алугинская свита) к олигоцену. Выявлено, что остатки наиболее древних диатомей приурочены к слоям, находящимся непосредственно выше границы между эоценом и олигоценом. Кроме того, результаты по ископаемым сочетании данными ПО диатомовым c свидетельствуют об усилении продуктивности диатомовой флоры в морском бассейне в начале раннего олигоцена. Полученные данные дали также возможность осуществить напрямую привязку бентосных групп к комплексам кремнистого планктона, что придает бентосу более определенное маркирующее значение. Это предоставляет основу для дальнейшего трассирования выделенных в разрезе слоев с олигоценовыми моллюсками и в тех толщах, где остатки диатомей не найдены.

Таким образом, настоящее время изучение диатомей ИЗ районов верхнекайнозойских отложений восточных России позволяет проводить дробное расчленение местных (свиты) и региональных (горизонты) стратиграфических подразделений, a также осуществлять корреляцию разнофациальных разрезов в региональном масштабе. Необходимо также подчеркнуть важность использования и интерпретации данных по диатомеям в историко-геологическом направлении. Нельзя забывать, диатомовых ассоциаций происходило на фоне геологических событий разного характера и масштаба. Поэтому результаты детальных биостратиграфических и палеонтологических исследований представляют ценность при расшифровке истории геологического развития региона. Воплощением этого может служить составление "календарей" геологических событий и их анализ. Они дают основу для выявления происходивших в древних экосистемах изменений, а также оценки степени их синхронности и возможной связи с процессами различного характера и масштаба.

Работа выполнена при поддержке проекта № 09-05-00015 Российского фонда фундаментальных исследований и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

## АКТИВИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СВЯЗИ С ОСВОЕНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРЕДЕЛАХ АСТРАХАНСКОГО ПРИКАСПИЯ

Н.Н. Гольчикова, И.Р. Абуталиева (Астраханский государственный технический университет, Астрахань, Россия)

Потенциальная опасность освоения месторождений углеводородного сырья Астраханского Прикаспия определяется совмещением следующих геологических процессов: флювиальных, дефляционных, оползневых процессов, карста, суффозии, пойменного затопления, оврагообразования, подтопления, засоления. Выделен ряд территорий по степени потенциальной опасности освоения месторождений углеводородного сырья [1]:

- 1) к наиболее опасным отнесены район преимущественного распространения современных дельтовых суглинков, глин и песков, районы дельт, так как динамичные многочисленные поверхностные водотоки способствуют распространению потенциального загрязнения на значительные территории и на глубину;
- 2) наименее опасными следует считать район преимущественного распространения современных эоловых песков и супесей, подстилаемых верхнехвалынскими песчаными И нижнехвалынскими песчаными отложениями, район преимущественного распространения глинистыми морских супесей, верхнехвалынских песков И подстилаемых

верхнехвалынскими эоловыми песчаными и глинистыми породами в связи с глубоким залеганием грунтовых вод и отсутствием поверхностных водотоков.

На основании исследований В.Н. Синякова и др., с использованием собственных исследований нами была составлена схематическая карта распространения неблагоприятных геологических процессов и явлений Астраханского Прикаспия.

На территории Астраханского Прикаспия весьма негативным и опасным стало усиление дефляции. Определяющим фактором дефляции почв является хозяйственная деятельность человека. Дефляционные процессы особенно усилились за последние 50 лет. До начала геологоразведочных работ барханные развеваемые пески возникали около кошар. За 50 лет геологоразведочных и эксплуатационных работ барханные массивы возникли около скважин, вдоль многочисленных грунтовых дорог, проложенных к буровым. Расчлененность рельефа на эоловой равнине достигает нескольких метров, реже 10-12 м. На участке Астраханского газоперерабатывающего завода рельеф искусственно снивелирован. Снесенные грунты использовались для строительства дамб, насыпи ПОД строящиеся здания. Ha месте песков построены административные и жилые здания, созданы полигоны по размещению отходов, хранению серы, подземные хранилища сырья, токсичных отходов, проведены продуктопроводы, транспортные магистрали. В промысловой зоне Астраханского серогазоконденсатного месторождения (АСГКМ) размещено более 200 геологоразведочных и эксплуатационных скважин.

На космоснимке, сделанном в 1980 г., район будущего строительства еще не нарушен техногенным воздействием. В широкой полосе Волго-Ахтубинской поймы на участке ответвления рукава Бузан преобладает зеленый цвет лугов и сельскохозяйственных полей. Полупустынная растительность за пределами долины имеет коричневые оттенки изображения, а выбитые в результате избыточного выпаса песчаные бугры изобразились в виде расплывчатых светлых пятен желтого цвета, чередующихся с мелкими четкими светлыми контурами солончаков. Полупустыню пересекают светлые линии дорог, сеть которых в то время была довольно редкой [2].

Иная картина предстает на снимке, сделанном 11 лет спустя, в 1991 г. При создании Астраханского газового комплекса (АГК) прямыми последствиями для литогенной основы явилось перемещение значительных масс грунта с соответствующим изменением рельефа, связанным с сооружением различного рода насыпей, отвалов при создании котлованов под фундаменты и водоемы сезонного регулирования стоков [2].

В зоне влияния сточных вод АГК территория заболочена. Под воздействием сточных вод грунтовые воды выходят на поверхность. Высокая инсоляция летом способствует большому испарению и капиллярному подтягиванию грунтовых вод вместе с растворенными в них солями.

Известно, что с повышением уровня грунтовых вод пустынные почвы трансформируются в заболоченные, а при залегании грунтовых вод выше 50-70 см происходит их засоление.

Заболачивание и засоление в связи со сбросом больших объемов воды (24000 м³/сут) на ограниченную территорию (700 га) приводит в настоящее время к изменению природного ландшафта, свойственного данной климатической зоне.

Степень воздействия объектов АГК на состояние массива горных пород определяется количеством, глубиной скважин и возможными осложнениями, при падении пластового давления.

В результате падения давления в пластах возможно оседание земной поверхности. Оседания сопровождаются затоплением территории морскими, озёрными, речными водами, образованием новых и активизацией древних разрывных нарушений, разрушением эксплуатационных скважин, автомобильных и железных дорог, магистральных газопроводов и других трубопроводов, мостов, зданий и сооружений.

Практически на всех крупных длительно эксплуатировавшихся месторождениях углеводородов наблюдались подобные явления. В настоящее время оседание поверхности в пределах АСГКМ составляет 30-35 мм.

Усиление процессов возможно при дальнейшей разработке АГКМ. При понижении пластового давления упругие деформации пород-коллекторов могут перейти в необратимые. Происходит уплотнение пород-коллекторов и перекрывающих их пород. Это снижает продуктивность скважин, а при определённых условиях приводит к оседанию земной поверхности над месторождением, что нередко сопровождается техногенными сейсмическими процессами.

Результатом значительного оседания поверхности земли можно также предположить затопление территории, т.к. паводковый уровень воды в р. Ахтуба (-20 м) всего на 3 метра ниже планировочной отметки территории завода (-17м). Особенно это актуально в свете колебания уровня Каспия. Кроме того, оседание неизбежно приведет к подъёму уровня грунтовых вод и подтоплению территории, которые будут особенно интенсивными в связи с высоким удельным водопотреблением на сооружениях завода.

Анализ гидрогеологических материалов показал, что в результате эксплуатации АСГКМ и отбора газоконденсата в продуктивном горизонте образовались две зоны с минимальным пластовым давлением (45 МПа). Первая зона располагается в районе скважин 8-Э, 52; вторая - в районе скважин 74, 75, 84[3].

Наличие зон минимальных давлений на склонах соляных структур, а также ослабление скелета коллекторов может активизировать дальнейшее развитие разрывных нарушений и формирование новых. В результате изменится напряжённое состояние в пластах, а это спровоцирует оседание поверхности земли или вызовет техногенное землетрясение.

В связи с предстоящей крупномасштабной деятельностью по освоению углеводородных ресурсов Астраханского Прикаспия можно предположить активизацию геологических процессов, в частности дефляционные процессы, подтопление и засоление. Если в ходе освоение Центрально-Астраханского и Западно-Астраханского серогазоконденсатных месторождений будет решаться

весь комплекс природоохранных задач, то степень воздействия на естественный ход развития современных геологических процессов Астраханского Прикаспия будет минимальным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кочуров Б.И., Воронин Н.И., Гольчикова Н.Н. и др. Геоэкологическая характеристика Астраханской области. Астрахань: Изд-во АГТУ, 2004. 92 с.
- 2. Андрианов В.А. Геоэкологические аспекты деятельности Астраханского газового комплекса. Астрахань: АГМА, 2002. 245 с.
- 3. Твердохлебов И.И., Серебряков О.И. Современные техногенные воздействия на геологическую среду./ Разведка и освоение нефтяных и газоконденсатных месторождений./ Астрахань НИПИгаза. Астрахань, 2001г. С. 188-191.

### ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА УРАЛО-МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА ПАЛЕОЗОИД

В.В. Дьяконов, А.Е. Котельников, Н.В. Жорж (Российский Университет дружбы народов, Москва, Россия)

Урало-Монголо-Охотский складчатый пояс (Урало-Монгольский, или Урало-Охотский) представляет собой область земной коры, занимающую внутриконтинентальное положение и протягивающуюся от Баренцева и Карского морей через Центральную Азию к побережью Тихого океана (Охотское и Японское моря). Соединяет Восточно-Европейскую, Сибирскую, Арктическую, Таримскую и Китайско-Корейскую древние платформы в единый Евроазиатский континент.

Полярно-Уральский сегмент Урала расположен между верховьем реки Хулга (на юге) и Байдаратской (на севере). В геологическом строении принимают участие отложения OT верхне-рифейской каменноугольной системы. Широким развитием пользуются магматические породы. По степени метаморфизма можно выделить рифей-венд-кембрийские отложения, претерпевшие амфиболитовую вулканические метаморфизма, и ордовик-триасовые, относимые к зеленокаменной стадии метаморфизма. Проведенный палеовулканический анализ, позволил выделить целую серию вулканических структур. Возрастной диапазон их формирования стратифицированные отложения И дифференциаты, двух этапов последовательного магматиза. Магматические породы палеовулканов отвечают единой вулкано-плутонической ассоциации. Характерной чертой магматизма является тенденция омолаживания возраста вулканов с запада на восток. Для всех вулканов выявлена единая гомодромная последовательность развития, от базальтового вулканизма на начальных этапах, до стратовулканов риолит-дацитового состава. Для вулканов начальной стадии магматической активизации территории характерно отсутствие крупных по площади лополитов.

Под палеовулканами [1,3] авторы понимают крупную вулканическую структуру, сложенную продуктами единого вулкано-плутогенно-осадочного комплекса [4]. Вулканы формируются в пределах «складчатых» поясов в

областях активного магматизма. К ним приурочены многие полезные ископаемые.

Многолетние геологические исследования Полярного Урала позволили предложить концепцию строения территории от Байдарацкой губы - на севере, до реки Войкар - на юге. Помимо собственных данных нами анализировались материалы многочисленных предшественников [2] и проведено дешифрирования космоснимков LandSat. В целом, территория представляет собой западный фрагмент крупного вулканического нагорья, значительная часть которого перекрыта мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности.

Вдоль границы с Восточно-Европейской платформой широким развитием вулкано-купольные структуры, сложенные продуктами верхнепротерозойско $(R_3-V)$ -нижнепалеозойского(C-O) возраста. К наиболее изученным можно отнести Лекын-Тальбейскую и Себутатскую вулканические структуры. Центр первой из них приурочен к Лекын-Тальбейской антиклинали. и представлен брекчиями, потоками лав и субвулканическими телами от Широко кислого состава. представлены основного ДО хойдышорской свите гидротермалиты, (*Vhd*). относимые К склоновой фации, также от основных до кислых, выделены в объеме оченыртской  $(R_3o\check{c})$  и лядгейской  $(R_3ld)$  свит. Продукты удаленной фации развития сложены существенно осадочными S-D отложениями, отнесенные к хоротской, оюсской и ливановской свитам, в пределах которых подчиненное значение имеют трахибазальты и трахиандезибазальты, развитые в среднем поле развития удаленной течении Нярмаяха. В фации «паразитический» вулкан г. Едуней. Радиус структуры в северо-западном направлении порядка 100 км. К северу от центральной кальдеры, диаметром ~20 км, Лекын-Тальбейской структуры фиксируется жерло сопряженного с ним вулкана Себутата, жерловая фация которого представлена отложениями, отнесенными к манитанырдской серии  $(C_3-O_1mt)$ . Склоновые отложения сянгурской свите  $(O_{1-2}sn)$  и представлены андезибазальтов до дацитов и их туфами. Продукты удаленной фация аналогичны Лекын-Тальбейскому вулкану. Жерла рассмотренных вулканов фиксируются относительными магнитными максимумами, и относительными гравитационными минимумами.

К юго-востоку от Лекын-Тальбейского стратовулкана, и частично перекрывая его, располагается Щучьинский полеовулкан. Внешний радиус структуры составляет примерно 80 км. Область развития жерловых фаций располагается между среднем течением р. Щучья и верховьями р. Ензараяха, и представлена отложениями O-S-D возраста. Склоновые отложения проявлены фрагментарно и в центральной части представлены микродиабазами туфами, риолитами, базальтами, туфами, риолитами и кристаллическими сланцами O-S-D возраста. Удаленные фации представлены кристаллическими сланцами, гнейсовидными туфо-песчаниками, кварцито-песчаниками с линзами мраморов и кварцитов няровейской  $R_3 nr$ , а также вулканогенно осадочными отложениями ордовикского возраста в объеме орангской  $O_{1-2} or$ , щугорской свит  $O_{2-3} scg$ , а

Область силурийскими вулканогенно-осадочными отложениями. развития удаленной фации картируется лишь в западной части структуры, а восточная часть, включая область развития жерловой фации, перекрыта мезо-(J-K). Значительную кайнозойскими отложениями часть структуры (современный **уровень** эрозионного среза) занимают интрузивные дефференциаты от ультраосновных пород до гранитов, рассматриваемых нами в качестве плутогенной составляющей Щучьинского палеовулкана. Два из этих массивов вскрываются в западной (Сыум-Кеу) и юго-западной структуры, а третий – в северо-восточной части структуры – выявляется по геофизическим данным. Сама структура хорошо выявляется в геофизических полях. В магнитном поле ей соответствует ярко выраженная кольцевая которой совпадает с современными структура, диаметр границами вулкана. Гравиметрическое поле образует мощную область повышенных значений в границах развития склоновой фации, а прижерловой фации отвечает локальный овальный гравитационный минимум, диаметром чуть более 10 км.

Шьючинского палеовулкана располагаются Харбейская ЮГУ OT кольцевая структура и примыкающая к ней c запада ассоциируемые нами с фрагментами двух крупных палеовулканов, одна из которых – Харбейская – интенсивно эродирована. Еще южнее располагается крупный Собьский палеовулкан. Его внешний диаметр порядка 130 км. Область жерла вулкана предположительно располагается в устье реки Собь и диаметр его не превышает 20 км. К сожалению, 4/5 структуры перекрыто отложениями юры и мела. Доступным для изучения остается лишь северо-западная часть. Здесь располагается комплекс интрузивных пород Рай-Изского массива. К западу от него картируются фрагменты склоновых фаций, в объемах изъякырьюзской свиты и нерасчлененных О-Ѕ вулканогенных отложений, мощность полосы не превышает 5 км. Еще западнее располагаются терригенные отложения нижнепалеозойского возраста, относимые нами к фациям удаленной зоны палеовулкана. В геофизических полях структура проявлена: в магнитном поле ей соответствует крупная кольцевая зона аномальных значений, совпадающая с внешними кольцевыми границами выявленных по космоснимкам; в гравитационном поле ей соответствует кольцеобразная область существенно положительных аномалий. В пределах палеовулкана располагаются три крупных интрузивных массив – Рай-Изский, вытянутый субмередиональном направлении, представленный дефференциатами от ультраосновного состава до кислого; на западе – это комплекс габбро-гранитного состава; и третий массив в юго-восточной части, предполагаемой структуры, вытянутый в северо-восточном направлении. Значительная часть границ массивов устанавливается лишь геофизическими методами. Им соответствуют положительные гравитационные и магнитные аномалии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В., Гончарова Т.Я. Фации колчеданоносных вулканогенных комплексов. – М.: Изд-во МГУ, 1986. Ил., 163 с.

- 2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Листы Q-41,42, R-41,42. Санкт-Петербург, 1996, 2001.
- 3. Дьяконов В.В. Позиция медно-порфирового оруденения в палеовулканических структурах. Доклады Академии наук. 1989. Т. 304. № 1. С. 168.
- 4. Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Жорж Н.В. Палеовулканы и эндогенное оруденение (на примере Урала)// Международная научно-практическая конференция молодых ученых и студ. Екатеринбург, 2009. С.45-47.

# РАДИОЛЯРИИ ТУРОНА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ КРЕМНЕЙ В СОСТАВЕ СЕЛЬБУХРИНСКОЙ СВИТЫ О.В. Жилка, М.Е. Кузьмичёв, И.А. Зюзин (РГГРУ, Москва, Россия)

В составе сельбухринской свиты (сеноман-коньяк) часто встречаются кремнистые породы — различные по размеру желваки кремней, прослои и пропластки кремней, а также кремнистые известняки. Происхождение кремнистых пород в составе осадочного разреза может быть разным:

- а) Кремни могут возникать за счет материала кислых туфов, например, вулканического стекла. При этом среда образования должна быть низкоуглеродной и должны отсутствовать Al, Na и K только тогда будет устанавливаться устойчивый кремнистый компонент [3].
- б) Кремни могут образовываться за счет перераспределения кремнезема и его последующей концентрации в виде конкреций. По отношению к вмещающим породам кремни будут являться эпигенетическими телами метасоматического происхождения. Характерна избирательность замещения кремнями участков породы с определенным строением (составом, плотностью, пористостью и т.д.), что хорошо объяснимо с учетом идей Г.Л. Поспелова о роли процессов "предварительного промачивания" при процессах метасоматоза [2].
- в) Кремни могут образовываться за счет остатков организмов с кремневым скелетом: радиолярий, губок, диатомей. После гибели животных кремнистый скелет растворялся и перераспределялся. Таким образом, происходило накопление вещества и дальнейшее его преобразование в химическое соединение. При этом должны были соблюдаться особые геохимические условия.

Нами был детально изучен и опробован разрез пограничных отложений сеномана-турона, развитый на южном склоне г. Сельбухра [1]. Здесь снизу вверх обнажаются:

- 1. Коричневато- и желтовато-серые слоистые мергели, переслаивающиеся с желтовато-серой известковой глиной. 0,25 м (видимая мощность).
- 2. Светло-серый илистый массивный известняк. 0,15 м.
- 3. Светло-серый и желтовато-серый глинистый известняк. 0,33 м.
- 4. Светло-серый и белый слоистый известняк. 0,1 м.
- 5. Светло-серый и желтовато-серый глинистый известняк. 0, 16 м.
- 6. Белый массивный известняк. 0,28 м.

- 7. Светло-серый тонкослоистый глинистый известняк. 0, 1 м.
- 8. Светло-серый и белый массивный известняк. 0,3 м.
- 9. Светло-серый глинистый известняк. 0,05 м.
- 10. Светло-серый и белый массивный известняк. 0,18 м.
- 11. Желтовато-серый и серый глинистый известняк. 0, 12 м.
- 12. Светло-серый и желтовато-серый массивный известняк. 0,3 м.
- 13. Светлый желтовато-серый слоистый глинистый известняк. 0,2 м.
- 14. Известняки глинистые светло-серые и темно серые с углистым детритом на поверхностях напластования. В верхней части были встречены радиолярии. 0,25 м.
- 15. Желтовато-серые глинистые известняки со стяжениями пирита. 0,16 м.
- 16. Светло-серый и белый известняк. 0,1 м.
- 17. Белый и светло-серый массивный известняк с пластовым окремнением. В нижней части слоя были встречены радиолярии. 0, 25 0,3 м.
- 18. Светло-серый и серый тонкоплитчатый глинистый известняк. 0,4 м.
- 19. Белый известняк, плотный, неясноплитчатый. 0,1 м.
- 20. Светло-желтовато-серый тонкоплитчатый глинистый известняк. 0,4 м.
- 21. Светло-серый и белый массивный известняк. 0,35 м.

Слои 1-13 этого разреза относятся к верхнему сеномана, граница сеномана и турона проводится по слою 14. Слои 15-21 — нижний турон [4]. В образце, отобранном из слоя 17 были найдены следующие виды радиолярий: 1. Stichomitra insiguis (Squinabol, 1904) 2. Stichomitra lommunis (Squinabol, 1903) 3. Pessagnobrachia tabianii (Squinabol, 1914) 4. Dactyliodiscus longispinus (Squinabol, 1904) 5. Cavaspongia enganea (Squinabol, 1904) 6. Halesium sexngulum (Pessagno, 1971) 7. Patellula coronata (Tumanda, 1989) 8. Crucella aster (Lipman, 1952) 9. Xitus spicrelarius (Aliev, 1965). Радиолярии имеют хорошую сохранность: кремнистое вещество раковин не замещено и не растворено. Спикулы губок редки, диатомей нет, следовательно, радиолярии были основными источниками биогенного кремнезема. В других слоях радиолярии также часто встречаются, однако они замещены либо карбонатом, либо пиритом, впоследствии окисленном до лимонита. Радиолярии хорошей сохранности встречаются в тех слоях, где образуются кремни, то есть там, где происходит концентрация перераспределенного кремнезема.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

- 1. Кремнезем в разрезе сельбухринской свиты имеет первично органогенную природу и образовался за счет накопления раковин радиолярий.
- 2. В ходе процессов диагенеза произошло растворение и перераспределение кремнезема, сопровождавшееся формированием кремневых стяжений, которые образовывались избирательно, как правило в наиболее массивных разностях известняков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Брагина Л.Г. (1999) Радиолярии сеномана и турона Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 74. 1999. Вып. 3. С. 43-50.
- 2. Слётов В.А. «Кремни» / http://geo.web.ru, 16.05.2006.

- 3. Щека С.А., Гребенников А.В. Силикатно-металлические хондры как индикаторы флюидного режима игнимбритообразующих расплавов. // Электронный научный журнал «Исследовано в России».
- 4. Bragina L.G. Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and Crimean Mountains // Paleontological Journal, V. 38, No 4, pp. 325-456.

# ГЖЕЛЬСКИЙ ЯРУС КАК ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ В РАЗРЕЗАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ (по результатам изучения фузулинид) Т.Н. Исакова (ГИН РАН, Москва, Россия)

Терминальным ярусом пенсильванской подсистемы каменноугольной системы Международной стратиграфической шкалы (МСШ) принят гжельский ярус (Gradstein et al., 2004) – ярус российского подразделения морского карбона. В Российской стратиграфической шкале гжельский ярус является терминальным ярусом верхнего отдела каменноугольной системы. Этот ярус относится к ряду ярусов МСШ, для которых уже приняты маркеры их нижних границ. Для определения границ и, соответственно, объема гжельского яруса как глобального стратона МСШ, выбраны биомаркеры среди конодонтов. Нижняя граница гжельского яруса принята на уровне первого появления конодонтового вида Idiognathodus simulator (Ellison) (Heckel et al., 2008). Верхняя граница рассматриваемого яруса, являясь в тоже время рубежом каменноугольной и пермской систем, ограничивает объем яруса уровнем появления другого конодонтового вида-маркера – Streptognathodus isolatus Chermnykh, Ritter et Wardlow. Для корреляции границ гжельского яруса наряду с конодонтами важное значение имеют фузулиниды. В качестве второго биомаркера нижней границы гжельского яруса рассматривается фузулинидовый вид Rauserites rossicus (Schellwien), а его верхней границы или рубежа каменноугольной и пермской систем – Schwagerina vulgaris aktjubensis Scherbovich.

Следует заметить, что гжельский ярус исторически был выделен С.Н. крыле Московской синеклизы карбонатных Никитиным на МОНЖО отложениях, на основании развития в этих отложениях специфического комплекса брахиопод. Карбонатный разрез, расположенный у д. Гжель, является стратотипом яруса, хотя в этом разрезе обнажается только нижняя яруса. Относительно литологическая фаунистическая часть полная И характеристика ЭТОГО разреза была представлена в материалах Международного карбонового конгресса 1975г. В настоящее время проведено переизучение этого разреза и приведено послойное распространение в нем микрофауны – конодонтов и фузулинид, и макрофауны – кораллов (Alekseev et al., 2009).

Фузулинидами охарактеризована верхняя часть разреза (слои 4-8). В нижней части разреза (слои 1-3) фузулиниды не обнаружены. Выявлено 4 уровня с фузулинидами. Вертикальное распределение видов свидетельствует о присутствии в разрезе двух комплексов, сменяющихся одно другим вверх по

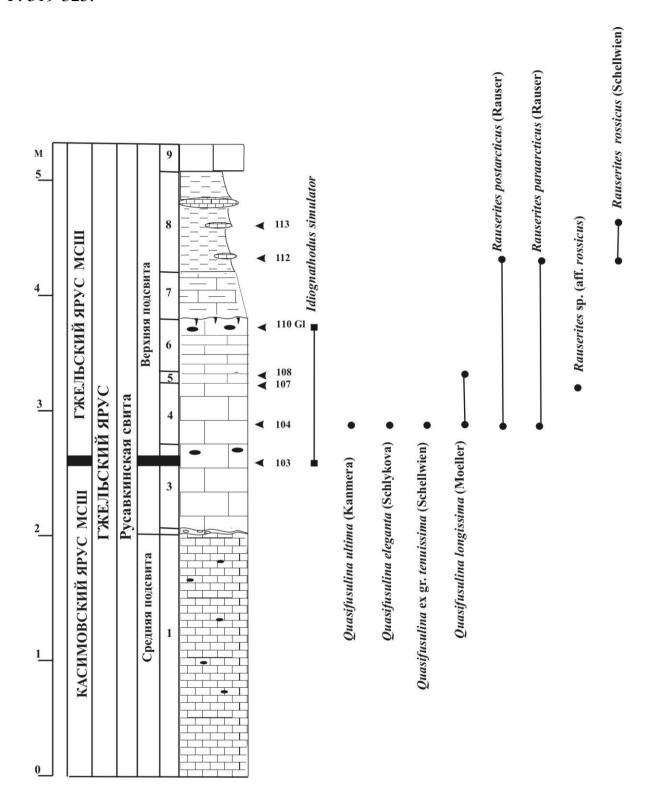
разрезу и имеющих, вероятно, экологический характер. Первый или нижний комплекс объединяет популяцию видов рода Quasifusulina, представленного большим числом особей и доминирующего над родом Rauserites. В составе этого комплекса определены Quasifusulina longissima (Moeller), Q. ultima (Kanmera), Q. eleganta (Schlykova), Q. ex gr. tenuissima (Schellwien), Rauserites postarcticus (Rauser), R. paraarcticus (Rauser), R.sp. (aff. rossicus Schellwien), a Ozawainella sp. Textularia sp. И единичные (ex gr. Рассматриваемый комплекс приурочен к слоям 4 и 5, описываемого разреза. Второй или верхний комплекс объединяет популяцию рода Rauserites, в которой абсолютной доминантой является вид Rauserites rossicus (Schellwien). Эта популяция характеризует отложения слоя 8. Состав второго комплекса дополняют также ранее появившиеся и перешедшие из подстилающих слоев postarcticus (Rauser) И R. paraarcticus стратотипическом разрезе, представленном известняками и доломитами с микрофауной, Rauserites rossicus (Schellwien) появляется приблизительно 0,5M выше биомаркера, конодонтового T.e. первых Idiognathodus simulator (Ellison), фиксирующих границу глобального гжельского яруса как стратона МСШ. Таким образом, в стратотипическом разрезе нижняя граница гжельского яруса как глобального стратона МСШ фиксируется выше исторической границы этого яруса и проходит в верхней части русавкинской свиты. В типовом разрезе гжельского яруса, вскрытого скважиной 7к вблизи г. Ногинска, в базальной части яруса отмечено практически совместное нахождение Rauserites rossicus (Schellwien) и Rauserites stuckenbergi (Raus.). Таким образом, в разрезе скв.7к граница глобального гжельского яруса по фузулинидам совмещается с нижней границей зоны Rauserites rossicus, R. stuckenbergi фузулинидовой зональной шкалы. В гипостратотипе гжельского яруса – разрезе Яблоновый Овраг на Самарской Луке – первое появление нетипичных Rauserites rossicus (Schellwien) известно еще в отложениях верхней зоны касимовского яруса. Частые Rauserites rossicus (Schellwien) фиксируются только в верхней половине нижней фузулинидовой зоны гжельского яруса. Таким образом, по фузулинидам, используя фузулинидовый вид Rauserites rossicus (Schellwien) в качестве дополнительного **ККНЖИН** граница гжельского яруса МСШ прослеживается коррелируется в интервале нижней зоны Rauserites rossicus, Rauserites stuckenbergi фузулинидовой шкалы гжельского яруса типовой местности.

Работа выполнена по проекту РФФИ 09-05-00101.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Alekseev A.S., Goreva N.V., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Lazarev S.S., Davydov A.E. Gzhel section. Stratotype of the Gzhelian Stage // Type and reference Carboniferous sections in the South Part of the Moscow Basin. Moscow, 2009. P.115-137.
- 2. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A. (eds.). A geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press. 2004.
- 3. Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E, et al. Choice of conodont *Idiognathodus* simulator [sensu stricto] as the event marker for the base of the global Gzhelian Stage

(Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System) // Episodes. 2008. V. 31 No 3. P. 319-325.



Распространение фузулинид и положение нижней границы глобального гжельского яруса МСШ в разрезе «Гжель» (колонка из Alekseev et al., 2009 с дополнениями автора).

#### СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

С.М. Калягин (Астраханский государственный технический университет, Астрахань, Россия)

Большую роль В развитии процессов нефтегазообразования И нефтегазонакопления среднеюрских отложениях юго-западной В Прикаспийской впадины сыграли структурно-тектонические условия: развитие соляно-купольной тектоники; наличие дизъюнктивных нарушений; палеотектонические **УСЛОВИЯ**, числе направленность режим TOM региональных тектонических движений.

Характерной особенностью надсолевого структурного комплекса исследуемой территории является наличие здесь мощной толщи сульфатногалогенных отложений кунгурского возраста, и, как следствие, проявление соляного тектогенеза. Наиболее активно она проявилась в центральной части региона, где мощность соли достигает 2-3 км. Соляно-купольная структура здесь носит ячеистый характер, т.е. происходит сочетание крупных соляных гряд и массивов, соединенных между собой соляными перешейками, и межгрядовых прогибов. Протяженность соляных гряд и массивов достигает 100 и более км, а ширина их - 15-25 км. Соляные структуры имеют сложное строение (изометрическую форму, большую крутизну склонов, значительное число дизъюнктивных нарушений и др.).

Одним из самых распространённых в пределах юго-западной части Прикаспийской впадины является среднеюрский комплекс. В его составе чётко прослеживаются две литологические пачки пород: нижняя песчано-алевритовая и верхняя глинистая. Первая пачка развита не повсеместно. С юга её распространение в основном ограничено бортовой частью Прикаспийской впадины, где происходит выклинивание пород. Эта пачка является основным юрским резервуаром для нефти и газа. С ней связаны Бешкульское и Верблюжье нефтяные месторождения. Она характеризуется коллекторскими свойствами (пористость - 27-29%, проницаемость - 0,15-0,3 мкм<sup>2</sup>) при мощности 21-51 м. Соляной тектогенез обусловил особенности распространения и различную стратиграфическую среднеюрских отложений в межкупольных зонах и на соляных куполах. Наибольшая глубина залегания и мощность среднеюрских отложений характерна для межкупольных мульд Сарпинского прогиба. Здесь глубина залегания средней юры колеблется от -1600 до -2500 м, что создает благоприятные условия для нефтеобразования в этих отложениях. [2]

С развитием соляных куполов связано формирование ловушек различного типа: антиклинальные полного контура, тектонически-экранированные, литолого-стратиграфические.

