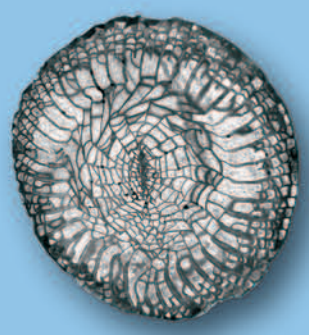
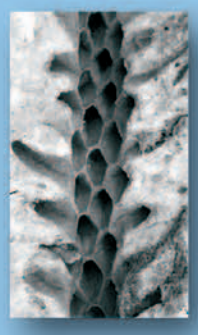
СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Материалы
Международной
научной конференции
(Киев, 23–26 сентября 2013 г.)

2013

Евразийская ассоциация геологов (ЕААГ)
Институт геологических наук НАН Украины (ИГН НАН Украины)
ВОО «Союз геологов Украины»
ЧВУЗ «Институт Тутковского»
Палеонтологическое общество НАН Украины

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Материалы
Международной научной конференции
(Киев, 23–26 сентября 2013 г.)

2013

УДК 551.72/.78

**Стратиграфия осадочных образований
верхнего протерозоя и фанерозоя.
Материалы Международной научной конференции
(Киев, 23–26 сентября 2013 г.) – Киев, 2013. – 160 с.**

Стратиграфія осадових утворень
верхнього протерозою і фанерозою.
Матеріали Міжнародної наукової конференції
(Київ, 23–26 вересня 2013 р.) – Київ, 2013. – 160 с. рос.

ISBN

В сборнике содержатся тезисы докладов Международной научной конференции по проблемам стратиграфии осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя. Рассматриваются вопросы биозональной стратиграфии, методики исследований, соотношения региональных шкал с Международной стратиграфической шкалой (МСШ), тенденции в развитии теоретических основ стратиграфии, а также вопросы региональных стратиграфических исследований.

Материалы подаются в редакции авторов.

Печатается по постановлению Ученого совета Института геологических наук НАН Украины

Дизайн и компьютерная верстка: А. Рудаков (ЧВУЗ «Институт Тутковского»).

СОДЕРЖАНИЕ / ЗМІСТ / CONTENTS

Алексеев А.С.
Международная хроностратиграфическая шкала
и Общая стратиграфическая шкала России..... 9

Алексеев А.С., Горева Н.В., Коссовая О.Л.
Общая стратиграфическая шкала каменноугольной системы России
и ее соотношение с международной шкалой 11

Андрєєва-Григорович А.С., Іванік М.М., Маслун Н.В., Клюшина Г.В., Мачальський Д.В.
Майкопський палеобасейн та його вікові аналоги
(стратиграфія, еволюція біоти, осадконакопичення) 13

Андреев А.В., Зинченко О.В., Андреев А.А., Савенок С.П., Хлонь Е.А.,
Аширова И.И., Морозенко В.Р.
О возрасте вещества обломочных пород осадочных бассейнов Украины 16

Артемева А.В., Горбаренко С.А.
Развитие палеосреды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене.....18

Афанасьева М.С., Амон Э.О.
Биостратиграфический потенциал радиолярий девона России.....19

Берченко О.И.
К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедевонских
отложений Придобруджского палеозойского прогиба.....22

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.
Климато-хроностратиграфическая схема плейстоцена
Северной Евразии (по палинологическим, ЭПР и ИК-ОСЛ данным).....23

Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K.
Climatostratigraphic subdivision of Pleistocene deposits
of the East Caucasian Forelands 26

Вага Даниэль Денис, Андреева-Григорович А.С.
Региональное значение и объем перерывов/несогласий
в палеогеновых отложениях Северной Тетической области.....28

Вернигорова Ю.В.
Граница тарханского и чокракского региоярусов
миоцена Восточного Паратетиса на востоке Керченского полуострова.....30

Вернигорова Ю.В., Рябоконь Т.С., Обшарская Н.Н., Фиколина Л.А.
Стратиграфия майкопских отложений (олигоцен – нижний миоцен)
Керченского полуострова.....32

Викулин С.В.
Хвойное Doliostrobus (Doliostrobaceae) – ключевой элемент
палеогеновых флор окрестностей Северного Перитетиса.....33

Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В.
Биостратиграфия голоцен-позднеплейстоценовых осадков
подводных возвышенностей Байкала 35

Волынец Е.Б.
Фитостратиграфия меловых впадин Приморья.....37

Hecker, M.R.
Correlation of the Tournaisian and Visean (Lower Carboniferous)
of the Moscow and Donets basins with the type area (Belgium):
state of art and major problems.....39

Glushankova N.
Genesis, Stratigraphy and interrigional correlation
of the Pleistocene loess-paleosol sequences in pools
of Dnieper, Don, Volga, Kama 41

Гожик П.Ф.
О стратиграфическом кодексе Украины 42

Гожик П.Ф.
Стратиграфические схемы протерозоя и фанерозоя Украины 46

Гожик П.Ф., Семененко В.Н., Андреева-Григорович А.С.,
Иваник М.М., Зосимович В.Ю., Маслун Н.В.
Корреляция олигоценовых и неогеновых региоярусов Центрального
и Восточного Паратетиса в пределах Украины 48

Горева Н.В., Алексеев А.С.
Конодонты и положение нижней границы московского яруса
(пенсильваний) 49

Гриценко В.П., Киселевич А.Е., Махмуді Ю.В.
Комплекс методів щодо вивчення опорного розрізу силуру на Дністрі 51

Гриценко В.П., Гуляев Д.Б., Ипполитов А.П.
Юрские отложения района Каневских дислокаций
как стратиграфический и палеонтологический памятник природы 53

Гуляев Д.Б., Ипполитов А.П., Гриценко В.П.
Юрские отложения и детальная биостратиграфия нижнего келловея
района Каневских дислокаций (Черкасская обл.) 54

Гутак Я.М., Родыгин С.А.
Стратиграфо-палеонтологическая изученность
девонских отложений западной части Алтае-Саянской
складчатой области (современное состояние и тенденции развития) 56

Данилів А.Я.
Стратиграфічна значимість гастроподів і їхнє поширення
у силурійських відкладах Волино-Поділля 58

Джи Ю., Немировская Т.И.
Конодонты разреза Наджин (Южный Китай) –
кандидата на стратотип границы между визейским
и серпуховским ярусами карбона 60

Еловичева Я.К.
Стратиграфия осадочных бассейнов гляциоплейстоцена Беларуси 61

Жабіна Н.М., Анікеєва О.В.
Карбонатний комплекс оксфорду-валанжину Заходу України
(стратиграфія, палеогеографія та умови седиментації) 63

Зернецький Б.Ф., Рябоконь Т.С., Люльева С.А.
Модернизация стратиграфической схемы палеогеновых отложений
Северного Причерноморья (Южная Украина) 64

Зосимович В.Ю.
Региояруса палеогена Североукраинской палеоседиментационной провинции 66

Ivanina A., Gonyk Ye.
About mid-carboniferous boundary in the Lviv-Volyn coal basin
(Western Ukraine) by palynological data 67

Іванік М.М., Плотнікова Л.Ф., П'яткова Д.М., Жабіна Н.М.,
Лещух Р.Й., Шевчук О.А., Якушин Л.М.
Модернізовані та нові стратиграфічні схеми
мезозойських відкладів України 69

Іванишин В.А.
Наукове чи політичне підґрунтя заміни намюрського ярусу серпухівським у стратиграфічній схемі нижнього карбону Східноєвропейської платформи.....70

Иванова Р.М.
Стратиграфические схемы, фораминиферовые и водорослевые зоны карбона Урала.....71

Исакова Т.Н., Коссовая О.Л.
Граница московского яруса МСШ в разрезе погруженной части Восточного Донбасса (Ростовская область) по результатам изучения фузулинид.....74

Исакова Т.Н.
Эволюция стенки FUSULINIDA (фораминиферы) в башкирском и московском веках каменноугольного периода и проблема границы московского яруса МСШ.....76

Ипполитов А.П., Шлёгль Я.
Биостратиграфическое расчленение нижнеюрских отложений зоны Пенинских утесов Карпат (опорный разрез у с. Приборжавское) по белемнитам.....78

Карогодин Ю.Н.
Венд-кембрий в сиквенс-стратиграфической и литмостратиграфической моделях.....80

Коновалова В.А.
Значение четвертичных остракод для биостратиграфии верхнего неоплейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины.....82

Кривошеєв В.Т., Іванова Є.З., Макогон В.В.
Проблеми стратиграфії та літолого-фаціальної зональності нижньовізейських та тульських відкладів Дніпровсько-Донецької западини.....84

Коржнев В.Н.
К биостратиграфии нижнего и среднего палеозоя Горного Алтая.....85

Кучева Н.А., Степанова Т.И., Мизенс Г.А.
Обстановки осадконакопления в среднеуральском секторе Восточно-Уральского региона в раннекаменноугольную эпоху и башкирский век.....87

Лещух Р.Й., Мар'яш І.М., Курепа Я.С., Волненко С.О.
Нові дані до біостратиграфії та палеогеографії туронських відкладів Волино-Поділля за головоногими молюсками.....89

Лещух Р.Й., Шайнога І.В., Гоцанюк Г.І.
Стратиграфічне поширення двостулкових молюсків у юрських відкладах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.....91

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.
Биофациальный анализ ордовикского бассейна западного склона Южного Урала.....92

Мартишин А.І.
Стратиграфічне поширення ориктоценозів у верхньому венді Поділля та інших регіонів.....95

Мацуй В.М.
Стратиграфические исследования при изучении россыпей ископаемых смол.....97

Міхницька Т.П., Мельничук В.Г., Веліканов В.Я., Іванченко К.В., Мельничук Г.В.
Оновлені стратиграфічні схеми венду України.....98

Мизенс А.Г.
Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего девона
Среднего и Южного Урала 101

Мизенс А.Г., Мизенс Л.И.
Стратиграфическое значение эйфельских брахиопод Урала 103

Науменко У.З.
Стратифікація структурно-речовинних комплексів
кристалічної основи Осницько-Рівненського блоку 106

Немировская Т.И.
Биостратиграфия карбона Донбасса по конодонтам 107

Несіна Н.І.
Картування палеорусел у верхньомосковських відкладах
центральної частини Північного борту Дніпровсько-Донецької западини
(за даними сейсморозвідки).....110

Огар В.В.
Біостратиграфічні критерії регіональних підрозділів
нижнього карбону Доно-Дніпровського прогину
(за результатами вивчення коралів) 112

Ольштинська О.П.
Діатомові та діктіохові водорості нижньоолігоценових відкладів Перитетису.....114

Поліщук А.М.
Сергіївська світа нижнього венду Волино-Поділля 115

Попадюк І.В., Стовба С.М., Хрящевська О.І.
Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200 000
та її стратиграфічне підґрунтя 117

Попадюк І.В., Даценко А.С., Хрящевська О.І., Стовба С.М.
Основні неузгодження у відкладах міоцену-пліоцену
у західних та центральних передгір'ях Криму.....119

Попов Ю.В.
Литофациальная изменчивость и особенности
дислоцированности сарматских и мэотических толщ
северо-восточного Приазовья 120

Попова Н.М., Попов Ю.В.
Значимость средне-верхнемиоценовых комплексов
северо-восточного Приазовья в научной и научно-образовательной сфере.....122

Попова Л.В., Салміна А.Д.
Трофічна структура консорції *Toxaster retusus*
(Echinoidea, Spatangoida, ранній готерив, Крим):
застосування методів екології угрупувань до фаціальних реконструкцій 124

Пучков В.Н., Краснобаева А.А., Сергеева Н.Д.
Новые результаты изучения стратотипа рифея Урала
и восточных разрезов докембрийских отложений Волго-Уральской области.....126

Рековец Л.И., Дема Л.П.
Ультраструктура эмали зубов млекопитающих (Mammalia) –
возможный критерий для биостратиграфии.....128

Рудько Г.І., Загороднюк П.О.
Основні біостратиграфічні етапи в історії Землі.
Сценарії техногену 130

Ростовцева Ю.В.
К вопросу сопоставления верхнемиоценовых
отложений Средиземноморья и Восточного Паратетиса.....134

Свиточ А.А.
Проблемы стратиграфии Большого Каспия 136

Седаева К.М., Кулешов В.Н., Пазухин В.Н.
Башкирский ярус и отражение его границ в литологии
и изотопии углерода ($\delta^{13}C$) и кислорода ($\delta^{18}O$) 137

Сиренко Е.А.
Проблемы стратиграфии плиоценовых отложений Украины
и пути их решения на основе палеоботанических данных 139

Старин Д.А.
Обоснование стратификации конкско-сарматских
отложений Южной Украины по моллюскам 141

Степанова Т.И.
Карбонатные образования раннего визе
на восточном склоне Среднего Урала 143

Тузяк Я.
Сучасний стан МСШ та її значення для оновлення ЗСШ України 145

Тузяк Я.
Меловая система в глобальном и региональном аспекте 146

Удовиченко Н.И.
Палеогеновые комплексы акуловых рыб Крыма
и их значение для стратиграфии 147

Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленщиков Г.В.
Какая эпоха складчатости сформировала
складчатый фундамент Скифской плиты? 149

Хрущев Д.П., Зосимович В.Ю., Кравченко Е.А.,
Василенко С.П., Свивальнева Т.В.
Миоценовые титано-циркониевые россыпи Украинского щита
и Днепровско-Донецкой впадины:
стратиграфическое положение и палеогеографические условия 151

Цой И.Б.
Стратиграфия кайнозойского осадочного чехла окраинных морей
зоны перехода Северо-Западной Пацифики 152

Шпуль В.Г.
Значение палинологического метода
для обоснования стратиграфических подразделений
миоцена Окско-Донской равнины 154

Щеголев А.К.
Опыт модернизации Геолкомовской (Лутугинской)
ритмолитофациальной стратиграфической шкалы
верхнего карбона Доно-Днепровского прогиба 156

Эфендиева М.А.
Особенности формирования отложений майкопской серии Азербайджана 157

Ямских Г.Ю.
Стратиграфическая схема голоценовых отложений
Южно-Минусинской котловины 159

Предложение Института геологических наук Национальной академии наук Украины о проведении международной конференции по проблемам стратиграфии под эгидой Евразийской ассоциации геологов (ЕААГ) поддержано многими специалистами из высших учебных заведений, научных и производственных организаций Украины, Российской Федерации, а также Азербайджана, Беларуси, Эстонии, Польши, Китая.

Мы выражаем свою искреннюю признательность всем, кто пожелал в ней участвовать, и особенно рады приветствовать тех, кто смог лично приехать в Киев. Надеемся, что представленные доклады, а также обмен мнениями по различным аспектам стратиграфии будут интересны и полезны для всех участников конференции.

Тематика докладов отражает новейшие достижения в области теоретической и прикладной стратиграфии. Большинство из них посвящено результатам биостратиграфических исследований. Биостратиграфические методы традиционно занимают ведущие позиции среди других методов современной стратиграфии фанерозоя и верхней части докембрия. Именно эти методы позволили стабилизировать границы многих подразделений Международной стратиграфической шкалы, способствовали модернизации общих стратиграфических шкал и стратиграфических кодексов России, Украины и других стран. Международное сотрудничество в этом направлении продолжает активно развиваться.

Результаты региональных стратиграфических исследований демонстрируют эффективное применение комплекса биостратиграфических, литостратиграфических, палеогеографических, изотопных и других методов при исследованиях осадочных бассейнов. Практическое значение стратиграфии подтверждают конкретные примеры эффективного применения сиквенс-стратиграфических и сейсмостратиграфических исследований в нефтяной геологии, а также палеогеографических методов при изучении титан-циркониевых россыпей и янтаря.

Надеемся, что наша конференция даст новый импульс для расширения дальнейшего научного сотрудничества, а ЕААГ станет одним из международных центров, где геологи из многих стран Евразии смогут продемонстрировать свои научные достижения.

Мы планируем расширить тематику будущих конференций, охватить другие важные направления наук о Земле, интересующих широкий круг специалистов стран Евразии.

Оргкомитет

УДК 551.7.03

А.С. Алексеев

МЕЖДУНАРОДНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА РОССИИ

Усилиями интернационального коллектива Международной комиссии по стратиграфии (МКС), ее подкомиссий и рабочих групп близится к завершению формирование Международной стратиграфической (ныне хроностратиграфической) шкалы (МСШ), которую лучше называть глобальной. Фактически эта шкала международная, так как в ее разработке участвуют ученые многих стран, но в юридическом отношении она таковой не является, поскольку члены комиссии и подкомиссий не делегированы национальными стратиграфическими органами, т.е. выражают свое сугубо индивидуальное мнение. Поэтому национальные стратиграфические органы имеют право на собственную трактовку принимаемой ими для своей страны Общей стратиграфической шкалы (ОСШ), как это имеет место в России, обладающей крупнейшей и весьма сложной по геологическому строению территорией. Вместе с тем, для осуществления международных проектов, да и в принципе чрезвычайно важно, чтобы различия между ОСШ и МСШ либо совсем отсутствовали, либо были минимальными.

Технология конструирования МСШ выбрана абсолютно различной для двух ее частей. В докембрийской части использовано чисто формальное деление на примерно равные отрезки времени в архее (эо-, палео-, мезо- и неоархей, по 400–300 млн лет) и в палео-, мезо- и неопротерозое (по 3–4 системы длительностью около 200 млн лет). Их нижние границы определены через «глобальные стандартные стратиграфические возрасты» или GSSA. Хотя ряд границ в этой шкале остался на традиционном возрастном уровне (например, рубеж архея и протерозоя, равный 2500 млн лет), эта схема утратила естественно-историческую природу, в связи с чем была отрицательно воспринята в России. Вместе с тем, такие термины как палео-, мезо- и даже неопротерозой получили довольно широкое распространение из-за их удобства.