В районах развития соляной тектоники исследуемого региона на размещение залежей нефти и газа оказал большое влияние соляной тектогенез. Соляные купола оказали решающее воздействие на формирование,

переформирование и разрушение ловушек нефти и газа. С развитием соляного тектогенеза шло образование дизъюнктивных нарушений вблизи соляных гряд и куполов. Это могло привести как к вертикальной миграции УВ из нижележащих отложений в среднеюрские, так и переформированию и разрушению залежей нефти и газа. Поэтому залежи нефти и газа в среднеюрском комплексе могли образоваться как за счёт собственного нефтегазового потенциала, так и за счёт перетока УВ из подсолевых отложений, в частности каменноугольных. [3]

Одним из проявлений дизъюнктивных нарушений влияющих на распределение залежей нефти и газа является формирование тектонически экранированных ловушек. В связи с этим сформированная залежь может быть разбита на ряд приподнятых и опущенных блоков контролирующих распределение нефти и газа. В юго-западной части Прикаспийской впадины примерами таких месторождений в среднеюрских отложениях может служить Верблюжье нефтяное.[4]

Несмотря на наличие большого количества ловушек в районе развития соляных куполов, залежи углеводородов в них могли и не сформироваться по следующим причинам: ловушка расположена за пределами региональной нефтегазоносности; основные пути миграции углеводородов проходили в стороне от ловушки; не началась основная миграция углеводородов, в связи с небольшими глубинами погружения нефтегазопроизводящих комплексов.

Примером могут служить многочисленные соляные структуры Прикаспийской впадины по юрским отложениям имеющие древнее формирование и не содержащие залежей нефти и газа.

Сформировавшиеся залежи углеводородов на ранних этапах развития могли быть разрушены. В результате интенсивного воздымания территории ловушка была выведена из-под уровня моря и подверглась воздействию древних размывов. Так, на Астраханском своде не обнаружено ни одного месторождения нефти и газа в надсолевом комплексе. По-видимому, в результате роста соляных куполов в мезо-кайнозойское время были разрушены ловушки в триасовых, юрских и меловых отложениях. [1]

Межгрядовые участки и мульды, обрамлённые соляными грядами, могут включать в себя наиболее объёмные ловушки литолого-стратиграфического типа экранируемые солью. Особо перспективными следует считать участки, обращённые открытой (не замкнутой соляной грядой) частью в направлении глубокопогруженных зон. Вообще, особо следует отметить роль соотношения соляных гряд и регионального наклона (погружения) надсолевого комплекса в процессе латеральной миграции углеводородов. Дело в том, что все соляные купола и связанные с ними ловушки приурочены к соляным грядам и местам их пересечения (сочленения).

Таким образом, поступающие из глубинных отложений УВ мигрировали по региональному наклону и затем, как по одному из вероятных путей, вдоль соляных гряд, скапливаясь в структурных формах, связанных с соляными куполами, а также в литолого-стратиграфических ловушках, расположенных на путях миграции УВ. Это может служить одним из поисковых признаков при

проектировании разведочных работ на среднеюрские отложения в зонах развития соляного тектогенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность. Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасына. М.: Научный мир, 2008. -221 с.
- 2. Воронин Н.И. Особенности геологического строения и нефтегазоносность юго-западной части Прикаспийской впадины: Монгр./ Астрахан. гос. техн. ун-т. Астрахань: Изд-во АГТУ, 2004. 164 с.
- 3. Воронин Н.И. Палеотектонические критерии прогноза и поиска залежей нефти и газа (на примере Прикаспийской впадины и прилегающих районов Скифско-Туранской платформы). М.:ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 288 с.
- 4. Калягин С.М. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение залежей нефти и газа в надсолевом комплексе юго-западной части Прикаспийской впадины //XVI Губкинские чтения/Сб. тезисов. –М., 2002. –С. 66.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

(эволюция представлений)

В.Б. Караулов (РГГРУ, Москва, Россия)

Под тектоническим районированием подразумевается разделение земной коры на регионы (области), обладающие определенным внутренним единством и отличающиеся по каким-то существенным признакам от смежных регионов. Эти регионы представляют собой структурные элементы земной коры, размерами строения. различающиеся особенностями состава Следовательно, составлению схем тектонического районирования тектонических карт, на которых они отображаются, должна предшествовать разработка классификации разноранговых тектонических структур.

Российские геологи всегда уделяли большое внимание разработке таких классификаций составлению тектонических карт, имеющих большую теоретическую И практическую В качестве основы ценность минерагенического районирования и прогноза. Тектонические карты и схемы районирования используются для рационального направления региональногеологических исследований и являются базой при изучении региональной геологии в вузах. Задача данного сообщения – проследить эволюцию взглядов и рассмотреть современные представления о тектоническом районировании России и Северной Евразии.

Известны разные способы тектонического районирования (в т.ч. по времени становления континентальной коры, по последнему тектоническому режиму и др.), но наиболее рациональным, как показала проверка временем, является районирование «по возрасту складчатости». Первые опыты выделения разновозрастных складчатых областей были предприняты западноевропейскими геологами ещё в конце XIX — начале XX века, но представления о том, какой момент геологической истории следует считать

временем складчатости, а также соответствующая тектоническая терминология неоднократно изменялись.

Первые тектонические схемы территории СССР появились в 30-е годы Наиболее продуманным и жизнеспособным оказался районирования, предложенный А.Д.Архангельским тектонического Н.С.Шатским (схема 1933 г.), однако использовавшаяся ими классификация тектонических структур заметно отличалась от более поздних вариантов. В качестве главных структурных элементов на этой схеме были выделены докембрийские и палеозойские плиты (под «плитами» подразумеваются структуры, называемые теперь платформами), области складчатости (киммерийской и ларамийской) и альпийские геосинклинальные области. Байкальские складчатые сооружения были включены в состав докембрийских «плит» (платформ).

Работа по совершенствованию тектонического районирования Северной Евразии была продолжена Н.С. Шатским при составлении схемы тектоники Арктики (1935 г.), на которой байкальские складчатые сооружения («байкальские породы») выделены не только на юге Сибирской платформы, но и на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, в районе Тиманского кряжа и полуострова Канин. Термин «докембрийские плиты» заменен «докембрийскими платформами», в фундамент которых по-прежнему включаются байкалиды.

апробированные Метолические приёмы, при составлении тектоники СССР, были усовершенствованы и использованы при работе над первыми тектоническими картами СССР, составленными в послевоенное время большим коллективом авторов под редакцией Н.С. Шатского (карта масштаба 1:4000000 - 1953 г. и карта масштаба 1: 5000000 - 1956 г.). Главными выделенными тектоническими единицами, на ЭТИХ картах, разновозрастные складчатые области. Возраст складчатости определяется временем окончания геосинклинального развития данной области и начала её платформенного развития. На картах выделены докембрийские платформы, сложенные выходящими на поверхность и перекрытыми осадочным чехлом архейскими и протерозойскими (в том числе байкальскими) складчатыми комплексами, области палеозойской (каледонской и герцинской) и мезозойской складчатости, а также области кайнозойской складчатости Тетиса и Тихоокеанского пояса.

1957 Γ. начата работа по составлению Международной была 1:2500000. тектонической карты Европы масштаба Председателем H.C. редакционной комиссии был Шатский, ученым секретарем А.А.Богданов, почетным председателем – Г. Штилле. В основу карты положена легенда тектонической карты СССР, дополненная опытом составления тектонических карт зарубежных стран. Главным принципом районирования оставалось разделение территорий по времени превращения складчатых (геосинклинальных) областей в платформы. Складчатые области были разделены на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные. В пределах складчатых сооружений выделялось несколько структурных этажей. Макет

карты был подготовлен к XXI сессии Международного геологического конгресса (Копенгаген, 1960 г.), но опубликована она была позже, уже после смерти Н.С. Шатского.

В 1961 г. издана тектоническая карта СССР масштаба 1:10000000, подготовленная под редакцией А.А. Богданова. При составлении этой карты были использованы тектонические карты СССР и Европы. На карте выделены разновозрастные эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные *складчатые области*, разделенные на антиклинальные и синклинальные зоны, внутренние впадины, краевые прогибы и вулканические пояса, а также *чехлы платформ* с докаледонским и палеозойским возрастом фундамента. Названия крупных структур (платформ, плит, синеклиз, антеклиз, синклинориев и антиклинориев) подписаны на карте.

Становление классической отечественной тектонической картографии завершилось созданием большим коллективом авторов под редакцией А.Л. Яншина тектонической карты Евразии масштаба 1:5000000, которая была опубликована вместе с объяснительной запиской в 1966 г. Как и на предшествовавших схемах и картах, на ней выделены области дорифейских складчатостей, области байкальской складчатости, области ранней каледонской, каледонской, герцинской, мезозойской, альпийской (средиземноморской) складчатости и области кайнозойского тектогенеза востока Азии. Разными цветами показаны чехол древних и эпибайкальских платформ и чехол эпипалеозойских платформ. Заметим, что в условных обозначениях к этой и ко всем рассмотренным выше картам и схемам не были выделены в явном виде главные структурные элементы материковой земной коры – древние дорифейские платформы и складчатые пояса.

В 1967 г. в журнале «Геология и разведка» (№ 10) была опубликована статья М.В. Муратова «Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах», с многоцветной вклейкой – тектонической картой СССР масштаба 1: 25000000. На этой карте на территории Советского Союза в качестве крупнейших структурных элементов впервые были выделены две древние дорифейские платформы (Восточно-Европейская и Сибирская) и части трёх складчатых (Урало-Монгольского, Средиземноморского Тихоокеанского). И Восточно-Европейская и Сибирская платформы упоминались еще в работе А.Д.Архангельского и Н.С. Шатского при описании первой схемы тектоники СССР и в пояснительных записках к последующим тектоническим картам, но возраст их фундамента считался не дорифейским, а докембрийским или «докаледонским». Что же касается складчатых поясов, то о них и раньше писали многие исследователи, но они вкладывали в это понятие иной смысл и только после публикаций статей М.В. Муратова (1965-1967 г.г.) большинство специалистов стало использовать этот термин для обозначения совокупности складчатых структур самого большого масштаба, которые охватывают всё пространство между древними платформами.

Если до появления этой и некоторых других публикаций М.В. Муратова, посвященных принципам тектонического районирования материков, возрастом

складчатости считалось время окончания геосинклинального развития данной области и начала её платформенного развития, то теперь стала очевидной недостаточная ясность такого способа установления главного рубежа в развитии подвижных областей. В работах М.В. Муратова показано, что в складчатых поясах Евразии известно всего две «платформообразующих» эпохи складчатости – на границе палеозоя и мезозоя (герцинская) и перед поздним мелом (верхоянская). С другой стороны, М.В. Муратов подчеркивал большое значение крупных поднятий, складчатости и интрузивного магматизма, на границе главного геосинклинального и происходивших (заключительного) этапов развития подвижных областей. Именно этот рубеж, выраженный структурным несогласием между соответствующими комплексами и сменой геологических формаций, целесообразно называть «временем главной складчатости».

Вариант тектонического районирования территории Северной Евразии, отраженный в работах М.В. Муратова, завоевал почти всеобщее признание и используется в большинстве современных учебников региональной геологии.

Существуют и другие способы тектонического районирования. Так, Е.Е. Милановский предлагает наряду с древними платформами и складчатыми поясами выделять третий равнозначный структурный элемент материков — метаплатформенные области. Этот вариант имеет право на существование, но сторонников у него немного.

Последняя четверть XX столетия и начало XXI века явились временем возрождения мобилистских идей, отказа от завоеваний классической геологии и насаждения концепции тектоники литосферных плит. Однако сторонники неомобилизма так и не смогли предложить нового способа тектонического районирования материков, способного заменить проверенный временем метод их районирования по возрасту складчатости. Этот же метод использовался для изображения структуры материков на последней Международной тектонической карте Мира и на её уменьшенном варианте, изданном под редакцией Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина в 1982 г.

Тектоническая карта Северной Евразии, составленная М.В. Муратовым более 40 лет назад, и методика её составления не потеряли своего значения и сегодня и по-прежнему могут служить основой при преподавании учебного курса региональной геологии России и ближнего зарубежья. Разумеется, в неё должны быть внесены изменения в соответствии с полученными за прошедшее время новыми данными (которых, кстати, не так уж много). Один из возможных вариантов такой схемы приведен на рисунке.

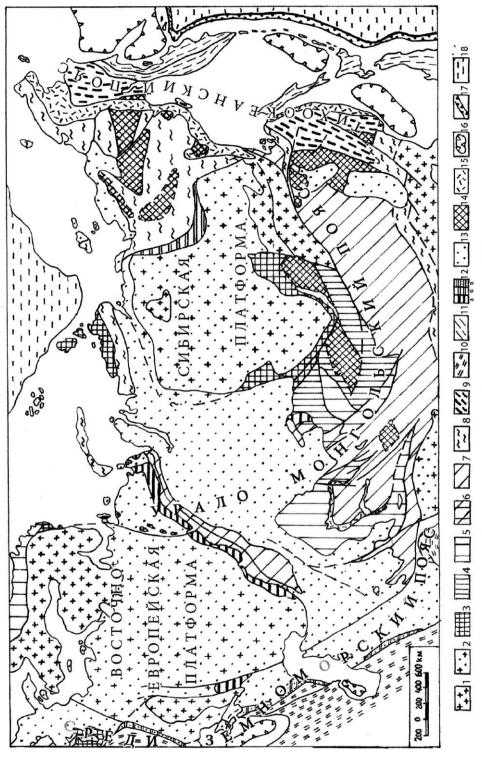


Схема тектонического районирования Северной Евразии

Условные обозначения: 1-2 – древние платформы: 1- щиты, 2- плиты; 3-11 – складчатые области: 3- байкальские, 4- салаирские, 5каледонские, 6- каледонско-герцинские, 7- герцинские, 8- киммерийские, 9- ларамийские, 10- альпийские, 11- тихоокеанские (кайнозойские); 12- краевые прогибы (а- герцинские, б- киммерийские, в- альпийские); 13- плиты молодых платформ; 14- крупнейшие срединные и краевые массивы; 15- окраинные вулканические пояса; 16- глубоководные впадины окраинных и внутренних морей; 17- глубоководные желоба; 18впадины океанов.

#### СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

С.С.Клименко, Л.А.Анищенко (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

В Предуральском краевом прогибе соли установлены в глинисто-сульфатно-кабонатных толщах верхнего ордовика, в Лемвинской зоне в алеврито-сланцевом разрезе аллохтонно-надвиговой пластине пород верхнекембрийско- нижнеордовикского возраста.

Сленосные отложения в Предуральском прогибе выявлены в согласном залегании на Гряде Чернышева (скв.1-Воргамусюрская) и в Косью-Роговской впадине (скв.6-Кочмесская). В разрезе скважины 1-Воргамусюрская в согласном залегании под доломитами салюкинской свиты верхнего ордовика в интервале глубин 2610-3130 м вскрыта мощная галогенная пачка пород малотавротинской свиты верхнего ордовика. В глинисто-доломитовой толще, мощностью 400 м, соли проявляются в виде отдельных крупных монолитных пачек, так и в виде мелких прослоев, гнезд, переслаивания с ангидритом (Особенности..., 2009).

В Косью-Роговской впадине, в скважине 6-Кочмесская, пробуренной вблизи внешнего борта впадины, вскрыта глинисто-сульфатно-карбонатная толща малотавротинской свиты верхнего ордовика большей мощности. В интервале 5565-6276 м наблюдается переслаивание глинистых доломитов, ангидритов, смешанной глинсто-галогенно-карбонатной породы с пластами и прослойками светло-бурых и розоватых солей. Карбонатно-галогенная толща согласно перекрывается толщей доломитов верхнего ордовика. Отложения, подстилающие галогенный комплекс в Косью-Роговской впадине и на гряде Чернышева не вскрыты. Однако, по мнению ряда исследователей, данные геофизических исследований свидетельствуют 0 широком малоплотных породных образований, которые отождествляются с песчаноглинистыми породами нижнего ордовика (Тарбаев, Беляков, Рассказова..., 1990).

В Лемвинской зоне Урала соленосные кембрийскоотложения ордовикского возраста вскрыты при бурении скв.11-Восточно-Лемвинская в области развития меловых отложений к северо-западу от выходов отложений нижнего-среднего ордовика Грубеинского покрова Лемвинского аллохтона. Ранее проявления солеей на Урале не были известны. Соленосные отложения вскрыты в интервале разреза на глубинах от 2715 до 3067 м. Они перекрыты серозелеными алевритовыми сланцами и сланцеватыми разнозернистыми песчанистыми алевролитами кембрия – нижнего ордовика погурейской свиты. Ниже соленосных пород вскрыты черные карбонатно-глинистые породы и черные сланцы средне-верхнего девона. Соленосные породы неоднородные, сложены пачками крупнокристаллических черных солей и черных глинистосоляных сланцев. В солях содержатся обломки округлой и остроугольной формы серо-зеленых сланцевых и карбонатно-глинистых пород. Кроме того прослой серо-зеленых серицито-хлоритовых сланцев. представлена галитом (обр. №23): NaCl - 94.3%; CaSO<sub>4</sub> - 3.7%, содержит Методом электронного зондирования в пелитовом осадке обессоленной части соленосных черных сланцев выявлены монокристаллы пирита, кварца, доломита, ангидрита, ортоклаза, апатита. Кристаллы без следов разрушения, окатанности. Ассоциация минералов, обнаруженная в солях и глинистосоленосных породах может свидетельствовать о поступлении в солеродный бассейн вулканогенного материала. Химический анализ пелитовой фракции глинисто-соленосных пород позволяет отнести их к щелочным миосиолитам, которые характеризуются высокой щелочностью. Модуль нормированной (НКМ) щелочности и щелочной модуль (ЩМ) имеют очень высокие значения (НКМ ( $Na_2O+K_2O$ )/ $Al_2O_3=0.61$ ; ЩМ  $Na_2O/K_2O=1.05$ ). Высокое содержание  $K_2O$  (3.94) указывает на доминацию полевых шпатов (присутствие ортоклазов доказано). По ряду литохимических модулей пелитовая фракция близка составу туффоидов погурейской свиты (Геохимия..., 1998).

Сравнение соленосных пород и серицит-хлоритовых сланцев погурейской свиты, выявляет их общность. В серицит-хлоритовых алевритовых сланцах и алевритах выявлена в виде акцессориев таже ассоциация минералов: кварц, пирит, полевые шпаты, циркон, ильменит. По повышенной щелочности, магнезиально-железистой кластике, калийности соленосные породы и алевритовые сланцы характеризуются однотипностью. Солеобразование на Лемвинской площади Северного Урала проходило во время формирования погурейской свиты, отложения которой относят к рифтогенной вулканогенно-осадочной толще (Ордовик..., 1990).

В свете изложенного выше, формирование эвапоритовых образований на Урале представляется в следующем виде. В позднем кембрии (раннем ордовике) на севере Урала возникает рифтовая долина, куда сносился обломочный песчаный и алевритовый материал и куда ингрессировало море в эпоху накопления погурейской свиты. Интенсивность ингрессии изрезанной морфологии дна бассейна, и вероятного существования отдельных впадин и валов была неодинаковая. Аридный климат и недостаточный приток морской водной массы приводил к обмелению, высыханию бассейнов, формированию эвапоритов в изолированных валами впадинах, где ранее накапливались тонкие пелитовые По Уральского осадки. площади раннепалеозойского осадкообразования эвапориты замещались серо-зелеными алевритами, черными сланцами и не имеют повсеместного распространения. Накопление эвапоритов на Урале вероятнее всего, как и в Сибири проходило в позднекембрийский период. Накопление солей в Предуральском прогибе проходило в позднеордовикское время без накопления вулканогенного материала.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.
- 2. Ордовик Приполярного Урала / Б.Я.Дембовский, Э.П.Дембовская, М.П.Клюжина, В.А.Наседкина. Свердловск, 1990. 193 с.
- 3. Особенности состава соленосных нижнепалеозойских отложений соленосных отложений скважины 1-Восточно-Лемвинская // Л.А.Анищенко, А.А.Гудельман, С.С.Клименко, В.Н.Филлипов, А.Н.Шулепова. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт 2009. Т.2. С.259-263.
- 4. Тарбаев Б.И., Беляков Л.Н., Рассказова Н.Б. Рифтогенные формации ордовика на севере Предуральского краевого прогиба // Доклады академии наук СССР, Т.311, №6. 1990. С.1427-1429.

#### ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ МАНГУШСКОЙ СВИТЫ И ВАЛУННО-ГАЛЕЧНИКОВОЙ ТОЛЩИ ГОРЫ ПРИСЯЖНОЙ (ГОРНЫЙ КРЫМ) Э.И. Ковалевский, О.Г. Макарчев (РГГРУ, Москва, Россия)

Проблема заключается в том, что валунно-галечниковая толща, слагающая вершину г. Присяжной, одними исследователями считается плиоценовочетвертичной, а другими рассматривается как фация мангушской свиты верхнего альба. Мы познакомились с составом и строением этих толщ при прохождении Крымской геологической практики летом 2009 г., после чего в рамках учебно-исследовательской работы под руководством профессора В.Б. Караулова провели дополнительные маршруты в районе Мангушской балки и г. Присяжной для получения дополнительных данных, подтверждающих ту или иную точку зрения. Данное сообщение основано на полевых наблюдениях и изучении литературы, посвященной данной проблеме.

междуречье Кача-Бодрак Отложения альба (восточная часть Бахчисарайского района Горного Крыма) представлены только верхним подъярусом. В районе сел. Прохладного (бывш. Мангуш) они установлены в 1949 г М.В. Муратовым. Позднее верхнеальбские глины вошли в литературу под названием мангушской свиты (Горбачик, Кречмар, 1969; Цейслер и др., 1999) или мангушской толщи (Чернов, Янин, 1975; Янин, 1979, Мангушские залегают отложения В рассматриваемом районе ингрессивно, выполняя эрозионную котловину, промытую породах таврической серии.

Нижняя часть мангушской свиты представлена чередованием разнозернистых плохо отсортированных сильно ожелезненных желтовато-бурых песчаников и песчанистых глин, резко несогласно залегающих на таврической серии с контактом прислонения. Местами в песчаниках наблюдается косая слоистость, встречаются карбонатные включения размером

до 1-2 см. Рассматриваемая пачка мощностью до 20 м развита на склонах и у подножия гор Длинной и Шелудивой. В юго-западном направлении слои песчаников выклиниваются, почти полностью замещаясь песчанистыми и алевритистыми глинами, обнажающимися на левом склоне Мангушского оврага и вскрытыми буровыми скважинами на базах МГРИ и МГУ. Глины темно-серые до буровато-серых, местами пестроокрашенные, гидрослюдистые, известковистые, неслоистые, с единичными прослоями полимиктовых песчаников, конкрециями сидеритов и редкими рассеянными гальками. Общая мощность мангушской свиты достигает 80-90 м. Обнажения песчаников и глин мангушской свиты известны также у основания г. Присяжной, вблизи старого шоссе на обсерваторию.

Первые определения ископаемых остатков из мангушских отложений сделал по просьбе М.В. Муратова В.П. Ренгартен (Муратов, 1949). Им из песчаников нижней части мангушской свиты, были определены руководящий верхнеальбский аммонит Hysteroceras varicosum (Sow.), а также три вида двустворчатых моллюсков - Neithea aequicostata (Lam.), Neithea quinquecostata (Sow.) и Cardium ex gr. ibbestonti Forbes. Известны и более поздние находки аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер и ископаемых растений.

Грубообломочный материал валунно-галечниковой толщи, слагающей плоскую вершину г. Присяжной, впервые стал изучаться в 1939 г. Н. И. Николаевым. В работе 1946 года им дается краткое описание галек и глыб разных пород из галечников, которые по его мнению приурочены к плиоценовой террасе. Преподаватели и сотрудники МГРИ, проводившие учебную геологическую практику, никогда не ставили под сомнение аллювиальное происхождение галечников, образующих плоскую аккумулятивную поверхность г. Присяжной. По высотному положению (более 120 м над уровнем ближайших водотоков) галечники сопоставлялись с кизилджарской террасой плиоценового возраста. Образование валунных горизонтов, содержащих крупные глыбы титонских известняков, объяснялось деятельностью селевых потоков.

В 80-х годах студентами МГРИ под руководством профессора М.К. Бахтеева для изучения состава и строения валунно-галечниковой толщи были пройдены два шурфа. В результате было подтверждено слоистое строение и горизонтальное залегание аллювиальных галечников, подстилаемых горизонтом валунников, и обнаружены единичные гальки «враконских» (по принятой теперь в РГГРУ терминологии «чигирских») известковистых песчаников верхов верхнего альба.

В 1961 г. Б.Т. Янин в докладе, сделанном в Московском обществе испытателей природы, отстаивал вывод о том, что валунно-галечниковая толща г. Присяжной одновозрастна мангушской свите и является её фацией. Это положение было развито в статье, опубликованной им в 1964 г. В качестве доказательства приводились зарисовка и описание обнажения мангушской свиты у подножья г. Присяжной. В песчаниках с остатками мангушских двустворок Neithea quinquecostata Sow. и Plicatula gurgitis Pict. et Roux содержатся гальки кварца и барремских известняков, а также обломки пород

таврической серии. В подстилающих их (по мнению Б.Т. Янина) глинах зарисованы и описаны включения галек и валунов разных пород, что позволило автору сопоставить их с галечниками и валунниками, залегающими на вершине г. Присяжной.

В 1975 г. В.Г. Чернов и Б.Т. Янин опубликовали статью, в которой доказывали, что полимиктовые конгломераты (в том числе валунные) принимают участие в строении мангушской свиты не только в районе г. Присяжной, но и в опорном разрезе этой свиты на правобережье Мангушского оврага под г. Длинной. Если это действительно так, то вывод о принадлежности совершенно не похожих друг на друга валунно-галечных отложений вершины г. Присяжной и мангушской свиты становится более правдоподобным. После появления этой публикации точка зрения об одновозрастности мангушской свиты и валунно-галечниковой толщи г. Присяжной была окончательно принята преподавателями МГУ и более не подвергалась сомнениям.

С нашей точки зрения, положение, при котором коллективы высококвалифицированных преподавателей двух крупных университетов водят своих студентов по одним обнажениям и излагают им противоположные, взаимоисключающие точки зрения на изучаемые объекты, нельзя считать нормальным. На основании проведенных нами наблюдений мы попытались оценить доводы, приводящиеся в пользу разных точек зрения, и сделать предварительные выводы.

Прежде всего, представляются несомненными горизонтальное залегание галечников, слагающих вершину г. Присяжной, их слабая сцементированность и тесная связь с современным рельефом. С этих позиций их раннемеловой возраст кажется маловероятным. Особого внимания заслуживает изучение выходов пород у подножья г. Присяжной. Обнаженность здесь, к сожалению, плохая и для более достоверных выводов необходимо проведение расчисток. По первому впечатлению, песчаники низов мангушской свиты, содержащие редкие мелкие гальки кварца и переходящие в осадочные брекчии с угловатыми обломками пород таврической серии имеют мало общего с валунно-галечниковой толщей. Что же касается галек и валунов, содержащихся в глинах мангушской свиты, то их «коренное залегание» вызывает сомнение. Более вероятно вдавливание галек и валунов, сползающих по склону при разрушении валунно-галечниковой толщи в пластичные (особенно при размокании) глины мангушской свиты.

Другой вопрос связан с присутствием (по данным В.Г. Чернова и Б.Т. Янина) галечных и особенно валунных конгломератов в разрезе мангушской свиты на склонах гор Длинной и Шелудивой. Слабо сцементированные галечники обнажаются в глубокой промоине ниже плотины верхнего ставка в с. Прохладном. Наряду с хорошо окатанными гальками разных пород, они содержат гальки кремней из верхнемеловых отложений и безусловно моложе мангушской свиты (скорее всего, это верхнечетвертичные отложения). Высыпки хорошо окатанных галек встречены нами также в нижней части правого пологого склона Мангушского оврага при подъёме к г. Длинной. Изучение связи их положения с микрорельефом склона показало, что это

остатки аллювия высоких террас. Тщательные поиски линз галечников и конгломератов среди песчаников и глин мангушской свиты результатов не дали.

Эти наблюдения позволяют сделать предварительный вывод, что мнение об одновозрастности валунно-галечниковой толщи и мангушской свиты является ошибочным. Тем не менее, изучение этого спорного вопроса необходимо продолжить с проведением расчисток и других легких горных выработок. Лучше всего было бы, если бы в этих исследованиях приняли участие студенты и сотрудники МГУ.

#### ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ДЛЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПО ГЛОБОТРУНКАНИДАМ (ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ)

Л.Ф. Копаевич (МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия)

Планктонные фораминиферы (ПФ) имеют ведущее значение для биостратиграфических исследований, начиная с мелового периода. Это связано несколькими причинами: 1) быстрой эволюцией, 2) широким географическим распространением, 3) обилием в большинстве морских осадочных толщ, 4) относительно простой идентификацией. Все это позволяет использовать ПФ для зонального расчленения и корреляции меловых и кайнозойских толщ во многих частях мира, как на континентах, так и в океанах. Мощный толчок к применению ПФ в биостратиграфии дало развитие нефтедобывающей отрасли и активное бурение на закрытых территориях.

Схемы расчленения, основанные на наиболее представительной и морфологически сложной группе меловых планктонных фораминифер – глоботрунканидах, начали разрабатываться давно, их существует много. Все они имеют большое сходство, различаясь в деталях, отражающих региональные особенности водных масс. Для Крымско-Кавказского региона использовалась схема Н.И. Маслаковой (1978).

Новые данные по систематике группы и по распространению таксонов в усовершенствования существующей потребовали разрезах схемы применительно к этому региону. Такая схема предлагается в настоящей статье. Она основана на разрезах Юго-Западного и в меньшей степени Восточного Крыма, с привлечением собственных и опубликованных материалов по территории Северного Кавказа. Наибольшее значение для расчленения имеют филогенетические линии в развитии родов Rotalipora, Marginotruncana, Dicarinella, Globotruncana, Contusotruncana, Globotruncanita и Abathomphalus (Loeblich, Tappan, 1987). Все эти таксоны обладали быстрой эволюционной изменчивостью, широким географическим распространением и четкими морфологическими признаками, которые позволяют легко определять их представителей. Предлагаемая зональная шкала состоит из 14 зональных выделенных подразделений И двух подзон, внутри зоны Whiteinella archaeocretacea (пограничный сеноман-туронский интервал). Границы зон определяются: (1) по появлению вида-индекса или по исчезновению видаиндекса предшествующей зоны (2). Данные по ПФ коррелировались с зональными подразделениями по макрофоссилиям.

#### Rotalipora appenninica интервал-зона

Возраст: верхний альб. Автор: Bronnimann, 1952. Основание зоны: первое появление индекс-вида в зоне Stoliczkaia dispar.

#### Rotalipora globotruncanoides интервал-зона

Возраст: нижний сеноман. Автор: Lehmann, 1966.

#### Rotalipora cushmani зона полного распространения

Возраст: средний-верхний сеноман. Автор: Borsetti, 1962.Основание зоны: первое появление индекс-вида в зоне Turrilites costatus.

#### Whiteinella archaeocretacea зона частичного распространения

Возраст: верхний сеноман (частично) – нижний турон (частично). Автор: Bolli, зона Praeglobotruncana gigantea. Основание исчезновение Rotalipora cushmani.Эта зона соответсвует пограничному сеноман-туронскому интервалу и ранее носила название "зона крупных глобигерин" (zone à grosses globigérines, Sigal, 1967). В Крымских разрезах эта зона может быть подразделена на две подзоны – Dicarinella imbricata и D. hagni. Появление D. hagni совпадает с основанием турона и с первым появлением иноцерамов Mityloides mytiloides.

#### Helvetoglobotruncana helvetica зона полного распространения

Возраст: нижний турон. Автор: Sigal, 1955. Основание зоны: первое появление индекс-вида, которое совпадает с нижней границей зоны Mytiloides labiatus.

#### Marginotruncana pseudolinneiana интервал-зона

Возраст: средний турон. Автор: Pessagno, 1967. Основание зоны: первое появление индекс-вида. С отложениями это зоны связано появление и расцвет маргинотрунканид, первыми предствителями которых являются экземпляры зонального вида, а также вида-космополита *Marginotruncana marginata* (Reuss). Кроме того, весьма широким распространением пользуются такие виды как *Dicarinella imbricata*, *D. hagni, Praeglobotruncana oraviensis*, а также представители бескилевых таксонов – *Whiteinella* и *Hedbergella*.

#### Marginotruncana coronata интервал-зона

Возраст: верхний турон-нижний коньяк. Автор: Moorkens, 1969. Основание зоны: первое появление индекс-вида.

#### Dicarinella primitiva интервал-зона

Автор: Caron, 1978. Возраст: средний-верхний коньяк. Основание зоны: первое появление индекс-вида в слоях с Volviceramus involutus.

#### Dicarinella concavata интервал-зона

Автор: Sigal, 1955. Возраст зоны: нижний сантон (при двучленном делении). Основание зоны: первое появление индекс-вида в подошве зоны Inoceramus cardissoides.