Основной принцип создания МСШ в фанерозойской ее части, вокруг которого концентрируются наиболее острые дискуссии, особенно получившие распространение в России, – фиксация объема подразделений в виде стратотипов границ, точнее «глобальных стратотипических разрезов и точек» или GSSP. При этом закрепляется только нижняя граница подразделения. Это позволяет избежать временных перекрытий или зияний в общей последовательности. В соответствии с правилами установления GSSP, сначала осуществляется выбор маркера границы, а затем подбирается подходящий разрез, в котором и закрепляется «золотой гвоздь». На практике эти две задачи решаются чаще всего параллельно. Границы подразделений более высокого ранга должны совпадать с границей одного из подразделений низшего ранга, каковым в МСШ является ярус.

В случае, если какой-либо из ранее существовавших региональных ярусов считается пригодным для его включения в МСШ, то рекомендуется выбирать его GSSP вблизи принимаемой на данный момент нижней границы.

Сначала единственным критерием границы считалось первое, наиболее раннее, эволюционное появление в единой филогенетической линии какого-либо таксона, обеспечивающего удаленную и надежную корреляцию. Позднее, из-за очевидной диахронности палеонтологических границ, приоритет стал отдаваться изохронным физическим маркерам – палеомагнитным, хемостратиграфическим и прочим.

Состояние МСШ фанерозоя. Деление на системы, устоявшееся за последние 100 лет, почти не вызывало дискуссий за исключением каменноугольного интервала, которому в Северной Америке соответствовали две самостоятельные системы – мисиссипская и пенсильванская, и был принят компромиссный вариант с двумя подсистемами. Отделы считаются чисто техническими подразделениями, объединяющими некоторое число ярусов, причем в целом ряде случаев отделов насчитывается в одной системе четыре, в связи с чем они получают географические названия. Основное внимание в МКС и ее подкомиссиях уделяется ярусу – самому низшему, но ключевому подразделению МСШ.

В таких системах как силур и девон ярусное наполнение (из традиционных европейских ярусов) было согласовано очень быстро и для них более 20 лет назад были утверждены GSSP. Для кембрия и ордовика соответствующие подкомиссии решили отказаться от выбора каких-либо региональных ярусов, посчитав, что все они имеют существенные недостатки, а уровни их нижних границ не обладают достаточным корреляционным потенциалом. Поэтому сначала были выбраны некоторые хорошо коррелируемые уровни, а интервалы между ними получили номерные обозначения, лишь в послед-

ствии замененные на географические после выбора GSSP. Для ордовика таких ярусов было предложено 7, почти все новые, кроме самого нижнего тремадокского, который был утвержден значительно раньше. В кембрийской системе подкомиссия решила выделить 10 ярусов, из которых к настоящему времени получили названия и GSSP только 5.

В чем причина таких на первый взгляд неоправданных решений? Практика показала, что выбор конкретного уровня и разреза с GSSP для традиционного яруса, несмотря на десятилетия тщательных коллективных работ, не может быть осуществлен с разумным результатом, прежде всего из-за того, что объемы таких подразделений приходится менять. Например, до сих пор нет GSSP у большей части ярусов меловой системы, хотя никто не предлагает их заменить, так как они всех устраивают. Процесс поиска и обоснования границы юры и мела давно превратился в анекдот. Близкая ситуация сложилась с выбором нижних границ восточноевропейских ярусов каменноугольной системы. Кроме того, некоторые руководители подкомиссий стремятся завершить работу по созданию МСШ какой-либо системы «при жизни» и новые, свежие, не отягощенные никакой историей ярусы становятся удачным решением проблемы, позволяя добиться желаемого результата всего лишь за несколько лет.

На начало 2013 г. из 100 ярусов получили GSSP только 64, они могут быть отнесены к нескольким типам.

Биостратиграфические. Это наиболее распространенный тип, к нему относятся границы 51 яруса – все в мезозое и почти все в палеозое. Согласно правилам, в качестве маркера должен выбираться вид в единой филогенетической последовательности в конкретном разрезе на том уровне, где наличие переходных форм позволяет установить его истинное первое появление. На практике это требование не всегда удается выполнить. Использованы следующие группы: конодонты (17 границ, из них 1 в мезозое), граптолиты (13 границ, все в палеозое), аммоноидеи (10 границ, все в мезозое), фораминиферы (4 границы, по одной в палеозое и мезозое и 2 в кайнозое), трилобиты (3 границы в палеозое), известковый наннопланктон (2 границы в кайнозое), брахиоподы (1 граница в палеозое) и двустворчатые моллюски (1 граница в мезозое). Для нижней границы олигоцена вопреки правилам в качестве маркера выбрано не событие первого появления, а исчезновение планктонных фораминифер семейства Hantkeninidae.

Ихнологические. К этому типу принадлежит только одна, но чрезвычайно важная граница – GSSP одновременно основания фанерозоя, кембрия, его нижнего отдела и форчунского яруса. В качестве маркера этой границы в 1992 г. выбрано первое появление в разрезе на п-ове Ньюфаундленд в Канаде ихнофоссилии *Trichophycus pedum*. Это решение не согласуется с действующими правилами выбора GSSP.

Магнитостратиграфические. Границ, выбранных по смене намагниченности осадочных толщ, всего 6 и все они кайнозойские. Это связано с тем, что магнитостратиграфическая шкала достигла необходимой точности только для наиболее молодого интервала геологической летописи. В частности, так зафиксированы основание гелазского яруса (или четвертичной системы) на уровне в 1 м выше границы магнитозон Гаусс и Матуяма, аквитанского яруса в подошве магнитозоны C6Cn.2n и танетского (подошва магнитозоны C26n).

Хемостратиграфические. Новый тип GSSP, который стал выделяться совсем недавно, включает рубежи ярусов, зафиксированные по аномалиям главным образом в изотопном составе углерода биогенных карбонатов ($\delta\ ^{13}C$). Таких GSSP пока только три и все в кайнозое. Это нижняя границы серравальского, ипрского (по негативной аномалии $\delta\ ^{13}C$ в подошве слоя сапропелита, вызванной выделением метана из газогидратов) и зеландского ярусов.

Импактные. К этому типу относится лишь основание датского яруса или граница мезозоя и кайнозоя, зафиксированная в Тунисе (разрез Эль-Кеф) по иридиевой аномалии в подошве пограничного глинистого горизонта, имеющей импактную природу.

Климатические. К рубежам, на которых фиксируются резкие климатические сдвиги, относятся GSSP двух наиболее молодых подразделений – голоценового отдела (начало последнего потепления, фиксируемого по сдвигу в содержании дейтерия в керне льда скважины, пробуренной в Гренландии, на уровне 11784±99 лет) и верхнего плейстоценового (тарантского?) яруса на уровне морской изотопной подстадии 5e, тоже в керне скважины.

Биостратиграфические GSSP доминируют в палеозое и мезозое, причем в основу положены группы с пелагическим образом жизни, единичные – бентосные. Границы всех ярусов девона кроме самого нижнего (лохковского) яруса выделены по конодонтам, а силура – по граптолитам (также за исключением одного). В кайнозое преобладают маркеры физической природы, а биостратиграфические занимают подчиненное положение. Будет ли тенденция замены биостратиграфических границ на физические распространяться на мезозой, для которого утверждены лишь 40% границ, пока не ясно.

ОСШ России. Действующая в России ОСШ незначительно отличается от МСШ. С целью ее максимального сближения с МСШ деление ордовикской и силурийской систем в 2011 и 2012 гг. приведено в полное соответствие с последней. Границы ряда ярусов, прежде всего в каменноугольной

системе, были скорректированы в согласии с их объемами в МСШ, пермская система была разделена на три отдела. Существенные расхождения сохраняются только для кембрия, особенно его нижнего отдела, поскольку для него в России имеется прекрасная ярусная шкала, базирующаяся на разрезах Сибири. Ярусы верхнего кембрия ОСШ были выделены в Казахстане, но и они могут быть заменены сибирскими. Также деление среднего и верхнего отделов пермской системы сохранилось традиционное, поскольку морские отложения этого возраста, для которых достаточно легко применима МСШ, на территории России имеют весьма ограниченное распространение.

Задачи совершенствования ОСШ России продолжают оставаться актуальными. Не решен вопрос о правомочности сохранения в шкале пермской системы уфимского яруса. Предложено обосновать и выбрать для всех ярусов на территории России национальные GSSP, которые бы служили промежуточными эталонами их границ. Не разработано подъярусное деление, которое на настоящий момент принято только для башкирского и московского ярусов каменноугольной системы. Самым низшим подразделением ОСШ в России является хронозона, но такие зональные стандарты по существу отсутствуют. Это препятствует завершению конструирования ОСШ, но встречает большие как объективные сложности (для большинства систем невозможно выбрать только одну последовательность, хорошо работают совместно лишь две или даже три и более), так и субъективные, связанные с иногда непреодолимыми разногласиями специалистов, изучающих одну группу фоссилий. Последняя сложность кажется скоро будет преодолена из-за резкого сокращения числа биостратиграфов. Недостаточно используются магнитостратиграфические и хемостратиграфические методы.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
aaleks@geol.msu.ru

УДК 551.735

А.С. Алексеев[1], Н.В. Горева[2], О.Л. Коссовая[3]

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РОССИИ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКАЛОЙ

Действующая в России общая стратиграфическая шкала (ОСШ) карбона на уровне яруса и выше почти не отличается от международной стратиграфической шкалы (МСШ), будучи неизменной с 1974 г. Пять отечественных ярусов (серпуховский, башкирский, московский, касимовский и гжельский) официально вошли в МСШ в 2004 г.

Общая тенденция детализации стратиграфических шкал выразилась в утверждении в 2005 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК) деления башкирского и московского ярусов на четыре подъяруса каждого с собственными географическими названиями (Жамойда, Прозоровская, 2006). Для башкирского яруса за основу приняты горизонты Южного Урала, а для московского – таковые южного крыла Московской синеклизы. В 2002 г. Комиссией по каменноугольной системе МСК утвержден зональный стандарт карбона России (Кагарманов, Коссовая, 2003), состоящий из трех последовательностей зон: по аммоноидеям (17), фораминиферам (33) и конодонтам (36), в совокупности обеспечивающих достаточно удовлетворительную корреляцию региональных стратонов на большей части территории страны.

Турнейский ярус. В МСШ основание карбона зафиксировано по первому появлению конодонтов *Siphonodella sulcata* Huddle. В СССР в 1986 г. было принято решение о совмещении этой границы с появлением аммоноидей рода *Acutimitoceras*, для чего в региональную схему Восточно-Европейской платформы был включен гумеровский горизонт, отнесенный к карбону. Однако большая часть этого горизонта, отвечающего времени хангенбергского события, эквивалентна зонам Middle и Upper praesulcata и должна быть отнесена к верхнему девону. Для решения этой проблемы возобновлено изучение наиболее полных разрезов Сиказа и Зиган на западном склоне Южного Урала.

Визейский ярус. Основание визейского яруса МСШ зафиксировано на уровне появления фораминифер *Eoparastaffella simplex* Vdovenko, а как дополнительный маркер используются конодонты *Gnathodus homopunctatus* Ziegler. В качестве GSSP для этой границы утвержден

разрез Пенчон, расположенный на юге Китая. Вид-маркер в надежной последовательности установлен в разрезе Бурля на восточном склоне Южного Урала. На пограничный интервал турнейского и визейского ярусов на большей части Восточно-Европейской платформы приходится перерыв с сохранением морской седиментации только в глубоких впадинах Камско-Кинельской системы. Фиксация нижней границы визе по появлению *E. simplex* потребовала пересмотра ОСШ и включения косьвинского горизонта в турнейский ярус.

Серпуховский ярус. Еще в 1995 г. было предложено закрепить нижнюю границу яруса на уровне первого появления конодонтов *Lochriea ziegleri* Nemyrovska et al., однако указанный вид не найден на североамериканском континенте, что препятствует принятию окончательного решения. Продолжается детальное изучение глубоководного разреза Верхняя Кардаиловка (восточный склон Южного Урала), предложенного в кандидаты на GSSP.

Башкирский ярус. Основание пенсильванской подсистемы и одновременно башкирского яруса МСШ установлено в разрезе Эрроу-Каньон в США по появлению конодонтов *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves) sensu. Достаточно полная последовательность конодонтов, аммоноидей, остракод и других групп изучена на западном склоне Южного Урала в глубоководных разрезах Богдановка и Мурадымово, в которых подошва башкирского яруса надежно зафиксирована. Ярус разделен (снизу вверх) на сюранский, акавасский, аскынбашский и архангельский подъярусы. В последнее время установлено, что примитивные представители группы D. noduliferus появляются в верхней части серпуховского яруса, что существенно осложнило ситуацию с обоснованием нижней границы башкирского яруса.

Московский ярус. Нижняя граница московского яруса в МСШ до настоящего времени не определена и маркер не выбран, хотя их среди фораминифер и конодонтов было предложено до 10. Из них наиболее приемлемым остается вид конодонтов *Declinognathodus donetzianus* Nemyrovskaya, который недавно был определен и на территории США, что позволяет зафиксировать границу на традиционном уровне. Он установлен также в разрезе Басу на западном склоне Южного Урала, предложенном в качестве потенциального GSSP для этого яруса. Остальные варианты переносят подошву московского яруса в верхнюю часть башкирского.

Касимовский ярус. Граница московского и касимовского ярусов в МСШ также пока не получила своего маркера из-за высокой степени эндемизма морских фаун этого времени. Фузулиниды кревякинского горизонта (роды *Protriticites*, *Obsoletes* и близкие к ним формы) обладают неустойчивыми признаками, что затрудняет их идентификацию. Поэтому целесообразно перенести эту границу вверх примерно в середину хамовнического горизонта, где появляются морфологически выразительные конодонты *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya и формы, близкие к *Idiognathodus turbatus* Rosscoe et Barrick, а также легко идентифицируемые в разрезах Евразии фузулиниды рода *Montiparus* . Разрез карьера Афанасьево на правом берегу р. Москвы (неостратотип касимовского яруса), предложен в качестве кандидата на роль GSSP по уровню первого появления *I. sagittalis* или родственных ему форм.

Гжельский ярус. Для этого яруса МСШ в качестве маркера нижней границы уже выбрано первое появление конодонтов *Idiognathodus simulator* (Ellison), имеющих широкое географическое распространение (Мидконтинент США, Восточно-Европейская платформа, Донбасс, Южный Урал, Южный Китай). Примерно к этому уровню приурочено также появление фузулинид *Rauserites rossicus* (Schellwien). Предложены кандидаты на GSSP этой границы – разрез Усолка на западном склоне Южного Урала и стратотип яруса (разрез Гжель, Подмосковье).

Радиохронология. В последние годы на территории России получены радиоизотопные датировки по цирконам из тонких прослоев вулканических туфов U-Pb ID-TIMS методом. В разрезе Верхняя Кардаиловка (Южный Урал, Башкортостан) получена датировка 333,87±0,08 млн. лет для уровня, который условно коррелируется с границей алексинского и михайловского горизонтов визейского яруса. В опорном разрезе Ключ (восточный склон Среднего Урала, р. Исеть) для двух туфовых прослоев в щербаковской свите установлен возраст 319,09±0,08 млн. лет и 318,63±0,16 млн. лет, что, как считается, соответствует аскынбашскому горизонту башкирского яруса, а для туфа слоя 32 того же разреза определен возраст 317,54±0,08 млн. лет (ташастинский горизонт).

Более молодые интервалы московского и касимовского ярусов в разрезе Дальний Тюлькас (Южный Урал, Башкортостан), расчлененном по конодонтам, получили целый ряд датировок: 308,00±0,13 и 308,00±0,09 млн. лет (мячковский горизонт), 305,95± 0,08 (кревякинский горизонт) и 305,52±0,12 млн. лет (хамовнический горизонт). В недалеко расположенном разрезе Усолка верхняя часть касимовского яруса (дорогомиловский горизонт) с конодонтами *Idiognathodus praenuntius* Chernykh и *Streptognathodus pawhuskaensis* Gunnell, появляющимися несколько выше пеплового прослоя, датирована 304,42±0,07 и 304,30±0,06 млн. лет. Первое появление *Idiognathodus simulator*

(основание гжельского яруса в МСШ) находится между пепловыми прослоями с возрастом 303,54±0,18 и 303,10±0,07 млн. лет. Выше установлен возраст еще трех туфовых прослоев – двух, сопоставляемых с павловопосадским и одного – с ногинским горизонтом гжельского яруса.

Исследования поддержаны РФФИ, проекты 08-05-00828, 09-05-00101 и 12-05-00106.

1. *Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л.* Постановление о расчленении на подъярусы башкирского и московского ярусов каменноугольной системы // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 10–13.
2. *Кагарманов А.Х., Коссовая О.Л.* Международный симпозиум «Биостратиграфическое обоснование ярусных границ каменноугольной системы Восточной Европы». Выездная сессия комиссии по каменноугольной системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2003. С. 36–40.

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН,
Москва, Россия
aaleks@geol.msu.ru

[2] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

[3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

УДК 551.781/782(477)

А.С. Андрєєва-Григорович[1], М.М. Іванік[1], Н.В. Маслун[1], Г.В. Клюшина[1], Д.В. Мачальський[2]

МАЙКОПСЬКИЙ ПАЛЕОБАСЕЙН ТА ЙОГО ВІКОВІ АНАЛОГИ (СТРАТИГРАФІЯ, ЕВОЛЮЦІЯ БІОТИ, ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ)

Вирішення на глобальному міжрегіональному та регіональному рівнях синхронності, взаємозв'язків, різних геологічних подій в межах Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу значною мірою залежить від коректних, виконаних на детальній стратиграфічній основі реконструкцій майкопського етапу олігоцен-міоценового часу. На межі еоцену – олігоцену відбувались знакові події в історії фанерозою. В наслідок загального розпаду Гондвани, колізії континентальних плит Євразії, що значною мірою були активізовані майже синхронними імпактними подіями в Північній Америці і Азії, призвела до посилення розвитку мантійних плюмів, активізації вісьових зон Світового океану, яке супроводжувалось збільшенням швидкостей спредингу, продукуванням значних мас океанічної літосфери, вулканізмом та гідротермальною діяльністю. Відбувається утворення континентального льодового покриву Антарктиди, зміна систем циркуляції глибинних та поверхневих мас Світового океану, інтенсифікація підводних ерозійних процесів, що проявилось у загальному похолодінні на початку олігоцену та глобальним поліциклічним рюпельським регресивно-трансгресивним осадконакопиченням.

Формування басейнів Паратетісу, і майкопського зокрема, характеризувалось суттєвою зміною умов осадконакопичення у зв'язку з початком ізоляції басейнів, різким збільшенням глибини окремих його частин, зміною температурного режиму водних мас та інтенсивним знесенням теригенного матеріалу. Все це привело до температурної та сольової стратифікації вод, погіршення їх газового режиму та сірководневого зараження придонних водних мас у найбільш глибоководних частинах палеобасейнів. На теренах від крайових прогинів Альп, Румунських, Українських і Польських Карпат, Словаччини, Угорщини, Трансильванії до окраїн Євразійської платформи – Кримсько-Кавказької області і Закаспію накопичувались ритмічні, переважно теригенно-карбонатно-кременисті осадки, суттєво збагачені органічною сапропелевою речовиною, із залишками наземних рослин і піритизацією типу чорносланцевих майкопських порід (назва від м. Майкоп – І.М. Губкін, 1912) Чорноморської западини та прилеглих прогинів. В цих, переважно аноксидних, басейнах формувалися гігантські марганцеворудні, рідкіснометальні, залізорудні, вугле-

водневі родовища. Тому майкопські відклади, починаючи з XIX сторіччя, є об'єктом як фундаментальних, так і прикладних досліджень. Так, у стратотиповому регіоні майкопської серії – Північному Кавказі – існує численна інформація, часто суперечлива, щодо її седиментології, стратиграфії і тектонічної будови. Цей регіон є класикою вирішення як цих проблем, так і прогнозу вуглеводнів і інших корисних копалин.

Суттєві відмінності седиментологічних умов майкопського басейну вплинули як на літолого-фаціальну структуру так і на розвиток наземної і морської біоти. Для фауністичних угруповань характерним є майже повна відсутність вапнякового планктону (нанопланктон, форамініфери), особливо у крайових фаціях аналогів майкопських відкладів Північного Причорномор'я, Криму, Північного Кавказу та інших районів. Винятком є розрізи Карпат, Азово-Чорноморського та Закавказького регіонів.

З метою кореляції різнорангових стратиграфічних одиниць, на системному підґрунті за комплексом методів проаналізовано сучасний стан стратиграфії флішових майкопських і менілітових відкладів та їх вікових аналогів Карпатського, Північно-Причорноморського, Кримсько-Кавказького, Закавказького, Понто-Каспійського і Закаспійського регіонів. Охарактеризовано вплив на їх стратиграфічну структуру тектонічних, морфоструктурних, седиментологічних, циклостратиграфічних, формаційних, вулканогенних (підводних, грязьових) чинників, відкладів підводних зсувів різної генези, течій, конусів виносу, турбідитоканьонних, чисельних переривів.

Виконано детальну стратифікацію регіональних, місцевих стратонів (регіоярусів, світ, товщ, пачок, горизонтів-маркерів). Обґрунтовано межи та діахронність різнорангових стратонів. Границя еоцену і олігоцену (нижня межа майкопської, менілітової серій) детально проаналізована за планктонними, бентосними форамініферами, нанопланктоном, диноцистами, спікулами губок (О.С. Вялов, А.С. Андрєєва-Григорович, М.М. Іванік, Є.Л. Краєва, С.А. Люльєва, Н.В. Маслун в кн. «Геол. и биологич. события ...,», 1996 та ін.).

У Центральному Паратетісі ця границя обґрунтована нанопланктоном, планктонними форамініферами і диноцистами. Вона проводиться у середині егерського регіоярусу (грушевська світа Закарпаття, кросненська і менілітова світи Карпат і Передкарпаття). У Східному Паратетісі ця границя проходить у підошві верхньокавказького підрегіярусу. В обсязі кавказького регіоярусіу s.l. виділено два підрегіояруси: нижньокавказький s.str. (хат) – асканійська, горностаївська, верхнекерлеутська світи (нижня частина) і верхньокавказький (аквітан) – чорнобаївська, низи арабатської світи, верхи верхньокерлеутської підсвіти.

Найпотужніші розрізи флішоїдних майкопських формацій розвинуті в Південній і Західній нафтогазоносних провінціях України. В Азово-Чорноморському регіоні (П.Ф. Гожик, Н.В. Маслун, М.М. Іванік, Г.В. Клюшина, 2006-2012) олігоценова частина майкопських відкладів складається з трьох трансгресивно-регресивних циклів. Це регіояруси – планорбеловий, представлений глинистою товщею, потужністю до 2000 м, молочанський – глинисто-седиритова тонкошарувата товща до 370 м, керлеутський – глинисто-алевритова товща до 400 м та нижньокавказький підрегіоярус кавказького регіоярусу – тонкошаруваті глинисто-алеврито-сидеритові, кременисто-карбонатні верстви потужністю до 700 м. В міоценовій частині майкопу виділяється кавказький (верхньокавказький підрегіоярус) та батисифоновий регіояруси. Вік цих регіональних стратонів обґрунтовано за форамініферами, нанопланктоном, диноцистами. Планорбеловий та молочанський регіояруси за нанопланктоном зон NP21 (верхня частина), NP22, NP23 і NP24 (нижня частина), диноцистами DP12, DP13 (Wetzeliella gochtii), нижня частина зони DP14 (Chiropteridium galea), форамініферами Subbotina officinalis, S. ouchitaensis, Pseudochastegerina spp., Turborotalia ampliapertura, G.cerroazulensis відповідають рюпельському ярусу МСШ. Керлеутський та нижня частина кавказького (нижньокавказький підрегіоярус) регіоярусів за нанопланктоном зони NP25, форамініферами Gloligerina ciperoensis, Gl. praebulloides, Brizalina missisipiensis, Sphaeroidina variabilis та диноцистами верхньої частини зони DP14 (Chiropteridium galea) датуються хатом. Кавказький (верхньокавказький підрегіоярус) та батисифоновий регіояруси за нанопланктоном зон NN1, NN2, NN3, NN4 (нижня частина), форамініферами Turborotalia obessa, Globigerinoides primordius, Bolivina goudkovii. Saccammina zurammacensis датуються аквітан – бурдигалом.

Крайові фації майкопських відкладів Північного Причорномор'я та Криму (И.М. Барг, А.А. Веселов, А.С. Григорович, М.Ф. Носовский, В.Н. Семененко та інші) представлені кизилджарськими верствами (NP21 верхня частина, диноцистами зон Phthanoperidinium amoenum/Wetzeliella symmetrica), нікопольськими (NP22, Wetzeliella gochtii), молочанськими (NP23, Wetzeliella gochtii), датованих нанопланктоном і диноцистами та сі-

рогоськими, асканійськими і горностаєвськими у яких нанопланктон відсутній, а диноцисти представлені зоною Chiropteridium galea. Нижній міоцен представлений чорнобаєвською світою, у підошві якої – шари з Deflandrea phosphoritica. У Криму аналогами міоценової частини цих відкладів є верхньокерлеутська підсвіта (верхня частина), арабатська і королівська світи.

В Українських Карпатах літологічним аналогом майкопських відкладів є менілітова світа вікового діапазону ранній олігоцен–ранній міоцен (О.С. Вялов, А.С. Андреева-Григорович и др.,1984; Andreyeva-Grigorovich, Gruzman, 1994; М.М. Іванік, 1970-2003; Н.В. Маслун, 1973-2010; Д.В. Мачальський, 2007). Вона складає менілітовий тип розрізу олігоцен-міоцену у передових структурах Карпат (Бориславсько-Покутський покров і північні скиби). Південно-західніше поширені вікові аналоги майкопу – кросненська, дусинська і грушівська світи. Олігоценова частина розрізу представлена менілітовою (нижньо-, середньоменілітова підсвіти), кросненською (нижньокросненська підсвіта), дусинською та грушівською (нижня частина) світами. Нижній міоцен складений відкладами верхньої частини грушівської та буркалівською світами, середньо- і верхньокросненської, середньоменілітової (верхня частина), верхньоменілітової підсвіт, поляницькою, воротищенською та частково стебницькою світами.

Вивчення численних розрізів свердловин, відслонень, їх біолітофаціальна кореляція за мікрофосиліями, літологічними, геофізичними даними дозволяє обґрунтувати складну будову олігоцен – нижньоміоценових відкладів. Зокрема розподіл біоти у карпатських відкладах цього віку засвідчує циклічний характер осадконакопичення в батиметрично диференційованому басейні зі складною гідродинамікою (схилові фації конусів виносу, турбідити, олістостроми, перевідкладення, перерви тощо) і корелюються з майкопськими відкладами Азово-Чорноморського регіону.

На північному Кавказі (Попов и др., 2009; Андреева-Григорович, 1994) майкопські відклади поділяються на регіояруси: олігоценові – пшехський (пшехська світа), сольоновський (полбінський горизонт, горизонт Морозкіна балка – нижня частина) і калмицький (горизонти Морозкіна балка – верхня частина, баталпашинський). Нижній міоцен – це караджалгінський, сакараульський і коцахурський регіояруси. В Азербайджані майкопські відклади виділяються у складі хадумської, мутсидокальської, зейвинської, шефецької та гарагоюнклинської світ, загальною потужністю до 250 м. (Али-Заде А.А. (1986), Исаева М.И., Атаева Є.З, (2009).В Грузії майкопські відклади представлені абастуманською світою (скурські верстви), верствами – Оцхе (сачінойські), корбуловими (рухські) олігоцену та уплісцихським, сакараульским та кацахурським регіоярусами – нижнього міоцену (Ананиашвили, Минашвили, 1990; Minashvili, 1992; Попов и др., 2009).

Район Мангишлака і прилеглі території характеризуються розрізом нижнього олігоцену у складі світ: узунбаської, куюлуської, кенджалинської та сольоновським (Столяров, в Геол. и биол. события.., 1996). В Узбекістані (Південно-східний Устюрт, Південне Приаралля, Хорезм) в розрізі олігоцену виділяються лони, характерні для Кримсько-Кавказької шкали. Починається розріз з лони Lenticulina hermani, що відповідає зоні планктонних форамініфер P18 МСШ. У Кизилкумах вікові аналоги майкопу – сарбатирська світа – залягає з розмивом на шарах з Variamussimus fallax. Відсутні відклади лони Lenticulina hermani. У Ферганській долині олігоцен-нижньоміоценові відклади представлені сумсарським горизонтом, що залягає з незначним розмивом на відкладах ханабадського горизонту (Пинхасов и др. в Геол. и биол. события.., 1996). Згідно стратиграфічної схеми Казахстану відклади олігоцена-нижнього міоцену залягають на чеганському горизонті і поділяються на ащеайрикський, сольоновський, байгубекський та аральський горизонти (Цирельсон, 1987). У Таджикській депресії розріз аналогів майкопу представлений лише олігоценом – санглакським і шурисайським горизонтами – і обмежений низами верхнього олігоцену (Давидзон и др. в Геол. и биол. события.., 1996).

Наведений аналіз засвідчує, що принаймі в межах від Карпат до Закаспію майкопський басейн – це складний гетероморфоструктурний з батиметрично диференційованим різнофаціальним циклічним осадонакопиченням сегмент Тетісу, який мав, незважаючи на численні регіональні відмінності, єдину історію розвитку.

Наведений аналіз засвідчує, що майкопський басейн – це складний гетероморфноструктурний з батиметрично диференційованим різнофаціальним циклічним осадконакопиченням сегмент Тетису, що мав, незважаючи на численні регіональні відмінності, єдину історію розвитку, принаймні в межах від Карпат до Закаспію.

[1] Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна
dir@igs-nas.org.ua

[2] НАК «Надра України», «Західукргеологія»

УДК 550.4:550.93:549.752.143 (47-14)

А.В. Андреев, О.В. Зинченко, А.А. Андреев, С.П. Савенок, Е.А. Хлонь, И.И. Аширова, В.Р. Морозенко

О ВОЗРАСТЕ ВЕЩЕСТВА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ УКРАИНЫ

Обычно в описании осадочных пород фигурируют такие характеристики как их вещественный состав (минералогический, химический, гранулометрический и др.) и состав ископаемых органических остатков, по которым определяется геологическое время седиментации. При этом мало кто задумывается над тем, как соотносятся между собой стратиграфическое положение осадочных образований и возраст вещества, из которого они сложены. Осуществленное в последнее десятилетие массовое определение возраста обломочных цирконов и монацитов из осадочных образований разных регионов мира, в том числе Украины [3,4 и др.], приоткрывают некоторые, порой неожиданные, стороны взаимоотношений между временем образования осадочной породы и возрастом слагающего ее вещества.

Априори предполагается, что любая осадочная порода должна содержать материал всех более древних пород данного региона – потенциальных источников вещества, идущего на ее образование. Такой случай, например, на территории Украины реализуется в триасовых песчаниках южного борта Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ, рис.1.а), в вендских отложениях студеницкой свиты Приднестровья (рис.1б). Возрастные спектры монацитов из этих образований практически непрерывны в диапазоне времени соответственно от 2300 до 200 млн. лет и от 2700 до 600 млн. лет и отражают как геологическое строение территории Украины, так и условия генезиса этих осадков. Одновременно следует отметить, что указанные спектры акцессорных минералов постоянно содержат часть монацитов, возраст которых не отвечает возрасту известных на территории Украины горных пород. Это дает основание считать, что часть материала осадков поступала из источников, расположенных далеко за пределами страны и имевших сложную предысторию.

В осадочных породах неогена и палеогена Украины возрастные спектры монацитов (рис.1.г) имеют отчетливое бимодальное строение: примерно 60% слагающего их вещества имеют раннедокембрийский возраст, остальная часть неопротерозой-фанерозойский, причем значительная доля последнего, по-видимому, привнесена в кайнозойские осадочные породы из дальних источников (диапазон значений возраста 1.5 – 0.4 млрд. лет). Подобный бимодальный характер возрастных спектров монацитов отмечен также в юрских отложениях южного склона ДДВ, отложениях ордовика Приднестровья и других местах, и является господствующим для осадочного чехла Украинского щита и его обрамления.

Особый интерес представляют мономодальные возрастные спектры монацитов (рис.1.в,д,е), усложненные иногда двумя-тремя сближенными максимумами. Они присущи, с одной стороны, древнейшим осадочным породам позднего протерозоя западной части Украины (рис.1.в), формирующимся за счет непосредственного разрушения архей-палеопротерозойского кристаллического основания Восточно-Европейской платформы [1], а с другой – ряду боле молодых стратиграфических подразделений осадочного чехла Украины. К настоящему времени зафиксированы два случая появления мономодальных спектров монацита в осадочных породах фанерозоя: в девонских песчаниках Волыни (Рис.1.д) и каменноугольных отложениях ДДВ (район Западной Шебелинки). Первый случай охарактеризован в публикациях [2], второй исследован впервые (рис.1.е). В обоих случаях возраст вещества (по крайней мере, на уровне обломочного монацита), входящего в состав песчаников, не отвечает геологической позиции точек отбора проб и времени формирования осадков. Неясно, каким образом сносился обломочный материал к месту седиментации в осадочные бассейны, минуя (не затрагивая) уже существовавшие в строении их ложа образования нижнего палеозоя и позднего докембрия (Волынь) или вулканогенного девонского основания и докембрийских кристаллических бортов (ДДВ). Сказанное особенно касается каменноугольных отложений приосевой части ДДВ, в отдельных горизонтах которых вообще не обнаружены

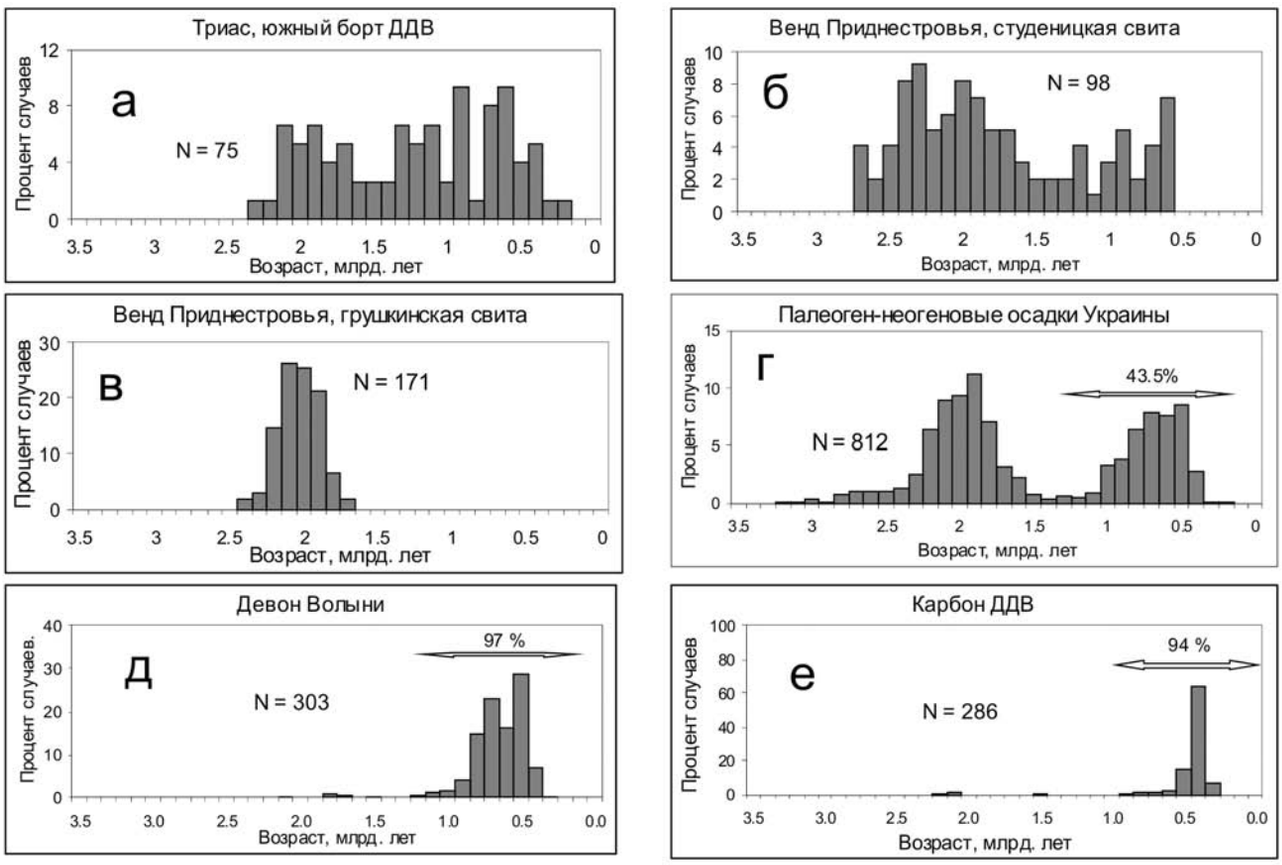


Рис.1. Возрастные спектры монацитов из осадочных образований Украины.