#### Dicarinella asymetrica зона полного распространения

Автор: Postuma, 1971. Возраст зоны: верхний сантон. Основание зоны: первое появление индекс-вида в слоях с *Marsupites*.

#### Globotruncanita elevata зона частичного распространения

Автор: Herm, 1962. Возраст зоны: нижний кампан. Подошва зоны фиксируется присутствием зонального вида (без *asymetrica*), а также появлением *Globotruncana arca*.

Время в млн.л.	Apyc	Подъярус	Зоны и	подзоны
66— 67— 68—	Маастрихтский	Верхний	Pseudotextularia elegans Abathomphalus mayaroensis	
69 — 70 — 71 —	Мааст	Ниж- ний	Globotruncanita stuarti	
72 — 73 — 74 —	Кампанский	Верхний	Radotruncana calcar <u>ata</u>	
75 — 76 — 77 —		Bep	Contusotruncana morozovae	
78— 79— 80—	Kan		Globigerinelloides multispinus	
81— 82— 83—		Ниж- ний	Globotruncanita elevata	
84 —	р Верх- ний Dicarinella asymetric		a asymetrica	
85—	Санто- нский	Ниж- ний	Dicarinella concavata	
86— 87— 88—	Коньякский	Верх- ний Сред- ний	Dicarinella primitiva	
89	$\vdash$	Ниж- ний Верх- ний	Marginotruncana coronata  Marginotruncana pseudolinneiana	
91—	Гуронский	Сред- ний		
92—	Type	Ниж-	-	ıncana helvetica
93—		ний	Whiteinella	Dicarinella hagni
94 —	,_	Верх- ний	archaeocretacea	Dicarinella imbricata
95 —	ТСКИЙ	Сред- ний	Rotalipora cushmani	
96—	Сеноманский	Ниж-	Rotalipora 🛕 deeckei	
98—	Ний Rotalipora			
99—	globotruncanoides			

#### Globigerinelloides multispinus интервал-зона

Автор: Peryt, 1980. Основание зоны: появление зонального вида. Возраст зоны: нижняя часть верхнего кампана. Охватывает нижнюю часть зоны Belemnitella mucronata.

#### Contusotruncana morozovae интервал-зона

Автор: Н.И.Маслакова, 1977. Основание зоны: появление зонального вида. Возраст зоны: верхняя часть верхнего кампана. Зона охватывает верхнюю часть зоны Belemnitella mucronata и зону Belemnitella langei.

#### Globotruncanita stuarti интервал-зона

Автор: de Lapparent, 1918. Возраст зоны: нижний маастрихт. Основание зоны: появление зонального вида. Возраст зоны: нижний маастрихт (аналог зон Belemnella lanceolata и B.sumensis).

#### Abathomphalus mayaroensis зона полного распространения

Автор: Bronnimann, 1952. Основание зоны: появление индекс вида. Возраст зоны: верхний маастрихт, зона Neobelemnella kazimiroviensis.

Зональное деление может быть детализировано на основе некоторых биособытий, некоторые из которых показаны на таблице. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00283 и 08-05-00588.

# АГГЛЮТИНИРУЮЩИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕГО КАРНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О-ВА КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ О-ВА) О.А. Корчагин (ГИН РАН, Москва, Россия)

В нижнекарнийских отложениях центральной части о-ва Котельный архипелага Новосибирских островов, разделяющего море Лаптевых и Карское море, обнаружен весьма разнообразный по родовому, видовому составу и численности экземпляров комплекс агглютинирующих фораминифер. Обнаруженные фораминиферы имеют превосходную сохранность.

В рассматриваемом регионе нижнекарнийские отложения, представлены серыми глинами с сидеритовыми и фосфатно-известковыми конкрециями и охарактеризованы остатками аммоноидей, наутилоидей, двустворчатых моллюсков и радиолярий, позволяющими выделить нижний и верхний подъярусы карнийского яруса и проследить ряд местных и региональных биостратиграфических зон по отмеченным группам ископаемых остатков (Брагин, 2010, в печати).

Обнаруженный комплекс агглютинирующих фораминифер приурочен к горизонтам фосфатно-известняковых конкреций верхнего карния. В его составе встречены представители родов Trochammina, Gaudryinella, Ammobaculites, Lagenammina, Recurvoides (?), Ammovertella. В составе комплекса доминируют виды рода Trochammina и один вид из рода Gaudryinella. Большинство встреченных видов являются новыми и требуют специальной монографического описания. Отмеченные выше роды агглютинирующих фораминифер являются космополитными. В карнийском веке они обитали как на карбонатных и некарбонатных шельфах тетической области, так и некарбонатных шельфах внететических в том числе, арктической, областей.

Ряд встреченных видов обладает весьма заметными морфологическими признаками, что дает основание надеяться на возможность их использования в качестве видов-индексов местных биостратиграфических подразделений. Тот факт, что обнаруженный комплекс фораминифер, увязан с данными по аммоноидеям и радиоляриям, в дальнейшем открывает и перспективу его использования при совершенствовании биостратиграфической схемы триаса по агглютинирующим фораминиферам Арктических регионов России.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 09-05-00430.

# ЛЕВО-ПРАВОЗАВЕРНУТЫЕ ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ, ИЗОТОПИЯ $\delta O^{18}$ И ИНТРАЦИКЛЫ СРЕДНЕГО СЕНОМАНА Г.СЕЛЬБУХРА (БАХЧИСАРАЙСКИЙ РАЙОН, КРЫМ, УКРАИНА)

О.А. Корчагин<sup>1</sup>, Н.А. Тараскина<sup>2</sup>, А.О. Андрухович<sup>3</sup>, Б.Г. Покровский<sup>4</sup> (1, 4 – ГИН РАН, Москва, Россия; 2, 3 – РГГРУ, Москва, Россия)

**Введение.** В работе приводятся результаты детального изучения систематического состава планктонных фораминифер и изменения содержания изотопов  $\delta O^{18}$  в слое светло-серого мергеля мощностью 40 см, ориентированного и выпиленного из толщи переслаивания светло-серых мергелей и темно-серых глинистых мергелей среднего-верхнего сеномана на южном склоне г. Сельбухра (N  $44^{\circ}44'237''$ ; Е  $33^{\circ}59'878''$ ). В основу работы положены материалы собранные авторами в 2008-2009 гг.

Настоящие исследования направлены на совершенствование методов палеоклиматических реконструкций и выявление надежных индикаторов изменений палеотемператур древних морских бассейнов.

*Во-первых*, предполагалось оценить возможности использования для реконструкций палеоклиматов раннего — начала позднего мела такого критерия, как соотношение лево-правозавернутых раковин планктонных фораминифер, используемого в качестве индикатора эпизодов потепления и похолодания четвертичного периода.

Bo-вторых, предполагалось определить возможности использования в этих же целях содержания изотопов  $\delta O^{18}$  в породе. В последние годы использование этого критерия имело ограничения. Так, обычно считается, что содержание  $\delta O^{18}$  в породе является индикатором *либо* палеотемпературы водных масс, *либо* их палеосолености. Также не было понятно, для какой части водной колонки (донных, термоклинных или поверхностных вод) применимы полученные значения температуры/солености? Кроме того, некоторые исследователи считают, что содержание изотопов  $\delta O^{18}$  в породе существенно зависит от диагенеза осадков и этот критерий вообще не может быть использован для реконструкций палеоклиматов. Отчасти эта точка зрения послужила толчком к измерению содержания изотопов  $\delta O^{18}$  только в биогенном кальците, как более надежного инструмента реконструкций.

B-третьих, в задачу исследований входила попытка выявить особенности изотопного состава  $\delta O^{18}$  и ассоциаций фораминифер в цикле (полуцикле) Миланковича и установить, существование более дробных (коротких) климатических циклов, нежели циклы Миланковича, оценить их продолжительность и формы проявления.

Материал и методика исследований. Исследованный слой представляет собой светло-серый плотный пачкающий руки мергель с редкими округлыми стяжениями пирита мощность 40 см. Местами, по простиранию, в кровле слоя имеются косо залегающие удлиненные обломки темных карбонатных глин, которые интерпретированы как «следы биотурбации». Подчеркнем, что видимых существенных изменений литологического состава слоя от подошвы к кровле не наблюдается. Выпиленный ориентированный фрагмент слоя был

поделен от основания к кровле на 23 равных интервала, в пересечении, где не было заметно «следов биотурбации» или переотложения материала.

Изученный слой светлого мергеля представляет собой типичный образец «светлого элемента» цикличной толщи среднего-верхнего сеномана Крыма. Отметим, что в рассматриваемой цикличной толще среднего-верхнего сеномана отчетливо выделяются парные циклы, состоящие из двух элементов — один сложен светло-серым мергелем (светлые элементы цикла), другой — темно-серым глинистым мергелем (темные элементы цикла). Мощность прослоев светло-серых мергелей (светлых элементов циклов) меняется в пределах от 20 до 50 см, тогда как мощности прослоев темно-серых глинистых мергелей (темные элементы цикла), как правило, в 1,5-2 раза меньше и составляют от 10 до 17 см.

Ранее подобные циклы в толще среднего – верхнего сеномана Крыма рассматривались в качестве циклов Миланковича [1, 2].

Для каждого из отобранных интервалов слоя были выделены и исследованы планктонные фораминиферы семейств Hedbergellidae (Hedbergellinae, Whiteinellinae), Rotaliporidae, Globigerinelloididae — определен видовой состав комплексов, подсчитывались число видов планктонных и бентосных фораминифер, число экземпляров каждого вида, число лево- и правозавернутых раковин каждого вида планктонных фораминифер. Из этих же образцов определялось валовое содержание изотопа  $\delta O^{18}$  в породе по стандартной методике в лаборатории Химико-аналитических исследований (Геологический институт РАН).

#### Результаты.

- 1. Сравнение параметров показало, что соотношение лево-правозавернутых раковин планктонных фораминифер семейства *Hedbergellidae* (обитателей поверхностных вод) в составе комплексов и флуктуации изотопа  $\delta^{18}$ О имеют *прямую зависимость*.
- 2. Соотношение лево-правозавернутых раковин планктонных фораминифер может служить индикатором изменения *палеотемператур поверхностных вод* палеобассейнов.
- 3. Флуктуации изотопа  $\delta^{18}$ О в такой породе как мергель отражают изменение *палеотемператур водных масс* палеобассейнов, а не их солености, и не связано с диагенезом пород.
- 4. Флуктуации изотопа  $\delta^{18}$ О в породе отражает изменения *палеотемператур поверхностных вод* в палеобассейнах.
- 5. Принимая для океанической воды мелового периода значения  $\delta^{18}O$  (SMOW) = (-1.5 ‰), температуру формирования раковин фораминифер, или температуру поверхностных вод в теплый период ( $\delta^{18}O = -2.8 \pm 0.2$  ‰ PDB) можно оценить в  $25^{\circ}\pm1^{\circ}C$ , а в холодный период ( $\delta^{18}O=-1.9\pm0.2$  ‰ PDB)  $20^{\circ}\pm1^{\circ}C$ .
- 6. Изменения соотношения лево-правозавернутых раковин планктонных фораминифер и флуктуации  $\delta^{18}$ О внутри исследованного светлого элемента цикла описывают три полных климатических интрацикла более низкого, нежели циклы Миланковича, порядка. Если считать, вслед за Д.П.Найдиным [1,

2], что исследуемые циклы среднего-верхнего сеномана Крыма отвечают климатическим циклам Миланковича, то предположительная *продолжительность* каждого из установленных нами климатических интрациклов составит около **2,7 тыс. лет**.

Работа выполнена по программе № 15 (Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем) Президиума РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Найдин Д.П.* Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 6. С. 29-33.
- 2. *Найдин Д.П.* Пара известняк-мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 12-17.

#### НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ РЕГИОНОВ РОССИИ

Н.И. Корчуганова, Д.Г. Загубный (РГГРУ, ИМГРЭ, Москва, Россия)

Рассматриваемая территория, охватывающая обширные регионы юга Сибирской платформы, Буреинской горной страны и Сихотэ-Алинского орогена (листы О-51-53, N-52-54, M -52-54, L-52-54, K-52-53), имеет очень разное геологическое, тектоническое строение, историю геологического развития; включает территории с различными геодинамическими обстановками в неогенчетвертичное время. Эти регионы в современном структурном плане Евразии расположены в разных мегасегментах земной коры (Цейслер, Корчуганова, 1997; Корчуганова, 2000). Основную их площадь занимают Алдано-Становая, Джагда-Буреинская, Сихотэ-Алинская неотектонические области.

В Алдано-Становую неотектоническую область входят Алданская и Становая подобласти, граничащие по активизированной зоне Станового глубинного разлома, в новейшее время проявленного взбросо-сдвигом, вдоль которого расположены впадины типа pull-apart – Ытымдинская, Анамдянская и др. Согласно простиранию зоны разлома в Становой подобласти, которая отнесена А.Ф.Грачевым к областям с предрифтовым режимом развития, протягивается система горст-антиклиналей, которая с юга ограничена активным Южно-Становым региональным разломом так же взбросо-сдвиговой кинематики, вдоль которого расположены локальные впадины присдвигового растяжения. Граница Становой области соответствует контурам Алдано-Станового нуклеара, выделенного М.З.Глуховским. На юго-восточном крае древней Сибирской платформы на новейшем этапе сформирован Джугджурский ороген.

Алдано-Становая область, новейшие структуры которой возникли в процессе тектономагматической активизации на месте древней Сибирской

платформы, унаследовав или переработав структуры древнего заложения, отличается дифференцированным строением, высокоамплитудными поднятиями, тектонической раздробленностью, горным рельефом и характеризуется орогенным режимом развития.

Зейско-Удская зона прогибов окаймляет Алдано-Становую область с юга, подчиняясь дуговым элементам мегакольцевой Алданской структуры. В восточной части зоны расположен Удской узкий прогиб; северо-западный борт его контролируется системой кулисно подстраивающихся высокоамплитудных разрывных нарушений; юго-восточный борт менее крутой, но так же разломной природы. К западу, отделяясь локальной структурной перемычкой, Удской прогиб надстраивается Верхне-Зейской мульдообразной впадиной, выполненной мощной (200-400 м) плиоцен-нижнеплейстоценовой толщей.

Джагда-Буреинскую неотектоническая область включает Джагда-Тукурингрскую, Селемжинскую и Буреинскую орогенические подобласти.

Джагда-Тукурингрская подобласть расположена к югу от Зейско-Удской зоны прогибов и состоит из системы поднятий: Джагдинской асимметричной горст-антиклинали с крутым северным крылом, оборванным разломом, по надвинуто Зейскую впадину, субпараллельно поднятие на расположенной относительно небольшой Ланской складки и продолжающих их к западу Тукурингрской системы поднятий, включающей ряд структур, наиболее крупные из которых Сохтаканская и собственно Тукурингрская. Парагенезис структурных форм (горст-антиклиналей и взбросо-сдвигов) и левая кулисность в расположении структур Джагда-Тукурингрской подобласти отвечает геодинамической обстановке латерального сжатия в северо-восточном направлении, косо ориентированного по отношению к простиранию структур.

Селемжинская неотектоническая подобласть, продолжающая к востоку Джагда-Тукурингрскую, сформировалась на месте позднекиммерийских складчатых зон, сложенных палеозойскими и мезозойскими образованиями. Новейшие структуры во многом унаследовали структуры древнего заложения. В этой подобласти выделяются Ям-Алинская асимметричная горст-антиклиналь и сложно построенные Харгинское и Эзопское поднятия.

Буреинская подобласть сформирована на одноименной метаплатформе и Буреино-Хинганском антиклинории и краевом прогибе, во многом унаследовав структуры геологического субстрата. Зонами разломов и приразломных впадин, хорошо выраженных только в северо-восточной части подобласти, она разделена на мегаблоки-сегменты: Дуссеалинский, Буреинский, Баджальский, Джаки-Унахтинский. Обращает на себя внимание, что все высокоамплитудные структуры расположены в северо-восточной части подобласти, тогда как юго-западная ее часть, сформированная главным образом на месте Буреинского метаплатформенного массива, отличается умеренными поднятиями и слабой дифференцированностью. Такое разное строение может быть обусловлено влиянием геологического субстрата. К юго-западу от Буреинской подобласти находится Амуро-Зейская, на юго-востоке — Средне-Амурская впадины.

Сихотэ-Алинской неотектоническая область меридионального простирания расположена между Амуро-Ханкайской рифтогенной системой на

западе и рифтами Татарского пролива и Японского моря на востоке и представляет собой пологое сводовое поднятие северо-восточного простирания. Западное крыло Сихотэалинской мегаскладки осложнено региональными разломами, совпадающими с гравитационными ступенями и определяющими ее продольную зональность. Границей между Западным и Восточным Сихотэ-Алинем является на значительном её протяжении Центральный Сихотэ-Алинский глубинный разлом, заложившийся в начале позднего палеозоя и имеющий на новейшем этапе сбросо-левосдвиговую кинематику. В строении Восточного Сихотэ-Алиня отчетливо проявлена поперечная зональность, обусловленная секущими широтными зонами, которые разбивают пологосводовую мегаскладку подобласти. Наиболее на три важное морфоструктурное положение занимает Верхнебикинский разлом, который центральную мегаскладку окную И части, на различающиеся особенностями новейшего строения. Северо-Сихот эалинская подобласть представлена сложно дифференцированным полем относительно небольших поднятий и впадин, которые в западной части подобласти имеют северо-восточное преимущественно простирание, субмеридиональное, а на севере – субширотное. Примечательно, что границы сегментов Буреинской подобласти находят свое структурное продолжение в Северо-Сихот залинской, что характерно для структур более раннего заложения.

Большое влияние на формирование новейшего структурного плана, особенно центральной и северной части Сихотэ-Алинской неотектонической области, оказало раскрытие Татарского пролива. Условия растяжения земной коры наиболее ярко проявлены в строении Северо-Сихот залинской подобласти, испытывающей влияние не только Татарского прогиба рифтогенной природы, но и Охотоморской впадины. Для осевых частей Сихотэ-Алинского орогена характерны отрицательные аномалии гравитационного поля, тогда как к северной Сихотэ-Алиня приурочена контрастная (до части мГл) гравитационная аномалия силы тяжести, которая А.А.Коковкиным (2007) интерпретируется как структура, относящаяся к периферийным плюмам Тихоокеанского суперплюма.

Главные особенности новейшего строения выделенных областей обусловлены прежде всего геодинамическими условиями развития структур, но значительное влияние оказало также геолого-тектоническое строение основания, переработанного новейшей тектоникой и так или иначе проявленное в неоген-четвертичном структурном плане.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В.В. Кудинов (Астраханский государственный технический университет, Астрахань, Россия)

В настоящее время на территории Российской Федерации открыты и разрабатываются единичные месторождения гидроминерального сырья, в

частности, действующие месторождения йодосодержащих подземных вод обеспечивают потребности страны не более чем на 10 %, недостающие объемы йода приходится импортировать. В связи с этим актуальным является постановка геологоразведочных работ, целью которых будет изучение геологического и гидрогеологического строения отдельных территорий с оценкой их перспектив на гидроминеральное сырье.

Изучение геологического строения юго-западной части Прикаспийской 20 века, проводится c середины однако основной впадины геологоразведочных месторождения работ являлись углеводородов. Целенаправленных геологоразведочных работ на гидроминеральное сырье практически не проводилось. Однако, региональные гидрогеологические исследования, а также попутные исследования состава подземных вод при бурении поисковых и разведочных скважин на нефть и газа показывают весьма большие перспективы по содержанию в подземных водах, многих комплексов отложений, ценных компонентов, и, прежде всего, йода.

В результате попутных гидрогеохимических исследований проводимых при бурении скважин для технического водоснабжения и поисково-оценочных скважин на нефть и газ было выявлено, что повышенные содержания йода приурочены к юрско-меловому и неоген-четвертичному водоносным комплексам. В связи с небольшими глубинами залегания наибольший интерес представляет неоген-четвертичный водоносный комплекс.

Неоген - четвертичный гидрогеологический комплекс включает в себя водоносные горизонты четвертичных, апшеронских и акчагыльских отложений, гидравлически связанных между собой и с поверхностными водами. Коллекторами служат в основном пески и алевриты. Областью разгрузки являются речные долины, озерные котловины. Грунтовые воды в четвертичных отложениях залегают на глубине до 10 - 15 м, а местами, в зависимости от характера микрорельефа, до 30-40 м. Наиболее близко к поверхности земли они находятся в понижениях рельефа, наиболее глубоко - под барханами. Минерализация вод колеблется от 1 до 200 г/л, иногда она резко изменяется на коротком расстоянии. Указанные особенности грунтовых вод бассейна зависят от многих факторов, среди которых важнейшими являются состав пород, засоленность четвертичных отложений. В толще четвертичных отложений подземные воды приурочены к аллювиальным, эоловым, делювиальным (хвалынским, хазарским, бакинским) образованиям.

В разрезе четвертичных отложений выделяются следующие водоносные и водоупорные горизонты: 1. водоносный современный аллювиальный горизонт поймы; 2. водоносный хвалынский горизонт; 3. водоупорная глинистая толща бакинских отложений; 4. водоносный апшеронский комплекс; 5. водоупорная глинистая толща акчагыльских отложений.

По данным Приволжской гидрогеологической экспедиции (1999) водоносный современный аллювиальный горизонт поймы распространен повсеместно в пределах Волго-Ахтубинской поймы. Водовмещающие породы представлены, как правило, разнозернистыми песками мощностью до 60 метров. Перекрываются современными аллювиальными песчано-глинистыми

осадками, подстилаются водоупорными глинами хазарского, либо бакинского горизонтов. Воды безнапорные. Разгрузка происходит либо за счет испарения и оттока в поверхностные водотоки. Фильтрационные свойства водоносных песчаных отложений изменяются в зависимости от гранулометрических параметров. Коэффициент фильтрации колеблется от 0,9 до 21,5 м/сут. Водопроводимость  $300-1000 \text{ m}^2/\text{сут.}$ , на отдельных участках  $100-270 \text{ m}^2/\text{сут.}$ 

Воды аллювиальных отложений пресные и слабоминерализованные. В основном минерализация не превышает 1 г/л, постепенно возрастая с севера на юг до 3 г/л.

Водоносный хвалынский морской, современный аллювиальный, аллювиально-морской, озерно-ильменный горизонт дельты. Гидрогеологические условия дельты реки Волги определяются своеобразием геоморфологических строения И vсловий Грунтовые воды дельты реки Волги приурочены к пескам хвалынских отложений, пескам и супесям современных аллювиальных и аллювиальноморских отложений, песчаным и супесчаным прослоям в глинах и суглинках хвалынских и современных аллювиальных и озерно-ильменных отложений.

В пределах водовмещающей толщи пески имеют коэффициенты фильтрации  $0.26-9.95\,$  м/сут., супеси  $0.01-0.84\,$  м/сут., суглинки 0.003-0.07м/сут. Мощности водоносных отложений колеблются в широких пределах, в зависимости от фациальной принадлежности и изменяются от  $3-5\,$  м у второстепенных водотоков, до  $15-20\,$  м.

Минерализация и химический состав грунтовых вод дельты реки Волги изменяется в широких пределах, что определяется их приуроченностью отложениям различной фациальной принадлежности.

Водоупорная глинистая толща бакинских отложений (региональный водоупор). Бакинские отложения вскрыты на большей части изучаемой территории. Мощность данных отложений увеличивается с севера на юг от 22 м до 66 м.

Водоупорная толща бакинских отложений представлена глинами серого цвета, тугопластичными, тонкодисперсными, алевритистыми, с прослойками и линзами кварцевого песка.

Водоносный апшеронский комплекс является наиболее перспективным в йодосодержащих подземных вод. Имеет повсеместное распространение. Водовмещающие породы представлены мелкотонкозернистыми песками, не выдержанными ни по простиранию, ни по мощности. Залегают они в мощной толще глин на глубинах от 80 м до 360 м. Чередование водосодержащих пород с глинами создает многоярусность водоносного комплекса. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 30,0 м. Количество водовмещающих прослоев увеличивается с *севера* на  $\omega z$  от 2-3 до 13. Суммарная мощность их достигает 64 м. Отложения апшерона с наиболее высокими концентрациями йода в подземных водах распространен в южной части исследуемой территории. Эти воды вскрыты скважинами на глубинах от 170 до 500 м.

Общим водоупором для всего водоносного апшеронского комплекса служат глины акчагыльского возраста. Наблюдается общий уклон кровли водоносного апшеронского комплекса с севера на юг, и только на крайнем юге территории кровля водоносного комплекса принимает практически горизонтальное положение. Воды напорные, в большинстве своем самоизливающиеся.

Питание горизонта происходит в северной и северо-западной частях Прикаспийской впадины, в местах неглубокого залегания апшеронских песков от дневной поверхности.

Коэффициент фильтрации, полученный опытным путем Приволжской гидрогеологической экспедицией (1999) в одном из верхних песчаных прослоев -2.2 м/сут., водопроводимость -45.5 м<sup>2</sup>/сут.

Воды апшеронского яруса, как правило, солоноватые и соленые с минерализацией 10-37 г/л. Общая жесткость — от 28 до 365 мг/экв. По химическому составу воды хлоридные натриевые. Содержание йода в водах данного горизонта колеблется от 5 до 28 мг/л и более. Причем наблюдается тенденция к повышению содержания йода в более глубоко расположенных песчаных прослоях (280-350 метров).

Водоупорная глинистая толща акчагыльских отложений (региональный водоупор). Акчагыльские отложения на исследуемой территории имеют повсеместное распространение. Кровля акчагыльских отложений залегает на глубинах от 300 до 600 м и имеет слабый наклон с севера на юг. Мощность акчагыльских отложений в среднем составляет около 120 м.

Таким образом, существующие геологические условия в пределах рассматриваемой территории являются фактором предопределяющем перспективность постановки в их пределах геологоразведочных работ на гидроминеральное сырье, и, прежде всего, на йодо-бромные подземные воды.

#### МЕТОД ВЕГЕНЕРА КАК ОСНОВА РАЗРАБОТКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ С.А. Левин (Русское Географическое Общество, Москва, Россия)

Посвящается светлой памяти академика Виктора Ефимовича Хаина

Основной целью данной работы является постановка на обсуждение геолого-геоморфологического сообщества метода разработки реконструкций изначального положения и геодинамической эволюции морфоструктурных блоков континентальной коры на основе их современной межпространственной близости и максимальной совпадаемости коллизионных границ не только между собой, но и с зонами продуцирования океанической коры в

\_

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Понятие коллизионной границы (зоны, коллизиона и т.п.) используется здесь и далее как термин свободного пользования с применением, при необходимости, тех или иных конкретных определений (субдукционный, пассивный, обдукционный и т.д.).

межблоковых швах континентов и в срединных хребтах (COX) с обязательным привлечением данных по трансформным разломам, которые рассматриваются как структурные границы в пределах крупных плитных ансамблей и/или составляющих их более мелких сегментов.

Согласно правил приоритетности будет справедливым оставить за этим методом имя А.Вегенера, который сочленив по 1000-метровой изобате границы Южной Америки и Африки с их корой континентального типа, впервые в мире поступил в полном соответствии со смысловой нагрузкой первой части метода и, будучи предложен мной в выше приведенной редакции, он всего лишь логично продолжен привязкой к зонам спрединга, что, в целом, отвечает общему уровню знания о формировании основных морфоструктур планеты и ни в чем не противоречит базовым положениям теории тектоники плит, отражая, в частности, и геодинамическую эволюцию конвекционных мантии и их внешнее проявление в рельефе океанических континентальных пространств в виде геодинамического квартета, состоящего наращиваемой океанической противостоящих сегментов коры, коллизионных сегментов на континентах и пограничных трансформных разломов, которые не только ограничивают ячейку на всю глубину, но и выходят на поверхность в виде линейных хребтообразных и валообразных поднятий на океаническом ложе, прослеживаясь, кроме того, и в пределы континентов.

В практическом плане эта теоретическая установка дает все основания, путем решения задачи от известного, графически точно, (и справедливо, по своей генетической сути) вычленять океаническую кору из площадей ограниченных указанным выше геодинамическим квартетом и сдвигать коллизионные сегменты навстречу спрединговым, либо отдельно по границам квартета(тов), либо по всему ансамблю сегментов, рассматривая их как единое, но расчлененное трансформными разломами морфотектоническое тело, или говоря другими словами, полноценную плиту в том объеме, как она понимается в настоящее время.

Для всех 11 конкретных реконструкций (разработанных мной совместно с А.Н.Чеповским) по методу А.Вегенера, равноправно использовались и посегментный и полноплитный приемы визуализации палеогеодинамической ретроспективы, которые в сущности, только дополняли друг друга, не меняя конечного результата, но наиболее ярко посегментное восстановление положения блоков континентальной коры проявило себя в реконструкции, которые мы назваем Североамериканской, а полноплитный — в Западно-Сибирской, с получением в итоге, принципиально иных, нежели чем принято сейчас считать, результатов их геодинамической эволюции.

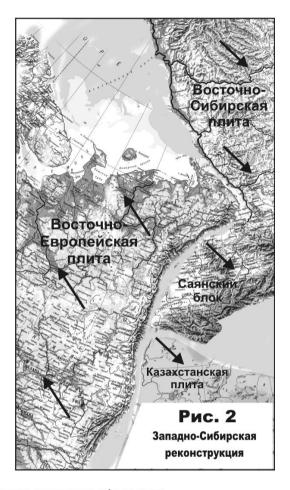
Так, в частности, первая из них, будучи отстроена на основе изучения особенностей геоморфологии северо-восточной части Тихого океана с использованием программы Google Earth от тропика Рака на юге, до побережья Северной Америки на севере, наглядно иллюстрирует, что при посегментном смещении Аляскинского сегмента континентальной коры на запад он перекрывает собой всю котловину современного Берингова моря между

Алеутской островной дугой и так называемым Берингийским мостом в зоне стыковки полуостровов Чукотки и Аляски, а центральные континентальные сегменты, продолжающиеся в акватории, океаническими (по строению коры): Чинук-Алеутским, Чинук-Сервейерским и Сервейер-Мендосинским, вычленении последних, фактически упираются своими торцами в одну из крупнейших Тихоокеанских платообразных вулканических построек в составе Императорского хребта, южная граница которой четко срезается трансформым разломом Мендосино, а западная проходит по внешней границе хребта, образуя единый с ним относительно крутопадающий склон. Следующие к югу субширотные сегменты континентальной коры Северной Америки, продолжающиеся океане сегментами Мендосино-Пайонир, Пайонир-В Мюррей, Мюррей-Молокаи, вместе с сегментом Молокаи-Кларион, при операций графического вычленения, пристыковываются, проведении аналогично первым, к Гавайскому сегменту, и в итоге, весь ансабль континентальных сегментов Североамериканского континента и весь он сам. как единая плита, полностью примыкает к Императорскому хребту, тем самым подтверждая некогда мощную спрединговую природу одновременно с этим, фиксирует изначальное положение континента Северной Америки не в Атлантическом, как это принято считать, а в Тихом Океане, который и является его прародиной и с которым он развивался геотектоническом и геодинамическом единстве.

Вторая – Западно-Сибирская реконструкция, совершенно сознательно, разработана с использованием обычной географической карты масштаба 1:7500000. чтобы показать И c тем. также очевидную геоморфологичность А.Вегенера, метода И коренным образом геодинамической представление эволюции морфоструктурных 0 континентальных блоков Казахстана, Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ, а также всего Северного Ледовитого океана, поскольку первые три, будучи поплитно сочленены между собой на территории Западно-Сибирской низменности (молодой плиты) по оси одноименной рифтовой системы, с учетом контролирующих контуров Полярного Урала – Пай-Хоя, Вайгача на северо-западе с Кузнецкой котловиной и общей границей Енисейского кряжа – на юго-востоке, тем самым полностью «схлопывают» эти низменность (плиту), фиксируя в итоге, изначально – докембрийское единство платформ корой континентального явственно, типа И при прорисовывают различную по величине перемещения геодинамику отдельных более мелких плитных сегментов, ограниченных зонами трансформных разломов, по которым они отходили друг от друга и освоенных, в настоящее время, такими реками как Сырдарья, Иртыш и Обь, причем ансамбль последних логично венчается в акватории Северного Ледовитого океана хребтом Гаккеля, который также относится к трансформным разломам, вопреки устоявшемуся мнению о том, что это срединно-океанический хребет (рис. 2).

### Изначальное положение континентальных плит и составляющих их сегментов относительно спрединговых структур





направления перемещения сегментов и/или плит

К сожалению, технические требования к данной публикации не позволяют развивать здесь эту тему далее, но для того, чтобы привлечь к совместной работе (и над методом и над реконструкциями) специалистов всех геолого-геоморфологических дисциплин, мы откроем их на своем сайте в Интернете (www.geoplaneta.org), чтобы не только на большом материале показать их валидность, но и оставить за Российской наукой бесспорный приоритет в разработке темы, которую мы между собой называем «Новая глобальная тектоника Евразии».

И, в заключение, я считаю своим долгом привлечь внимание к рис.1, где вышеупомянутая безымянная, платообразная ПО моим данным. возвышенность в центре Императорского хребта названа как «Плато Казанского Университета» и прошу поддержать меня в официальном признании за ним этого названия, поскольку, в связи с переименованием моего родного ВУЗа из Казанского в Приволжский, первоначальное его имя не должно кануть в Лету бесследно (как это у нас чаще всего и бывает), а обязано остаться на карте Мира, как дань всему тому, что совершили все поколения его ученых и технических сотрудников, за более чем два столетия служения Российскому Государству во всех областях наук о Земле.

# ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО КАРТИРОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР В ЗАКРЫТЫХ РАЙОНАХ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (ААП) НА БАЗЕ ПРОГРАММЫ GOOGLE ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ (GOOGLE EARTH)

С.А. Левин (Русское Географическое Общество, Москва, Россия), А.Н. Чеповский (ООО «Маgnet Group», Москва, Россия)

некоммерческой программы изучения принципиальной возможности использования общедоступной и, подчеркнем особо, бесплатной программы Google Earth ДЛЯ целей дистанционного геологического картирования, которая реализуется нами в порядке частной инициативы и охватывает Алданскую, Маймеча-Котуйскую и Архангельскую (Северо-Русскую) магматические провинции, особый интерес вызывает именно последняя, как уже действующая база добычи алмазов и, во многом эталонный полигон для выявления коренных источников оруденения, представляющих из себя кольцевые структуры, а в их составе — отдельные промышленно значимые трубки взрыва.

Профессиональный анализ результатов изучения магматизма провинции, проведенный в 2004 году Ю.Г. Кутиновым и З.Б. Чистовой с которым мы не можем не согласиться, однозначно показал, что традиционный комплекс работ на алмазы, основанный на аэромагнитной съемке и наземной геофизике. достоверность которых и в лучшие годы не превышала 15,8%, а к концу вообще снизилась до 1.2%, экономически (при таких прошлого века показателях) низкорентабелен, дешифрование разновысотных a  $AA\Pi$ И.Б. Антоновой аэрофотоснимков, проведенное ДЛЯ (1986)результирующим выделением здесь ряда фотоаномалий и дешифровочных признаков, дало, в конечном счете, нулевой результат, поскольку «показало отсутствие их связи с трубками взрыва» (Кутинов, Чистова 2004, стр. 40 и 187).<sup>2</sup>

В методическом отношении весь комплекс проводимых нами работ распадался в ААП (и на других принятых к изучению территориях) на два основных этапа, в первом из которых к реализации ставилась задача выявления кольцевых структур по всей ее территории по комплексу ландшафтно-индикационных признаков, а на втором — проводилась их заверка всей, имеющейся в нашем распоряжении, опубликованной геолого-геоморфологической информацией, включая материалы заверочного бурения.

К сожалению крайне малый постраничный лимит, необходимость введения в текст графики и некоторые иные соображения позволяют нам остановиться на идентификации кольцевых комплексов только в пределах Верхотинского поля (по классификации, принятой авторами монографии

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Справедливости ради нужно отметить, что в 1992 году в печати появилась работа Ю.Н. Серокурова с соавторами, однако она практически не содержит конкретной информации по трубкам взрыва, а направлена, в основном, на проведение идеи об оконтуривании рудоносных полей ААП комплексом индикационных признаков, а статья Н.В. Кочкуркина и Ю.Г. Кутинова (2000), по той же тематике, оказалась для нас недоступной из-за отсутствия в фондах РГБ (бывшей «Ленинки»).

«Архангельская алмазоносная...» 2000), но именно оно наиболее явно иллюстрирует «закрытость» территории, поскольку мощность перекрывающих трубки взрыва пород, представленных терригенно-карбонатными сериями среднего-верхнего карбона и неконсолидированными отложениями квартера, варьирует здесь в пределах первых десятков метров, достигая максимума трубкой им. В.П. Гриба. Последнее обстоятельство, 70 метров совокупности с полной залесенностью и широким развитием болот, как препятствующих выделению кольцевых объектов, теоретическом уровне, ставило под очевидное сомнение возможность их выявления, однако несмотря на это, все они предельно четко проявили себя в качестве именно таковых уже при первом анализе ландшафтной структуры поля, дав при этом ряд тех примеров проявления кольцевых структур, которые с полным на то основанием следует относить к «классике жанра» дистанционного зондирования в обстановках северной тайги.

Наиболее показательна в этом плане самая меньшая по размеру — Волчьеозерская кольцевая структура с географическим центром 65°30′55′′ СШ и 41°32′21′′ ВД которая вмещает в свой внешний контур трубки оливиновых мелилититов Волчья Северная, Волчья Южная и Осетинская и представляет из себя классическое «тележное» колесо идеально круглой формы, с отчетливо выраженной «осью» в виде, также, кольцевого центра меньшего размера и неравномерно расположенными «спицами» отвечающими по структурной диспозиции внутрикольцевыми радиальными разрывами.

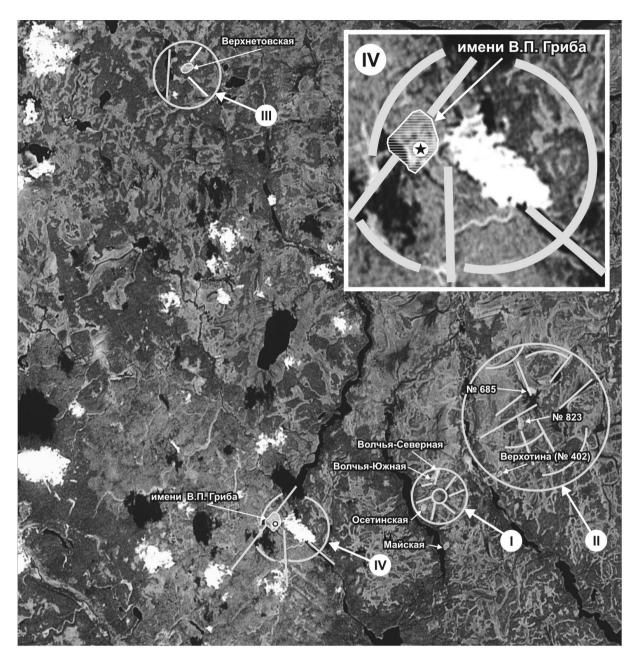
Не менее показательна Верхотинская кольцевая структура, включающая в себя собственно трубку оливиновых мелилититов Верхотина (№402) и трубки №№685, 823, которая, будучи расположена северо-восточнее Волчьеозерской (65°32′31′′ СШ и 41°36′23′′ ВД) и также на водоразделе, сохраняет ту же идеальную округлость очертаний, но еще более явно подчеркнутую, чем в первом случае, изогнутостью озерных котловин по западному сектору внешнего контура и появлением 2-х субпараллельных ему небольших концентрических внутренних дизъюнктив, и в целом, является аналогичной, по расчлененности на сектора, системой исходящих из центра внутренних радиальных разрывов, прерывающихся на границе внешнего контура и также выраженных на фотоизображении комплексом ярко-зеленых болотных мочажин.

Третий кольцевой комплекс Верхнетовский (65°38′12′′ СШ и 41°22′09′′ ВД) вмещает в себя только одноименную трубку кимберлитового, но не алмазоносного состава и также приурочен к водораздельному пространству, занимая на нем локальное гипсометрически главенствующее положение (115 м. абс), причем на востоке его внешний контур обрамляется 3-мя безымянными озерами, на юге — верховьями исчезающего ручья и на юго-западе — очень характерным северо-западным подворотом озерной котловины, которая сама по себе имеет строгую меридиональную ориентацию и четко выдержанную в этом же направлении прямолинейность, интерпретируемую, в данном случае, как геоморфологическое проявление внутреннего разрыва, смещенного относительно центра структуры в западном направлении.

Черноозерский наконец, последний кольцевой (65°30′20′′ СШ и 41°26′20′′ ВД) подобно Верхнетовскому включает в себя единственную трубку взрыва — им. В.П.Гриба, но трубку, которая является не только уникальной по вещественному составу кимберлитов, качеству и запасам ювелирных алмазов (защищенных в ГКЗ РФ на сумму 5,5 млр. долларов США), но и своей выраженностью на фотопортретах серии снимков программы Google Earth. Во-первых, от рассмотренных ранее кольцевых структур, имеющих строго круговую форму, она отличается некоторой изометричностью и, главным образом, за счет юго-западного сектора, который будучи ограничен двумя радиальными разрывами, как бы выдвинут за границы правильного круга, и во-вторых — наличием в северо-западной части комплекса, небольшой, диаметром не более 170 м, но отчетливо выраженной голубой (серовато-голубой) микроокружности, которая фактически выглядит инородная (и прежде всего по цвету) точка, причем абсолютно явно совпадающая в плане с контуром трубки им. В.П. Гриба. Данный факт требует совершенно особого внимания и осмысления, поскольку подобного рода совпадения, окрашенных голубым цветом микроокружностей алмазоностными трубками промышленной значимости не является для ААП эксклюзивным исключением, но объяснить его только наличием типичной «голубой земли», которая вскрыта в трубке им. В.П.Гриба (и только в ней) на породах жерла в виде крупнокристаллического хризотила мощностью 0,7-2,4 м. (Архангельская алмазоносная ..., стр. 489) при мощности покровных толщ, достигающих, как уже упоминалось, 70 метров, было бы, как минимум, опрометчивым и, как нам представляется, он отражает, скорее всего, результат глубокой гидротермальной проработки пород трубки и всей переферии околотрубочного пространства по всей толщине перекрывающих отложений, и/или их продолжающейся дегазацией.

В заключении следует особо отметить, что если принять 8 достоверно установленных трубок взрыва Верхотинского поля за 100 %, и иметь в виду, что 7 из них явно локализованы в границах кольцевых структур, давая тем самым достоверность выявления на уровне 87,5 %, то нельзя не признать, что:

- 1) программное обеспечение Google Earth является высококачественным компьютерным продуктом, позволяющим выявлять кольцевые структуры с высокой эффективностью и предельной минимизацией затрат, поскольку, при нынешнем уровне компьютеризации, оплата услуг провайдеров для выхода в Интернет, представляет из себя ту ничтожно малую величину, которая при работах подобного рода может вообщем-то не учитываться совсем.
- 2) выявленные кольцевые комплексы должны подлежать дополнительному опоискованию с применением комплекса методов наземной геофизики, как по внешнему контуру кольцевых структур, так и по радиальным разрывам внутри них, что в конечном счете, используя известный поисковый принцип «руда к руде», позволит более достоверно оценить их вещественный и прежде всего алмазоносный потенциал.



Сопоставление отдешифрированных кольцевых структур (КС) Верхотинского поля с заверенными бурением трубками взрыва (составили: С.А. Левин, А.Н. Чеповский с учетом данных Е.М. Веричева (2002))

(I) – Волчьеозерская КС; (II) – Верхотинская КС; (III) – Верхнетовская КС, (IV) – Черноозерская КС

🏠 – голубая микроокружность в трубке им. В.П.Гриба (на врезке)

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Антонова И.Б. Выделение структур трубочного типа дистанционными методами. Разведка и охрана недр. 1986, № 2, стр.15-18
- 2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия, минералогия) под ред. О.А. Богатикова. М., Изд-во МГУ, 1999, стр.524
- 3. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Диссертация на соискание уч. ст. кандидата наук. Архангельск, 2002, стр.212
- 4. Кочкуркин Н.В., Кутинов Ю.Г. О возможностях применения аэрофотосъемки в экологических целях на территории Архангельской области. Факты и соображения. Север: экология. Екатеринбург: УРО РАН, 2000, стр.351-363
- 5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочноультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции их отражение в геолого-физических материалах. Архангельск, 2004, стр. 281
- 6. Серокуров Ю.Н., Мельникова Н.К., Калмыков В.Д., Фомичева Н.И. Особенности выявления Зимнебережной алмазоносной площади по результатам дешифрирования космических снимков. Изв. ВУЗов, геология и разведка. М., 1992, № 4, стр. 54-60

#### ЗНАЧЕНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

С.Ю. Малёнкина (Геологический институт РАН, Москва, Россия)

В конце 2007 года в Москве при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) в юрских отложениях автором были впервые выявлены разнообразные строматолитовые постройки. Актуальность этого открытия связана с практически полной неизученностью данных объектов в нашей стране. Ранее юрские строматолиты на Восточно-Европейской платформе в России отмечались лишь однажды – в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [Силантьев, 1989]. Поэтому, в течение 2008-2009 гг. был собран обширный материал по юрским строматолитам Русской плиты (из нескольких разрезов Москвы, с. Каменная Тяжина, карьеров близ ст. Гжель и с. Никитское (Московская обл.), с. Михаленино и г. Макарьева (Костромская обл.), а также р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья).

Юрские строматолиты Московской синеклизы относятся, согласно [Semikhatov, Raaben, 2000], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловея-оксфорда. Келловейские строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов и окружающих пород и пластовые постройки, общей мощностью до 0,35 м. Нижне- и среднеоксфордские строматолиты — бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15-25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна (рис.1Д3).

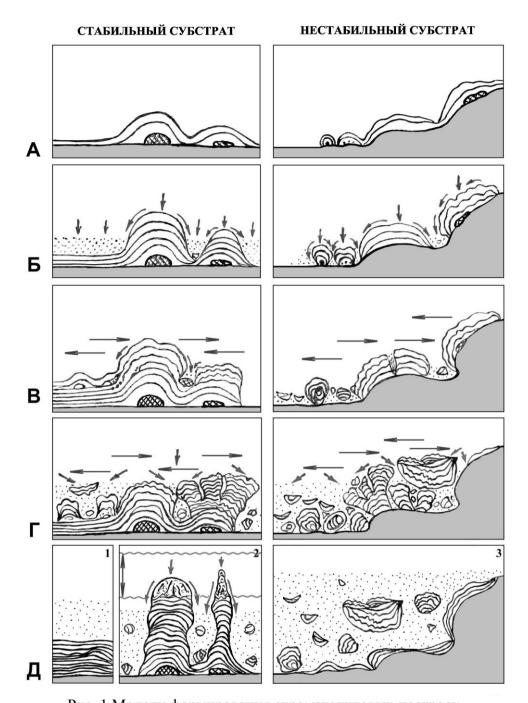


Рис. 1 Модели формирования строматолитовых построек

 ${f A}$  — Начальный этап;  ${f B}$  — Сублитораль с обильным поступлением осадка. Стрелки — привнос терригенного материала;  ${f B}$  — Литораль с малым количеством осадка. Дополнительные горизонтальные стрелки — приливно-отливные течения;  ${f \Gamma}$  — Литораль с обильным поступлением осадка, косые стрелки — поступление кластического материала;  ${f Д}$  — Наблюдаемые (в юрских разрезах) результаты.  ${f 1}$  — пластовые строматолиты;  ${f 2}$  —столбчатые строматолиты (двойная стрелка — зона периодического осушения при отливе);  ${f 3}$  — пластовые, желваковые и переходные разности.

Часто образуются разномасштабной корки c слоистостью И разнонаправленным ростом составляющих куполов, обычно они захоронены в осадке первоначальном положении (наклонены, перевернуты). чередующимися слоями карбонатного Строматолиты сложены тонкими вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, редко нацело фосфатны. Слойки четкие, разной толщины (от сотых долей до 1-2 мм), волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда распадающиеся на короткие микростолбики (диаметром 0,05-0,5 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков относительно небольших размеров (5-10 см) и пластовых образований, мощностью 0,05-0,2 м, в основном глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине, протягивающиеся не прерываясь десятки и сотни метров (рис.1Д1).

Уникальные фосфатные строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Оба слоя залегают на песках келловея в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки мощностью около 2 м. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд) по классификации относятся к пластовым (рис.1Д1). Они субгоризонтально слоистые, реже волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда развиваются некрупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15-20 см. Нередки раздувы, утонения или выклинивания отдельных слойков, четко различающихся постройки из верхнего слоя (киммеридж) (рис.1Д2) Строматолитовые морфологическому столбчатых неветвящихся принадлежат типу строматолитов [Semikhatov, Raaben, 2000]. Их субцилиндрические слоистые вертикальные столбики диаметром 5-20 см, высотой 20-35 см, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, обособлены от вмещающего глауконитового песка, содержащего их фрагменты (размерами 1-6 см).

Анализ морфологического разнообразия изученных построек юрских строматолитов, а также фациальных особенностей вмещающих отложений дал возможность смоделировать условия их образования (рис.1).

На начальном этапе (рис.1А), в сублиторальных условиях, в режиме замедленного или периодического осадконакопления, на ровном стабильном субстрате возникали пластового типа постройки, куполовидные – там, где есть какие-то валуны, гальки и др. мелкие неровности палеорельефа, которые они облекали. В случае нестабильного субстрата присутствовали крупные выступы палеорельефа, с которых постройки периодически сползали во время своего формирования, что отражалось на их форме (неровная, волнистая). При усилении поступления осадка (рис.1Б) начали расти купола и подавляться пластовые строматолиты, на нестабильном субстрате произошло разобщение построек. Получили преимущества столбчатые строматолиты, так как их форма излишнему возможность ссыпаться кластическому материалу промежутки между ними. В литоральных условиях (рис.1В) возникал фактор – изменчивая гидродинамика, дополнительный вызванная приливно-отливными явлениями, так и волнениями, связанными с более постройки МОГЛИ подвергаться условиями, разрушениям, с появлением их фрагментов. Форма таких биогермов будет все более и более неровной, она изменяется в сторону разобщенности построек. Сползание также могло способствовать разветвления растрескиванию и дальнейшему ветвлению. Некоторые постройки могли быть

оторваны от субстрата, наклонены или перевернуты. В зависимости от гидродинамики и обилия терригенного осадка они были тотчас же захоронены или затем на них вновь нарастали слои уже с другой ориентировкой (иногда поступление неоднократно). Обильное осадка также способствует разобщенности и ветвлению построек (ссыпание лишнего терригенного материала) (рис.1Г). Все эти варианты мы можем наблюдать в обнажениях (рис.1Д). целом режим постепенного медленного погружения периодическое поступление осадочного вещества благоприятствует росту биогермов. Прекращение роста построек может быть обусловлено несколькими причинами. Это может быть слишком сильное погружение (невозможность фотосинтеза в цианобактериальных матах) или напротив обмеление – слишком привнос терригенного материала или чрезмерно гидродинамика и разрушение построек слишком сильными волнениями. При выведении их в зону периодического осушения слои перестают откладываться, микроструктуры становятся комковатыми, пористыми с вертикальными бороздками, иногда происходит полное прекращение роста биогерма (рис.1Д2).

Таким образом, строматолиты могут привлекаться для восстановления таких палеогеографических факторов как относительная глубина, геоморфология, гидродинамика бассейна, интенсивность поступления осадка и гораздо шире использоваться при реконструкциях седиментогенных обстановок и условий существования окружающей биоты в фанерозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

### НОВОЕ О СТРОЕНИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ЮРЫ В ПОДМОСКОВЬЕ

С.Ю. Малёнкина<sup>1</sup>, А.А. Школин (<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия)

В последние годы, в рамках комплексного литологического изучения юрских разрезов Русской плиты, было проведено детальное полевое исследование ряда юрских разрезов Москвы [1] и Подмосковья. В результате этого было получено подробное литологическое описание разрезов с качественно иной степенью детальности, чем в предшествующих работах по Московскому региону. Расчленение, основанное как на литологических особенностях, так и присутствии фоссилий, производилось согласно действующей стратиграфической схеме и работ, уточняющих границы свит [2, 3, 4]. В некоторых, таких как обнажение в Дорогомилово (набережная Т. Шевченко в Москве), карьеры близ с. Каменная Тяжина, с. Никитское и ст. Гжель (Московская обл.) среднеюрские отложения имеют особое строение.

Так в обнажении Дорогомилово на выветрелой ожелезненной и частично доломитизированной неровной поверхности верхнекаменноугольных известняков, местами довольно рыхлых, снизу вверх залегают:

1. Светлые зеленоватые глауконитовые известковистые глины, со строматолитовыми структурами, переполненные мелкими обломками мергеля.

Вероятно, относятся к великодворской или подосинковской свитам среднеговерхнего келловея. Мощность слоя неравномерная до 0,1 м.

- 2. Белый линзовидный прослой мергеля, с железистыми оолитами и гравием, содержащий верхнекелловейских аммонитов, мощностью 0,01-0,02 м.
- 3. Серые слабо слюдистые, с мелкими коричневатыми ходами, глины, с раздувами и пережимами, залегающие на очень неровной поверхности. Мощность колеблется от 0,01 до 0,05 см.
- 4. Желтые, с бурым и зеленым оттенком, перемятые песчанистые, с железистыми оолитами, карбонатные глины, с присутствием строматолитовых структур, переполненные валунами и гальками различного размера окварцованных и доломитизированных известняков и кремней -0.1-0.15 м.
- Слои 2, 3 и 4 вероятнее всего относятся к подосинковской свите верхнего келловея нижнего оксфорда.
- 5. На ожелезненной ржаво-бурой поверхности предыдущего слоя залегает строматолитовый сложнопостроенный комплекс, включающий желваки, корки, брекчии фрагментов строматолитов, гальки и венчающийся пластовыми строматолитами. Строматолиты сложены тонкими (до сотых долей мм) слоями глауконита и карбонатного вещества, в различной степени ожелезненного. Присутствуют крупные валуны, как и в предыдущем слое. Вероятно, соответствует ратьковской свите среднего оксфорда, мощность 0,05-0,1 м.
- 6. На выровненной ожелезненной поверхности лежат темно-серые до черных, со слабым буроватым оттенком, сильно слюдистые, алевритистые, биотурбированные, плитчатые глины, с рассеянным мелким пиритом и прослоем фосфатных конкреций. По комплексу фаунистических остатков относятся к подмосковной свите среднего оксфорда. Вскрытая мощность 0,5 м.

В карьере близ с. Каменная Тяжина на сильно ожелезненной и доломитизированной бугристой поверхности верхнекаменноугольных известняков и мергелей, местами разрушенных, снизу вверх залегают:

- 1. Переслаивание зеленых глауконитовых известковистых глин (со строматолитовыми структурами) с ожелезненными желтыми мергелистыми прослоями и темными глинами, серыми и буроватыми. Залегание слоя наклонное (около 15 градусов), он постепенно утоняется до почти полного выклинивания. Далее, в 100 м южнее, зеленые строматолитовые структуры отсутствуют, на сильно выветрелых разрушенных известняках и глинах верхнего карбона лежат желто-бурые песчаные неравномерно известковистые глины, с железистыми оолитами, с линзами и гальками песчанистых оолитовых мергелей. Поверхность верхнекаменноугольных известняков в обоих случаях иссверлена келловейскими литофагами. Все эти породы принадлежат криушской свите среднего келловея. Мощность колеблется от 0,03 до 0,5 м.
- 2. Глины серые до темно-серых, с отчетливым бурым оттенком (в основном за счет ожелезнения по многочисленным трещинам), с оолитами, сильно перемятые и раздробленные, относятся к великодворской свите среднего келловея. Мощность варьирует от 0,2 (в соседнем обнажении) до 0,8 м.
- 3. Глины серые, до темно-серых, слюдистые, плотные, с неясной слоистостью, перемятые, ложащиеся на предыдущий слой с перерывом. В них наблюдаются

поверхности размыва, к которым приурочены глауконитово-карбонатные пиритизированные линзы сложного строения (строматолиты и их брекчии - 0,1 м) и прослои фосфоритов. Отложения принадлежат к подосинковской свите верхнего келловея-нижнего оксфорда. Их мощность составляет 0,45-0,55 м.

- 4. Глины серые и светло-серые алевритистые, слабо слюдистые, с сильной биотурбацией, насыщенные раковинным детритом, с фосфоритами и фауной (гастроподы, крупные членики лилий и др.), со следами размыва в основании. В кровле слоя часто встречаются линзовидные строматолитовые глауконитово-карбонатные постройки разного размера (до 0,1 м) с остатками крупных перисфинктид и другой фауной, повторяющие форму палеорельефа дна. Выделены в ратьковскую свиту среднего оксфорда [4]. Мощность 0,2-0,25 м.
- 5. С четко выраженным размывом в основании, нередко пиритизированной поверхностью, предыдущий слой перекрывает подмосковная свита среднего оксфорда, начинающаяся с темно-серых и черных тонкогоризонтальнослоистых битуминозных сланцеватых глин (до 0,2 м), содержащих обильную фауну (аммониты, двустворки, различные гастроподы и др.), раковинный детрит пиритизированные ходы и стяжения пирита по напластованию. Выше они становятся более светлыми с нарушенной слоистостью, перемятые и комковатые. В них наблюдаются прослои мелких округлых фосфоритов, с давлеными отпечатками мелких аммонитов. Мощность 0,45-0,8 м.
- 6. Глины серо-зеленые и зеленовато-бурые, мелкоплитчатые, алевритовые, с глауконитом, битуминозные, с обилием ихнофоссилий (так называемые "фукоидные"[3]) залегают на размытой ожелезненной поверхности. Они содержат различную фауну и желваки фосфоритов. Мощность 0,55-0,7 м.
- 7. Глины темно-серые до сажисто-черных, мелкооскольчатые, алевритистые, слюдистые, с обилием пиритовых стяжений и ходов, с раковинным детритом, в нижней части неслоистые кусковатые, охристые, с гипсом. Мощность 0,4-0,6 м.

В карьерах близ с. Никитское и ст. Гжель на бугристой поверхности сильно верхнекаменноугольных закарстованных измененных понижениях рельефа, ниже заведомо морских среднекелловейских осадков, залегают среднеюрские континентальные отложения, довольно сложного строения, представленные мещерской серией [3]. В Гжели она четко распадается на 2 части: кудиновскую байосскую и москворецкую батскую светло-зеленовато-серые И белые гидрослюдистокаолинитовые, алевритовые, слюдистые глины и гидрослюдистые с примесью каолинита и монтмориллонита, тонкодисперсные пластичные. В них иногда присутствуют мелкие обугленные растительные остатки. Мощность 0,3-0,8 м. Вторая представлена коричнево-серыми песчанистыми глинами (0,25м), выше переходящими в черные с бурым песчано-гравелистые глины с углистыми примазками, крупными обломками кремней и гальками кварца. Мощность ее 0,7- 1 м. На них с размывом налегают зеленовато-серые песчанистые келловейские глины (0,7 м). В других случаях, прямо на верхнекарбоновых глинах залегают рыжевато-желтые ожелезненные карбонатные песчанистые глины с гравием и гальками кварца и кремней. В них часто присутствуют желваки, корки, брекчии фрагментов строматолитов, в кровле всегда – светлые неожелезненные, маломощные (первые сантимеры) пластовые глауконитовопостройки. Общая карбонатные мощность ДО 0.3 M.среднекелловейских глинах залегают бурыми темно-серые c ходами интенсивно биотурбированные алевритистые глины с прослоем крупных фосфоритов. Мощность до 1,3 м.

В Никитском карьере, по-видимому, развита только москворецкая толща (до 1,5 м), представленная желтовато-серыми слоистыми глинами, с остатками корней, с линзовидными прослоями разнозернистых кварцевых песков и гравия. В них хорошо сохранились фрагменты листьев цикадофит, вероятно, того же возраста, что и в Песках, неопределимые фрагменты костей. Ее перекрывают желто-бурые криушские глины (до 0,5 м) со строматолитами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Малёнкина С.Ю., Школин А.А. Новые данные о келловейских и оксфордских отложениях г. Москвы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С.133-136.
- 2. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. С-Пб.: ВНИГРИ, Роскомнедра, 1993. 72 с.
- 3. Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 48-61.
- 4. Олферьев А.Г. Граница среднего и верхнего оксфорда на Восточно-Европейской платформе // Страт. Геол. Корреляция. 2001, Т. 9. № 5, С. 69-76.

## К ВОПРОСУ О МОНИТОРИНГЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ КРЫМА В.В. Манюк (Днепропетровский национальный университет им. Олеся Гончара, Днепропетровск, Украина)

В 2004-2005 гг. в Крыму, также как и в других регионах Украины, был выполнен значительный объем работ по выявлению, изучению, описанию, инвентаризации и созданию компьютерной базы данных геологических памятников природы или геосайтов [2].

Повышение интереса к проблеме сохранения геологического наследия, благополучно забытой вскоре после выхода в 1985г. книги «Геологические памятники Украины», не было случайным и связано с рядом событий, которые этому предшествовали. Главным из них было создание Европейской ассоциации по сохранению геологического наследия (Pro GEO), активизация её деятельности и присоединение к ПроГЕО украинских представителей уже в 1993 г. (Центральноевропейская группа) [6].

Прекрасная обнаженность Крымских гор, чрезвычайное петрографическое и минералогическое разнообразие, широкий спектр стратиграфических подразделений, удивительная живописность ландшафтов региона, делают Крым одним из наиболее привлекательных объектов геологического наследия не только Украины в частности, но и Европы в целом [5].

Еще в 1961 г. известный геолог В.Г.Бондарчук, в небольшой брошюре «Геологические памятники Украины», впервые рассматривает уникальные

объекты природы Крыма [1]. Он подчеркивает уникальность Крымских гор и приводит краткую характеристику наиболее ценных геологических объектов, среди которых: Байдарские ворота, Крымские яйла, лакколит Аю-Даг, вулканические сооружения Кара-Дага, грязевые вулканы и др. [1].

Более полное, систематическое описание геологических памятников природы Крыма представлено в упомянутом справочнике-путеводителе 1985г. Обосновано выделение 128 объектов геологического наследия из 719, составляющих общее число по Украине.

В 1997г., один из наиболее активных представителей ПроГЕО в Украине А.Ивченко, инициирует и воплощает в жизнь проект «Систематизация и описание геологических памятников Украины, разработка рекомендаций по их популяризации, использованию и охране». В условиях отсутствия надлежащего финансирования, далеко не все объекты удалось посетить, и основные идеи проекта оказались далеки от реализации. Созданный макет книги по результатам исследований так и остался макетом [3].

Вместе с тем, зерно, брошенное в благодатную почву, не могло не дать всходы. Государственная геологическая служба Украины в 2003г. запускает новый виток развития исследований по проблеме оценки геологического наследия Украины, послуживший вступлением к данному материалу. В результате выполненных работ обследованы все геологические памятники природы во всех регионах Украины. Подготовлен к изданию прекрасно иллюстрированный украинско-английский четырёхтомник «Геологические памятники Украины», частично изданный к настоящему времени [2]. Это первые два тома, посвященные Западной и Центральной Украине.

Вместе с тем, с сожалением приходится констатировать, что результаты исследования геологических памятников Крыма, выполненных геологической службой объединения «Южекогеоцентр», весьма далеки от ожидаемых и отнюдь не вызывают оптимизма. После ревизионного обследования 2004г., вместо логично ожидаемого увеличения количества объектов геологического наследия происходит их сокращение. Из 128 геосайтов, описанных в справочнике-путеводителе 1985г. и 84 природных объектов Государственного реестра (Атлас объектов природно-заповедного фонда Украины, 2003г.), в новый, подготовленный к изданию перечень, включены только 63 объекта.

Тщательный анализ геологического наследия Крыма позволил составить «Перечень территорий и объектов, которые имеют природоохранный статус и принадлежат природно-заповедному фонду Автономной Республики Крым, а также перспективных объектов, геологическая ценность которых очевидна». Перечень учитывает как объекты, которые имеют определенный природоохранный статус, так и перспективные, достойные включения в Государственный реестр.

Перечень, составленный в 2009г. и включающий 142 объекта, передан в «Постоянную комиссию Верховного Совета АР Крым по аграрным и земельным вопросам, экологии и рациональному природопользованию». Последнее обстоятельство позволяет надеяться, что в ближайшем обозримом будущем мы сможем перейти от слов о необходимости сохранения геосайтов

наиболее ценным шагов приданию до конкретных ПО геологическим официального памятникам природы природоохранного статуса соответствующего режима заповедания. Конечно, представители «Постоянной вдруг заинтересовались комиссии...» не геологическим наследием. Необходимость сохранения геосайтов Крыма озвучивалась автором данных материалов на Международных конференциях в Ирландии (Дублин, 2002), Польше (Краков, 2003), Украине (Днепропетровск, 2003, 2005, 2007; Киев, 2006; Алушта, 2008), Италии (Флоренция, 21004), Португалии (Брага, 2005), России (Миасс, 2007), Норвегии (Осло, 2008. 33 МГК) и др. [4,7,8,9].