монациты докембрийского возраста (скв.171-1 гл. 4930 м. и 5375 м.), а возраст основной массы монацита (450 млн. лет) удален от времени осадконакопления на ~120 млн. лет.

В свете вышеизложенного актуальность приобретают вопросы: 1) источников обломочного материала осадочных пород, особенно, условий гидродинамического режима его транспортировки в осадочные бассейны; 2) соотношение времени осадконакопления и возраста, так называемых стратиформных месторождений рудных элементов; 3) роли «экзотических» палеонтологических остатков в общем составе биоценоза осадков.

Таким образом, использование возрастных спектров акцессорных минералов осадочных пород позволяет более глубоко и предметно реконструировать палеогеографические условия их накопления в осадочных бассейнах.

1. *Андреев А.А. и др.* Возраст обломочного монацита из отложений венда и нижнего палеозоя Приднестровья // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАНУкраїни. – 2012. – Вип. 4. – С. 11-18.
2. *Андреев А.А. и др.* К проблеме источника неопротерозой-палеозойских монацитов в осадочных образованиях Украины // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України, – 2010. – Вип.3. – С.232-238.
3. *Шумлянський Л, Матеюк В., Мельничук В.* U-Pb вік та ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених із пісковиків поліської серії. Проблема джерела уламкового матеріалу // Геолог України. – 2010. – №3. – С. 78 – 84.
4. *Цымбал С.Н., Гриффин В.Л., Белоусова Е.А. и др.* Возраст и коренные источники цирконов из титано-циркониевых россыпных месторождений Украинского щита // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тез. докл. XIII международ. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (Пермь, 22-26 августа 2005 г.). – Пермский ун-т, 2005. – С. 303-306.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина
andreev@univ.kiev.ua

УДК 551.794(265.53)

А.В. Артёмова, С.А. Горбаренко

РАЗВИТИЕ ПАЛЕОСРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

В основу работы были положены результаты диатомового анализа 8 колонок глубоководных осадков Охотского моря. Колонки донных осадков были отобраны в разных районах Охотского моря.

Колонки охватывают стратиграфический интервал от окончания кислородно-изотопной стадии (КИС) 6 (средний плейстоцен, около 160 тыс. лет) до настоящего времени. Проведенный анализ изменений таксономического состава диатомей позволил выявить важнейшие палеоклиматические события, которые согласуются с глобальной сменой климатических эпох в северном полушарии.

Для более объективной интерпретации данных диатомового анализа проводились сопоставления с результатами геохимических анализов (содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезёма), анализа частиц ледового разноса (IRD) и фораминиферового анализа. Возраст событий изотопно-кислородной шкалы принят в соответствии со шкалой Мартинсона [Martinson et al., 1987]. Полученные данные контролировались данными изотопии, радиоуглеродными и AMS- датировками [Gorbarenko et al., 2002].

Также была сделана временная привязка к пепловым прослоям: TR, K2. Пепловый прослой TR датируется 7500 лет назад. Пепловый прослой K2 занимает обширную площадь центральной части Охотского моря, и датируется согласно радиоуглеродному методу 26 тыс. лет [Горбаренко и др. 2000].

На основе корреляции полученных результатов диатомового анализа с данными других методов проведена реконструкция палеообстановок Охотского моря в позднечетвертичное время. Данные диатомового анализа донных осадков Охотского моря, образовавшиеся последних 160 тыс. лет, отражают последовательность резких ледниково-межледниковых изменений природной среды в плейстоцене и позднем голоцене. Очевидным следствием интенсификации ледообразования Охотского моря в эпохи похолоданий является увеличение доли ледовых видов диатомей и сдвиг области их обитания в центральную часть моря при одновременном снижении продуктивности диатомей.

Первый комплекс диатомей датируется 160-129,8 тысяч календарных л.н., заключительная фаза оледенения КИС 6 [Gorbarenko et al., 2002].

Состав диатомовой флоры указывает на преобладание в акватории Охотского моря холодных водных масс и ослаблением притока теплых тихоокеанских вод. Небольшое количество и видовое разнообразие диатомей, а также высокая процентная доля аркто-бореальных, в том числе и ледовых видов, развитие которых в современном планктоне происходит в условиях покрытого льдами моря, свидетельствует о неблагоприятных для вегетирования диатомей условиях.

Второй комплекс диатомей, 73,9-129,8 тысяч календарных л.н. КИС 5. Согласно данным диатомового анализа данный комплекс соответствует теплым климатическим условиям КИС 5 и отражает снижение продолжительности сезонов стояния ледового покрова. Комплексы диатомей в осадках этого времени по своим характеристикам близки к современным, однако численность диатомей и соотношение видов на протяжении КИС 5 варьирует, отражая большую палеоклиматическую изменчивость условий Охотского моря. Во время стадии выделяются два прохладных события – 5 b и 5 d и три теплых – 5 a, 5 c, 5 e. Во время 5 e, соответствующего оптимуму межледниковья, происходит резкое увеличение содержания диатомовых водорослей в осадке, преобладание океанических и отсутствие ледовых видов диатомей. Причина этого в значительном потеплении климата и снижении продолжительности и интенсивности образования морских льдов. Климатические условия последнего межледниковья были более мягкими, чем в позднем голоцене.

События 5 a и 5 c также отмечены комфортными для продуктивности диатомей условиями. Это отразилось в увеличивающемся числе створок на грамм осадка и большем видовом разнообразии.

Третий комплекс диатомей, 73,9-59,7 тысяч календарных л.н. Для комплекса данного временного интервала характерно низкое содержание диатомовых водорослей. В результате увеличения продолжительности ледового покрова уменьшается количество океанических видов.

Четвертый комплекс диатомей, 59,7-28,5 тысяч календарных л.н. КИС 3, соответствует интерстадиалу, с относительным потеплением в районе Охотского моря, хотя и не достигающим уровней межледниковий. Комплекс характеризуется увеличением численности створок

диатомей и возрастанием процентного содержания океанических видов.

28,5-14.7 тысяч календарных л.н., КИС 2 - наиболее холодный период позднего плейстоцена. Комплексы диатомей, характеризуется сильным обеднением видового состава. Содержание створок в осадках минимальное. Это является результатом того, что продолжительность ледовой экспозиции была более длительной по сравнению с современной, и влияние многомесячного ледового покрова охватывало большую часть бассейна.

14.7-12,8 тысяч календарных л.н. [Gorbarenko et al., 2002].Заключительная стадия последнего оледенения. Во время которой при постоянном низком обилии диатомей, отмечено изменение в экологических комплексах диатомей увеличилось видовое разнообразие.

Изменение в комплексах диатомей отмечено около 12 тыс. лет назад на границе 1-й и 2-й изотопных стадий, во время терминации 1А последнего оледенения. Это выразилось в увеличение обилия диатомей в осадках. Потепление периода терминации 1А приводило к регулярному таянию ледового покрова во время летнего сезона и к условиям, благоприятным для вегетации диатомей в планктоне Охотского моря. Очевидно, с началом дегляциации приток холодных вод с северного шельфа постепенно ослабевал, и они замещались в глубоководных частях моря теплыми тихоокеанскими водами.

12,8-11,6 тысяч календарных л.н. В комплексе диатомей возрастает доля ледовых видов. Число диатомей очень низкое. Это реакция диатомовой флоры на то, что дегляциальное потепление прерывалось сильным, но краткосрочным похолоданием, синхронным событию поздний дриас [Gorbarenko et al., 2002].

11,6-8.3 тысяч календарных л.н. Терминация 1В, начало потепления голоцена. Граница терминации 1В, основание которой датируется 11,6 тыс.л.н., проводится по быстрому росту числа диатомей в осадках. Ледовые диатомеи снижаются до минимального количества, что является результатом значительного потепления и снижения объемов морских льдов.

Последние 8.3 тысяч календарных л.н. Оптимум голоцена – атлантик, наиболее теплый период послеледниковья, начался 8.3 тыс. лет назад и ознаменовался бурным развитием диатомовой флоры, увеличением ее видового разнообразия. Климат охотоморского региона и условия среды моря были наиболее теплыми во время позднего атлантика-суббореала (6-2.5 тыс. лет). В результате уменьшения продолжительности зимних сезонов, повышения уровня моря и возобновления водообмена с Тихим океаном и Японским морем восстановились гидрологические условия, близкие к современным.

1. *Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S, Souton J.R., Kaiser A.* Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. N 183. P. 107-129.
2. *Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie J., Moore T. C., Shackleton N.J.* Age Dating and the Orbital Theory of Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy // Quaternary Research. 1987. № 27. P. 1–30.

Федеральное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, e-mail: artemova@poi.dvo.ru

УДК 563.14:551.734

М.С. Афанасьева, Э.О. Амон

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ РАДИОЛЯРИЙ ДЕВОНА РОССИИ

Оригинальные и ревизионные исследования позволили нам уточнить и детализировать радиоляриевую шкалу девонской системы и описать в девоне 16 биостратиграфических комплексов и три подкомплекса радиолярий (табл. 1) (Афанасьева, 2000; Афанасьева, Амон, 2008, 2009, 2012; Афанасьева и др., 2009; Afanasieva, Amon, 2011).

Нижний девон

Радиолярии позднеэмсского возраста (19 видов из 10 родов) обнаружены на Южном Урале и рассматриваются в качестве биостратона слои с *Primaritripus buribayensis – Entactinia rostriformis*, отвечающего конодонтовой зоне *patulus*.

Средний девон

Эйфельский ярус. Радиолярии позднего эйфеля (18 видов из 12 родов) встречены на

Таблица 1. Биостратиграфические комплексы радиолярий девона России

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны конодонтов	Биостратиграфические комплексы радиолярий					
					Рудный Алтай и Северный Прикаспий*	Тимано-Печорский бассейн	Северный и Средний Урал	Южный Урал и Западные Мугоджары	Средний Урал	Полярный Урал* и Волго-Уральский бассейн
Девонская	Верхний	Фаменский	Нижний	*crepida*	Слои с *Tetrentactinia barysphaera – Holoeciscus auceps**	*Tetrentactinia barysphaera – Retientactino-sphaera magnifica*	*Tetrentactinia barysphaera – Ceratoikiscum famennium*		*Haplentactinia alekseevi – Haplentactinia vilvaensis*	*Tetrentactinia barysphaera – Caspiaza spinifera**
				late triangularis early						
		Франский	Верхний	*linguiformis*	*Polyentactinia circumretia – Bientactino-sphaera egindyensis*			*Polyentactinia circumretia – Bientactino-sphaera egindyensis*		"Уральский" комплекс
				late rhenana		*Bientactinosphaera pittmani – Russirad kazintsovae*				
			Средний	*early jamieae*	*Moskovistella allbororum – Ceratoikiscum ukhtensis*		*Rdm-3*			*Radiobi-sphaera domanicensis – Radiobi-sphaera menneri*
				late hassi early			*Rdm-2*			
				punctata			*Rdm-1*			
			Нижний	*transitans*		Слои с *Palaeo-discaleksus punctus – Astroentactinia biaciculata*		*Primaritripus chuvashovi*		"Уральский" комплекс
				late falsiovalis						
	Средний	Живетский	Верхний	*early disparilis*	*Palaeo-ellipsoides planoconvexa – Palaeo-discaleksus shuldakensis*			*Palaeo-ellipsoides planoconvexa – Palaeo-discaleksus shuldakensis*		
			Нижний	*hermanni-cristatus*						
				varcus						
				hemiansatus						
		Эйфельский	Верхний	*kockelianus*				Слои с *Primaritripus kariukmasensis*		
				australis						
			Нижний	*costatus*						
				partitus						
	Нижний	Эмсский	Верхний	*patulus*				Слои с *Primaritripus buribayensis – Entactinia rostriformis*		

Южном Урале и Западных Мугоджарах и характеризуют слои с *Primaritripus kariukmasensis* в объеме конодонтовых зон *costatus–kockelianus*.

Живетский ярус. Комплекс радиолярии живета Западных Мугоджар с *Palaeoellipsoides planoconvexa – Palaeodiscaleksus shuldakensis* (12 видов из 7 родов) рассматривается нами в объеме конодонтовых зон *hemiansatus–early falsiovalis* и характеризуется доминированием дисковидных и эллипсоидных форм (7 видов из 3 родов).

Радиолярий позднего живета Рудного Алтая представлены многочисленными, но однообразными дисковидными формами (3 вида из 2 родов), которые мы рассматриваем в рамках биостратона с *Palaeoellipsoides planoconvexa – Palaeodiscaleksus shuldakensis*, отвечающего на Рудном Алтае конодонтовым зонам *disparilis–early falsiovalis*.

Ревизионное исследование радиолярий живета из куркудукской и шулдакской свит Западных Мугоджар показало их отличие от

описанного ранее Б.Б. Назаровым (1988) по шлифам комплекса с *Spongentactinella windjanensis – Bientactinosphaera nigra*. Данный биостратон был идентифицирован Б.Б. Назаровым (1988) с живетскими радиолярий из бассейна Кэннинг Западной Австралии, изображение которых стало эталоном для данного биостратона (Nazarov et al., 1982; Назаров, 1988). Название и интервал временного распространения биостратона с *Spongentactinella windjanensis – Bientactinsphaera nigra* сохраняются нами за живетским комплексом радиолярий Западной Австралии (Nazarov et al., 1982; Назаров, 1988; Афанасьева, Амон, 2012).

Австралийский комплекс (15 видов из 7 родов) отличается от своего временного аналога на р. Шулдак Западных Мугоджар развитием сферических радиолярий и отсутствием дисковидных и эллипсоидных форм. Вместе с тем, доминирование дисковидных и эллипсоидных радиолярий (до 65% от общего числа особей) указывает на нормально-морские, но относительно мелководные условия внутреннего шельфа в живете Рудного Алтая и Западных Мугоджар. И наоборот, сферические радиолярии с длинными иглами в комплексе Западной Австралии свидетельствуют о более глубоководных условиях внешнего шельфа.

Верхний девон

Франский ярус. Результаты оригинальных и ревизионных исследований позволили установить в рамках франского яруса шесть комплексов радиолярий:

- *Polyentactinia circumretia – Bientactinosphaera egindyensis* (51 вид из 16 родов), средний и верхний фран Южного Урала, Западных Мугоджар и Рудного Алтая;
- *Bientactinosphaera pittmani – Russirad kazintsovae* (29 видов из 15 родов), верхний фран Тимано-Печорского бассейна и Среднего Урала;
- *Radiobisphaera domanicensis – Radiobisphaera menneri* (11 видов из 7 родов), средний фран (доманиковый горизонт) Южного Урала и Волго-Уральского бассейна;
- *Moskovistella allbororum –Ceratoikiscum ukhtensis* (129 видов из 32 родов), средний фран (доманиковый горизонт) Тимано-Печорского бассейна и Рудного Алтая; комплекс отличается исключительным разнообразием и объединяет три подкомплекса: Rdm-1, Rdm-2 и Rdm-3, различающиеся количественным и качественным составом радиолярий;
- *Primaritripus chuvashovi* (33 видов из 12 родов), нижний-средний фран Южного Урала и Западных Мугоджар;
- *Palaeodiscaleksus punctus – Astroentactinia biaciculata,* нижний фран Тимано-Печорского бассейна. Отличительной особенностью комплекса является появление на севере бассейна многочисленных, но однообразных дисковидных форм (2 вида из 2 родов). На юге бассейна комплекс радиолярий более разнообразен (9 видов из 6 родов), но малочислен, при этом из комплекса исчезают дисковидные формы.