С 2007 года практически всеми региональными предприятиями Государственной геологической службы Украины выполняется мониторинг геологических памятников. Целью мониторинга являться оценка наследия, более исчерпывающая научная характеристика, изучение возможности туристического использования геосайтов и их популяризация, уточнение привязки с использованием средств спутниковой навигации и др.

Одной из важнейших задач мониторинга геологических объектов в Крыму является оценка состояния многочисленных стратотипов, лишь немногие из которых рассматриваются сегодня как геологические памятники. Представленный перечень из 142 объектов может быть дополнен, по меньшей мере, 40 стратотипическими разрезами, в разные годы выделенными выдающимися исследователями Крыма. И даже если изменился их статус и они не являются лучшим эталоном того или иного стратона, они сохраняют геологическую ценность как гипо-, лекто- или парастратотипы, а также большую историческую ценность, так как их выделение связано с именами Абиха Г., Андрусова Н.И., Фохта К.К., Архангельского А.Я., Эберзина А.Г., Меннера В.В., Муратова М.В. и др.

Логическим развитием деятельности ΠροΓΕΟ ПО сохранению геологического наследия явилось создание в 2004г. Европейской сети геопарков (EGN), идеи которой быстро распространились далеко за пределы Европы. В этой связи особого внимания в списке геологических памятников природы Крыма заслуживают шесть объектов, предложенные для рассмотрения в качестве перспективных геопарков Украины для EGN на 33 Международном геологическом конгрессе: Булганакская группа грязевых вулканов, Карадагский вулканический массив, Вулканогенно-осадочный комплекс Фиолента, Большой Каньон Крыма и Ай-Петринская яйла с горой Ай-Петри [9].

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бондарчук В.Г. Геологические памятники Украины. Киев: Радянська Украина, 1961.-80с.
- 2. Геологічні пам'ятки України. Geological landmarks of Ukraine. Колектив авторів, у трьох томах, укр. та англ. мовами, Київ: ДІА, 2006.-том 1.-320с., 2007.-том ІІ.-320с.
- 3. Івченко А.С. Геологічна спадщина України: історія питання // Географія та основи економіки в школі. Київ: 1998, №1.-С.3-5.

- 4. Манюк В.В. Исторический обзор изучения геологического наследия в Украине.//Материалы Рабочего совещания Российской группы ProGEO, Миасс, 2007.-С.47-49.
- 5. Манюк В.В. Геологічні пам'ятки природи Криму, як одна з визначальних складових у створенні національної екологічної мережі України. //Глобалізаційні процеси в природокористуванні: матеріали науково-практичної конференції. Алушта, НПЦ «Екологія, наука, техніка», 2008.-С.65-66.
- 6. Manyuk V. Geological heritage of a southern part of Ukraine.//Natural and Cultural landscapes. Proceedings of a conference, Dublin castel, 2002.- p.93-98. Edited by Matthew Parkes, 2004.
- 7. Manyuk V. Peculiarity of Geoconservation in Ukraine.// IV International Symposium ProGeo on the Conservation of the Geological Heritage. Braga, Portugal, University of Minho, 2005.-Page 26.
- 8. Manyuk V. Potential objects for creation of a Network National Geoparks in Ukraine.// ProGEO Symposium "Safeguarding our Geological Heritage", Kyiv Kamianets-Podil'sky, 2006.-P.30-32.
- 9. Manyuk V. The problem of creation of a Network National Geoparks in Ukraine. // Proceeding 33<sup>th</sup> International Geological Congress, Norway, Oslo, 6-14 August, 2008.

## ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ ТРЕМАТОЗАВРОИДНЫХ АМФИБИЙ И.В. Новиков (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва. Россия)

Темноспондильные амфибии надсемейства Trematosauroidea известны из триасовых отложений всех континентов за исключением Южной Америки. Они характеризуются: 1) клиновидным черепом с удлиненными пре- и посторбитальными отделами и широко расставленными орбитами, 2) пересечением супраорбитальным желобком lacrimale, 3)исключением лобной кости из края орбит, 4) слабым развитием или редукцией антеролатерального выступа postorbitale, 5) тенденцией к укорочению ушных вырезок и рогов таблитчатых костей, 6) обычным присутствием эктоптеригоидных клыков, 7) тенденцией к редукции постфенестральных зубных рядов и crista obliqua крыловидной кости, 8) хорошим развитием шагреневых полей на рterygoideum, 9) разрастанием назад птеригопарасфеноидного шва, 10) пологим ангулярным изгибом и удлиненными ретроартикулярным отростком и задним меккелевым отверстием нижней челюсти.

При своем появлении в начале триаса (индский век) трематозавроиды в основном были представлены космополитной группой лонхоринхин, показывающей значительное систематическое разнообразие (несколько родов; валидность некоторых из них, однако, вызывает сомнение). Предполагается их гондванское происхождение. На территории Лавразии индские трематозавроиды известны по единичным находкам в Южном Приуралье (лонхоринхин *Gonioglyptus* (?) sp. примитивный бентозухид

Benthosuchus uralensis) и в Гренландии (лонхоринхин Stoschiosaurus nielseni). Редкость остатков индских трематозавроидов на территории Восточной Европы, вероятно, связана с отсутствием соответствующих биотопов (прежде всего прибрежно-морских для лонхоринхин).

В начале раннеоленекского (рыбинского) времени, с широким развитием озерно-солоноватоводных и прибрежно-морских обстановок трематозавроидные темноспондилы получают максимальное распространение, будучи представлены уже всеми основными семействами (включая собственно семейство Trematosauridae). Значительная часть ИХ систематического разнообразия прибрежно-морскими фациями материковых окраин, показывающими присутствие этих амфибий как В Лавразии, так И И (лонхоринхины, лироцефалисциды трематозаврины Мадагаскара и Южного Приморья). Эти окраинные сообщества обычно характеризуются эндемизмом родового состава.

В пределах континентальных фаций, как пресноводных, солоноватоводных, картина распространения раннеоленекских существенно отличается. Подавляющая трематозаврид приходится на Восточную Европу, где они широко представлены радиацией Benthosuchidae и Thoosuchinae. Среди бентозухид намечается линия развития, ведущая к позднеоленекским яренгиидам. Напротив, на территории Гондваны континентальные раннеоленекские трематозавроиды представлены лишь единичными находками (монотипичные лонхоринхин Erythrobatrachus и трематозаврин Tirraturhinus из Австралии, а также бентозухид (?) из Южной Африки).

В позднеоленекское время родовое разнообразие трематозавроидов значительно сокращается. Сохраняются единичные трематозавриды и лонхоринхины, к которым добавляются хейлерозавриды и яренгииды, берущие начало OT бентозухид. В Восточной представлены только два семейтва – трематозавриды и монотипичные Трематозавриды характеризуются яренгииды. здесь преемственными родами – монотипичным Inflectosaurus и Trematosaurus причем первый происходит от наиболее позднего раннеоленекских трематозаврид (тоохухин) – рода Angusaurus. В Западной Европе позднеоленекские трематозавроидные темноспондилы включают трематозаврида Trematosaurus (T. brauni) и хейлерозаврида Odenwaldia. За пределами Лавразии достоверные находки позднеоленекских трематозаврид обнаружены В Южной Африке (трематозаврин Trematosuchus sobeyi и, вероятно, лонхоринхин Aphaneramma sp.) и Северной Америке (лонхоринхин Cosgriffius campi). Несмотря на бедность таксономического состава, остатки позднеоленекских трематозавроидов могут образовывать крупные скопления, приуроченные к прибрежноэстуариевым фациям (трематозавриды морским Восточной Центральной Европы).

В среднем и позднем триасе трематозавроидные темноспондилы становятся все более редкими. Из анизийский отложений известны хейлерозаврид Eocyclotosaurus (Северная Америка, Западная Европа) и не Индии описанные лонхоринхины ИЗ И Канады. Лалинские трематозавроиды представлены только лавразийскими формами неясной семейственной принадлежности – *Bukobaja* (Южное Приуралье) и **Trematolestes** (Западная Европа). Находки позднетриасовых представителей надсемейства единичны (реликтовый Hyperokynodon из карнийского яруса (средний кейпер) Западной Европы).

#### ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДМОСКОВЬЯ НА УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Н.А. Погребс (РГГРУ, Москва, Россия)

Во время геологической практики со студентами меловые отложения Подмосковья изучаются в обнажениях в г. Москве (Коломенское, овраг Малая Гнилуша и восточный склон Татаровских высот, овраг р. Шмелевки) и в обнажениях и карьерах Московской области – г. Дзержинский, р. Волгуша и г. Дмитров.

- В г. Москве традиционно меловые отложения изучаются:
- 1. В Коломенском в промоине между Дьяковским городищем и берегом реки Москвы наблюдаются высыпки различных пород и их обнажения в закопушках. В высыпках и закопушках можно увидеть кварцево-слюдистые среднезернистые пески белого и желтого цвета с косой, иногда горизонтальной слоистостью. Эти пески можно отнести к икшинской свите аптского яруса нижнего мела.
- В Аммонитовом овраге вскрываются нижележащие отложения, представленные снизу вверх черными глинами филевской средневолжского подъяруса верхней юры с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков и темно-зелеными глауконитовыми песками верхневолжского верхней подъяруса юры (лопатинская свита верхней юры-нижнего мела).
- 2. В нижней части оврага Малая Гнилуша на правом берегу р. Москвы напротив Серебряного бора обнажаются темные слоистые песчанистые глины (средняя волга), а выше зеленовато-желтоватые темные глинистые пески с глауконитом (верхняя волга) волжского яруса верхней юры. В них много конкреций фосфоритов, встречаются остатки аммонитов и белемнитов. В последнее время эти пески сопоставляются с лопатинской свитой берриасского яруса нижнего мела.

Над ними залегают зеленые слюдистые пески <u>кунцевской свиты</u> берриасского яруса и ожелезненные зеленовато-серые пески и песчаники <u>гремячевской свиты</u> готеривского яруса нижнего мела.

Выше триангуляционного пункта на восточном склоне Татаровских высот обнажаются белые кварцевые пески и песчаники <u>икшинской свиты</u> аптского яруса нижнего мела.

В XVIII-XIX веках в этом месте был карьер, где эти песчаники в течение XVIII и первой половины XIX века добывались для изготовления жерновов, угловых дорожных тумб и фундаментов зданий. Здесь находили отпечатки папортников уникальной сохранности, которые теперь можно увидеть только в музеях.

3. На правом берегу р. Шмелевки (станция метро Красногвардейская) можно увидеть ряд обнажений с выходами желтовато-коричневых песков и песчаников с многочисленными остатками амммонитов кунцевской свиты бериасского яруса нижнего мела. Песчаники подстилаются темно-зелеными и черными глауконитовыми песками верхеволжского подъяруса верхней юры с остатками аммонитов (лопатинская свита верхней юры-нижнего мела), залегающих на черных глинах с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков филевской свиты средневолжского подъяруса верхней юры.

В Московской области меловые отложения вскрываются в карьерах и обнажениях в восточной и северной части.

- 1. Карьер в г. Дзержинский (Угрешский карьер).
- В нижней части северного борта карьера наблюдаем толщу верхневолжских песков. Пески белые и желтовато-белые, мелкозернистые, сортированные, преимущественно кварцевые. Пески образовались либо в подводной части дельты, либо в мелком море. Видимая мощность песков 10 м.

На песках в виде линз залегают песчаники с кремнистым цементом. Мощность прослоев от 0.5 до 2 м. По находкам ископаемой фауны предыдущими исследователями возраст песков и песчаников определен как верхневолжский ( $I_3v_3$ ). В последнее время эти отложения относят к <u>люберецкой</u> толще берриасского яруса нижнего мела.

Рядом с предыдущей точкой в борту дороги изучаем разрез сложно построенной слоистой толщи мощностью 1,8 м. Она характеризуется песчаным составом, с заметным увеличением крупности песчаных зерен - от тонких песков и даже алевритов в подошве до грубых гравелистых разностей в кровле, часто сцементированных гидроокислами железа в песчаник. В песчаники многочисленные обнаруживаются остатки аммонитов двустворчатых И моллюсков. Эта толща пород относится к гремячевской свите верхнего готерива нижнего мела. В нижней части разреза местами обнаруживаются реликты «рязанской фосфоритовой плиты» берриаса – глауконитовый песок с пятнами полурастворенных фосфоритов и сохранившиеся плитчатые прослои фосфоритов.

Выше по разрезу залегают глины котельниковской свиты готеривского яруса нижнего мела ( $K_1$ g). Глины темно-серые до черных, сильно слюдистые, среднеплитчатые, во влажном состоянии пластичные. Видимая мощность глин около 3 м. В глинах встречаются остатки фауны (мелкие аммониты) и флоры (углистые включения древесины, отпечатки папортников).

С вышележащими отложениями бутовской толщи котельниковская свита связана постепенным переходом. <u>Бутовская толща</u> нижнего баррема представлена тонким чередованием серых и сиреневых алевритовых глин,

алевритов и светлых тонкозернистых полевошпатово (до 33 %)-кварцевых песков. Мощность толщи около 6 м.

На бутовской толще с четко выраженным размывом залегает свита белых кварцевых песков, относимая со времен А.П. Павлова к апту. Это <u>икшинская свита</u>, которая выполняет палеоврезы в отложениях неокома. В карьере на небольшом расстоянии из разреза выпадают бутовская толща, котельниковская и гремячевская свиты, а икшинские пески непосредственно перекрывают породы волжского яруса верхней юры. Пески икшинской свиты светлые кварцевые, с прослоями бурых железистых песчаников и кварцитовидных песчаников. Пески накапливались в условиях аллювиально-дельтовой равнины.

#### 2. Бассейн р. Волгуши.

Разрез нижнемеловых отложений на р. Волгуше (ст. Турист) наблюдается у бывшей дер. Гаврилково и в овраге у дер. Парамоново. Он начинается с песков икшинской свиты нижнего апта — белых, кварцевых, слюдистых.

<u>Ворохобинская свита</u> нижнего апта с размывом налегает на подстилающие отложения и представлена пластом темно-серых алевритовых глин внизу и пачкой тонко-мелкозернистых песков вверху. Мощность до 15 м.

Верхняя часть апта — волгушинская свита. Она залегает на ворохобинской свите со следами резкого обмеления — начинается прослоем крупнозернистого плохо окатанного несортированного кварцевого песка мощностью до 1 м с крупными до 0,2 м конкрециями сидерита. Выше песок сменяется серыми глинами и пепельными алевритами и тонкозернистыми песками с конкрециями сидерита. Мощность свиты до 11 м.

На волгушинской свите с размывом залегает <u>гаврилковская свита</u>. Нижняя часть свиты (1,5 м) представлена буровато-зелеными неравномерно глинистыми кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песками Выше залегают светло-серые с зеленоватым оттенком более крупнозернистые глауконит-кварцевые пески. В этих песках прослежено до 6 прослоев конкреций песчаных фосфоритов, в которых встречаются остатки аммонитов зоны Hoplites dentatus. Мощность свиты не превышает 10 м.

Вышележащая <u>парамоновская свита</u> связана с гаврилковкой постепенными переходами. Она отвечает максимуму альбской трансгрессии. Свита представлена глинистыми мелко- и среднезернистыми кварц-глауконитовыми песками и глинами.

#### 3. Карьер на окраине г. Дмитрова.

В нижней части карьера видны белые, слюдистые, мелкозернистые пески ворохобинской свиты нижнего апта, с серыми глинистыми прослойками и небольшим ожелезнением. Неполная мощность песков 0,3 метра.

Выше залегают грубозернистые пески и гравелиты с железистыми сидеритовыми конкрециями мощностью около 0,3 м. Вверх по разрезу они сменяются прослоем тонкоплитчатых глин темно-серого цвета мощностью 0,3 м. Верхнего контакта не видно. Эти отложения относятся к волгушинской свите среднего-позднего апта.

В средней части карьера наблюдается толща глауконитовых песков – гаврилковская свита среднего альба крупно-среднезернистых, резко

неоднородных кварцевых по составу, грязно-зеленого цвета. Они содержат галечки кварца и фосфоритовые конкреции шарообразной и вытянутой формы, размером 5-10 см, часто развивающиеся по органическим остаткам (раковинам аммонитов, двустворчатых моллюсков, рострам белемнитов). Можно найти также остатки древесины, замещенной арагонитом нежно-розового цвета. Примерная мощность толщи (не видно нижнего контакта) около 3 м.

#### ЛИТЕРАТУРА

Олферьев А.Г. Новые данные о геологическом строении нижнемеловых отложений Подмосковья// Сб. Меловые отложения Русской платформы. М., Наука. 1986. С. 44-55.

### БИОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В.М. Подобина (Томский государственный университет, Томск, Россия)

Палеогеновые отложения морского генезиса, широко распространенные в пределах Западной Сибири, составляют талицкий и люлинворский горизонты региональных стратиграфических подразделений. Новые данные, полученные по комплексам фораминифер палеоцена и эоцена из впервые пробуренных скважин на юго-востоке этого региона (р-н гг. Северска и Томска), позволили горизонтов. Комплексы **УТОЧНИТЬ** возраст указанных обнаруженные в разрезах новых скважин Т-29 и СН-118, содержат кварцевокремнистые агглютинированные и известковые секреционные формы. Первые распространены В центральной И западной частях Палеоценовые известковые секреционные формы ранее известны в Зауралье и на востоке в прибрежно-морских и мелководных фациях Западной Сибири (Подобина, 2009).

Впервые обнаруженные на юго-восточной окраине Западносибирского бассейна характерные эоценовые известковые секреционные формы, повидимому, приспособились к условиям жизни в прогреваемой окраинной части холодноводного Западносибирского бассейна. Возможно, эти формы, как и палеоценовые, будут обнаружены и в других районах распространения прибрежно-морских фаций, и прежде всего в Зауралье.

Представляют интерес находки известковых бентосных и планктонных форм удовлетворительной сохранности в нижнеэоценовых отложениях (скв. Т-29, инт-л 227,5-224,0 м – нижние слои люлинворского горизонта). Здесь, как и в ряде разрезов скважин центрального района, обнаружены характерные для ипрского яруса планороталитесы: *Planorotalites* aff. *planoconicus* Subbotina, *P. pseudoscitulus* (Glaessner), а также виды *Textularia* cf. *sibirica* Podobina, *Anomalinoides ypresiensis* (ten Dam) *ovatus* Podobina и другие формы. В центральном районе слоям с этими фораминиферами соответствует зона *Textularia sibirica*, *Anomalinoides ypresiensis ovatus* ипрского возраста (Подобина, 2009) (Таблица).

В вышележащих желтовато-серых глинах с прослоями песка и растительного детрита (скв. Т-29, инт-л 218,4-214,6 м) средней части люлинворского горизонта обнаружены разнообразные ассоциации

фораминифер и их псевдоморфозы. В выделяемом здесь автором (Подобина, 2009) комплексе с Eponides candidulus, Cibicides tenellus наряду с видамихарактерными для лютетского яруса, обнаружены Cibicides carinatus Terquem, Rotalia discoides Orbigny, Bolivina crenulata Cushman. Причем последний вид известен в среднем лютете. В целом комплекс фораминифер соответствует таковому из лютетского яруса Северной Европы (Doppert, Neele, 1983; Murray, Wright, 1974). Исследуемый комплекс (скв. Т-29) с Eponides candidulus, Cibicides tenellus сходен по систематическому составу с аналогичным комплексом из стратотипа лютетского яруса Парижского бассейна и почти не имеет общих видов с западносибирским комплексом из центрального и других районов этого региона. По положению в разрезе он комплексу соответствует c **Bolivinopsis** spectabilis ИЗ средних люлинворского горизонта. Последний был условно датирован лютетским возрастом на основании среднеэоценового вида-индекса Bolivinopsis spectabilis (Grzybowski) и положения слоев в разрезе. Новые данные подтверждают его лютетский возраст.

Темно-серые, алевритистые, слегка опоковидные глины вышележащих слоев люлинворского горизонта в интервале глубин 214,6-206,0 м (скв. Т-29) содержат разнообразные секреционные известковые фораминиферы и их многочисленные псевдоморфозы. Здесь наиболее характерны Cibicidoides ungerianus (Orbigny), Pararotalia spinigera (Le Calvez), которые предложены автором (Подобина, 2009) в качестве видов-индексов для данного комплекса. В центральном районе комплекс соответствует ЭТОТ агглютинированных кварцево-кремнистых форм с Gaudryinopsis subbotinae. Большинство обнаруженных в комплексе с C. ungerianus, P. spinigera видов характерными ДЛЯ бартонского яруса Северной Нидерланды, Парижский бассейн, Великобритания (Doppert, Neele, 1983; Murray, Wright, 1974).

вышележащих серых алевролитах И песчаниках T-29), соответствующих верхам люлинворского горизонта, обнаружен комплекс почти исключительно псевдоморфоз роталиид, нонионид, эльфидиид и других форм (инт-л глубин 206,0-197,0 м). Однако, учитывая весь примерный систематический состав псевдоморфоз и положение слоев с этими формами в разрезе, можно предположить стратиграфическое соответствие этих слоев (верхи люлинворского горизонта) верхнему Подобный эоцену. систематический состав псевдоморфоз раковин фораминифер наблюдается в приабонских отложениях Северной Европы – Великобритании и Нидерландах (Doppert, Neele, 1983; Murray, Wright, 1974). Это указывает на общее поднятие территорий Северной Европы и Западной Сибири и обмеление бассейнов, что на изменении, основном обеднении, В систематического количественного состава фораминифер.

Детальные исследования фораминифер из вышележащей тавдинской свиты разреза скв. 8 Русско-Полянской площади (южный район, ин-л 159,0-86,6 м) дают возможность подтвердить ее раннеолигоценовый возраст (Подобина, 2009).

#### Фораминиферовые зоны и слои палеогена Западной Сибири (Подобина, 2009)

Таблица

Z Z	Отдел	Ярус	Горизонт	Зоны и слои бентосных фораминифер			
Система				Западный и центральный районы	Восточный район. Слои	Þ ãî -восточный район. Слои	
ПАЛЕОГЕНОВАЯ		приабон- ский	Ň	зона Labrospira honesta	Единичные фораминиферы	Единичные псевдоморфозы фораминифер	
	Эоцен	й бартон- ский	7	зона Gaudryinopsis subbotinae	зона Gaudryinopsis subbotinae	<b>зона</b> Cibicidoides ungerianus, Pararotalia spinigera	
		ипрский пютетский		слои с Bolivinopsis spectabilis Bolivinopsis spectabilis		Eponides candidulus, Cibicides tenellus	
				зона Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus	Единичные фораминиферы	зона Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus	
	Палеоцен	танетский	талицкий	зона Glomospira gordialiformis, Cibicidoides favorabilis	Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae	Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae	
		й зеланд- ский		зона Ammoscalaria friabilis	Cyclammina coksuvorovae	Cibicidoides proprius	
		датский	ганькин- ский	зона Brotzenella praeacuta	Bathysiphon nodosarieformis, Glomospira charoides	Не обнаружены	

Новые данные по находкам фораминифер, полученные из ряда разрезов Западной Сибири, сходство их систематического состава с аналогичными североевропейскими комплексами позволили решить проблему ярусного расчленения морских палеогеновых отложений этого региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Подобина В.М.* Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Томский государственный университет, 2009. 432 с., 73 пал. табл.
- 2. *Doppert J.W.C.*, *Neele N.G.* Biostratigraphy of Marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands, 1983. Vol. 37-2. P.3-79.
- 3. *Murray J.W.*, *Wright C.A.* Paleogene Foraminiferida and Palaeoecology, Hampshire and Paris basins and the English channel. Special Papers in Palaeontology, № 14. London, 1974. 129 p., 20 pls., 47 text figs., London, (Palaeontological Association).

### ЗАПАДНОСИБИРСКИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ЗОНЫ ГРАНИЦЫ ЭОЦЕНА-ОЛИГОЦЕНА

В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева (Томский государственный университет, Томск, Россия)

Новые данные по пограничным зонам фораминифер эоцена-олигоцена на юге Западной Сибири получены при исследовании разреза скв. 8 Русско-Полянской площади. Образцы на микрофаунистический анализ (два поступления — 80 и 70 обр.) присланы Ж.А. Доля, старшим геологом Омской геологоразведочной экспедиции. В данной работе представлены результаты исследования 70 образцов керна из верхних слоев люлинворской и низов тавдинской свит.

Ранее проведены исследования 80 образцов первого поступления, и в разрезе скв. 8 установлены отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена (Подобина, 2009). Из этой части разреза самый верхний образец изучен с глубины 212,0 м.

В образце светло-зеленовато-серых, алевритистых, оскольчатых и слегка опоковидных глин (верхи люлинворского горизонта) обнаружены единичные фораминиферы и радиолярии. Среди фораминифер определены Labrospira sp. indet., Ammosphaeroidina sphaerica Podobina, Gaudryinopsis sp. indet. Кроме встречены пиритизированные бентосных того, ядра окремнелые псевдоморфозы планктонных фораминифер. В этом же образце (гл. 212,0 м) обнаружены единичные радиолярии позднеэоценового комплекса с Heliodiscus lentis (Липман, 1997), в составе которого определены виды: Spongodiscus americanus Koslova, Heliodiscus lentis Lipman. По-видимому, слои указанного стратиграфического уровня соответствуют самым низам зоны Labrospira honesta (Подобина, 1998). Возможно, это – верхние слои зоны Gaudryinopsis Subbotina.

Вышележащие слои верхнелюлинворской подсвиты разреза скв. 8 в интервале глубин 165,15 — 160,75 м содержат более разнообразный комплекс фораминифер, среди которых обнаружены раковины хорошей сохранности (более 20 экз.) зонального вида Labrospira honesta Podobina. Совместно с ним присутствуют виды Haplophragmoides deplexus Podobina, Trochammina gracilis Lipman. Кроме них много (до 100 и более экз.) мелких окремнелых форм (ядер) роталиид и раковины неопределимых таксонов. По присутствию зонального вида и других форм исследуемая часть разреза верхнелюлинворской подсвиты относится к зоне Labrospira honesta верхнего эоцена.

Фауна фораминифер подобного состава и облика обычно приурочена к прибрежной полосе западносибирского бассейна. Это же характерно и для фораминифер из юго-восточной окраины Западной Сибири (р-н Томска и Северска; Подобина, 2009).

В самом верхнем образце из указанного интервала (гл. 160,75 м) обнаружены, наряду с зональным видом *Labrospira honesta* Podobina, единичные круглые окремнелые ядра *Globigerinida* и ожелезненные раковины фораминифер. Выше по разрезу на глубине 158,75 м комплекс фораминифер по

своему систематическому составу значительно изменяется. Исчезает вид Labrospira honesta Podobina, увеличивается содержание (до 10-15 экз.) представителей родов Haplophragmoides, Trochammina, ядра известковых форм родов Cibicides, Cibicidoides, Globigerina, Globanomalina, Paragloborotalia и др., а также раковины удовлетворительной сохранности, сходные с видом Globigerina officinalis Subbotina praesentata Podobina. Подобные формы чаще приурочены к нижним слоям тавдинской свиты и характеризуют зону Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum. Но окремнелые формы указанных родов на юге в исследуемом разрезе (скв. 8) только предположительно выделяются как слои, соответствующие зоне Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum (Таблица).

Выше, начиная с глубины 157,35 м, по разрезу тавдинской свиты редко встречаются агглютинированные кварцево-кремнистые раковины, в основном рода *Haplophragmoides*, и единичные бентосные формы эльфидиид, а также относительно крупные окремнелые ядра планктонных *Globigerinida*.

Дальнейшие исследования фораминифер окраинных районов, соответствующих прибрежно-мелководной части западносибирского палеогенового бассейна, дадут возможность уточнить возраст местных стратиграфических подразделений. Особенно это необходимо для уточнения наиболее дискуссионного возраста тавдинской свиты. По унифицированной региональной стратиграфической схеме (2001 г.) возраст этой части разреза утвержден, в основном по диноцистам, как бартон-приабонский.

Зоны фораминифер пограничных отложений эоцена и олигоцена Западной Сибири (Подобина, 1998, 2009)

Таблица

система	отдел	ярус	свита	Центральный район	Южный район
Палеогеновая	олигоцен	Рюпельский	Тавдинская	Зона Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum	Слои с окремнелыми ядрами и единичными раковинами Rotaliidae, Elphidiidae и Globigerinida
	эопен	Приабонский	Люлинворская	Зона Labrospira honesta	

Особое мнение автора с прилагаемой схемой палеогеновых фораминиферовых зон и слоев, отражено в опубликованной объяснительной записке к указанной унифицированной региональной стратиграфической схеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Липман Р.Х. Зональная биостратиграфия палеогена Западно-Сибирской низменности (история вопроса и новые современные задачи) // Вопр. геологии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во науч.-техн. лит., 1997. С. 90–91.
- 2. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Науч.-техн. лит., 1998. 338 с.
- 3. Подобина В.М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Томский государственный университет, 2009. 432 с., 73 пал. табл.
- 4. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Принята на Межвед. регион. стратиграфич. совещании по доработке и уточнению региональных стратиграфических схем палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины 28.09.2000 г. Утверждена МСК России 02.02.2001 г., 6 листов.
- 5. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка //Раздел 8. Особые мнения. В.М. Подобина. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. С. 66-70.

#### РИФТОГЕННЫЕ УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Б.В.Полянский (РГГРУ, Москва, Россия)

Литологические особенности осадочных формаций, необходимые для выявления условий их образования, - ключ к распознаванию их тектонической природы, т.е. типа осадочного бассейна и конседиментационной тектонической структуры. Это в полной мере относится и к угленосным формациям (УФ) с их многообразием существенных уникальным природным из-за мощности, строения и фациального состава слагающих отложений. последней классификации УФ, бассейнов и месторождений (Богомазов, 2001), построенной по геодинамическому принципу с выделением УФ подвижных поясов, древних платформ и областей внутриплатформенной активизации существенное место уделено УФ, формировавшихся рифтогенных тектонических обстановках. Такие формации связаны c активными тектоническими режимами и соответствующими типами осадочных бассейнов, которые формировались после завершения основного геосинклинального этапа в так называемую тафрогенную фазу перед началом платформенного этапа. Они проявлялись в различные тектонические эпохи в истории Земли, в частности, в герцинскую и киммерийскую, и были приурочены к прибортовым частям структур, ограниченным разломами. Здесь происходили процессы лавинной разгрузки терригенного материала с ураганными мощностями,

которые сопровождались излияниями и внедрением магмы основного и среднего состава. На конец палеозоя — начало мезозоя приходится характерный этап заложения крупных грабенообразных депрессий протяженной, обычно субширотной, ориентировки в моменты «реактивации молодых эпипалеозойских платформ» (Нагибина, 1967).

В качестве примера здесь кратко рассмотрены характерные особенности УФ вулканогенно-кластогенного состава триасово-юрского возраста, детально изученных по периферии Афгано-Таджикской депрессии (Мианаду, Шабашек, Чаль, Доаби-Мехзарин и др.), а также в дугообразно ориентированных субширотных впадинах Центральной Монголии (угольные м-я Сайхан-Обинского, Предалтайского и Ихэснурского прогибов) и в других районах развития идентичных структур Центральной Азии, в частности на Урале. Исходя из анализа этих УФ, можно отметить несколько основных особенностей их состава, строения, условий осадконакопления и синхронного магматизма.

- 1. Проявления магматизма в основном андезито-базальтового, липаритового составов в виде стратиформных или секущих тел, мощностью от первых метров до 270 м, были приурочены к УФ верхнего триаса юры в названных структурах.
- 2. Характерным признаком рассматриваемых УФ является их очень контрастный фациальный состав и цикличное строение. Грубообломочные породы, составляющие нередко до 50-70 % состава разреза, отличаются слабой сортировкой обломков, плохой включением фрагментов древесины, вплоть до стволов и пней. Эти фации, скорее всего, могут быть отнесены к подгорно-веерным, пролювиальным, формировавшимся в проксимальных частях конусов выноса или «фэнов». Они вмещают собственно угленосные песчано-глинистые отложения, относимые, в свою очередь, к фациям дистальных заболачиваемых участков этих конусов. В строении этого типа УФ участвуют элементарные циклы седиментации мощностью от первых метров до100 м, имеющие незавершенный профиль и трансгрессивный набор пород, от грубообломочных пролювиальных – до песчано-глинистых угленосных. Последние можно отнести к фациям так называемых «плейновых озёр». В циклах нет постепенных фациальных переходов между этими составляющими, как, например, в аллювиальных циклах – от русловых к пойменным, а затем – к озерным и болотным. Ранее в опубликованных работах, в том числе и автора, к подобным аллювиальным обстановкам как раз и относились, иногда ошибочно, рассматриваемые отложения.
- 3. Пласты угля редкие, в основном большой мощности, от 1-2 до 10-20 м, неустойчивые по простиранию, в основном сложного строения, обычно с отсутствием почвенных горизонтов. Угли зольные низких стадий метаморфизма от Б до Д  $-\Gamma$ . Для них характерен в основном автохтонно-аллохтонный тип торфонакопления с быстрым накоплением и захоронением растительной массы и не менее быстрым её перекрытием терригенными отложениями кровли. Это свидетельствует, наряду с фациальным составом вмещающих отложений, в пользу их образования в узких, вероятно

приразломных, внутриконтинентальных, или окраинно-континентальных, рифтогенных структурах с развитием широких и коротких наземных приразломных конусов выноса.

- 4. Условия седиментации такого типа осадочных формаций отличаются от аллювиального типа высоко динамичными условиями «лавинной седиментации» со скоростями выноса плохо сортированных осадков незрелого, полимиктового или грауваккового состава, равными 100-1000 Б (Б единица Бубнова, количество осадков в мм за 1000 лет). Подсчитанные скорости седиментации в нашем случае даже превосходят подобные в дельтах или на первом уровне, по А.П.Лисицыну (1988). Мощность только нижней-средней юры во многих впадинах Монголии превышает 3 км, тем более что в результате внутриформационных размывов в разрезе сохраняется наверняка не более 10% первоначальной мощности. В результате суммарные мощности, ураганные для данного типа УФ, достигали от 2-3 км до 7 км.
- 5. Каждый из рассмотренных структурно-фациальных и формационных признаков не является определяющим для отнесения данных отложений по генезису к УФ рифтогенного типа. Однако в сумме они дают возможность классифицировать их как тафрогенные и относить по условиям образования к тафрогенным молассоидным (Кабалов, 1980) И реконструировать конседиментационную структуру как рифтовую. Это была узкая, в пределах от первых до первых десятков, протяженная грабенообразная (симметричная или односторонняя) депрессионная впадина, ограниченная крутыми уступами приподнятого рельефа вдоль пограничных разломов. Вдоль разломов происходили ритмичные подвижки и инъекции очередных порций Ранее, палеогеографических построениях, жидкой магмы. при положительные формы рельефа трактовались как низко-среднегорный рельеф, поставлявший грубые осадки, что было отражено в «Атласе литологопалеогеографических карт» 1966 г.

На мой взгляд, никаким горным рельефом, или орогенезом, особенно в тафрогенную стадию развития структур, с развитием пенепленов, нельзя объяснить такое контрастное строение грубообломочных толщ с синхронным магматизмом основного ряда. Формирование УФ такой мощности, строения и состава, вероятно, происходило согласно предложенной модели, в пределах узкой протяженной впадины, которую можно трактовать как рифтогенную.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Богомазов В.М. Классификация угленосных формаций, бассейнов и месторождений России // Геология угольных м-й. Межвуз.науч.темат. сб. Екатеринбург. 2001. С. 23-43.
- 2. Кабалов В.К. Условия формирования угленосных отложений Урала // Советская геология. -1980. № 10. С. 47-51.
- 3. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М. Наука, 1988. 306 С.
- 4. Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией // Геотектоника. -1967. -№ 4. С. 15-26.

### ТЕКТОНИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В.И. Попков (Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия)

Горно-складчатое сооружение Западного Кавказа с трех сторон ограничено глубокими прогибами, выполненными мощными майкопскими и неогенчетвертичными отложениями. Наиболее глубоко погружен Туапсинский прогиб, лежащий почти целиком в акватории Черного моря и лишь своим юговосточным замыканием выходящий на сушу в виде Сочи-Адлерской депрессии [2]. Он резко асимметричен в поперечном сечении. Кровля эоцена полого погружается от свода вала Шатского с глубин 4-5 км на своде вала до глубин 9-10 км в осевой части Туапсинского прогиба. Северо-восточное крыло прогиба. узкое и кругое, почти совпадает в плане с современным континентальным склоном Черноморской глубоководной впадины. По форме Туапсинский прогиб похож на Западно-Кубанский (наземная часть Индоло-Кубанского прогиба). Оба вытянуты вдоль Западного Кавказа и асимметричны: отличаются очень крутыми прикавказскими бортами и пологими внешними. Но в Туапсинском прогибе средняя мощность майкопской серии около 5 км, а в Западно-Кубанском прогибе – 2-2.5 KM, средние мощности миоценплиоценовых пород наоборот выше в Западно-Кубанском прогибе сравнению с Туапсинским прогибом – 3 км и 1.5 км соответственно.

Керченско-Таманский прогиб, в отличие от первых двух, располагается по косым углом к простиранию Западного Кавказа. По глубине погружения и мощности майкопских отложений Керченско-Таманский прогиб приближается к Туапсинскому. Но он более узок, и оба его борта имеют примерно северо-востоке Керченско-Таманский одинаковую крутизну. На смыкается с Западно-Кубанским, и пучок антиклинальных складок, его заполняющих, плавно переходит в полосу западнокубанских антиклиналей. Северо-западный его борт несколько расплывчат, гранича с глубоко периферией Феодосийского выступа И Пантикапейским поднятием. Юго-восточный борт образован Анапским выступом и Барьерной антиклиналью [2].

пределах Керченско-Таманского прогиба широко развита эшелонированная система складчато-надвиговых дислокаций антикавказского простирания, представляющих собой морское продолжение антиклинальных зон Таманского полуострова. В их строении принимают участие отложения майкопской серии (толщина до 4000 м и более), надмайкопские осадочные комплексы (до 1000 м), палеоцен-эоценовые (до 2000 м и более) и верхнемеловые отложения [1, 2]. Структура последних изучена слабо. Складки юго-восточной вергентности. Поверхности надвигов в верхних секциях разреза крутые, с глубиной они выполаживаются в северо-западном направлении. имеют чешуйчатую и У-образную форму. дислоцированы породы во фронтальных частях надвигов, в результате чего сейсмическая запись становится хаотической, трассирование отражений затрудняется. Не исключено, что на таких участках может происходить тектоническое нагнетание пластичных толщ майкопа в своды антиклиналей при существенном увеличении их дислоцированности. В межантиклинальных зонах слои имеют пологоволнистое залегание.

При приближении к береговой линии и далее на суше простирание акваториальных антиклинальных зон меняется на общекавказское. Антиклинальные зоны Таманского полуострова, как известно, несут в себе грязевые вулканы.

С юго-востока область складчато-надвиговых структур Керченско-Таманского прогиба от Анапского выступа отделяет региональный Пионерский надвиг [2]. Этот надвиг является самым южным из ему подобных, с которыми связана система асимметричных складок, в строении которых основная роль принадлежит майкопским отложениям. В пределах большей части Анапского выступа майкопские отложения уничтожены эрозией. Дислокации, развитые в палеоцен-эоценовых и меловых отложениях, не имеют явной чешуйчато-надвиговой природы и ярко выраженной вергентности. Контролирующие их надвиги и взбросы часто У-образного, иногда «ветвящегося» вида, в результате чего их плоскости сходятся с увеличением глубины, образуя клинообразные формы. Поверхности основных надвигов имеют тенденцию выполаживания с глубиной.

Располагающийся восточнее Туапсинский прогиб резко асимметричен, выполнен на большей его части складчато-надвиговыми дислокациями. Простирание их типично кавказское. Вергентность юго-юго-западная как и у структур Новороссийско-Лазаревского синклинория на суше. Морфология их схожа с Керченско-Таманскими дислокациями. Примечательно, что в пределах 30H прогиба домайкопские отложения не дислоцированы хинжо моноклинально погружаются под более северные аллохтонные структуры. По Новороссийско-Лазаревскому приближения К В складчатость вовлекаются меловые и палеоцен-эоценовые отложения Восточно-Черноморской переходных фациях OT плиты К флишевым образованиям Западного Кавказа. На участке между г. Новороссийском и г. Сочи значительная часть этих переходных толщ оказалась пододвинутой под последние [2, 3]. Полоса развития флиша прослежена вдоль побережья от г. Анапы до г. Сочи. Несколько западнее г. Сочи южная граница флишевых образований пересекает береговую линию и в районе антиклинали Ацху-Кацирха они по системе надвигов сочленяются с майкопской толщей Сочи-Адлерской депрессии [2]. Граница сочленения разнотипных зон на северозападных участках этого района перекрыта Воронцовским покровом.

Располагающийся к северу от складчато-орогенных сооружений Западного Кавказа Западно-Кубанский предгорный прогиб заложился в олигоцене на южном погружении Скифской плиты. В результате мощного латерального сжатия и горизонтальных тектонических перемещений южное его крыло практически погребенным под аллохтонными структурами Собербаш-Гунайского синклинория [4]. В результате прогиб асимметричное строение, а его ось прижата к фронту Ахтырского надвига. Последний имеет сложное чешуйчатое строение и состоит из серии более мелких надвигов. К северу от главного надвига отчленяются более мелкие,

второстепенные надвиги, контролирующие местоположение более отдельных антиклиналей. Тангенциальный стресс передавался и в более северные районы, что привело к образованию протяженных принадвиговых антиклинальных зон в центральной и северной частях прогиба (Анастасиевско-Троицкая и др.)

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют решить вопрос о структуре и генезисе дислокаций кайнозойских прикавказских прогибов. Наиболее важным результатом можно считать доказанный факт отсутствия масштабного проявления глиняного диапиризма структуроформирующей роли. Главные определяющей строения черты прогибов свидетельствуют о том, ЧТО кайнозойских они обстановках. При этом складчато-надвиговые коллизионных Туапсинского прогиба и смежных районов суши развиваются в результате морского Закавказской поллвига продолжения плиты Формирование структур Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа можно объяснить присутствием сдвиговых позднеплиоценовых перемещений в области Северо-Западного Кавказа, связанных с «косым» движением в северсеверо-западном направлении Восточно-Черноморской плиты.

Изложенные представления об особенностях строения и формирования основных структурных элементов рассмотренного региона позволяют внести коррективы в оценку перспектив его нефтегазоносности, определить возможные типы ловушек и направление дальнейших геолого-геофизических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 08-05-00342-а; 09-05-96502-р\_юг\_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А. Генезис нефтегазоносных структур Таманского полуострова и прилегающей акватории Черного моря // Материалы V международной конференции. Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология в XXI века. М: МГУ, 2001. Ч. І. С. 167–169.
- 2. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А. Геологическое строение Керченско-Таманского шельфа. Ставрополь: СевКавГТУ, 2002. 75 с.
- 3. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации Таманского шельфа как индикатор геодинамической обстановки замыкания Северо-Западного Кавказа // 7-я Международная конференция по тектонике литосферных плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С.395-398.
- 4. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223-225.

### НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ МИНЕРАЛОВОДСКОГО ВЫСТУПА

В.И. Попков<sup>1</sup>, И.Г. Сазонов<sup>2</sup>, Д.А Коллеганова<sup>2</sup> (1 – Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия; 2 – Северо-Кавказский государственный технический университет, г. Ставрополь, Россия)

Минераловодский выступ входит в состав транскавказской зоны поднятий, пересекающей Кавказ в субмеридиональном направлении и уходящей далеко за его пределы как к югу, так и к северу. Начиная, по крайней мере, с мезозоя, тектоническое развитие этой зоны значительно отличается от прилегающих территорий. Достаточно отметить отсутствие здесь триасовых отложений, резкое выпадение к северу из разреза юрских и нижнемеловых толщ и т.д.

Значительные отличия геологического развития показательны и для кайнозойского новейший времени, включая современный этапы тектонического развития. Особенно это относится к новейшему магматизму Минераловодского выступа, проявившему себя в караганско-сарматское время (10 – 12 млн лет назад). Тогда, в результате четырех актов внедрения, возникли все лакколиты Пятигорья, образовавшими мощные горные поднятия, даже несколько более массивные и высокие, чем нынешние горы Бештау, Змейка, Машук и другие, поскольку считается, что современные высоту и очертания они приобрели за счет более поздней денудации [2]. Последняя привела к тому, что многие бывшие криптолакколиты (Змейка, Железная, Развалка, Кинжал и др.) лишились осадочного покрова и превратились в лакколиты с обнаженным магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экструзивного купола.

Некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколитов Пятигорья, высказывали, тем не менее некоторые сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, отмечалось несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах [1].

Анализ имеющихся сведений о геологическом строении Минераловодского выступа и личные исследования свидетельствуют о том, что заключительный этап тектонического развития Минераловодского выступа был несколько иным.

Действительно, датировки абсолютного возраста магматических пород указывают на то, что именно в караганско-сарматское время произошло внедрение магматических диапиров, сформировавших, вероятно, горные поднятия, но не такие высокие как ныне, а их магматические ядра находились гораздо глубже. Ядра большинства из них перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась тогда же, то есть не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер обнажилась на дневной поверхности и они могли

представлять собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабо наклоненной Предкавказской равнины. Причем территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколитов были снивелированы вровень с окружающей местностью. В первую очередь это относится к поднятиям гор Лысая, Машук, Золотой Курган. На современных вершинах и склонах этих и других гор обнаружена гранитная и липаритовая речная галька из обломков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Эта галька свидетельствуют не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым.

Галька розовых гранитов переносится рекой Подкумок: коренное их залегание находится в районе «Медовых» водопадов на реке Аликоновка – притоке Подкумка. Встречается она только в современных пойменных его отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас. В то же время эта галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» и поднятую на высоту порядка 300 метров над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в кампанских известняках верхнего мела, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся при возникновении значительных перепадов русла текущей по известнякам реки и образовавшихся в результате подземного перетока. В месте огибания древним руслом горы Лысой на высотах 300 — 400 метров над подножьем, нами совместно с галькой обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когдато расположенного на террасе реки Подкумок.

Подобная ситуация с террасами Подкумка сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской террасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6 – 7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры), – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектоно-магматической активизацией Эльбрусской тектонической линии, отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается 5 – 2,5 тысячами лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подходившая с глубины магма выталкивала их к поверхности как пробки в виде протрузий, местами разламывая и дробя, но

на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец обсидиана с типичной витрофильной структурой. Такое воздымание привело к появлению кольцевых и радиальных разломов, выявляемых при геологическом картировании, в том числе и нами.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения трещинах, рассекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактовых изменений. Настоящий горячий контакт магматических пород И верхнемеловых известняков установлен в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного положения воздымался вместе с магматическими породами. Здесь известняки мраморизованы, гнездами в них произошло выделение углистого вещества за счет термального разложения кальцита, а на самом контакте они целиком превращены в углисто-графитовую массу.

Подтверждением современных тектоно-магматических событий являются также чрезвычайно высокий тепловой поток, гидротермальная активность района Кавказских Минеральных с многочисленными естественными источниками горячих подземных вод, выносящих глубинные компоненты, и его высокая сейсмичность.

Таким образом, геоморфологические и геологические особенности строения современных гор-лакколитов Пятигорья свидетельствуют об очень юном (последениковом) возрасте и протрузивном механизме их образования.

Работа выполнена в рамках проектов 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы)», РФФИ: 08-05-00342-а, 09-05-96502-р\_юг\_а.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых. Ростов-на-Дону: Изд. Ростовского университета, 1983. 134 с.
- 2. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А, Назарова А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1959. 148 с.

### АНАЛОГИ КИНТЫКЧИНСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРНОМ УСТЮРТЕ В.Г. Пронин (ФГУП «Аэрогеология», Москва, Россия)

Кинтыкчинская свита была выделена на северо-востоке Устюрта в 1958 году Р.Г.Гарецким, Р.Л. Мерклиным и А.Л. Яншиным. В приаральском чинке Устюрта ими были обнаружены мелководные осадки позднемайкопского моря, которые были выделены для Приаралья под название кинтыкчинской свиты.

Эти песчаные отложения нижнего миоцена с размывом лежали на слоях аральской свиты, содержащих Corbula helmerseni Mikhail и с размывом перекрывались песками с Rzehakia socialis Rzeh.. Разрез был описан авторами в урочище Кинтыкче между двумя родниками — Кинтыкче I и Кинтыкче II. Авторы выделенной свиты предполагали, что аналоги последней можно встретить западнее восточных чинков при разбуривании площади Североустюртского прогиба.

Северный Устюрт представлял собой в позднем олигоцене и раннем миоцене северо-восточный залив обширного майкопского бассейна, частично отделённого от основной площади Предкавказья системой Мангышлакских дислокаций вала Карпинского. Ha территории Северного распространены отложения нижнего майкопа (ащеайрыкская и солёновская свиты), среднего майкопа (гиляндинская свита) и верхнего майкопа (устюртская и мынсуалмасская свиты). Восточнее они вскрываются в приаральских чинках Устюрта (ащеайрыкская, солёновская, байгубекская, аральская и кинтыкчинская свиты) и в Северном Приаралье (кутанбулакская, чиликтинская, каратомакская, чаграйская, аральская свиты). Но если на Северном Устюрте это образования открытого морского бассейна, то в восточных чинках и в Приаралье - это прибрежно-морские осадки и близость береговой линии обозначена резким повышением песчаного материала с плохой сортировкой. Наиболее молодыми породами верхнего майкопа здесь считались кинтыкчинские.

В советское время съёмкой масштаба 1:50000 была покрыта вся территория от Мёртвого Култука до Аральского моря, но фаунистический кинтыкчинский комплекс встречен нигде не был. Просматривая архивные материалы тех лет и постсоветские публикации, близкие к тому времени, я обратил внимание на упоминание своей фамилии, как лица, показавшего одному из авторов публикации, местонахождение комплекса миоценовых моллюсков кинтыкчинского облика. Сборы были сделаны в верхней части устюртской свиты в прослое песчаников в 5-6м от контакта с мынсуалмасской свитой по южному обрамлению Ащысайсора при работе по последнему проекту советского времени.

В чинках(обрывах) Устюрта высотой, обычно, свыше 100м наиболее молодыми образованиями майкопа являются алевриты устюртской свиты, протягивающиеся от Мёртвого Култука(г. Жаман-Айракты) на западе до г. Токсанбай на востоке, севернее которой они срезаются отложениями среднего миоцена. Это толща желтовато-серых алевритов, слоистых, ожелезнённых до буровато-серых и кармино-красных тонов с редкими прослоями песчаников (до 0,1-0,3м), приуроченных к средней и верхней частям пачки при наличии их полного разреза. Но наблюдать верхний контакт можно только в верховьях сухого русла Гилянды (Килянды), по западному борту сора Мынсуалмас и юго-Ащысайсора, где присутствуют перекрывающие мынсуалмасской свиты. В скважинах, пробуренных южнее чинков, обе свиты прекрасно выделяются как по керну, так и по каротажу вплоть до приаральских чинков.

Комплексы моллюсков, определённые Б.П.Жижченко и Р.Л.Мерклиным, позволили однозначно установить режим нормальной солёности при отложений осадков гиляндинской и мынсуалмасской свит, а алевриты устюртской свиты крайне бедны органическими остатками. В линзовидном прослое песчаника в средней части алевритов на площади Мынсуалмаса цементом служит целестин, но в песчанике в верхней части толщи (5-6м от кровли) цемент уже карбонатный и комплекс моллюсков нормально солёного бассейна. Поскольку литологические особенности свит хорошо выдержаны по простиранию и чётко выражены по каротажу, то песчаник с морской фауной Мынсуалмаса однозначно коррелируется с таким же пластом Ащысайсора, содержащего фаунистический комплекс кинтыкчинского типа с характерной формой Callista uretzkii – общего вида с сакараулом. В средней части свиты (интервал целестинового пласта Мынсуалмаса) здесь в значительном количестве присутствуют раковины Corbula helmerseni, что давало основание Р.Л.Мерклину считать эту толщу продолжением на запад аральской свиты. Тогда вполне закономерно встретить здесь кинтыкчинскую свиту выше слоёв с Corbula helmerseni, что и удалось обнаружить.

Появление кинтыкчинского комплекса моллюсков позволяет более уверенно говорить о нижнемиоценовом возрасте и аральских слоёв. Corbula helmerseni, определяющая аральскую свиту, сама становится зональным индексом, так как ниже микрофаунистической зоны Cibicides ornatus и Elphidium onerosum (верхний майкоп, устюртская и мынсуалмасская свиты) раковины не встречаются. Её скопления выше мынсуалмасских слоёв с сообществами пресноводных и морских моллюсков могут служить нижней границей аральской свиты, а верхняя определяется базальным гравийником в основании коцахурских образований.

# СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА А.А. Рапацкая, А.Н. Иванов (Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия)

образований характеристики крупных региональных нефтесодержащих пород используются понятия «нефтегазоносные фации, формации и комплексы». При толковании понятий «фация» и «формация» необходимо помнить, что они отличаются, прежде всего, по масштабам: фация некую частную сообщность пород, образовавшуюся определенных палеогеографических условиях, а формация - более крупную сообщность, приуроченную к региональной геологической структуре. Удачное определение формации дает В.В.Белоусов- «формация- комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенным стадиям генетического цикла и геотектонической зоне».

В практической геологии нефти и газа, помимо главных признаков по В.В.Белоусову (генезис и структура) используется ещё один – вещественный

(литологический). Например, карбонатная формация открытого шельфа, или красноцветная терригенная континентальная формация.

Для дополнительной вещественной характеристики к формации добавляется еще и название главного УВ. Так, в юрское время на Западно-Сибирской плите в условиях мелководного шельфа с компенсационным прогибанием дна бассейна накапливались песчано—глинистые нефтегазоносные формации.

Нефтегазоносные формации в естественных разрезах чередуются с осадочными или вулканогенно-осадочными формациями, не содержащими УВ. В таких разрезах выделяются литолого-стратиграфические подразделения, состоящие из нескольких формаций или их частей. Эти подразделения А.А.Бакиров называет региональными нефтегазоносными комплексами (РНГК). Нетрудно заметить, что важной характеристикой РНГК является возраст нефтегазоносных формаций, т.е. стратиграфическая принадлежность.

На территории Восточной Сибири и Дальнего Востока можно выделить несколько РНГК: 1) рифейско-вендский РНГК Байкитской антеклизы; 2) вендско-кембрийский РНГК Непско-Ботуобинской антеклизы и Усть-Кутского свода; 3) пермо-мезозойские газоносные комплексы Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба; 4) мезозойские РНГК Енисей-Хатангского, Анабаро-Хатангского Лено-Анабарского прогибов; 5) И неогеновый комплекс Магадано-Западно-Камчатской газоконденсатный депрессии прилегающей части Охотоморской плиты; 6) кайнозойский газоносный комплекс озера Байкал.

Древнейшие РГНК приурочены к Лено-Тунгусской синеклизе (Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция — НГП). Здесь выделяются 15 нефтегазоносных областей (НГО), из которых наиболее перспективны Байкитская, Непско-Ботуобинская, Ангаро-Ленская, Катангская, содержащие 2/3 разведанных запасов УВ Восточной Сибири.

Рифейско-вендский РГНК был установлен в 1973г при бурении Куюмбинской параметрической скважины, вскрывшей под терригенными отложениями венда в рифейских карбонатных толщах газовую залежь с начальным дебитом около 200 тыс.м³/сут. Далее была выделена гигантская Юрубченко-Тохомская зона (ЮТЗ) с предполагаемыми извлекаемыми запасами нефти более 1млрд.т. и газа до 1 трлн. м³. В тектоническом плане ЮТЗ приурочена к Камовскому своду Байкитской антеклизы (Байкитской НГО, территориально входящей в Красноярский край). РНГК первоначально рассматривался как двухчленный, состоящий из фаций коллекторов верхней части рифейской карбонатной нефтесодержащей толщи и перекрывающих фаций покрышек – флюидоупоров – мощных терригенных отложений венда. Последующие работы выявили продуктивность и вендского разреза.

Венд — нижний вендский НГК приурочен к основанию терригенной формации нижнего венда - базальному горизонту. Он сложен мелко- и среднезернистыми песчаниками олигомиктового и кварц- полевошпатового состава с примесью гравелитов. Комплекс распространен на юге Сибири в Иркутском амфитеатре и в разрезе Байкитской антеклизы.

 $Beh \partial - нижний кембрий$  объединяет терригенно-карбонатные комплексы пород, сложенные в основном, доломитами, доломито-ангидритами, ангидритами, с подчиненными прослоями песчаников, известняков мергелей и солей.

В отложениях рифея и венда наблюдаются до 5 продуктивных горизонтов, сложенных песчаниками и доломитами. Крупнейшие месторождения этих комплексов – *Юрубчено-Тохомское*, *Куюмбинское*, *Оморинское* и др.

*Кембрийские РНГК* приурочены к галечнико-карбонатным отложениям НБА. Соленосно-доломитовые толщи нижнего кембрия объединены в галоген-карбонатную и сульфатно-галогенно-карбонатную формации, составляющие солевой структурно-литологический комплекс, ниже которого расположен подсолевой, а выше надсолевой комплекс.

В солевом комплексе разведаны 7 продуктивных горизонтов. Наиболее крупными месторождениями этих РНГК являются Ковыктенское, Верхнечонское, Среднеботуобинское и др.

Пермско-мезозойские РНГК распространены в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском краевом прогибе. Территориально они включены в Лено-Вилюйскую НГП. Продуктивные горизонты связаны с терригенными отложениями верхнепермского, нижнетриасового и нижнеюрского НГК.

Верхнепермский НГК — толща чередующихся песчаников, алевролитов угленосных аргиллитов и пластов каменных углей. Коллектора - прослои и линзы кварцевых песчаников, экранированных глинистой толщей нижнего триаса. Крупным месторождением этого РНГК являются Средневилюйское и др.

*Нижнетриасовый НГК* сложен толщей терригенных пород, в основном, песчаников, перекрытыми глинистым экраном, вскрыт в Толон - Мастахском ГК месторождении Якутии.

*Нижнеюрский НГК* сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, перекрытых глинистой толщей. В пределах комплекса вскрыто 9 продуктивных горизонтов.

Терригенные отложения верхней юры дали притоки газа. Они экранированы глинисто-песчаной пачкой. Продуктивные горизонты вскрыты в месторождениях Предверхоянского прогиба - Усть-Вилюйском и Собо-Хаинском и приурочены к региональной структуре Енисей - Хатангского палеорифта. По литологическому составу близки осадочным комплексам Вилюйской синеклизы.

*Юрский НГК* сложен породами шельфовых фаций. В его разрезе выделено шесть резервуаров, разобщенных глинистыми флюидоупорами.

Меловой НГК распространен значительно шире, чем юрский. Нижняя часть мощностью до 1000м составляет резервуар, с высокими фильтрационно - ёмкостными свойствами. Средняя часть разреза, сложенная песчаниками и песками с глинистыми флюидоупорами, общей мощностью 2000м, составляет два резервуара. Наиболее крупные по запасам месторождения, связанные с этим НГК являются Мессояхское, Южно- и Северо- Соленинское, Пеляткинское и др.

Неогеновый НГК острова Сахалин и прилегающего Охотоморского шельфа территориально совпадает с Северо-Сахалинской НГО, входящей в состав богатейшей Охотской НГП. Подавляющая часть ресурсов разведана на акватории шельфа. По возрасту неогеновый НГК разделен на три комплексарезервуара. В нижнем, олигоцен – нижнемиоценовом, резервуаре запасы нефти связаны с порово-трещинными коллекторами силицитов и кремнистых аргиллитов (месторождение Окружное). Второй нижне-среднемиоценовый комплекс сложен песчаными коллекторами. Крупнейшими месторождениями Охотской НГП являются Монгинское и Лунское. Верхнемиоценовый комплекс вскрыт на севере Сахалина и представлен многопластовыми залежами месторождений Одопту-море, Пильтун-Астахское, Чайво и др.

Неогеновый НГК Магадано — Западнокамчатской депрессии и прилегающей части Охотоморской плиты — это второй ареал по объему ресурсов УВ-сырья на Дальнем Востоке. Основные его запасы (до 88%) сосредоточены на шельфе Западно-Камчатской НГО. Мощность осадков кайнозоя здесь достигает 12 км. На суше выделено два ГК горизонта: верхнеолигоценовый и верхнемиоценовый. Прогнозные запасы до 3,6 млрд.т. Углеводородный потенциал Магаданского шельфа почти в три раза меньше. К числу запланированных к первоначальному освоению месторождений относятся Кшукское и Нижнеквачикское.

Кайнозойский газоносный комплекс озера Байкал приурочен к межгорным впадинам Байкальской рифтовой зоны, выполненным континентальными фациями. Разрезы состоят из чередующихся слоев терригенных пород с высоким содержанием до 3% ОВ. По геофизическим данным мощность кайнозойских осадков на дне Байкала в районе Посольской банки и в южной котловине составляет 7500м. Мощность осадков, высокое содержание в них ОВ и наличие мощного мантийного теплового потока позволяют высоко оценить геологические перспективы региона на УВ - сырье. Густая смолоподобная нефть на поверхности льда Байкала, многочисленные выходы нефти и газа в районе восточного побережья, пласты, пропитанные нефтью и слои озокерита, мощностью до 4,5м вскрытых бурением в Селенгинском районе — всё это позволяет охарактеризовать недра Усть-Селенгинской депрессии и Южной и Средней котловин Байкала как мощный генератор УВ.

Также обнаружен слой газогидратов на дне Байкала со средней мощностью до 260м. Предварительные подсчеты газа (метана) в газогидратном слое глубинных осадков оз. Байкал составляют 1,7 трлн.  ${\rm M}^3$ , что сопоставимо с запасами газа на Ковыктинском ГК месторождении (1,5 – 2 трлн.  ${\rm M}^3$ ).

Изложенный материал позволяет констатировать, что РНГК встречаются во всех возрастных диапазонах, начиная с рифея и кончая кайнозойскими отложениями.

### ЛИТЕРАТУРА

Иванов А.Н., Рапацкая Л.А., Буглов Н.А. Нефтегазоносные комплексы. Учебное пособие. М. «Высшая школа», 2009. – 230 с.

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Н. Рябинкина, Ю.С. Симакова, И.И. Румянцева (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия)

[1] Исследования последних лет доказывают, что формирование раннекаменноугольных магматических комплексов Палеоурала происходило в условиях общего растяжения, наложенного на коллаж разнородных террейнов, среди которых преобладали континентальные и островодужные. Проявление раннекаменноугольного вулканизма В разрезах восточной Европейской платформы наиболее ярко выражено на границе девона-карбона, затем отмечается его затухание. Региональные движения на границе девонского и каменноугольного периодов, а затем и в конце турнейского – начале визейского веков вызвали осущение значительной территории Печорского ассоциации терригенного бассейна. минеральной нижневизейского комплекса на всей территории Русской плиты Европейской платформы особых изменений или вулканических проявлений не отмечалось. Глинистые минералы аргиллитов и цемента песчаников платформенных разрезов представлены преимущественно иллитом и каолинитом кор выветривания. Большая часть окраинноплитных разрезов нижнего визе Печорского седиментационного бассейна (СБ) смята в складки или перекрыта надвиговой зоной Урала [6], что затрудняет их изучение.

Сероцветная песчано-глинистая формация (фалаховая по А.И.Елисееву) ранневизейского возраста на большей части территории бассейна отличается незначительными (20-200 м) мощностями [3]. Лишь на востоке бассейна, в пределах впадин прогиба, где она представлена толщей переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями углей и углистых пород, а также редкими прослоями детритовых известняков, её мощность достигает 500 м. Степень преобразования пород нижнего визе изменяется от протокатагенеза ( $\Pi K_{2-3}$ ) до средней стадии метакатагенеза ( $M K_{2-1}$ 3), увеличиваясь с запада на восток в сторону Предуральского краевого прогиба. В восточных разрезах Предуральского краевого прогиба по рекам Кожим, Подчерем, В. Сочь в минералогической ассоциации глин впервые были выделены пирофиллит и хлорит, достигающий до 30% глинистой массы. Этот факт, ранее не отмечающийся для данного комплекса пород, может быть объяснен как за счет появления нового источника вулканического материала: образованию хлорита и пирофиллита мог способствовать размыв долеритовых интрузий, развитых поблизости, либо проявление одновозрастного вулканизма, так и за счет метаморфических преобразований пород. В складчатой зоне Западного Урала, вблизи с рассматриваемыми разрезами, девонские силурийские отложения прорваны дайками диабазов долеритов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

В стратотипическом разрезе р. Кожим вулканиты описывались в пограничном разрезе девона и карбона [2], тогда как в отложениях кожимского надгоризонта нижнего визе глинистая фракция представлена преимущественно

иллитом и каолинитом с небольшой долей хлорита. Что же касается метаморфизма складчатой зоны западного склона Урала, то породы нижнего карбона преобразованы в ней до градации  $MK_{2-3}$  [4].