Фаменский ярус. Новое изучение и сравнительный анализ радиолярий раннего фамена позволили нам установить пять комплексов радиолярий:

- *Tetrentactinia barysphaera – Ceratoikiscum famennium* (43 вида из 22 родов), Припятский прогиб, западный склон Северного Урала, восточный склон Среднего Урала, Южный Урал и Западные Мугоджары;
- *Tetrentactinia barysphaera – Retientactinosphaera magnifica* (27 видов из 16 родов), северо-восточная часть Тимано-Печорского бассейна;
- *Tetrentactinia barysphaera – Holoeciscus auceps* (12 видов из 11 родов), Северный Прикаспий;
- *Tetrentactinia barysphaera – Caspiaza spinifera* (54 вида из 26 родов), Полярный Урал;
- *Haplentactinia alekseevi – Haplentactinia vilvaensis*, западный склон Среднего Урала. Однородный таксономический состав комплекса (6 видов 3 родов) и биологический взрыв ажурных решетчатых радиолярий (до 83,3%), вероятно, свидетельствует о формировании ассоциации в условиях открытого Уральского палеоокеана.

«Уральский» комплекс

Анализ особенностей морфологии и палеоэкологической приуроченности так называемых «примитивных мелких пелагических фораминифер» позволяет нам рассматривать некоторые виды из родов *Archaesphaera, Parathurammina* и *Bisphaera* среди радиолярий в составе родов *Astroentactinia, Borisella* и *Trochodiscus*. При этом мы сохраняем за этими своеобразными планктонными организмами живета и франа предложенное Е.В. Быковой (1955) обобщенное название «уральский» комплекс (15 видов из 4 родов).

Длительность радиоляриевых биостратонов девона

Проанализирована длительность радиоляриевых биостратонов девона в абсолютном летоисчислении и выделены две группы: менее длительные (0,5-2,0 млн. лет) и более длительные (2,5-4,5 млн. лет) биостратоны. Количественно преобладает первая группа (82%), среди представителей которой доминируют две подгруппы с длительностью 2,0 млн. лет (31%) и 0,5 млн. лет (25%). Распределение по шкале времени показывает регулярность чередования более и менее длительных биостратонов.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН «Проблемы проис-

хождения жизни и становления биосферы» и РФФИ (проект № 12-05-91155-ГФЕН).

1. *Афанасьева М.С.* Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. М.: Научный Мир, 2000. 480 с.
2. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Новые радиолярии девона Южного Урала. I. Ранний-средний девон (поздний эмс – ранний эйфель) // Палеонтол. журн. 2008. № 5. С. 317.
3. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Новые радиолярии девона Южного Урала. II. Средний-поздний девон // Палеонтол. журн. 2009. № 1. С. 33–46.
4. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Биостратиграфия и палеобиогеография радиолярий девона России. Москва: ПИН РАН, 2012. 280 с.
5. *Афанасьева М.С., Амон Э.О., Гутак Я.М.* Новые радиолярии среднего-верхнего девона Рудного Алтая // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425. № 3. С. 355–360.
6. *Быкова Е.В., Поленова Е.Н.* Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области. Л.: Гостоптехиздат, 1955. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып.87. 320 с.
7. *Назаров Б.Б.* Радиолярии палеозоя. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1988. 232 с.
8. *Afanasieva M.S., Amon E.O.* Devonian radiolarians of Russia // Paleontological Journal. 2011. V. 45. No. 11. P. 1313–1532.
9. *Nazarov B.B., Cocbain A.E., Playford P.E.* Late Devonian Radiolaria from the Gogo Formation, Canning Basin, Western Australia // Alcheringa. 1982. V. 6. P. 161–174.

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
afanasieva@paleo.ru,
amon@paleo.ru

УДК 551.734.5(477.7+478.9)

О.И. Берченко

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИДОБРУДЖСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПРОГИБА

Первая стратиграфическая схема девона Придобруджского прогиба была составлена по материалам скважин, пробуренных на территории Молдовы [1]. Верхний девон представлен франским и фаменским ярусами. По литологическим признакам отложения были расчленены на две пачки – нижнюю пачку черных известняков и верхнюю пачку светлых известняков, и отнесены условно к франскому ярусу и нижнефаменскому подъярусу верхнего отдела девона. Возраст этих отложений определялся их положением в разрезе между фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными и среднедевонскими отложениями [1, с. 36]. Определенное время эта схема была основой при составлении региональных стратиграфических подразделений Украинской части Придобруджского прогиба. При проведении масштабных поисково-разведочных работ на нефть и газ на территории Западного Причерноморья возникла необходимость создания своей стратиграфической схемы, которая позволяла бы коррелировать отложения, вскрытые множеством скважин на разных структурно-фациальных площадях. Такая схема была опубликована в 1984 г. [2]. Однако дальнейшие исследования вскрыли ее несовершенность (некоторые свиты оказались невалидными – не имеющими географических названий и описаний стратотипов). Поєтому встал вопрос необходимости ревизии старых и выделении новых свит. Такая работа была проведена коллективом геологов Львовского отделения УкрНИГРИИ. В 1991 г. Г.М. Помяновская опубликовала стратиграфическую схему юго-запада Русской платформы [3, с. 54–63], в которой были выделены свиты, а сам регион рассматривался как субрегион Русской платформы. Однако, эта схема не была официально утверждена Украинским региональным межведомственным стратиграфическим комитетом. В 1993 г. была опубликована утвержденная УРМСК и ныне действующая схема [4], которая значительно отличалась от схемы, предложенной Г.М. Помяновской [3]. Однако обе схемы, по нашему мнению, имеют свои недостатки. Свиты франского яруса, установленные Г.М. Помяновской условно [3, с. 62], не имеют ни послойного литологического описания, ни литологической колонки с обя-

зательным сопровождением промыслово-геофизических диаграмм. Тем не менее, большинство выделенных ею свит, имеют право на существование.

Проведя анализ существующих схем, учтя данные предыдущих исследователей (П.Д. Цегельнюка, 1981, 1984; К.Я. Гуревича, 1978 и др.), а также новые материалы, полученные при изучении керна скважин, пробуренных на Восточносаратской, Желтоярской и Заречненской площадях, нами предлагается модернизированная схема верхнедевонских отложений Придобруджского прогиба. В схеме выделены две структурно-фациальные зоны (СФЗ) – саратско-тузловская и ренийско-змеиноостровская, шесть свит и впервые установлены горизонты, что позволяет проводить корреляцию с горизонтами Волыно-Подолии, а также центральных и северных регионов Восточно-Европейской платформы.

Отложения франского яруса в саратско-тузловской СФЗ представлены салчанской, бурнасской и когильникской свитами.

Салчанская свита выделена Г.М. Помяновской [3]. В нынешнем варианте мы оставляем название свиты, изменив ее объем и выделив парастратотип по скважине Восточносаратская 5, гл. 2500–2960 м. Мощность свиты до 200 м.

Бурнасская свита выделяется впервые. Стратотип описан по скв. Восточносаратская 5, гл. 2688–2800 м. Мощность свиты до 112 м.

Когильникская свита выделена Г.М. Помяновской [3]. Парастратотип описан по скв. Восточносаратская 5, гл. 2520–2688 м. Мощность свиты до 200 м.

В Ренийско-змеиноостровской СФЗ франские отложения представлены одной доломитовой толщей, установленной в 1984 г. и вскрытой скв. Рени1, гл. 413–821 м. Мощность свиты ≈ 400 м.

В фаменском ярусе установлены киргижская, зарянская и заречненская свиты.

Киргижская свита выделена Г.М. Помяновской в 1991 г. [3]. Стратотип свиты установлен по скв. Восточносаратская 1, гл. 1765–2084 м. Мощность свиты до 380 м.

Зарянская свита установлена Г.М. Помяновской в 1991 г. [3]. Свита изначально автором делилась на две части. Мы предлагаем к зарянской свите относить только нижнюю часть, представленную доломитами с прослоями глинистых или доломитизированных известняков, мергелей и ангидритов. Мощность свиты до 200 м.

Заречненская свита устанавливается впервые. Она соответствует верхней части зарянской свиты в понимании Г.М. Помяновской [3] и представлена преимущественно доломитизированными и глинистыми известняками с прослоями известкового мергеля. В ней установлен богатый комплекс органических остатков, характерных для зиганского и хованского горизонтов Восточно-Европейской платформы.

1. *Трандафилова Е.Ф. Капцан В.Х.* Сафаров Э.И. и др. Схема стратиграфии девонских отложений // Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Ї Кишинев: Изд-во АН МССР, 1968. — С. 29Ї43.
2. *Геология шельфа УССР.* Стратиграфия / Отв. ред. Ю.В. Тесленко. – К.: Наук. Думка, 1984. – 181 с.
3. *Помяновская Г.М.* Девон юго-запада Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. – Ленинград, 1991. – С. 54–63. (Мат-лы Межведомств. регион. стратиграфич. совещ. по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, Ленинград, 1988).
4. *Стратиграфическая* схема девонских отложений // Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. – Киев, 1993.

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.7

Н.С. Болиховская[1], А.Н. Молодьков[2]

КЛИМАТО-ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ, ЭПР И ИК-ОСЛ ДАННЫМ)

Авторами с 1998 года проводится работа по реконструкции и корреляции основных палеоклиматических событий с целью построения климато-хроностратиграфического каркаса

плейстоцена Северной Евразии. Источниками информации о динамике изменений климата, растительности, морских бассейнов и других компонентов природной среды стали образования основных седиментационных обстановок – континентальных и морских.

В рамках палиностратиграфических исследований Н.С. Болиховской особое внимание уделялось детальному палинологическому изучению разрезов, в которых новейшие отложения представлены почти в полном объеме и охарактеризованы всем комплексом палеогеографических методов (геоморфологического, литолого-минералогического, палеопочвенного, палеомагнитного, абсолютного датирования, палеоботанического, палеофаунистического и др.). Наиболее перспективными объектами для решения вопросов климатостратиграфии, воссоздания непрерывной палеогеографической летописи и корреляции палеоклиматических событий континентального плейстоцена стали опорные разрезы Лихвин, Араповичи, Стрелица, Отказное, Молодова и др., расположенные в центре и южной половине Восточно-Европейской равнины. Эта территория, вследствие многократного развития здесь в плейстоцене покровных оледенений, мерзлотных процессов и периодов лёссообразования, относится к тем ключевым регионам Северной Евразии, где наиболее успешно решаются вопросы климатостратиграфии новейших отложений и периодизации палеоклиматических событий плейстоцена. Синтез результатов детального палинологического анализа и мультидисциплинарного изучения указанных разрезов позволил определить возраст содержащихся в них межледниковых, перигляциальных (межстадиальных, межфазиальных, стенопериглациальных) и гляциальных палинофлор, реконструировать фазы в развитии растительности почти непрерывного ряда глобальных климатических ритмов разного ранга и, используя обширный комплекс историко-флористических, палеофитоценотических и климато-стратиграфических критериев, выполнить их дробное климатостратиграфическое расчленение и корреляцию.

Поскольку диапазон ^{14}C метода датирования составляет примерно последние 30–40 тыс. лет, для абсолютной хронологии реконструируемых палеоклиматических этапов плейстоцена преимущественно использовались данные более перспективных методов определения возраста четвертичных отложений – электронно-парамагнитнорезонансного (ЭПР) анализа остатков малакофауны и метода оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) зерен полевых шпатов из вмещающих отложений. ЭПР-летопись изменений климата и уровня моря в объеме неоплейстоцена была получена А.Н. Молодьковым по более чем 450 образцам раковин моллюсков, отобранным главным образом из трансгрессивных морских отложений от Средиземноморья до Шпицбергена и от Балтики до Новосибирских островов, а также Антарктиды. Большая часть раковин отобрана из разновозрастных отложений арктического палеошельфа, являющегося свидетельством чередующихся морских трансгрессий (событий относительно высокого уровня моря), во время которых большие эпиконтинентальные бассейны занимали обширные области северного побережья Евразии.

Частотное распределение ЭПР-датировок на временной шкале образует ряд интервалов (ЭПР-кластеров), которые могут быть сопоставлены со временем значительного потепления климата, с таянием ледников и с трансгрессией Мирового океана. Интервалы времени, где ЭПР-определения отсутствуют (ЭПР-хиатусы), сопоставлены с существенными похолоданиями климата или периодами развития покровных оледенений в северном полушарии, сопровождаемыми регрессией океана и значительными ухудшением природной обстановки на континенте. Таким образом, получена независимая климато-хроностратиграфическая запись, отражающая чередование во времени крупных палеоклиматических событий ледникового и межледникового ранга.

Интегрированный подход позволил выполнить корреляцию межледниково-ледниковых сукцессий в различных средах и установить абсолютную хронологию основных палеогеографических событий плейстоцена Северной Евразии в объеме последних ~900 тыс. лет [1, 2 и др.] (рис. 1). Согласно составленной схеме периодизации и корреляции межледниковых и ледниковых событий, хрон Брюнес охватывает 15 крупных климатических этапов: 8 межледниковий, включая голоцен, и 7 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга. Средний плейстоцен составляют 12 горизонтов, отвечающих последовательно (снизу вверх) гремячьевскому межледниковью и морской изотопной стадии (МИС) 19, девицкому похолоданию (МИС 18), семилукскому межледниковью (единичная ЭПР датировка 715 тыс. л.н., МИС 17), донскому оледенению (~ 660 – 610 тыс. л.н.; МИС 16), мучкапскому межледниковью (ЭПР-кластер 610–536 тыс. л.н., ~ МИС 15), окскому оледенению (ЭПР-хиатус 536–455 тыс. л.н. ~ МИС 14–12), лихвинскому межледниковью (ЭПР-кластер 455–360 тыс. л.н., ~ МИС 11), калужскому похолоданию (ЭПР-хиатус 360–340 тыс. л.н. ~ МИС 10), че-

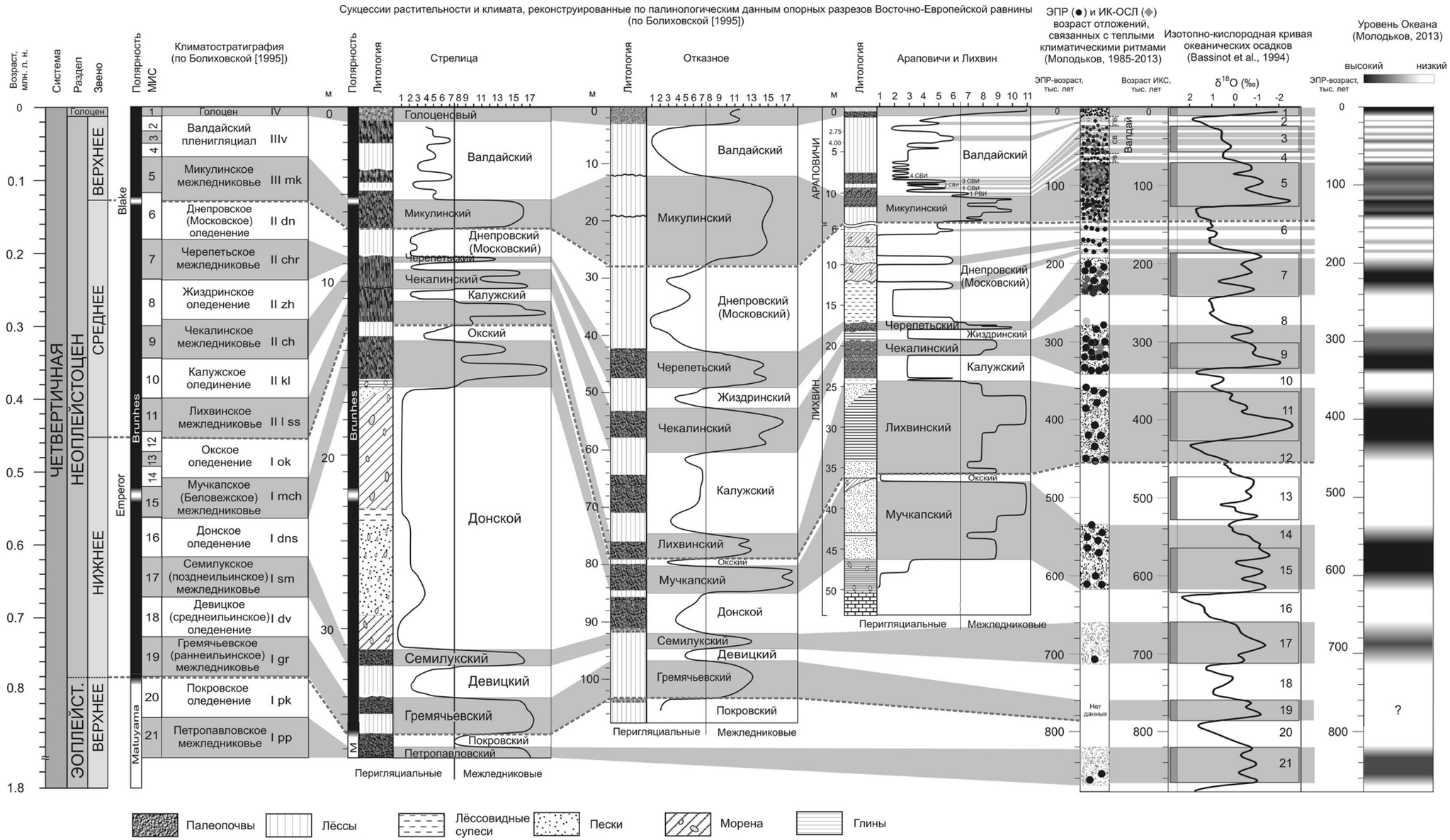


Рис. 1. Климато-хроностратиграфическая схема плейстоцена Северной Евразии (в объеме последних ~900 тыс. лет) [по Молодькову, Болиховской, 2011]

калинскому межледниковью (ЭПР-кластер 340–280 тыс. л.н., ~ МИС 9), жиздринскому похолоданию (ЭПР-хиатус 280–240 тыс. л.н., ~ МИС 8), черепетьскому межледниковью (ЭПР-кластер 240–205 тыс. л.н., ~ МИС 7) и днепровскому (московскому) оледенению (ЭПР-хиатус 205–145/140 тыс. л.н., ~ МИС 6). В позднеплейстоценовое звено входят горизонты, соответствующие микулинскому межледниковью (ЭПР-кластер ~ 145/140)–70 тыс. л.н., ~ МИС 5) и валдайскому времени (~ 70–11 тыс. л.н., МИС 4–2, «межстадиальные» ЭПР-кластеры ~ 66–61, 59–52, 48–40, ~ 32, 28–23, ~ 17 и 13,5 тыс. л.н.).