Основными минеральными индикаторами измененных пирокластических пород служат минералы групп монтмориллонита и пирофиллита, а также железистый хлорит, смектит, каолинит, аутигенный кремнезем и самородные металлы (Ni, Fe-Ni-Cu). Согласно многочисленным исследованиям [6, 7, 8] относительно высокотемпературным пирофиллит является Образуется он в вулканогенно-осадочных толщах, как правило, под действием гидротермальных флюидов, связанных с близкорасположенными интрузиями, метаморфическом преобразовании пород (поздний диагенезкатагенез). Отмечено также [9], что наличие органического вещества может способствовать образованию и стабильности пирофиллита, содержание щелочных элементов в породе или окислительно-воссановительное состояние среды. Появление таких минералов-индикаторов в осадочных породах нижневизейского комплекса, привлекло наше внимание и заставило более подробно рассмотреть породы этого возраста в пределах Западного склона Приполярного (р.Кожим) и Северного (р.Подчерем) Урала.

Кроме основных глинистых минералов (иллита, пирофиллита и каолинита) в верхней части разреза по р.Подчерем диагностируются и смешанослойные минералы, в т. ч. иллит/пирофиллит и хлорит/пирофиллит, ниже они практически исчезают, так же как и полевые шпаты. Наличие подобных смешанослойных образований может указывать на то, что хлорит, иллит и другие силикаты могли быть прекурсорами (строительным материалом) для каолинита и пирофиллита. Максимальное количество пирофиллита приурочено к песчаникам в основании циклов, кроме того, следует отметить тесную взаимозависимость содержания кварца, каолинита и пирофиллита. В разрезах же, не содержащих пирофиллит (р. Кожим, Приполярный Урал), исходные глинистой фракции, по-видимому также минеральные фазы пирокластическим материалом и обогащены Sr, Ba, Ti. Исходными слоистыми силикатами являются в значительной степени измененные хлорит и иллит, присутствующие в относительно небольшом количестве. По ним, в свою очередь, образовались разнообразные неупорядоченные смешанослойные фазы с разбухающими слоями. Дальнейшая переработка глинистых минералов нижневизейских пород привела к образованию в них небольшого количества аутигенного каолинита. Отмечается проявление новообразованного кварца внутри каолинитизированных зерен, а в отдельных порах присутствие самородного железа и пленок оксида титана, что характерно для вулканогенноосадочных образований.

Таким образом, пирофиллит не является в нижневизейской толще генетически чужеродным (детритовым), а потому не может рассматриваться как осадочный компонент, но в то же время он не может трактоваться в них и как продукт классического метаморфизма. По результатам проведенных исследований можно говорить, что породы восточных разрезов нижневизейского комплекса Печорского бассейна являются вулканогенно-

осадочными и достигли минеральной зрелости за счет неоднократного переотложения, а пирокластика в данной толще имеет «закамуфлированный» характер. Появление пирофиллита в терригенной толще Западного склона Урала, вероятно, вызвано преобразованием пирокластического материала, содержащегося в ней, в результате дополнительного прогрева пород при образовании более молодых даек. Наличие новообразованного кварца, самородного железа и пленок оксида титана подтверждают вулканическое происхождение данной минеральной ассоциации.

Положение пирокластической минеральной ассоциации в разрезе позволяет говорить о ранневизейской вулканической активности на данной территории.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Вулканизм переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале / Н.В.Правикова, Е.А.Матвеева, Ал.В.Тевелев, А.Б.Веймарн, А.В.Рудакова // Вестник Моск. Унта. Сер. 4. Геология, 2008. №6. С. 8-15.
- 2. Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р.Кожым / Я.Э. Юдович, Т.В. Майдль, Г.И. Андреев и др. // Литология и геохиия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя.-Сыктывкар, 1979.- С. 3-36.(Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып.28).
- 3. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 192 с.
- 4. Рябинкина Н.Н. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности визейского терригенного комплекса Печорского бассейна. Екатеринбург:УрО РАН, 2006. 104 с.
- 5. Рябинкина Н.Н., Симакова Ю.С. Румянцева И.И. Минеральные индикаторы пирокластики в нижневизейских отложениях Северного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 419-420.
- 6. Hida T.; Ishiyama D.; Mizuta T., Ishikava Y. Geologic characteristics and formation environments of the Yano-Shokozan Pyrophyllite deposit, Hiroshima prefecture, Japan: Volcanic successions and hydrothermal alterations processes. CODEN NEKAAJ, 1996, vol. 36, n. 2, pp. 62-72.
- 7. Berrada SH., Belkabir A. and Marcoux E. Pyrophyllite-Zunyite-Diaspore Mineralization at Chouichiat, Anti-Atlas, Morocco. The Canadian Mineralogist; April 2009; v. 47; no. 2; p. 441-456.
- 8. H. Dong, D. R. Peacor, R. J. Merriman and S. J. Kemp. Brinrobertsite: a new R1 interstratified pyrophyllite/smectite-like clay mineral: characterization and geological origin *Mineralogical Magazine*; August 2002; Vol. 66; no. 4; p. 605-617.
- 9. Henderson G.V. The Origin of Pyrophyllite Rectorite in Shales of North Central Utah. Clays and Clay Minerals, 1970, Vol.18, pp.239-246.

## ИДЕЯ М.В. МУРАТОВА О ГЛАВНЫХ ПЛАТФОРМООБРАЗУЮЩИХ КОМПЛЕКСАХ И ЕЁ РЕАЛИЗАЦИЯ В ЦИКЛИТОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.А. Соловьев, Л.П. Соловьева (Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия)

То, что М.В. Муратов вместе с Н.С. Шатским играл определяющую роль в общепризнано. По развитии идей В тектонике, выражению Ю.М. Пущаровского, подходам тектоническому ПО своим К М.В. Муратов стоял ближе всего к тектонической школе ГИН, а если говорить точнее, он принадлежал этой школе и, более того, был одним из наиболее ярких её представителей. Полностью соглашаясь с такой оценкой влияния идей М.В. Муратова на развитие тектоники, следует отметить и недооценку их, особенно, в отношении систематики структур земной коры, и, прежде всего, в отношении теории платформ. Наибольший интерес представляют статьи М.В. Муратова «Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных областей» и «Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры» (Муратов, 1963, 1965). Складывается впечатление, что и сам Михаил Владимирович недооценил свои идеи, касающиеся платформообразующих комплексов (геосинклинальных, орогенных и плитных). Такое мнение сложилось у нас, когда мы впервые показали М.В. Муратову свою ииклитовую модель слоистой структуры земной коры (Соловьев, 1975).

Циклиты — это разноранговые геологические тела со структурой, в которой наблюдается повторение в пространстве *одинаковых сочетаний*, составляющих её элементов: в минералах — химических элементов (элементарных ячеек), в породах — минералов (парагенезов), в формациях — пород (парагенераций) и т.д. (Фролов. 1999).

Занимаясь систематикой структур земной коры тектоническим И картографированием, мы смогли на основе идей М.В. Муратова доказать, что циклитом является и земная кора. Циклитовая модель представлена в форме таблицы (рис. 1), отражающей соотношение понятий площадного (по горизонтали) и объемного (по вертикали) районирования. Элементами выступают континентальные, районирования переходные области. Континенты слагаются областями складчатости (щитами) от архейских до кайнозойских и областями чехлов (плит) древних и молодых платформ. Зоны перехода включают плиты окраинных морей, островные дуги и желоба. Океанические области представлены подвижными (георифтогеналями) и океаническими океаническими поясами (талассопленами).

Элементами объемного районирования выступают геологические (тектонические) комплексы, среди которых четко обособляются *трехчленные ритмы* (главные платформообразующие комплексы по Муратову). В стратиграфической последовательности они непрерывно сменяют друг друга, представляя собой *платформы* (древние, молодые и юные). Самостоятельность древних платформ обосновал Н.С. Шатский и М.В. Муратов, а молодых —

А.Л. Яншин и Р.Г. Гарецкий. Развивая идеи о платформах как главных структурных элементах коры, нам удалось доказать самостоятельность юных платформ.

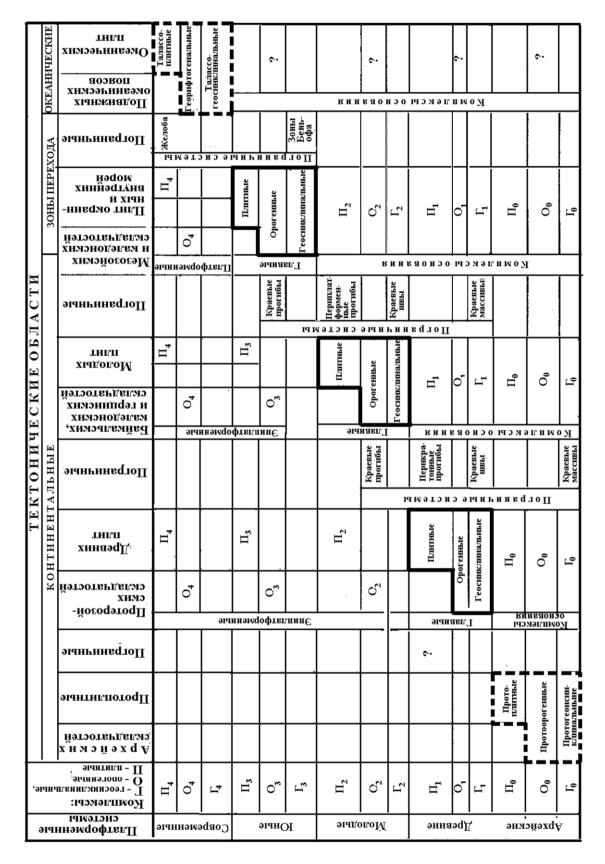


Рис. 1. Типы платформенных систем и тектонических областей земной коры

Комплексы, располагающиеся под главными — это комплексы основания (фундамент платформ), а над главными — эпиплатформенные комплексы. В отличие от главных они залегают со стратиграфическими перерывами. Комплексы основания и эпиплатформенные комплексы — это комплексы соседствующих платформ, между которыми располагаются краевые структуры (пограничные), представленные краевыми массивами, краевыми швами, периплатформенными и краевыми прогибами (Бондаренко, Соловьев, 2007).

Представленная модель позволяет предсказать существование в слоистой структуре коры ещё архейских (протоплатформ) и современных (океанических) платформ (триады комплексов объединенных пунктиром). По своей тектонической природе зоны Беньофа можно рассматривать как современные краевые швы, а глубоководные желоба — как современные периплатформенные прогибы, которые по простиранию переходят в современные краевые прогибы.

Из циклитовой модели следует вывод об *однотипности* структур континентов и океанов, проверить который можно решающим экспериментом с бурением — пройти базальтовый покров в океане и выяснить, что же залегает под ним. Не исключено, что, как и под трапповым комплексом континентов, там также залегают платформенные комплексы.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Фролов В.Т. Циклы: везде и всегда // Общая теория цикла: проблемы методологии. Материалы конференции. Ставрополь, 1999, С. 40–46
- 2. Соловьев В.А. Тектоника континентов. Хабаровск, 1975. 365 с.
- 3. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1963, № 6. С. 3–22.
- 4. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). Краснодар,2007. 112 с.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ ПАЙ-ХОЯ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА Н.И. Тимонин (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия)

Проблеме взаимоотношений Урала и сопредельных областей (Пай-Хоя, Таймыра и Новой Земли) за последние годы было посвящено довольно много работ. Этой проблемы в той или иной мере касались многие исследователи: это И.П.Атласов, Л.Н.Беляков, С.Н.Волков, К.Г.Войновский-Кригер, П.С.Воронов, Б.Я.Осадчев, В.П.Горский, В.А.Дедеев, В.Н.Пучков, Н.И.Тимонин, В.И.Устрицкий, А.В.Хабаков, Н.С.Шатский, О.Л.Эйнор, В.В.Юдин и другие геологи. В их публикациях были высказаны разные мнения и нередко противоречивые выводы, основанные материалах структурного формационного анализов, а также на спорных вопросах о наличии в основании некоторых толщ тектонических несогласий.

Наиболее полно история довоенной дискуссии по этой проблеме приведена в работе О.Л.Эйнора [9], который считал, касаясь вопроса взаимоотношений Пай-Хоя с Уралом, что Пай-Хой — это более молодая, наложенная на уральскую альпийская складчатость.

Признавая справедливость утверждения О.Л.Эйнора о самостоятельности Уральской складчатых систем, разделенных региональным (Карско-Осовейским) надвигом и о том, что «... палеозойская история Урала и Пай-Хоя указывает на существование, видимо, уже с начала палеозоя известных отличий в тектоническом режиме прилегающих друг к геосинклинали» [8]. частей единой He надо рассматриваемые статьи О.Л.Эйнора и Н.С.Шатского были опубликованы в то время, когда во мнениях советских геологов довлели геосинклинальные догмы, приверженность к теории тектоники литосферных плит проявилась лишь несколько десятилетий спустя, но рассматриваемая проблема неоднозначно решается и в настоящее время. Наиболее приемлемой, с точки зрения автора данного сообщения, является трактовка, высказанная в самом конце XX века В.Н.Пучковым, В.В. Юдиным и автором [3,5].

На доорогенном этапе развития территории с ордовика по ранний карбон на севере Урала и Пай-Хое существовала единая пассивная окраина Евроамериканского континента, где формировались зоны седиментации – шельфа, континентального склона, подножья и абиссали [2]. В позднедевонскопермское время при коллизии края континента с Тагильской островной дугой сформировалась северная часть Уральской складчатой обрасти Предуральского краевого прогиба. В ранней перми в Карском секторе краю континента образовалась гипотетическая параллельно Байдарацкая островная дуга, под которую в перми-триасе происходило континентальной коры Лавразии. На триас-раннюю юру поддвигание приходится кульминационная фаза коллизионных процессов на Пай-Хое, где интенсивное формирование складчато-надвиговых происходило орогена И условиях однонаправленного коллизионного В формировались крупноамплитудные покровы, надвинутые на юго-запад с левосдвиговой составляющей (транспрессия) [3,5-7, 10](см. рис.).

Окончательное формирование структур на Пай-Хое продолжалось до юрско-мелового времени. Эффект распространения коллизионного стресса захватывал целиком и Коротаихинскую впадину Предуральского краевого прогиба, о чем свидетельствуют недислоцированные меловые отложения, вскрытые скважинами под аллохтоном Вашуткино-Талотинского надвига. В позднего мела интенсивно сжатая толща батиального сооружения была палеосадконакопления виде складчато-надвигового В локально осложнена в результате падения гигантского Карского болида.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука. 2001. Труды ГИН РАН. Вып. 321. 192 с.
- 2. Тимонин Н.И. Фанерозойская геодинамика Печорской плиты (доорогенный период). Сыкитывкар. 1997. 37 с. (Серия «Научные доклады» / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 390).
- 3. Тимонин Н.И. Тектоническая эволюция Пай-Хоя (The Structural Evolution of Pay-Khoy) // Timan-Pechora-Polar Urals Tectonic Evolution. International Worcschop. 13 17.10.1999: Syktyvkar; Геопринт. 1999. С. 75-78.

- 4. Тимонин Н.И. Взгляды Николая Сергеевича Шатского на тектонику Пай-Хоя // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2000. № 7. С. 22-23.
- 5. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар. 1999. 34 с. (Серия «Научные доклады» / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 418).
- 6. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Пайхоиды особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера. 2002. № 2. С.24-37.
- 7. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург. 2004. 226 с.
- 8. Шатский Н.С. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала // Изв. АН СССР, сер. геол. 1948. № 1. С. 163-167.
- 9. Эйнор О.Л. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя // Материалы ВСЕГЕИ. Общая серия. 1946. Сб. 7. С. 2-26.
- 10. Юдин В.В. Орозенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург. УИФ «Наука». 1994. 286 с.

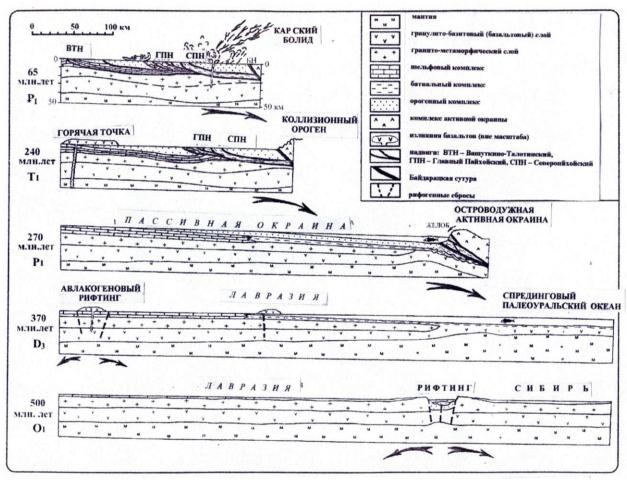


Рис. Палеогеодинамическая эволюция Пай-Хоя (рис. В.В.Юдина)

ГЛОБАЛЬНЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ЛИТИЙ-ЦЕЗИЙ-ТАНТАЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ И ЕГО РОЛЬ В ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ ПОСЛЕДНИХ ДЛЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ М.В. Торикова, Д.С. Ключарев, Е.А. Толкушкина (ИМГРЭ, Москва, Россия)

Для всех редкометальных провинций и поясов с комплексными пегматитами характерны три общие позиции: зоны растяжения вдоль границ кратонов или микроконтинентов с наличием в основании раннедокембрийской коры и локализацией в зеленокаменных поясах, в которых в больших объемах вываривались гранитоидные магмы.

Сравнительный анализ показывает, что размещение редкометальных комплексных пегматитов в зеленокаменных поясах приурочено к пяти типам тектонических структур [3, 4].

- І. В южном полушарии зеленокаменные пояса вместе с ранними натриевыми гранитоидами и более поздними калиевыми гранитоидами сформировали ядра архейских щитов, которые стабилизировались в конце архея, образуя жесткие массивы; последние дробились, но не подвергались при дальнейшем развитии земной коры процессам активизации. Древнейшие (3200-2700 млн. лет) редкометальные пегматиты Западно-Австралийского щита приурочены к узким зеленокаменным поясам между массивными гранито-гнейсовыми куполами [2].
- II. На раздробленных архейских щитах выделяются подвижные или орогенические пояса, которые рассекают и окружают древние ядра щитов. Эти пояса имеют линейную форму. Их заложение совпадает с образованием стабилизированных времени глубоких разломов ДО ЭТОГО континентальной коры. Осадки орогенических поясов подверглись процессам складкообразования и гранитизации. Главным их отличием явилось то, что они закладывались на мощной континентальной коре. Мобилизованный фундамент источником поясов, вероятно, явился калиевых других гранитизирующих флюидов. К таким поясам приурочены многочисленные провинции редкометальных гранитных пегматитов в Южной Америке и Африке [5].
- III. После окончательной консолидации древних платформ претерпевали раскалывание. Расколы (разломы) глубоко проникали фундамент, сложенный корой континентального типа, и получали отражение в структурах платформенного чехла. В краевых частях платформ к таким разломам приурочены структуры типа авлакогенов, представляющих собой узкие грабенообразные прогибы, разделенные поднятиями фундамента. характеризуются Активизированные краевые части древних платформ широким развитием гранитного магматизма с редкометальными пегматитами.
- IV. Зоны сочленения грабенообразных прогибов с крупноглыбовыми поднятиями в пределах складчатых областей. Для тектонических областей этого типа характерны единичные мелкомасштабные пегматитовые поля комплексного редкометального оруденения.

V. Крупные геоантиклинальные поднятия длительного развития, охватывающие несколько тектоно-магматических циклов. Среди них наиболее перспективными в отношении комплексных пегматитов являются поднятия, возникшие на месте геосинклинальных зон с неполным циклом развития, в которых терригенные формации преобладают над глубоководными. Комплексные пегматиты в таках областях возникают крайне редко.

Разделение пегматитоносных тектонических областей на типы является приближенным. Однако в этом ряду типов тектонических областей от первого к пятому типу наблюдается закономерное уменьшение степени встречаемости и масштабности оруденения комплексных редкометальных пегматитов, возрастание роли безрудных пегматитов.

Глубинные рудоподводящие разломы в северном и южном полушариях отличаются своими простираниями [3]. В южном полушарии преобладают разломы меридионального или субмеридионального (север-северо-восточного) направления. В северном полушарии для Евразии характерно северо-западное направление, а для Северо-Американского континента преобладающее — субширотное направление и подчиненное — субмеридиональное [1]. Особенно благоприятны зоны пересечений разнонаправленных региональных разломов, перегибы в простирании пегматитовых поясов и полей

Анализ и сопоставление геологических критериев известных зарубежных и российских месторождений приводит к заключению о малой вероятности обнаружения в Северной Евразии крупных комплексных пегматитов. Это объясняется прежде всего неблагоприятными глобальными критериями – расколы (межблоковые расстояния) в докембрийской коре архейских щитов в Северной Евразии не являются такими мощными, как в южном полушарии особенно и даже не такие, как на Северо-Американском континенте в северном полушарии. Именно в мощных и длительных зонах растяжения формируются комплексные пегматиты. В узком зеленокаменном поясе на Балтийском щите процесс растяжения относительно быстро сменился сжатием. В результате получили крупное (для России) Колмозерское месторождение лития альбитсподуменового типа и мелкое комплексное – Вороньетундровское.

Древние платформы южного ряда значительно отличаются от платформ северного ряда. Платформы северного ряда [6] имеют в основном дорифейский фундамент, в то время как формирование фундамента платформ южного ряда завершилось в рифее после замыкания геосинклинальных систем этого времени. В северном полушарии развивавшиеся в рифее геосинклинальные области полностью не испытали замыкания на протяжении этого времени, сохранив и позднее геосинклинальный режим.

В благоприятных регионах основными направлениями рудогенерирующих разломов являются субмеридиональные и субширотные, а в Северной Евразии преимущественно – северо-западные.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др.М., "Недра", 1974.

- 2. Колотухина С.Е., Клаповская Л.И., Рожанец А.В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., "Наука", 1974.270 с.
- 3. Колотухина С.Е. Структурное положение редкометальных провинций на древних платформах южного полушария. М., "Наука", 1977. 87 с.
- 4. Поля редкометальных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М., "Наука", 1975.332 с.
- 5. Сальтина Л.В., Мухитдинов Г.Н. Редкометальные гранитные пегматиты Центральной и Западной Африки и Мадагаскара. Обзор: М., ВИЭМС, 1974.
- 6. Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. В кн. Гондвана. (Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол.Проблема 9). М. "Наука", 1964. С. 7-47.

### ЭТАПНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОМ БАССЕЙНЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

А.В. Туров, А.О. Андрухович (РГГРУ, Москва, Россия)

Геологические формации представляют собой надежные индикаторы для определения палеотектонической, палеогеографической и палеогеографической обстановок, этапности осадконакопления в бассейнах. Анализ геологических формаций, их размещение в земной коре позволяет выявлять овеществленные структурные формы, устанавливать закономерности их развития, а поэтому достаточно широко используются в геологической практике.

Отложения юры и нижнего мела на Русской плите и сопредельных территориях хорошо изучены. Подход к ним как к геологическим формациям нашел отражение в работах Л.Б.Рухина, Н.М.Страхова, Г.И.Теодоровича, А.И.Егорова, В.Е.Хаина, Г.В.Явхута, Н.С.Иголкиной, В.П.Кирикова, Г.Г.Кочина исследователей. Тем И других не менее, формационная характеристика этих отложений разработана недостаточно полно, результаты исследований дискуссионны и, часто, взаимоисключают друг друга. Так, например, в монографии посвященной геологическим формациям Русской плиты [2] большая часть верхнеюрских отложений объединена в морскую терригенно-карбонатную келловейско-волжскую формацию с субформацией горючих сланцев. Эта формация вверх по разрезу сменяется песчано-глинистой берриасс-аптской формацией. В сводке по геологическому строению СССР [1] келловейско-аптские отложения отнесены к единой морской сероцветной терригенной формации. В работе [7] в качестве самостоятельных формаций рассматриваются: сланценосная формация средневолжского подъяруса и фосфоритовая формация средне-поздневолжского возраста, которые выделены по присутствию в них полезных ископаемых. С иных позиций выделена карбонатная формация, которая замещает формацию горючих сланцев в Прикаспийской синеклизе.

В отечественной литературе широко распространены представления о геологических формациях как о парагенезисах горных пород, заложенные в работах Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова. В настоящее время, парагенетическое направление последовательно развивается в трудах В.М.Цейслера [8], в которых рассматривается учение об осадочных формациях как учение об

осадочных толщах, их составе, строении, условиях формирования, тектонической приуроченности и минералогической специализации.

Представления о формациях как устойчивых во времени и пространстве ассоциациях горных пород, выделяющихся особенностями вещественного строения, отражены данной работе. Осадочная В рассматривается как система, состоящая из присущих для нее элементов, находящихся в определенных связях. В свою очередь каждая толща является частью более крупной системы (ассоциации осадочных толщ – формаций, бассейновые комплексы формаций и т.д.). Каждая геологическая формация (толща) в разрезе земной коры образует обособленное геологическое тело (формационную залежь), характеризующееся составом, внутренним строением формой и размерами. Она находится сложения), взаимоотношениях со смежными телами соседних формаций и отделяется от стратиграфическими, фациальными и тектоническими ограничениями Наиболее четкими формаций В разрезах являются стратиграфические несогласные контакты, особенно поверхности длительных региональных перерывов.

Стратиграфической основой для формационного анализа юрсконижнемеловых отложений послужили стратиграфические схемы, приведенные в работах [3,4,5].

Юрско-нижнемеловые (юрско-барремские) отложения на Русской плите представлены преимущественно сероцветными толщами терригенного состава, и только в южных районах плиты их сменяют карбонатные (глинистые и органогенные известняки с кораллово-водорослевыми биогермными постройками) и пестроцветные отложения. Повсеместно юрско-нижнемеловой комплекс отделен поверхностями несогласий от подстилающих образований палеозоя и триаса, на которых залегает трансгрессивно. Верхняя граница комплекса не однозначна, диахронна и требует дополнительного изучения. В ряде прогибов ее следует проводить в кровле апта и даже внутри альба.

В разрезе юрско-нижнемеловых отложений выделяется несколько ассоциаций формаций, располагающихся на разных стратиграфических уровнях. Нижняя часть разреза сложена нижне-среднеюрской ассоциацией формаций, образованной песчано-глинистыми, иногда угленосными толщами. Они распространены во всех крупных прогибах плиты, хотя и фрагментарно, за исключением Прикаспийской синеклизы, где слагают наиболее полный разрез. Мощность ассоциации колеблется от 100 до 300 м и только в Прикаспийской синеклизе достигает 700 м. Нижняя юра и низы средней юры имеют континентальный генезис, с середины средней юры в разрезах появляются морские отложения.

Выше залегают морские существенно глинистые толщи келловейскотитонского возраста, отвечающие максимуму юрской трансгрессии. Во внешне однообразных, монотонных, преимущественно глинистых разрезах келловейско-титонского возраста при внимательном изучении удается выделить: оолитово-мергельно-глинистые формации келловейского возраста, глинистые формации оксфорда-кимериджа и сапропелитово-глинистые — титона (нижний и средний подъярусы волжского региояруса).

Среди келловейских отложений в Ульяновско-Саратовском, Рязано-Костромском и Сысольском прогибах получила распространение формация оолитовых мергелей и монтмориллонитово-гидрослюдистых глин с оолитами (до 60 м), в Прикаспийской синеклизе — формация гидрослюдистомонтмориллонитовых глин (около 200 м).

Оксфордско-кимериджские толщи в Ульяновско-Саратовском, Рязано-Костромском и Сысольском прогибах отвечают формации гидрослюдистомонтмориллонитовых глин (50—80 м), в Прикаспийской синеклизе — формации мергелей и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин (150 м).

Титон представлен в Ульяновско-Саратовском, Рязано-Костромском и Сысольском прогибах формацией монтмориллонитово-гидрослюдистых глин и сапропелитов (10—35 м), в Прикаспийской синеклизе формацией мелкозернистых известняков, монтмориллонитово-гидрослюдистых глин и сапропелитов (до 220 м) [6].

Глинистые формации верхней юры распространены во всех мезозойских прогибах восточной и центральной частей плиты, заполняя центральные палеозоны депрессий. Отложения бортовых зон прогибов, как правило, полностью или частично уничтожены последующей денудацией. Наиболее полно они сохранились в северо-восточной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы, где представлены песчаниками с глинистыми мелкозернистыми известняками и глинами, выделенными в формацию глауконитово-кварцевых песчаников (70 м) келловейско-средневолжского возраста.

Наиболее отчетливо в разрезах восточной и центральной частях Русской плиты обособляются мелкообломочные формации, залегающие с размывом на верхнеюрских глинах и образованные переполненными фосфоритовыми желваками и глауконитом кварцевыми песками и песчаниками верхнетитонсковаланжинского возраста. В Ульяновско-Саратовском прогибе и Прикаспийской синеклизе наряду с песчаниками важное значение имеют ожелезненные оолитовые, песчанистые мергели, содержащие зерна глауконита и желваки фосфоритов, детритовые известняки. Характерной чертой рассматриваемых толщ является большое количество перерывов, конденсированных разрезов. Низы этих толщ соответствуют верхнему титону (зоны Virgatites virgatus и Еріvirgatites niritini волжского региояруса), верхняя часть — берриасу и валанжину.

В Рязано-Костромском и Сысольском прогибах эти отложения слагают формацию глауконитово-кварцевых песков, мощностью несколько десятков метров. Особенности состава одновозрастных толщ в Ульяновско-Саратовском прогибе позволяют выделить формацию глауконитово-кварцевых песчаников и детритовых известняков (10—15 м), которая в Прикаспийской синеклизе сменяется песчано-глинистой формацией. В северной части синеклизы в составе формации преобладают песчаники, в южной — глины. Мощность формации составляет 100—120 м, достигая 1000 м в Сарпинском прогибе.

Готеривско-барремские отложения на большей части рассматриваемой территории представлены преимущественно песчано-глинистыми формациями с горизонтами алевролитов. В нижней и верхней части разрезов значительную роль играют кварцевые, кварц-полимиктовые пески и песчаники с алевролитами, в средней – глины. В глинах встречаются карбонатные стяжения, а на юго-западе Прикаспийской синеклизы – горизонты мергелей. Мощности формаций меняются от 100 м в Сысольском прогибе, до 150 м в Рязано-Костромском и Ульяновско-Саратовском прогибах, достигая 300 м в Прикаспийской синеклизе. Возраст рассматриваемых формаций изменчив. В Ульяновско-Саратовском и Сысольском прогибах в состав формаций следует включать отложения апта, а в южных прогибах – нижний альб.

Таким образом, юрско-аптские толщи распространенные на большей части Русской плиты образуют комплекс сероцветных песчано-глинистых формаций. который отвечает крупному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу. Юрские формации слагают трансгрессивную, нижнемеловые – регрессивную ветви цикла. В свою очередь каждая ветвь представляет собой трансгрессивный цикл второго порядка. нижнее-среднеюрская юрского цикла является элементом конечным – келловейско-титонская, в раннемеловом цикле, соответственно – верхнетитонско-валанжинская и готеривско-барремская. На фоне обшей этапности развития бассейна выделяются более мелкие этапы (раннеюрскопозднебайосско-батский, ааленский. келловейский, оксфордскокиммериджский, титонский) проявленные латеральных рядов В смене формаций.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа. // под ред. В.Д.Наливкина, К.Э.Якобсона. Л.: Недра, 1985.
- 2. Иголкина Н.С. Кириков В.П., Кочин Г.Г. и др. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы. Л.: Недра, 1981.
- 3. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Издво ВСЕГЕИ, 2008.
- 4. Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972.
- 5. Стратиграфия СССР. Меловая система (полутом 1). М.: Недра, 1986.
- 6. Туров А.В. Особенности строения верхнеюрских сланценосных толщ на Русской плите. //Ивестия вузов. Геология и разведка. №2, 1998.
- 7. Формации горючих сланцев (методы изучения и генетическая классификация). Таллин: Валгус.1973.
- 8. Цейслер В.М. Формационный анализ //М.: РУДН. 2002.

# МЕЖОКЕАНИЧЕСКИЕ СЕГМЕНТЫ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В.М. Цейслер (РГГРУ, Москва, Россия)

Множество работ М.В. Муратов посвятил подвижным (геосинклинальным складчатым) поясам, рассматривая их как части континентов, разобщающие (и спаивающие) древние платформы или отделяющие древние платформы от Главным критерием для выделения этих структур, впадин океанов [1]. возникших в позднем протерозое, является их высокая подвижность на протяжении значительного отрезка времени рифея - фанерозоя и более молодой возраст гранито-гнейсового слоя, нежели на древних платформах. Части подвижных поясов с гранито-гнейсовым слоем, сформированным к концу рифея, к середине или концу палеозоя, к середине мезозоя рассматриваются как молодые платформы, которые ΜΟΓΥΤ быть полностью затронутыми более поздними процессами тектоно-магматической активизации.

Ориентируясь на современное положение поясов континентов, В.Е.Хаин в одной из работ выделял три типа поясов: (Урало-Монгольский, внутриконтинентальные Урало-Охотский), или межконтинентальные (Средиземноморский) окраинноконтинентальные И (Тихоокеанский, Арктический, Северо-Атлантический). В последних работах, вместе с М.Г Ломизе, он пишет, что существуют два главных типа складчатых поясов. Один из них составляют межконтинентальные пояса, возникшие на образовавшихся вторичных океанов, при среднепртерозойского суперконтинента – Пангеи 1. Это Урало-Монгольский, Арктический, Северо-Атлантический, Средиземноморский складчатые пояса. противопоставляется второй ТИП окраинноконтинентальный (Тихоокеанский) пояс, возникший на границе Пангеи 1 и ее фрагментов и Панталассы – предшественницы Тихого океана. Первый тип он именует коллизионным, второй – субдукционным [3].

Выделение двух типов поясов основано на палеотектонических реконструкциях их первичной природы, что создает некоторый субъективизм в их оценке. Поэтому мы склонны рассматривать положение поясов относительно современных границ континентов, детализировав более раннюю классификацию В.Е.Хаина.

Урало-Монгольский пояс целиком расположен внутри континента. По окраинам континентов расположены Арктический и Северо-Атлантический пояса. Остальные подвижные пояса распадаются на отдельные сегменты, которые могут занимать разное положение относительно окраин континентов. Средиземноморский пояс своей западной части является межконтинентальным, в центральной части - внутриконтинентальным, а в юго-восточной части – типично окраинноконтинентальным отношению к Индийскому океану. Тихоокеанский пояс на разных своих участках также занимает разное положение. На большей площади он занимает окраинноконтинентальное положение (Азия, Австралия, Антарктида, Южная и Северная Америки), но есть несколько сегментов в западном полушарии (бассейн Карибского моря, Южно-Антильская котловина с обрамдяющими островными дугами), где он является межокеаническим. Межоокеаническое положение занимает Тихоокеанский пояс на участке, где он сочленяется с Арктическим (меридиан Аляски). Можно также говорить о межокеаническом отрезке Средиземноморского пояса между Азией и Австралией (бассейн морей Банда – Сулавеси).

На Аляске сочленяются два окраинноконтинентальных подвижных пояса (Тихоокеанский и Арктический) в зоне высокого положения поверхности континентальной земной коры на стыке Азии и Америки. С севера этот участок континента ограничен пассивной окраиной Северного Ледовитого океана, с юга – активной окраиной Тихого. В результате здесь оказался участок, где складчатые структуры подвижного пояса занимают межокеаническое положение.

Нас более интересуют другие сегменты пояса, где поверхность земной коры в целом опущена до уровня положения ее в океанах. Это, прежде всего, Карибский и Южно-Антильский секторы Тихоокеанского пояса.

Карибский сектор с запада отделен Центральноамериканским желобом от востока – от Атлантического Тихого океана. c Пуэрториканским. По его северному краю тянется дуга Больших Антильских островов (Куба, Кайман, Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико) с востока – двойная дуга Малых Антил, переходящая в широтно ориентированные береговые хребты Венесуэлы. На западе Северо-Американский и Южно-Американский материки Панамским перешейком, соответствующим Центрально Американской дуге. Центральная часть сегмента занята Юкатанской и Карибской котловинами со средними глубинами поверхности дна 4-5 км. Только в желобе Кайман, отделяющем Ямайку от Кубы, глубина достигает 7 KM.

Поверхность земной коры в пределах Южно-Антильской котловины опущена так же, как в Карибском секторе. В проливе Дрейка абсолютные отметки ее поверхности близки к -6км. На севере котловина обрамлена Южно-Антильской острвной дугой и желобом, которые смыкаются со складчатыми сооружениями Южных Анд. На востоке котловина обрамлена дугой южно-Антильских островов, которые смыкаются с дугой Оркинейских островов на юге и с западной Антарктикой. Сектор Южных Антил отделен от Атлантического океана Южно-Сандвиничевым желобом, на западе, от Тихого океана — разломом Шелктон и сопровождающим его желобом в проливе Дрейка.

Основную площадь межокеанических участков составляют блоки земной коры с абсолютными отметками ее поверхности -4-5 км, т.е. такими же как в обрамляющих их океанах. В разной степени приподнятые островные дуги и края континентальных массивов, обрамляющие указанные участки создают формы, описываемые как глубоководные впадины окраинных морей. Практически везде их днище осложнено отдельными поднятиями и прогибами линейного типа. Строение коры на этих участках неоднородно. Во впадинах мощность коры около 15 км, на обрамляющих их островных дугах - около 35

км. Характерно, что 2-3 км во впадинах составляют осадки. Только в желобе Кайман отмечается типичная океаническая кора.

Типы структур на межокеанических участках подвижных поясов те же, что и на остальных площадях подвижных поясов - островные дуги, глубоководные желоба, линейные блоковые поднятия. Они резко отличаются от типичных структурных форм океанов.

В.Е.Хаин отмечал межокеаническое положение двух геосинклинальных областей: Антильско-Карибской в Западном полушарии и Индонезийской – в геосинклинали посчитав, что ЭТИ онжом рассматривать и как межконтинентальные поскольку Антильско-Карибская область расположена между континентальными блоками Северной и Южной Америк, а Индонезийская - между Индокитайским массивом и Австралийской платформой [2]. С этим утверждением согласиться нельзя, поскольку для его обоснования привлечены разноранговые структуры. С нашей точки зрения, наличие межокеанических сегментов в составе подвижных поясах прямо противоречит идее существования океанских структур на месте подвижных поясов на начальных этапах их развития, когда поверхность осадконакопления в них расположена на отметках океанских равнин.

По отношению к простиранию структур Тихоокеанского подвижного пояса его межокеанические секторы обладают ярко выраженной структурой «поперечных овалов» в связи, с чем ширина подвижного пояса на таких отрезках резко расширяется. Вероятно, в их пределах расположены крупные нераздробленные опущенные блоки — срединные массивы. Так, например ширина пояса в пределах Северо-Андийского сектора — 350 км, Карибского — 3000км, тоже касается сектора Южно-Антильской котловины.

Континентальный склон Атлантического океана резко обрезает альпийские складчатые структуры западной части Средиземноморского пояса. Учитывая, осадконакопление океанских котловинах Северной В происходило синхронно с осадконакоплением в структурах бассейна Тетис, возникает вопрос: почему мезозойско-кайнозойский осадочный слой в океанах выдержан по мощности больших относительно на площадях деформирован во время многоактных фаз альпийской складчатости, в то время как в структурах центральной части Средиземноморского подвижного пояса одновозрастные отложения смяты в сложные складки с покровами надвигами? Более ΤΟΓΟ, альпийские структуры обрезаны разломами континентального склона. Напрашивается единственный вывод: котловины океанов и впадины с островными дугами в подвижных поясах в мезозоекайнозое развивались обособленно как разные типы структур земной коры, несмотря на единство водной оболочки.

Актуалистический подход позволяет восстанавливать былые палеогеографические обстановки и палеотектонические режимы в прошлые геологические периоды. После публикаций А.В. Пейве о том, что офиолитовые ассоциации горных пород в зонах разломов на континентах являются свидетельствами существования в пределах подвижных поясов океанов, появилось множество публикаций о палеозойских океанах на территории

Современной Евразии. Невзирая на исследования литологов и петрографов (И.В. Хворова, П.П. Тимофеев, Т.Н.Фролова и др.), высказавшихся о том, что океанических осадков на континентах нет, каждая зона глубинного разлома с офиолитовой ассоциацией тектонистами нередко рассматривается как «сутура» – рубец от замкнувшегося океана.

Основываясь на современных взаимоотношениях подвижных поясов с океанскими впадинами есть все основания выразить глубокие сомнения по поводу существования в палеозое огромных пространств океана на месте Урало-Монгольского пояса, а в мезозое-палеогене — на месте Средиземноморского пояса. Вероятно, в периоды активной деструкции более древнего основания, растяжения и прогибания эти пояса представляли собой чередование зон прогибов рифтового типа, крупных впадин, сформированных над остывающими мантийными диапирами и зон поднятий различного типа. Многие впадины имели кору океанского типа, также как и ныне в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, но это не были океаны подобные Атлантическому, Индийскому или даже Северному Ледовитому.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Муратов М.В. Тектоника и история развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. Избранные труды. М.: Наука, 1986. 392 с.
- 2. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. Учебное пособие.- М.: Недра, 1985. 326 с.
- 3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г.Геотектоника с основами геодинамики. Учебник.- М.: Изд-во МГУ, 1955. 480с.

# ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – НОВЫЕ ДАННЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОДИНАМИКИ Н.Л.Энна (ФГУГП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия; *e-mail:* fgugp@geolog.kmv.ru)

Современная структура Большого Кавказа, являющегося составной частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, сформировалась в обстановке общего субмеридионального приведшего сжатия, К тектоническому скучиванию, широкому чешуйчато-складчатых развитию структур интенсивному магматизму. Юрские отложения, принимающие участие в строении как осадочного чехла складчато-глыбового поднятия Главного хребта, так и в строении складчатых зон Южного склона, играют важную роль для расшифровки геодинамических особенностей формирования и развития региона [1, 2, 6]. Юрские отложения в пределах российского сектора Большого Кавказа представлены всеми тремя отделами. В формационном отношении разрез распадается на две части: нижнюю, терригенную или вулканогеннотерригенную, местами угленосную и верхнюю, существенно карбонатную или терригенно-карбонатную, соответствующие ранней-средней (без келловея) и средней (келловей) – поздней юре.

Стратиграфические схемы нижне-среднеюрских и верхнеюрских отложений Северного Кавказа были приняты МСК в качестве

унифицированных в 1981 г [4]. Сводка материалов по изученности юрских отложений Северного Кавказа содержится многочисленных монографиях, выделенные стратиграфические подразделения детально описаны в объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений под редакцией Н.В. Безносова [3], большинство из них кратко охарактеризованы в мезозойском выпуске Стратиграфического словаря СССР [5], а также в монографии «Юра Кавказа» под редакцией О.К. Ростовцева [8]. В последнее время в Северо-Кавказском регионе проведен значительный объем геолого-съемочных работ масштаба 1:50000 – 1:200000, изучение и сопоставление разрезов юрских отложений в процессе этих работ позволило **УТОЧНИТЬ** стратиграфическое расчленение И структурно-фациальное настоящее наиболее районирование. время полная характеристика литостратонов юры приведена в легенде Госгеолкарты-200 Кавказской серии. актуализированной в 2008 – 2009 гг. по результатам ГДП-200/2, проводящегося в пределах региона с 1994 г.

Нижне-среднеюрские отложения составляют нижне-среднеюрский структурный этаж осадочного чехла и участвуют в строении киммерийских складчатых зон системы Южного склона. Они развиты в пяти структурнотектонических областях, в целом, отражающих различные геодинамические и палеогеографические условия их накопления [6 - 8 и др.]: внутреннего и внешнего северного континентального шельфа, осевой зоны рифтогенного бассейна, южного (островного?) шельфа и островной дуги.

Нижне-среднеюрские отложения, формировавшиеся пределах внутреннего и внешнего северного континентального шельфа, представлены субконтинентальными морскими терригенными вулканогеннотерригенными комплексами, для них характерны угленосность и проявления вулкано-плутонического магматизма (андезит-дацитовый) в время. Для южных фаций (осадки внешнего шельфа) характерно увеличение мощности, более глинистый состав разреза и меньшее количество продуктов вулканической деятельности. С севера на юг отмечается усиление степени метаморфизма (переход к глинистым сланцам) и усиление дислоцированности пород. Образования внутреннего шельфа выделяются в 3 структурнофациальных зонах (СФЗ) – Лабино-Малкинской, Восточно-Балкарской и Агвали-Хивской, а внешнего - в 8 СФЗ: Архыз-Гузерипльской, Домбайской, Дигоро-Осетинской, Адайхох-Дарьяльской, Псеашхинской. Андийской, зоне Бокового хребта Восточного Кавказа и Бежитинской.

Одной из сложнейших, и до сих пор однозначно не решенных, проблем является расчленение сложно дислоцированных и плохо охарактеризованных рифтогенного фаунистически образований осевой 30НЫ исследователей эти отложения рассматривали в составе Адайхох-Дарьяльской другие объединяли ИХ отложениями 30НЫ Южного Представлены преимущественно, морскими, ОНИ глинистыми осадками большой мощности с широким развитием вулканогенных пород основного состава (базальтовые порфириты), образующих серию лавовых потоков, часто с характерной шаровой или подушечной отдельностью, сопровождающихся лавобрекчиями, гиалокластитами. Отнесение вулканогенов к толеитовой серии подтверждается их петрохимическими параметрами (в среднем: FeO + 0,9 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / MgO = 1,2; K<sub>2</sub>O до 1%, Na<sub>2</sub>O до 4%; Rb = 10 г/т; Sr = 300 г/т), индексами Готтини и Ритмана [6-7]. На диаграмме Т.Х.Пирса в координатах MgO – FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> точки анализов располагаются преимущественно в поле океанических (абиссальных) базальтов и, частично, в поле островодужных. В настоящее время отложения осевой зоны большей частью субдуцированы, а частью выжаты на край Скифской и Закавказской плит с образованием пакетов (Фиагдонский, Чаухинский покровов др.). формировавшиеся среднеюрские отложения, В осевой части рифтогенного бассейна, развиты в пределах Псехако-Березовской и Гойтхской и Мачхалор-СФЗ на западе региона, Фиагдонской в центральной части Ликкичайской пределах Гойтхской СФЗ отмечаются востоке. В субвулканические тела риодацитов [1].

Образования южного шельфа развиты в Краснополянской СФЗ на западе и в Куртатин-Курдульской — в центральной части и на востоке региона. На южном (островном?) шельфе накапливались морские песчано-глинистые образования бедные органическими остатками. Отложения, преимущественно, амагматичны. Образования Закавказской островной дуги представлены терригенными толщами Гагрско-Джавской зоны прерывистой складчатости (Абхазско-Рачинская СФЗ), в составе которых весьма существенное значение приобретают базальты и их туфы.

Верхнеюрские отложения участвуют В строении альпийского структурного этажа осадочного чехла, а также в строении альпийских складчатых зон системы Южного склона. Выделяется пять крупных областей и зон, отличающихся по типам строения разрезов: области Северо-Кавказской моноклинали Известнякового Дагестана, зоны Новороссийскопокровно-складчатая, Местийско-Тианетская складчато-Чвежипсинская надвиговая и Гагрско-Джавская прерывистой складчатости.

верхнеюрских отложений В Северо-Кавказской Разрезы пределах моноклинали и Известнякового Дагестана отличаются полнотой разреза, охарактеризованы фауной представлены неритмичными хорошо красноцветными эвапоритовыми и, в меньшей степени, терригенными образованиями. Для корреляции отложений северного склона Кавказа выделены четыре региональных горизонта: каменномостский, иронский, балтинский и матламский [3, 8]. В складчатых зонах Южного склона выделение горизонтов затруднено, в связи с однообразным составом толщ, почти не содержащих фауны. Верхнеюрские отложения здесь представлены флишевыми дислоцированными субфлишевыми сильно И осадками характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости характеризуется развитием барьерных рифов хр. Ахцу и зарифовых фаций, развитых в бассейнах рек Псоу и Бзыбь. Формирование келловей-титонских отложений в пределах складчатых зон проходило, преимущественно, в глубоководной части задугового бассейна.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист K-37-V (Красная Поляна). Лаврищев В.А. и др. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. 202 с.
- 2. Ломизе М.Г., Панов Д.С. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия, и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // В кн. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39 110.
- 3. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. Под ред. Н.В. Безносова. М.: Недра, 1973. 194 с.
- 4. Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л., 1984. 47 с.
- 5. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л: Недра, 1979. 592 с.
- 6. Энна Н.Л. Особенности геологии и минерагении зоны сопряжения Центрального и Восточного Кавказа. // Региональная геология и металлогения. С-Петербург, 2005, № 25. С. 78 – 86.
- 7. Энна Н.Л. Структурно-фациальные особенности нижне- среднеюрских отложений междуречья Черек Балкарский Терек // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. М-лы V Междунар. конференции. Новочеркасск, 2006. Т.1 С.15 34.
- 8. Юра Кавказа. Под ред. К.О. Ростовцева. РАН, Комитет по геологии и использованию недр, Межвед. стратигр. ком. Труды, т.22. С-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

### ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Н.Л. Энна, В.А. Лаврищев (ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки, Россия)

Современные представления о геологическом строении, истории развития и минерально-сырьевом потенциале региона опираются на материалы государственного мелко- и среднемасштабного геологического картирования.

Новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, метаморфизму, полезным ископаемым, полученные в результате проведенных в последнее время в Северо-Кавказском регионе геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 (ГДП-200) Западного и Центрального Кавказа и подготовки к изданию комплектов Госгеолкарты-1000 третьего поколения для листов L-38, K-37, 38, 39, позволили существенно уточнить геологическое строение региона и на этой основе дать новую оценку его металлогенического потенциала.

Территория Северного Кавказа в современной структуре охватывает (с юга на север) Северо-Кавказскую складчато-блоковую систему (складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа и зона Предкавказских краевых прогибов и поднятий), Мизийско-Скифско-Туранскую платформу (Скифская эпигерцинская плита Предкавказья и зона Манычских прогибов) и Восточно-Европейскую платформу (Ростовский выступ). В геологическом строении этих структурно-морфологических элементов участвуют осадочные, метаморфические и магматические породы широкого возрастного диапазона

(от докембрия до голоцена), образующие доюрский комплекс основания (кристаллический фундамент), мезокайнозойский осадочный чехол, киммерийские и альпийские складчатые зоны Южного склона Большого Кавказа.

В строении кристаллического фундамента участвуют мигматиты и образования, претерпевшие региональный метаморфизм зеленосланцевой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, в редких случаях субгранулитовой фаций, инъецированные магматическими породами от ультраосновного до кислого составов. В доюрском основании Большого Кавказа на дневную поверхность выведен Центрально-Кавказский сегмент вовлеченного в орогенное поднятие цоколя Скифской эпигерцинской плиты, в структуре которого обособились горст-антиклинорий Главного хребта, грабенсинклинорий Передового хребта и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий.

Доверхнепалеозойское основание всех этих структур сложено тектонически совмещенными литопластинами-террейнами:

- в Главном хребте Буульгенский паравтохтон (?), Макерский аллохтон и предположительно перемещенные с севера из грабен-синклинория Передового хребта Лабинский и Дамхурцевский аллохтоны;
- в Передового хребте на позднепротерозойском Армовско-Шаукольском паравтохтоне, параллелизуемом с Буульгенским, залегает пакет герцинских тектонических покровов (Тоханский, Кызылкольский, Марухский и Ацгаринский), представленных шарьированными фрагментами раннегерцинской островодужной системы;
- Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий представлен Бечасынским блоком-террейном, сложенным тектонически изолированными позднепротерозойскими метаморфическими существенно сланцевыми комплексами (нижне- и верхнехасаутским, кубанским, худес-даутским, аманчегет-баксанским и шаукамнысыртским).

Герцинские структуры «запечатываются» верхнепалеозойско-триасовой молассой (неоавтохтоном), наиболее сохранившейся в грабен-синклинорий Передового хребта и лишь фрагментарно в Главном хребте и Карачаево-Черкесском горст-антиклинории.

представлен Осадочный чехол структурно-формационными двумя терригенным и комплексами среднеюрским вулканогенноранне позднеюрско – плиоценовым карбонатным и терригеннотерригенным, карбонатным, отвечающим киммерийскому и альпийскому структурным этажам. Складчатые зоны Южного склона представляют собой шарьированные на складчато-глыбовые поднятия, сложно дислоцированные, осадочные и вулканогенно-осадочные литодинамические комплексы, сформировавшиеся в глубоких прогибах, комплекс основания в которых не известен. Структуры структурного этажа представлены ориентированными в общекавказском направлении складчатыми, складчато-надвиговыми зонами, развившимися за счет деформации толщ отлагавшихся на мелководном Дигоро-Осетинская, (Лабино-Малкинская, Агвали-Хивская глубоководном (зоны Псеашхинская, Архыз-Гузерипльская, Шаро-Аргунская,

Бокового хребта) шельфах, континентальном склоне (Гойтхская, Краснополянская, Бежитинская зоны), в осевой части (Псехако-Березовская, Казбекско-Лагодехская зоны) рифтогенного киммерийского бассейна и островной дуги (Гагрско-Джавская зона). Практически все осадки смяты в складки, осложненные разрывами, а в южной части сорваны с основания. Интенсивность деформаций возрастает с севера на юг.

Осадки альпийского структурного этажа сохранились в северной и южной частях Складчато-глыбовой системы Большого Кавказа, на его восточном и западном погружении и в Предкавказских краевых прогибах. Здесь выделяются Новороссийско-Чвежипсинская, Местийско-Тианетская покровноскладчатые зоны, Центрально-Предкавказская, Терско-Самурская, Северо-Кавказской моноклинали и Гагрско-Джавская зоны с широким развитием позднеюрских барьерных рифов в последней.

Особая роль в структуре региона принадлежит субмеридиональным (315-330°) складчато-разрывным структурам - Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской, обусловивших сегментацию горного сооружения на Северо-Западный, Центральный и Восточный Кавказ.

Проявление магматизма на Северном Кавказе четко соответствует тектоно-магматическим этапами развития региона \_ герцинскому, индосинийскому, киммерийскому и альпийскому. Доюрские интрузивные образования представлены альпинотипными гипербазитами протерозоя в кристаллическом основании, нижнепалеозойской офиолитовой ассоциацией, гранитоидами и комплексом малых интрузий среднего-верхнего палеозоя. К мезокайнозойским интрузивным образованиям принадлежат гранодиориты и граниты триаса, дайковые пояса, интрузивные массивы основного - кислого состава, вулкано-плутонические ассоциации раннейсредней юры, позднеальпийские гранитоиды, гранодиорит- и граносиениттерритории Северного Кавказа выделено более Ha магматических комплексов, распространенных большей частью в пределах альпийского складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, однако разнообразие точек зрения о их возрасте, генезисе и связи с полезными ископаемыми существенно снижают использование магматического фактора при оценке рудоносности территорий.

В пределах Большого Кавказа профилирующими являются рудные полезные ископаемые (W, Cu, Pb и Zn, Hg, Au, U). Важную роль играют минеральные воды, на основе которых функционируют санаторно-курортные зоны Всероссийского значения (Кавказские Минеральные Воды, Черноморское побережье). В равнинной части региона главная роль принадлежит нефти, газу, титан-циркониевым россыпям и неметаллическим полезным ископаемым.

В истории развития Северного Кавказа достоверно различаются четыре металлогенические эпохи: догерцинская ( $PR_2$ -O), герцинская (S-P), киммерийская ( $J_{1-2}$ ) и альпийская ( $J_3$ -Q). Металлогенический облик первой из них связан с образованием древней континентальной коры, герцинской – с геодинамическими обстановками океанической коры, островной дуги и коллизии, активной континентальной окраины и внутриконтинентального

рифтогенеза, киммерийской — с развитием спрединговых рифтогенных глубоководных бассейнов и периконтинентальных зон активизации, альпийской — с коллизионной обстановкой. Менее уверенно может быть намечен индосинийский этап (Т).

Основу имеющихся карт минерагенического районирования Северного Кавказа составляет линейная минерагения и все зоны, в подавляющем большинстве, соответствуют структурно-формационным таксонам. Важнейшими из них являются следующие минерагенические зоны: уранзолото-меднорудная Передового хребта, редкометальная вольфрамоворудная Главного хребта, Приводораздельная меднорудная, Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая, Черек-Кубанская золоторудная, **уран**хребта и Центрально-Кавказская полиметаллическая Скалистого редкометально-золоторудная область. По результатам исследований при ГДП-200 наметился переход классической (линейной) металлогении OT комбинированной, опирающейся на линейно-очаговый характер эндогенных и рудных процессов.

Полученные при подготовке комплектов Госгеолкарты-200/2 и Госгеолкарты-1000/3 данные позволили значительно увеличить ресурсный потенциал титан-циркониевых россыпей (Ставропольский россыпной район), углеводородного сырья (Центральное и Западное Предкавказье), золота, вольфрама, полиметаллов, меди (зона Главного хребта), ртути (Кубанский рудный район).

Основными, однозначно не решенными, проблемами и задачами геологии и минерагении Северного Кавказа являются обоснование возраста ряда стратиграфических подразделений, обновление стратиграфических схем фанерозоя, уточнение абсолютного возраста магматических и метаморфических образований, создание региональной схемы их корреляции, развитие металлогенических исследований с акцентом на металлогению конкретных рудных районов.

### СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.М. Цейслер.</i> ПРЕДИСЛОВИЕ
В.П. Алексеев. Парадоксальные выводы из основного закона седиментологии: роль и значение при изучении мезозойских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна
<b>Э.О.</b> <i>Амон, М.С. Афанасьева.</i> ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ В ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ РАДИОЛЯРИЙ ДЕВОНА7
<b>Е.Ю. Барабошкин, В.С. Милеев, В.К. Пискунов.</b> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА Г. ПАХКАЛ-КАЯ (ЮЗ КРЫМ)
<i>И.М. Барг.</i> Стратиграфия миоценовых отложений Равнинного Крыма12
В.Н. Беньямовский. Роль инфразональной крымско-кавказской шкалы по планктонным фораминиферам в решении проблем установления нижних границ зеландского, танетского, ипрского и лютетского ярусов в палеогене юга Европейской России
В.Н. Беньямовский, А.Ю. Садеков, С.И. Акимов. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФИЛОГЕНИИ РОДОВ Stensioeina и Neoflabellina (бентосные фораминиферы) в Стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы18
<i>Н.Ю.Брагин, А.Г.Константинов, Е.С.Соболев.</i> ВЕРХНИЙ ТРИАС ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ (СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ)
<b>Н.Ю. Васильев, А.Н. Журавлев, Н.И. Корчуганова, А.О. Мострюков, В.А. Петров.</b> Геодинамическое развитие и структурно-кинематическая модель зоны сочленения Полоусненского синклинория и Селенняхского блока Колымо-Омолонского микроконтинента
О.А. Ведерникова, А.И. Замалетдинова, А.В. Кирсанова, Г.Н. Садовников, Н.М. Федорова. О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СТРАТИГРАФИИ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАКОВИН ИНОЦЕРАМОВ
В.С. Вишневская. Возможные миграции юрских и меловых радиоляриевых ассоциаций севера России
А.Ю. Гладенков. Диатомовые водоросли в датировании и корреляции осадочных толщ кайнозоя северо-восточных и дальневосточных районов россии
<b>Н.Н. Гольчикова, И.Р. Абуталиева.</b> Активизация современных геологических процессов в связи с освоением месторождений углеводородов в пределах Астраханского Прикаспия
<b>В.В. Дьяконов, А.Е. Комельников, Н.В. Жорж.</b> ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА УРАЛО-МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА ПАЛЕОЗОИД

О.В. Жилка, М.Е. Кузьмичев, И.А. Зюзин. Радиолярии турона Юго- Западного Крыма и проблема происхождения кремней в составе сельбухринской свиты
Т.Н. Исакова. Гжельский ярус как подразделение международной стратиграфической шкалы в разрезах европейской части России (по результатам изучения фузулинид)
С.М. Калягин. Структурно-тектонические условия нефтегазоносности среднеюрских отложений юго-западной части Прикаспийской впадины
<b>В.Б. Караулов.</b> ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ (ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ)
<i>С.С. Клименко, Л.А. Анищенко.</i> Соленосные отложения раннего палеозоя северо-востока Тимано-Печорского бассейна
Э.И. Ковалевский, О.Г. Макарчев. ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ МАНГУШСКОЙ СВИТЫ И ВАЛУННО-ГАЛЕЧНИКОВОЙ ТОЛЩИ Г. ПРИСЯЖНОЙ (ГОРНЫЙ КРЫМ)54
Л.Ф. Копаевич. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско- Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы)
<i>О.А. Корчагин</i> . Агглютинирующие фораминиферы нижнего карния центральной части о-ва Котельный (Новосибирские о-ва)60
$O.A.$ Корчагин, $H.A.$ Тараскина, $A.O.$ Андрухович, $E.\Gamma.$ Покровский. $\Pi$ EBO-ПРАВОЗАВЕРНУТЫЕ ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ, ИЗОТОПИЯ $\delta$ О $^{18}$ И ИНТРАЦИКЛЫ СРЕДНЕГО СЕНОМАНА Г.СЕЛЬБУХРА (БАХЧИСАРАЙСКИЙ РАЙОН, КРЫМ, УКРАИНА)
<b>Н.И. Корчуганова, Д.Г. Загубный.</b> Неотектоническое районирование дальневосточных регионов России63
В.В. Кудинов. Геологическое строение неоген-четвертичного комплекса отложений юго-западной части Прикаспийской впадины в связи с поисками гидроминерального сырья
<i>С.А. Левин.</i> Метод Вегенера как основа разработки геодинамических реконструкций
$\pmb{C.A.}$ Левин, $\pmb{A.H.}$ Чеповский. Основные результаты дистанционного картирования кольцевых структур в закрытых районах Архангельской алмазоносной провинции ( $\pmb{AA\Pi}$ ) на базе программы GOOGLE планета Земля (google Earth
<i>С.Ю. Малёнкина.</i> Значение строматолитов для палеогеографических реконструкций
С.Ю. Малёнкина, А.А. Школин. Новое о строении пограничных отложений средней и верхней юры в Подмосковье

$B.B. Манюк. \ K$ вопросу о мониторинге геологического наследия $K$ рыма .82
<i>И.В. Новиков.</i> Динамика разнообразия трематозавроидных амфибий85
$H.A.\ \Pi$ огребс. Изучение меловых отложений Подмосковья на учебной геологической практике
<b>В.М. Подобина.</b> Биостратиграфия палеогена Западной Сибири90
В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева. Западносибирские фораминиферовые зоны границы эоцена-олигоцена
<b>Б.В. Полянский.</b> Рифтогенные угленосные формации некоторых структур Центральной <b>А</b> зии95
В.И. Попков. Тектоника кайнозойских прогибов Западного Кавказа98
В.И. Попков, И.Г. Сазонов, Д.А Коллеганова. НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ МИНЕРАЛОВОДСКОГО ВЫСТУПА
В.Г. Пронин. Аналоги кинтыкчинской свиты на Северном Устюрте103
А.А. Рапацкая, А.Н. Иванов. Структурно-стратиграфическая позиция нефтегазоносных комплексов Восточной Сибири и Дальнего Востока
<b>Н. Н. Рябинкина, Ю.С. Симакова, И.И. Румянцева.</b> ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
<b>В.А. Соловьев, Л.П. Соловьева.</b> ИДЕЯ М.В. МУРАТОВА О ГЛАВНЫХ ПЛАТФОРМООБРАЗУЮЩИХ КОМПЛЕКСАХ И ЕЁ РЕАЛИЗАЦИЯ В ЦИКЛИТОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
<i>Н.И. Тимонин.</i> Тектоническое сочленение Пай-Хоя и Полярного Урала114
М.В. Торикова, Д.С. Ключарев, Е.А. Толкушкина. Глобальный тектонический контроль размещения комплексных литий-цезий-танталовых пегматитов и его роль в оценке перспектив последних для Северной Евразии
А.В.Туров, А.О.Андрухович. Этапность осадконакопления в юрско- раннемеловом бассейне Русской плиты119
В.М. Цейслер. Межокеанические сегменты подвижных поясов и их место в общей структуре земной коры123
<i>Н.Л. Энна.</i> Юрские отложения Северного Кавказа – новые данные и основные проблемы стратиграфии и геодинамики
<i>Н.Л. Энна, В.А. Лаврищев.</i> Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние и основные проблемы