Инверсия Матуяма-Брюнес (~780 тыс. л.н.), исходя из палинологических материалов разрезов Стрелица (на Верхнем Дону), Отказное (на Средней Куме), Ливенцовка и Маргаритовка (в северо-восточном Приазовье) и палеомагнитных данных, полученных для этих разрезов Е.И. Вириной и С.С. Фаустовым, находится в верхней части отложений покровского ледникового этапа (МИС 20).

1. *Молодьков А.Н., Болиховская Н.С.* Климатохроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии (по данным палинологического, ЭПР и ИК-ОСЛ анализов отложений) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. Сборник научных статей. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 года» / Ред. Н.С. Болиховская, С.С. Фаустов. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 44–76.
2. *Molodkov A., Bolikhovskaya N.* Climatochronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Estonian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol 59. P. 49–62.

[1] Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University,
Moscow,
nbolikh@geogr.msu.ru

[2] Research Laboratory for Quaternary Geochronology, Tallinn University of Technology, Estonia,
molodkov@gi.ee

УДК 551.7

N.S. Bolikhovskaya[1], S.S. Faustov[1], A.K. Markova[2]

CLIMATOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE EAST CAUCASIAN FORELANDS

The object and methods

The study section of Quaternary strata ~160 m thick is located in the middle reaches of the Kuma River (East Caucasian Forelands) near Otkaznoye Village (44°19' N, 43°51' E). The section exposes the most thick and stratigraphically complete sequences of Pleistocene deposits known in southern regions of the European Russia. Ones were studied by authors collectively with a number of specialists (A.A.Velichko, V.P.Udartsev – lithology; D.R.Morozov, T.D.Morozova – paleosoils; N.S.Bolikhovskaya – palynology; S.S.Faustov, E.I.Virina – paleomagnetism; A.A.Markova – small mammals).

Detailed palynologic and paleomagnetic analyses were carried out for two vertical profiles (Bolikhovskaya, 1995; Virina et al., 1990). Longest Profile I shows deposits ~140 m thick penetrated by a borehole on the interfluvial plateau (at ~245.5 m a.s.l.). There are exposed sediments of three sedimentary cycles. The first cycle contains alluvial deposits (126.2–136.4 m) and subaerial member including three well-developed paleosols (115.8–126.2 m), the second cycle – alluvium (112.6–115.8 m) and subaerial formations with two paleosols (107.35–112.6 m). In the third cycle there is alluvial-proluvial series (64.9–107.35 m) and a thick member of loessial deposits that contain 6 paleosol complexes (1.4–64.9 m). The Matuyama-Brunhes reversal (~0.783 Ma) was found at 75 m a.s.l. The Jaramillo episode has been recognized within the Matuyama zone in the 104.7–113.0 m interval. According to pollen data, deposition of this interfluvial series took place during the Early – Upper Pleistocene and ended in formation of thick upper loess, the latter being formed during the Dnieper glacial time and the first half of the Mikulino (Eem) Interglacial. The results obtained from Upper Pleistocene deposits studied in this profile are complemented by analysis of Valdai sediments of lower terraces of the Kuma R.

Palynological characteristics of deposits penetrated below the Brunhes-Matuyama boundary are fragmentary and permit reconstructions only for some stages of the Early Pleistocene. Specifically two phases are recognized in layers dated to the Jaramillo event. The first phase corresponds to climate cooling and increased aridity, with *Betula* sect. *Fruticosae*, *B*. sect. *Nanae*, *Alnaster* present in the dominant grass steppes. The second phase was distinguished by warming and increase in humidity; during that phase there existed broadleaf forests.

Profile II is located near the Otkaznoye reservoir dam, at the upper part of the Kuma valley slope (at ~217.8 m a.s.l.). More than 50 m sequence exposed in a quarry wall is attributed to the third sedimentary cycle. Palynological data enable us to identify Middle Pleistocene horizons below the modern soil. The Brunhes-Matuyama boundary has been also found in the upper part of the alluvial-proluvial series (at 37.5 m).

Palynostratigraphy and climatic stratigraphy of the Pleistocene sediments

Pleistocene palynoflora recovered from the Otkaznoye section includes pollen and spores belonging to more than 150 taxa (46 species, 37 genera and more than 70 families) of trees, shrubs, dwarf shrubs, herb and grasses. The detailed stratigraphic subdivision of the studied sequence is based on historical and floristic materials obtained by analysis of species and genera of arboreal and non-arboreal plants in Pleistocene interglacial floras in terms of the presence of Neogene relicts and changes in the relationship among various geographical groups of dendroflora. The data thus obtained, when compared with results of palynological studies of Late Cenozoic sequences in adjacent regions, permitted to specify position of boundaries between stratigraphic units within the Pleistocene.

Judging from the pollen spectra, the loess-like sandy loam penetrated by a borehole in profile I at a depth of 1.25–9.0 m took place at the thermoxerotic stage of the Mikulino Interglacial. That is unambiguously indicated by the following: 1) high proportion of broadleaf pollen – up to 71%, including oak – up to 69%), elm (*Ulmus*) – up to 17% and European hazel (*Corylus avellana*) – up to 32%; 2) presence of *Picea* sect. *Omorica*, *Betula* sect. *Costatae*, *Quercus pubescens*, *Q. petraea*, *Q. robur*, *Carpinus betulus*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata*, *Acer* sp., *Ulmus laevis*, *Corylus colurna* a.o.; 3) sequence of broadleaf pollen culminations (oak → elm); 4) characteristic order of phase alternation in the evolution of vegetation; 5) the considered flora position in the sequence; etc. The periglacial forest-steppe and semidesert pollen assemblages recovered from 9.0 to 22.6 m depth interval suggest their accumulation during the previous – Dnieper – glacial epoch. The underlying loess–paleosol member (22.6–54.5 m) includes several paleosol complexes (from PC I to PC IV). It accumulated during prolonged Oka–Dnieper interval (Middle Pleistocene) that included three interglacials and two cold intervals of glaciation rank. The conclusion is based on the nature of individual phases in the reconstructed evolution of vegetation; on the presence of Pliocene relicts (*Juglans*, *Ostrya*, *Morus*, *Daphne*, *Myrica* and others) in palynofloras of PC II and PC IV; composition of taxa in dendroflora and their number (26); and some other characteristics.

As for profile II, pollen analysis revealed no Late Pleistocene deposits in the sequence; paleosol complex PC II occurs directly under the modern soil. According to Bolikhovskaya (1995) the loess-paleosol strata consisting of PC II, PC III, PC IV and intervening loess developed during the Likhvin s.str. Interglacial corresponds to MIS 11 (PC IV and overlying loam of layer 21), Kaluga Glaciation (layers 9 to 20 – loess 3, PC III, and loess 4), and Chekalin Interglacial (PC II). The underlying deposits attributed to the Brunhes chron are dated to the lower part of the Middle Pleistocene. The Oka glacial time is characterized by pollen assemblages recovered from pale bluish-gray loam (layer 29). Paleosol complex PC V (layers 30–38) formed during the Muchkap Interglacial. Accumulation of layers 39–46 corresponds to the Don glacial time (MIS 16). Pollen assemblages from layers 47 to 59 provide information on its environments and their geological age. The layers 47 to 59 formed during the Gremyachie Interglacial (MIS 19), the Devitsa cold epoch of glacial rank (MIS 18) and the Semiluki Interglacial (MIS 17).

A comprehensive palynological information provided a means for reconstructing evolution of flora, vegetation and climate for all 15 interglacial and cold stages of the Brunhes Chron that is ~780 ka. For the most part of this period the Terek-Kuma Lowland was occupied by interglacial forest-steppes or by periglacial forest-steppes. For the first time in Middle-Pleistocene history, steppes became dominant here at one of phases of the Likhvin Interglacial (MIS 11) during which Paleosol Complex IV was formed in steppe and forest-steppe environments. More than a hundred of small mammal remains from PC IV were studied (*Spermophilus pygmaeus* Pallas, *Spalax microphtalmus* Guldenstaedt, *Cricetus cri-*

cetus Linnaeus, *Cricetulus migratorius* Pallas, *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova, *Lagurus lagurus* Pallas, *Microtus* ex. gr. *arvalis-socialis*). This rodent fauna is attributed to Singil'-Gunki fauna assemblage (synchronous with the Likhvin interglacial) suggests also steppes and forest-steppes being dominant landscapes at that time. Dry steppes and semi-deserts that appeared occasionally in the Middle Kuma basin at some warm Early Pleistocene intervals assumed dominant importance during Middle-Late Pleistocene, first at the cryoxerotic stage of the Dnieper ice age (~MIS 6), and later at the same stage of the Valdai glacial epoch (~MIS 4-2); the vegetation at those stages bore all the characteristics of periglacial vegetation. Dominance of forest landscapes was established with certainty for five intervals. At the Muchkap Interglacial (~MIS 15) prevailing were broad-leaved forests with a considerable participation of subtropical species. Broad-leaved forests (mesophytic or xerophytic) occupied the region during the interglacials corresponding ~ MIS 9, MIS 7 and MIS 5. Individual phases during the Kaluga cold epoch (~MIS 10) were marked by dominance of forests of spruce and Siberian stone pine. The named five «forest» periods correspond to the maximum climate-induced rises of Caspian Sea level during the Middle-Late Pleistocene.

Bolikhovskaya, N.S. 1995. The Evolution of Loess-Paleosol Formation of Northern Eurasia. Moscow University Press, Moscow, 270 pp. (in Russian).

Virina, I.I., Udartsev, V.P., Faustov, S.S., Chernova, L.M. 1990. Paleomagnetic stratigraphy of loess sediments of the Caucasian forelands // Quaternary: methods, stratigraphy and ecology // Abstracts of VII All-Union Conference. Tallinn, vol. 1, pp. 120-121. (in Russian)

Acknowledgments

The Bolikhovskaya' study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant no. 11-05-00093) and Markova' study – by the RFBR (grant no. 13-05-00056).

[1] *Faculty of geography, Lomonosov Moscow State University,*
Moscow, 119991, Russia,
nbolikh@geogr.msu.ru

[2] *Institute of Geography of RAS, Staromonetny 29, 109017*
Moscow, Russia,
amarkova@list.ru

УДК 56:551.781

Д.Д. Вага, А.С. Андреева-Григорович

РЕГИОНАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОБЪЕМ ПЕРЕРЫВОВ/НЕСОГЛАСИЙ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ТЕТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Как известно, биозональная стратиграфия имеет большое значение при определении относительного возраста осадочных пород. Детально разработанные биозональные шкалы по различным организмам, в особенности остаткам микро - фауны и флоры дают возможность не только осуществлять подробное расчленение и корреляцию изучаемых разрезов, но также позволяют определить уровни перерывов, размывов и несогласий с достаточно высокой точностью. Эта особенность имеет большое значение и несет потенциал при поисках месторождений полезных ископаемых. Давно известно, что с перерывами и несогласиями генетически связаны крупные месторождения нефти и газа, урана и других полезных ископаемых. Поэтому очевидным становится важность изучения этих интервалов геологического времени и стратиграфии.

На примере материала наннопланктонной биостратиграфии указано возможность его применения для точного определения положения, возраста и объема, как «очевидных» перерывов, так и «скрытых». При изучении наннофоссилии с палеогеновых отложений с разрезов расположенных на южном склоне Украинского щита, Горном Крыму, северо-западного шельфа Черного моря, Северного Предкавказья и Северного Кавказа были выделены и прослежены несколько уровней одновозрастных несогласий и перерывов. С целью региональной корреляции выделенных уровней перерывов были учтены данные других исследователей занимающихся наннопланктонной биостратиграфией в пределах Северного Причерноморья, северного склона Украинского щита, акватории северно-западного шельфа Черного моря, разрезов Северного Кавказа, Азербайджана, Армении, Нижнего Поволжья, Прикаспийской впадины, южной Туркмении и Таджикской депрессии. В результате сделан вывод, что выделенные перерывы имеют локальное,

региональное и возможно даже глобальное значение. Отсюда также выплывает, что в пределах северного Тетического региона почти нет ни единого полного разреза палеогена, где бы сохранилась вся геологическая летопись. Исключением могут лишь, служит разрезы, которые были расположены в более глубоких участках палеобассейна, как например осевые части Восточных Карпат и Большого Кавказа, где существовали условия с постоянным приносом материала и откладывались мощные толщи терригенных и слабокарбонатных отложений.

Появления перерывов в осадконакоплении свидетельствует о смене гидрологических, гидродинамических и седиментологических условий палеобассейна. Считается, что главной причиной их проявления является колебание уровня мирового океана. Последнее сегодня с точки зрения тектоники литосферных плит рассматривается как результат интенсивного магматизма и спрединга (рождения новой океанской коры) в срединно-океанических хребтах. Этот процесс приводит к подъему уровня морской воды и трансгрессиям (Turcotte, Schubert, 2007). Поэтому при корреляции уровней несогласий и перерывов были взяты во внимание схемы колебания уровня мирового океана (Haq et al., 1987) и палеогеографические карты палеогена для данного региона.

Отсутствие и выпадение с изученных разрезов стандартных биозон международной стратиграфической схемы служило основанием определения объема перерывов, а также установить их продолжительность (GTS, 2004;2012). Для разрезов, которые изучались авторами, были построены графики скоростей осадконакопления. Наличия значительной разности в скоростях осадконакопления до (ниже) и после (выше) выделенного перерыва/несогласия принималось как дополнительное доказательство его проявления.

Выделенные перерывы могут, служит в качестве надежных и обоснованных границ для построения секвенс-стратиграфичеких моделей для этого региона, ведь секвенсы выделяются как хроностратиграфические единицы ограниченные региональными перерывами.

В общем количестве в палеогене северной Тетической области выделено семь крупных уровней перерывов и несогласий:

Первый уровень отвечает границе меловой и палеогеновой системе. Согласно наннопланктону оно определяется отсутствием зон Nephrolithus frequens и Markalius inversus и возможно нижней части зоны Cruciplacolithus tenuis. Перерыв устанавливается на широкой территории, начиная с разрезов Горного Крыма на западе до Южной Туркмении на востоке. Продолжительность составляет меньше 1 до 3,5 млн. лет.

Второй уровень установлен на границе раннего и позднего палеоцена.В отличие от первого уровня имеет локальное распространение – в обнажений и разрезах скважин Горного Крыма и северо-западного шельфа Черного моря. Отвечает интервалу отсутствия зон Ellipsolithus macellus (NP4), Fasciculithus tympaniformis (NP5) и нижней части Heliolithus kleinpelli (NP6). В пределах северо-западного шельфа Черного моря этому интервалу отвечает менее продолжительный перерыв, где отсутствует нижняя часть зоны Ellipsolithus macellus (NP4a). Общая продолжительность составляет 1-3,5 млн. лет.

Третий уровень наименее продолжителен (около 0,7 млн. лет) и относится к категории скрытых, ибо установлен лишь по данным наннопланктонной биостратиграфии. Выделяется в средней части качинского горизонта (верхний палеоцен) по отсутствию зоны Discoaster gemmeus (NP7). Имеет региональное значение: прослеживается с Горного Крыма до южного Туркменистана.

Четвертый уровень выделяется на границе палеоценовой и эоценовой эпох. Перерыв характеризуется невыдержанностью в географическом распространении. Определяется выпадением с разреза интервал зон Discoaster multiradiatus (NP9)- Discoaster binodosus (NP12). Продолжительность соизмеримая с перерывами первого и второго уровней: 1-3,6 млн. лет.

Пятый уровень имеет локальный характер. Он установлен в пределах Северного Причерноморья в раннеэоценовых отложениях по отсутствию двух наннозон: Tribrachiatus orthostylus (Marthasterites tribrachiatus (NP12)) i Discoaster lodoensis (NP13). Продолжительность этого перерыва/несогласия составляет 2.65 млн. лет. Есть вероятность, что этот уровень является продолжением предыдущего, четвертого уровня прерванного кратковременным осадконакоплением отложений с зоной Discoaster binodosus (NP11). Если это правильно, то этот перерыв будет самым продолжительным и объемным.

Шестой уровень представлен «скрытым» перерывом, который условно можно выделить между зонами Nannotetrina fulgens (NP15) и Discoaster tani nodifer (NP16), граница между которыми разными исследователями выделяется в середине керестинского или между куберлинским и керестинским горизонтами среднего эоцена Крымско-Кавказской области. На этом отрезке отчетливо видны следы переотложения зональных видов, что затрудняет однозначное

определения положения границы. Определить продолжительность данного уровня не представляется возможным. Его возникновение можно связать с неблагоприятными условиями осадконакопления в среднем эоцене в пределах крымских и кавказских разрезов.

Седьмой уровень имеет локальное распространение и устанавливается в пределах Северного Причерноморья в верхней части верхнеэоценовых отложений. Устанавливается по отсутствию зон Isthmolithus recurvus (NP19), Sphenolithus pseudoradians (NP20) и нижней части зоны Ericsonia subdisticha (NP21). Продолжительность составляет примерно 1 млн. лет.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.782.1(477.7)

Ю.В. Вернигорова

ГРАНИЦА ТАРХАНСКОГО И ЧОКРАКСКОГО РЕГИОЯРУСОВ МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА НА ВОСТОКЕ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Керченский полуостров является стратотипическим для тарханского и чокракского региоярусов, отложения которых были впервые здесь выделены Н.И. Андрусовым. Разрез на мысе Тархан принят как стратотип тарханского региояруса (Стратотипы ярусов неогена, 1975). Разрез Малый Камышлак (5,5 км к востоку от мыса Тархан) предложен М.Ф. Носовским и др. в качестве неостратотипа тархана (Носовский, Барг, Пишванова, Андреева-Григорович, 1976), а И.А. Гончаровой – гипостратотипа для тарханского и чокракского региоярусов (Гончарова, 1989).

В разрезе Малый Камышлак между отложениями несомненно тарханского (слои с *Lentipecten corneus denudatus* = «тархан s. str.», «тарханский горизонт», «тарханские слои») и чокракского (зюкские слои) возрастов залегает толща глин (мощностью около 94 м), известная в литературе как «спириалисовые глины». Авторы неостратотипа назвали их «юраковскими слоями». Эти глины без видимых следов перерыва залегают на слоях с *Lentipecten corneus denudatus* и представлены переслаиванием глин светло-серых, зеленовато-серых, буровато-серых разной степени слоистости, алевритистости, известковистости (Г.Д. Ананиашвили, 1985, И.А. Гончарова 1989, Ростовцева, 2012). Перекрываются они толщей переслаивания известняков, мергелей, алевритов, глин (зюкские слои). Сходное строение имеет разрез урочища Скеля, который расположен в 1,5 км восточнее разреза Малый Камышлак. Разрез тархан-чокракских отложений мыса Такиль несколько иной. Здесь, в отложениях чокракского возраста отсутствует мелководная фация (зюкские слои) и эта часть разреза представлена глинистой (глубоководной) фацией чокрака (по Н.И. Андрусову, А.Д. Архангельскому, Б.П. Жижченко).

Возраст спириалисовых глин данных разрезов дискуссионный. Одни исследователи: Р.Л. Мерклин, И.М. Барг, М.Ф. Носовский, И.А. Гончарова эти глины в полном объеме относят к тарханскому региоярусу. Другие (Н.И. Андрусов, Г.Д. Ананиашвили, А.К. Богданович, Б.П. Жижченко, И.Д. Коненкова, Ц.Д. Минашвили, Н.А. Трофимович, Ю.В. Вернигорова) придерживаются мнения, что в разрезах Малый Камышлак, Скеля, мыса Такиль только их нижняя часть (от 1,0 до 13 м мощности) относится к тарханскому, а верхняя – к чокракскому региоярусу.

Анализ видового разнообразия комплексов моллюсков, остракод и фораминифер показал, что у каждой из этих палеонтологических групп есть свои критерии для проведения тархан-чокракской границы в толще спириалисовых глин Керченского полуострова:

Моллюски. Р.Л. Мерклиным (1950) исследованы палеоэкологические особенности моллюсков спириалисовых глин разрезов Малый Камышлак, Скеля и мыса Такиль. Полученные данные указывают, что комплекс моллюсков из этих глин по своему составу относится к средиземноморскому типу и ближе всего стоит к комплексу моллюсков из тарханских отложений, что послужило Р.Л. Мерклину основанием всю толщу спириалисовых глин этих разрезов отнести к тарханскому региоярусу. По данным И.А. Гончаровой (1976, 1989), в разрезе Малый Камышлак смена состава двустворчатых моллюсков отмечена уже в самых ни-

зах юраковских слоев, а выше по разрезу наблюдается постепенное изменение моллюскового комплекса так, что окончательно он меняется на чокракский в подошве зюкских слоев. По Г.Д. Ананиашвили (1985), нижняя часть спириалисовых глин разреза Малый Камышлак (примерно 0,5 м мощности) и разреза Скеля (примерно 1,0 м) содержит виды индексы тарханского региояруса, а выше, глины этих разрезов вмещают моллюски, которые являются общими для тархан-чокракских отложений.

Остракоды. По данным Г.Ф. Шнейдер (в раб.: Богданович, Гончарова, 1976, Гончарова, 1989), в 4,1 м от подошвы юраковских слоев разреза Малый Камышлак в отложениях присутствует вид *Pseudobythocythere dromas* (Schn.) (=*Trachyleberis* ? *dromas* Schn.), а на расстоянии 49,6 м от подошвы – *Eucytheropteron inflatum* (Schn.) (=*Eucytheropteron* ex gr. *inflata* Schn.), которые считаются руководящими для отложений чокракского региояруса Восточного Паратетиса (Шнейдер, 1959).

Фораминиферы. Распределение фораминифер исследовано в спириалисовых глинах разрезов Малый Камышлак, урочища Скеля, а также мыса Такиль:

Разрез Малый Камышлак. По И.О. Джанелидзе (в раб.: Г.Д. Ананиашвили, 1985), начиная с 26,2 м от подошвы глин, появляются руководящие для чокракского региояруса виды: *Quinqueloculina akneriana rotunda* Gerke, *Q. pyrula* (Karrer), а уже с 32,2 м от подошвы и до их кровли в составе фораминифер постоянно присутствуют руководящие для чокракского региояруса Восточного Паратетиса виды: *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke, *S. tschokrakensis plana* O. Djan., *S. haidingerii* Orb., *S. haidingerii aculeata* Bogd., *S. megrelica* O. Djan., *Quinqueloculina akneriana rotundata*, *Q. pyrula*, *Q. elongata-carinata* Bogd., *Q. akneriana longa* Gerke, *Q. gracilissima* Bogd., *Spiroloculina irma* Bogd., *Tschokrakella caucasica* (Bogd.). По А.К. Богдановичу (в работе: И.А. Гончаровой, 1989), в 12,3 м от подошвы появляются первые руководящие чокракские виды: *Sigmoilinita tschokrakensis*, *S.* ex gr. *haidingerii*, *Triloculina* aff. *subfoliacea* (Bogd.), а уже в 20,5 м от подошвы и выше к ним добавляются: *Quinqueloculina akneriana longa*, *Q. akneriana media* Bogd., *Discorbis* aff. *tschokrakensis* Bogd., *Nonion parvus* Bogd., *Tschokrakella* sp. По И.Д. Коненковой (Коненкова, 1984, Коненкова Е.М. Богданович, 1994), на уровне 1,0-1,5 м от подошвы глин появляются: *Sigmoilinita tschokrakensis* forma *angusta* (Gerke), *S. haidingerii*, *S. haidingerii aculeata*, *Quinqueloculina akneriana akneriana* Orb., *Discorbis tschokrakensis*, которые являются руководящими для чокракских отложений, а выше по разрезу к этому списку постепенно добавляются: *Sigmoilinita tschokrakensis plana* (Gerke), *S. tschokrakensis* forma *compressa* (Gerke), *S. haidingerii tschokrakensis* Bogd., *Triloculina subfoliacea*, *Tschokrakella longiuscula* (Bogd.)

Разрез урочища Скеля. По О.И. Джанелидзе (в раб.: Г.Д. Ананиашвили, 1985), уже в 12,7 м от подошвы спириалисовых глин появляются руководящие для чокрака виды: *Sigmoilina haidingerii tschokrakensis*, *S. tschokrakensis*, *Quinqueloculina elongata-carinata lata* Bogd., *Q. akneriana longa*, *Q. akneriana argunica*, *Q. akneriana rotundata*, *Spiroloculina irma* Bogd., *Triloculina subfoliacea*. Н.А. Трофимович (1998) отмечает, что в нескольких метрах от подошвы спириалисовых глин и выше, до их кровли, встречены виды: *Quinqueloculina akneriana* (Orb.), *Q.* aff. *dmitrovae* Bogd., *Q. orbignyana* Bord., *Q. laevigata* (Orb.), *Q. circularis* (Born.), *Q. selene* (Kar.), *Ammonia beccarii* (L.) которые датируют эту часть разреза чокракским возрастом. По данным Ю.В. Вернигоровой (2012) примерно в 12,0 м от подошвы в толще глин появляются руководящие чокракские виды: *Sigmoilina tschokrakensis*, *Quinqueloculia akneriana longa*, *Articulina tchokrakensis* Bogd.

Разрез мыса Такиль. По данным Ю.В. Вернигоровой в 13 м от кровли слоя с *Lentipecten corneus denudatus* в комплексе фораминифер наблюдается вспышка миллиолид и появляются руководящие чокракские виды: *Sigmoilina haidingerii tschokrakensis*, *Quinqueloculina elongata-carinata*, *Q. longiuscula* Bogd., *Q. akneriana longa*, *Q. akneriana argunica*, *Triloculina subfoliacea*.

Таким образом, анализ особенностей распределения палеонтологических групп показал, что спириалисовые глины в разрезах Малый Камышлак, Скеля и мыса Такиль имеют тархан-чокракский возраст, а граница между тарханским и чокракским региоярусами по моллюскам, остракодам и фораминиферам проводится в этих глинах на разных уровнях. Решающее значение для проведения этой границы, на наш взгляд, имеют фораминиферы и остракоды, руководящие чокракские виды которых появляются уже в нижней части спириалисовых глин.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
vernigorof@yandex.ua

УДК 5551.781/.782(083.4)(477)

Ю.В. Вернигорова[1], Т.С. Рябоконь[1], Н.Н. Обшарская[2], Л.А. Фиколина[2]

СТРАТИГРАФИЯ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ОЛИГОЦЕН – НИЖНИЙ МИОЦЕН) КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Вопросы стратификации майкопских отложений на территории юга бывшего СССР обсуждались на третьем пленарном заседании постоянной стратиграфической комиссии по палеогеновой системе Межведомственного стратиграфического комитета в 1960г. (Бюлл. МСК, 1961, №3, с.46-49). Было решено рассматривать майкопские отложения в ранге серии с делением на три подсерии: нижнюю, среднюю и верхнюю. Предложено выделять только местные стратиграфические подразделения. Границу палеогена/неогена решено проводить между средним и верхним майкопом, считая, что верхний майкоп целиком относится к миоцену.

Таким образом, до конца 60-х XX ст при расчленении майкопских отложений Южной Украины официально использовались местные подразделения в рамках трехчленного деления майкопской серии, что нашло отражение в стратиграфических схемах Крыма (Маймин, 1951; Дикенштейн и др., 1958; Геология СССР. Крым, 1969; Стратиграфія УРСР. Палеоген, 1963; Стратиграфія УРСР. Неоген, 1975). Представленное в этих схемах деление майкопской серии было позднее наследовано в стратиграфической схеме Южноукраинской нефтегазоносной области (Геология шельфа УССР. Стратиграфия, 1984), утвержденной УРМСК в 1982г. Новым в ней явилось выделение региональных стратонов – горизонтов: планорбеллового, молочанского и керлеутского в олигоцене, отвечающим нижнему и среднему майкопу и батисифонового в нижнем миоцене – верхнему майкопу.

Конец XX ст и начало XXI ст – время развития новых взглядов на стратиграфию майкопской серии Восточного Паратетиса (Носовский, 1992, 1998, 2003; Андреева-Григорович, 2004; Попов, Ахметьев и др., 1993; Палеогеография и биогеография…, 2009 и др).

В стратиграфической схеме палеогеновых отложений южных областей Украины 1993г. для среднего майкопа Крымского полуострова была принята номенклатура региональных подразделений Северного Причерноморья: серогозский, асканийский и горностаевский горизонты. Но, как показало ГДП-200, эти горизонты (регионяруса) верхнего олигоцена на Крымском и Керченском полуостровах не распознаются из-за литолого-палеонтологических отличий.

В стратиграфических схемах неогеновых отложений южной Украины 1995 г. (автор М.Ф. Носовский) и Крыма 1996 г. (автор С.В. Белецкий) верхний майкоп относился к сакараульскому и коцахурскому регионярусам и арабатскому (батисифоновому) и королевскому горизонтам соответственно. На сегодняшний день, согласно требованиям Стратиграфического кодекса Украины (2012), термины «горизонт» и «регионярус» имеют одинаковые критерии и являются синонимами. Работы проведенные на Керченском полуострове в последние десятилетия показали, что установленные в верхнем майкопе регионяруса (горизонты) не распознаются на большей части территории полуострова ни по палеонтологическим, ни по литологическим критериям.

Представленная нами модернизированная стратиграфическая схема майкопских отложений Керченского полуострова основана на сохранении трехчленного деления майкопской серии как историко-геологической этапности майкопского бассейна; на понимании региональных стратиграфических подразделений – регионярусов – как этапов геологической истории майкопского бассейна в регионе, которое отражает особенности осадконакопления и последовательность развития фаун и флор, населявших его.

Нижний майкоп состоит из двух регионярусов: планорбеллового и молочанского.

Планорбелловый регионярус объединяет отложения, сформировавшиеся в Южноукраинской палеоседиментационной провинции во временном интервале от границы эоцена/олигоцена до первого эпизода опреснения Восточного Паратетиса в олигоцене (в молочанско-полбинское время).

Молочанский регионярус охватывает отложения, сформировавшиеся в Южноукраинской палеоседиментационной провинции в эпоху первого опреснения Паратетиса в олигоцене, которое прослеживается в Евразии от предгорьев Альп на западе до отрогов Памира и Тянь-Шаня в Средней Азии (Палеогеография и биогеография…, 2009).

Среднему майкопу отвечает керлеутский регионярус, который охватывает отложения, формировавшиеся в Южноукраинской палеоседиментационной провинции в майкопскую эпоху во временном интервале от первого опреснения Паратетиса в молочанско-полбинское время до границы олигоцена/миоцена.

Верхний майкоп предлагается объединить в арабатский регионярус (горизонт) (рабочее название), который охватывает отложения, сформировавшиеся в Южноукраинской палеоседиментационной провинции в майкопскую эпоху

во временном интервале от границы палеогена/неогена до тарханского времени.

На Керченском полуострове планорбелловый регионярус охватывает планорбелловую, индольскую и дюрменскую свиты, а также вновь выделенную за результатами ГДП-200 восточнокерченскую свиту, которая объединяет глубоководные отложения планорбеллового возраста, распространенные на большей части полуострова.

Молочанский регионярус – азаматскую свиту, вновь установленные гавриленковскую и коп-такильскую толщи. Гавриленковская толща, выделенная по предложению В.В.Павленко, распространена на юго-западе Керченского полуострова и в восточном районе Предгорного Крыма. Коп-Такильская толща объединяет глубоководные отложения молочанского возраста, распространенные на востоке полуострова.

Керлеутский регионярус представлен керлеутской свитой и вновь выделенной дубровской толщей, распространенной на востоке Керченского полуострова.

Арабатский регионярус (горизонт) (рассматривается как предложение) на Керченском полуострове включает в себя арабатскую свиту, королевские слои и глинисто-сидеритовую толщу. Арабатская свита является типовой для этого регионяруса и распространена на юго-западе, западе и севере полуострова. Королевские слои подчинены арабатской свите, имеют ограниченное распространение на западе и севере полуострова, выделяются как биостратиграфическое подразделение «слои с фауной». Глинисто-сидеритовая толща прослеживается на востоке полуострова и фациально замещает арабатскую свиту.

[1] Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
vernigorof@yandex.ua

[2] Крымская комплексная
геолого-разведывальная партия казенного
предприятия «ЮЖЭКОГЕОЦЕНТР»

УДК 5551.781/.782(083.4)(477)

С.В. Викулин

ХВОЙНОЕ *DOLIOSTROBUS* (DOLIOSTROBACEAE) – КЛЮЧЕВОЙ ЭЛЕМЕНТ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ФЛОР ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕВЕРНОГО ПЕРИТЕТИСА

Doliostrobus - одно из самых замечательных вымерших хвойных Европейского палеогена. Сейчас род *Doliostrobus* Marion трактуется как монотипный с одним типовым видом *D. taxiformis* (Sternberg) Kvaček. Таксон известен со времени написания палеоботанической работы Каспара Штернберга «Flora der Vorwelt» (1820). Позднее Marion (1888) установил *Doliostrobus* в качестве вымершего рода сем. *Araucariaceae.* За почти два века исследований этого хвойного из европейсеого палеогена описаны побеги, листовые кутикулы, шишки, семена, анатомически изучена его древесина, но систематическое положение и по ныне является предметом дискуссий. Buzek et al. (1968), а также Mai (1976) выражали сомнение в принадлежности таксона к современным араукариевым, поскольку *Doliostrobus* имеет общие черты с представителями таксодиевых.Kunzmann (1999) поместил *Doliostrobus* в трибу Cunninghamieae сем. *Cupressaceae*. Признаки строения побегов *Doliostrobus* напоминает наиболее архаичную среди таксодиевых хвойных куннингамию. Не-араукариевое родство *Doliostrobus*, указывающее на его сродство с *Cunninghamia* было подчеркнуто последующим палео фито- хемотаксономическим анализом ископаемых терпеноидных биомаркеров ископаемой смолы (Otto et al 2002). Проанализировав строение семян и древесин Kvaček (2002) предложил относить род к вымершему семейству хвойных *Doliostrobaceae*, ведущему свое начало от меловых предков, сочетавших таксодиоидные и араукариоидные признаки. Морфотаксон древесины *Doliostroboxylon* (Dolezych in Junge et al 2005) имеет промежуточные ксилотомические признаки, общие для сем. *Podocarpaceae*, и *Araucariaceae*; по внешнему виду его ствол напоминал араукарию. К вымершему семейству *Doliostrobaceae* возможно принадлежит пыльца, определяемая как *Araucariacites europaeus.*

Систематика

Семейство *Doliostrobaceae* Kvaček

Genus ***Doliostrobus*** Marion

Doliostrobus taxiformis (Sternberg) Kvaček (рис. 1А, 1В - К)

Базионим: 1833 *Cystoseirites taxiformis* Sternb., Fl. Vorwelt, II, fasc. 5u. 6: 35, pl.18, fig. 1.

Сокращенная синонимия: 1971 *Doliostrobus taxiformis* (Sternberg) Kvaček. Palaeontogr. Abt. B, 135 (3-5): 118-123, pl. 31, figs 1-16, 19. pl. 32, figs 1-7; 1999 Kunzmann, Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 45: 84–89, figs 15, 16, pl. 16-20.

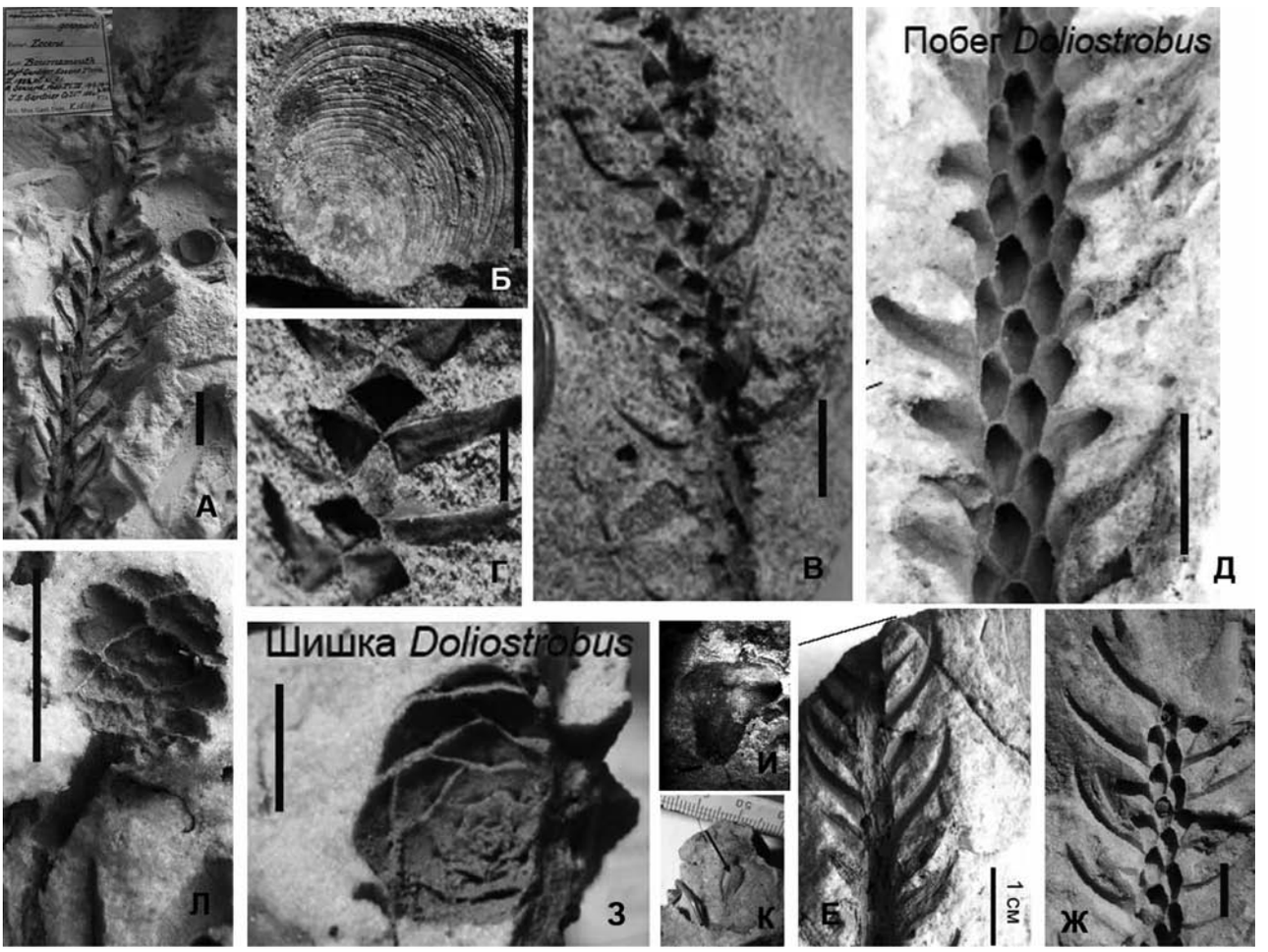


Рис.1. Эоценовые хвойные (*Doliostrobus, Quasisequoia*) окрестностей Северного Перитетиса. Все фотографии выполнены С.В.Викулиным, БИН РАН © 2012-2013. А – *Doliostrobus taxiformis*, coll. J.S. Gardner, Eocene, Bournemouth, Brit.Mus.Geol.Dpt. V 523; Б-Г, эоцен, Канев, колл.И.В.Васильева, ВСЕГЕИ: морской моллюск (Б), *D. taxiformis* (В-К); Д-К, Полесское (Могильное), Житомирская обл., ср. эоцен (бучак), Е, К – колл.АН. Криштововича, ЦНИГР музей; Д, Ж-И, колл. С.В. Викулина и С.Г.Жилина, БИН РАН. З – женская шишка; И, К – чешуи шишки, стрелкой отмечено наличие всего одного семени на чешуе: Л: эоцен, ПИН РАН, Баки, Ю. Урал - *Quasisequoia couttsiae*. Масштабная линейка – 1 см.

D. taxiformis был широко распространен в эоцене Западной и Восточной Европы. В бучакских флорах Украины, также как в эоценовой флоре Чехии, Англии, Германии, побеги и семенные чешуи и шишки *Doliostrobus* встречаюся совместно с видами субтропичесих лавровых, миртовых, буковых *Dryophyllum*, *Eotrigonobalanus*, альтингиевых S*teinhauera*, и пальмами *Sabal* (Викулин, 1987а,б; 1990; 1991, 2011, 2013). Эта древесная эоценовая субтропическая растительность, вероятно произрастала на олиготрофных субстратах, поскольку в местонахождениях часто бывает приурочена к аллювиальным песчанистым фациям. В среднеэоценовых флорах России (Вислое, Белгородская обл.; Каменка/Шевелево, Курская обл.) и в бучакских флорах Украины, хвойные также представлены многочисленными вегетативными побегами *Doliostrobus.* В Европейской России, Прибалтике, Украине вид бесследно исчезает в самом конце позднего эоцена или олигоцене. *D. taxiformis* из некоторых среднеэоценовых местонахождений юга России и Украины, происходит из песчаников с моллюсками (1Б) (Канев), и со следами морских древоточцев на окременелой древесине *Cupressinoxylon* sp. (Вислое, Белгородская обл.). В конце среднего-начале позднего эоцена *Doliostrobus* часто встречается в песчаниках из местонахождений Могильно и Рыжаны; в лигнитах Екатеринополья. Отсюда происходит палеофлоротип так называемой «полтавской» («древлянской» по С.Г. Жилину) флоры А.Н. Криштофовича (ср. эоцен, бучакский ярус, Полесское (Могильно), Коростень, Житомирская обл.). Для палеогеновых флор Тетисовой палеофлористической области в окрестностях Северного Перитетиса: в атлантической, центральноевропейской, вос-

точноевропейской и в западноказахстанской провинциях - характерны хвойные растения, относимые к вымершим родам и семействам (*Doliostrobus, Quasisequoia*), и к современным: *Taxodium, Sequoia, Glyptostrobus*. Среди раннепалеогеновых форм это прежде всего *D. taxiformis* и *Q. couttsiae* (*Cupressaceae*), достигавшие весьма внушительных размеров, были способны произрастать в различных растительных сообществах. Поскольку деревья эти полностью вымершие, их аутоэкология не может быть экстраполирована исходя лишь из экологических особенностей современных видов и родов хвойных, но лишь путем системной интерпретации палеоэкологических обстановок исчезнувших растительных сообществ, в которых они произрастали. Чаще всего представляли собой интразональный элемент, реже – зональный элемент растительности. *D.taxiformis* был широко распространенным элементом субтропических эоценовых прибрежных (рипарийных) лесов. К концу палеогена – в олигоцене, и особенно в миоцене, экологическая ниша данного эоценового доминанта оказалась занятой *Quasisequoia couttsiae*, а затем представителями современных родов: *Taxodium mucronatum, T. dubium* или *G. europaeus* (Викулин, 2011). Архаические хвойные меловые реликты европейского палеогена *Doliostrobus* и *Quasisequoia* (1Л) окончательно исчезают в неогене в связи с похолоданием и глобальной перестройкой всей биоты Тетиса. В позднеэоценовых волынских песчаниках Карпихи и Кочетына Житомирской обл. и одновозрастных с ними песчаниках Тима/Молотычей, Курск. обл. отсутствуют араукариоидные побеги *Doliostrobus*. В этих позднеэоценовых – раннеолигоценовых флорах в небольшом количестве появляются побеги *Taxodiaceae* - *Quasisequoia* и *Taxodium* (Викулин и др 2005; Викулин, 2011; Vikulin et al 2003).

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН,
лаб. палеоботаники,
Ст. Петербург, Россия
vickulin@gmail.com

УДК 551.3.051 (282.256.341)

Е.Г. Вологина[1], С.С. Воробьева[2], Н.В. Кулагина[1]

БИОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕН-ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ БАЙКАЛА

Морфологически впадина оз. Байкал состоит из трёх глубоководных котловин (Южная, Средняя и Северная), которые отделены друг от друга подводными поднятиями (Бугульдейская перемычка и Академический хребет). В котловинах голоценовые отложения состоят из пелагических илов и турбидитов. Чередование этих осадков в разрезах свидетельствует о том, что спокойные условия осадконакопления периодически прерывались лавинной седиментацией, которая могла быть спровоцирована береговыми оползнями, сползанием материала по подводным склонам внутри озера, селями на водосборе. На подводных возвышенностях происходит относительно спокойное осадконакопление. В отложениях отсутствуют турбидитовые слои, а скорости осадконакопления значительно ниже, чем в глубоководных частях озера.

Академический хребет. Донные отложения, вскрытые короткими (до 1 м) грунтовыми трубками на подводном Академическом хребте, представлены илами и подстилающими их глинами. Илы состоят из автохтонного биогенного (створки диатомей, реже спикулы губок) и аллохтонного терригенного (пелит с малой примесью алеврита и единичными зёрнами песка) материала. Глины представлены преимущественно пелитом с песчано-алевритовой примесью и представляют собой вязкие пластичные породы оливково-серого цвета. В поверхностных биогенно-терригенных илах наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis, A. islandica, Cyclotella minuta, C. baicalensis, Synedra acus var. radians, Stephanodiscus meyerii, St. inconspicuus, Cyclostephanos dubius* [Bradbury et al., 1994; Вологина и др., 2009]. В верхней части горизонта глин обнаружен позднеплейстоценовый вид *Stephanodiscus flabellatus* (14000 календарных лет согласно [Bradbury et al., 1994]). Таким образом, в процессе исследования мы имели дело с голоценовыми илами и позднеплейстоценовыми глинами. Суммарная концентрация диатомей существенно меняется от почти полного отсутствия в позднеплейстоценовых глинах до 200 миллионов створок на грамм сухого осадка (млн ств./г) в голо-

ценовых биогенно-терригенных илах, что связано с изменениями климата на рубеже плейстоцен-голоцен.

Палинологический анализ также показал существенное различие между глинистыми отложениями, с низким содержанием пыльцы и спор, и илистыми – со спектрами, характеризующими постепенное развитие лесных формаций. Во время накопления глин растительность прилегающей территории была под влиянием позднеплейстоценового (сартанского) похолодания, а в более благоприятных условиях голоцена (образование илов) происходило формирование растительного покрова, близкого современным лесам побережья Байкала.

Мощность голоценовых отложений на Академическом хребте изменяется от 6 см до 70 см. Исходя из того, что нижняя граница голоцена оценивается разными исследователями от 10.5 до 11.5 тыс. лет [Roberts, 1998; Petit et al., 1999; Neustadt, 1982], скорость накопления осадков на Академическом хребте в голоцене составляет 0.005–0.06 мм/год. Эти оценки согласуются с результатами непосредственно измеренной в этом районе методами ^{210}Pb и ^{14}C скорости осадконакопления, составляющей соответственно 0.015 [Вологина, Штурм, 2009] – 0.025 мм/год [Колман и др., 1993].

Бугульдейская перемычка. Поверхностные отложения (до 1 м) Бугульдейской перемычки представлены биогенно-терригенными илами, биогенная часть которых состоит главным образом из створок диатомей, терригенная составляющая – из пелита и минеральных зерен алевритовой и песчаной размерности. Доминирующий комплекс диатомей представлен планктонными видами, характерными для голоценового возраста – *Aulacoseira baicalensis, A. islandica, Cyclotella minuta, C. baicalensis, Synedra acus var. radians, Stephanodiscus meyerii, St. inconspicuus, Cyclostephanos dubius.* В осадках прослеживается влияние речного стока. В небольшом количестве присутствуют *Aulacoseira ambigua*, *A. granulata*, *A. subarctica*, мелкоклеточные виды рода *Stephanodiscus*. Периодически встречаются сворки *Melosira varians*, *Ellerbeckia arenaria* forma *teres*. В заметном количестве (0.1–0.9 млн ств./г) наблюдаются бентосные диатомеи – виды родов *Fragilaria, Cocconeis, Opephora, Gomphonema, Hannaea, Achnanthes* и др. Отмечается присутствие древних переотложенных видов миоцен-плейстоценового возраста (10 таксонов) с невысокой численностью (0.01–0.14 млн ств./г или 0.01–0.07 %). Общее содержание планктонных диатомей в разрезе достигает 102.4–300.4 млн ств./г; бентосных – 0.98–4.03 млн ств./г (0.4–2.1 %). В осадках встречались цисты золотистых водорослей (до 36 миллионов экземпляров на грамм сухого осадка (млн экз./г)) и спикулы губок (до 80 тысяч экз./г).

Спорово-пыльцевые спектры соответствуют позднеголоценовой растительности. Основной лесообразующей породой является сосна обыкновенная с участием сосны кедровидной, лиственницы, ели и пихты. На некоторых глубинах встречены переотложенные неогеновые формы.

Скорость современного осадконакопления на Бугульдейской перемычке по разным данным составляет 0.2 [Кузьмин и др., 2001] и 0.86 мм/год [Вологина, Штурм, 2009], что значительно превышает этот показатель на Академическом хребте. Повышенная скорость накопления осадков в этом районе связана с интенсивным поступлением терригенного материала с водами крупнейшего притока Байкала - р. Селенги.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН № 34.

1. *Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В.* Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2009, т. 2 (1), с. 35-47.
2. *Вологина Е.Г., Штурм М.* Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 933–940.
3. *Колман С.М., Купцов В.М., Джойнс Г.А., Картер С.Д.* Радиоуглеродное датирование байкальских осадков // Геология и геофизика, 1993, (10-11), с. 68-77.
4. *Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н.* Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1-2), с. 8–34.
5. *Bradbury J.P., Bezrukova Ye.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G., King J.W., Likoschway Ye.V.* A synthesis of post-

glacial diatom records from Lake Baikal // J. Paleolimnol., 1994, v. 10, p. 213-252.
6. *Neustadt M.I.* On problems and subdivision of the Holocene, especially in USSR // Striae, 1982, (16), p. 91-94.
7. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delayque G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from Vostok ice core, Antarctica // Nature, 1999, (399), p. 429-436.
8. *Roberts N.* The Holocene. An Environmental History. Second edition. London, Blackwell Publishers, 1998, 304 p.

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
vologina@crust.irk.ru

[2] Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

УДК 561:551.763(571.63)

Е.Б. Волынец

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ВПАДИН ПРИМОРЬЯ

Нижнемеловые и сеноманские отложения занимают более 60% площади Приморья, слагая значительную часть складчатой структуры Сихотэ-Алиня и более детально изучены в Партизанской – на юго-востоке, Раздольненской – юго-западе и Алчанской – северо-западе впадинах (рис. 1).

Валанжин, готерив(?). Прибрежно-морские (ключеевская свита) и синхронные им континентальные (капреевская толща) отложения известны в бассейне р. Партизанская. Во флористическом комплексе (ФК) представлены разнообразные папоротники, им сопутствуют цикадофиты, принимают участие хвойные и др. Характерными видами являются *Alsophilites nipponensis*, *Adiantopteris sawamurae* и *Dictyozamites kawasakii.*

Баррем. Изучены континентальные отложения с двумя ФК: ранний старосучанский в Партизанской и уссурийский в Раздольненской впадинах. Для них характерно разнообразие папоротников при одинаковом участии хвойных и цикадофитов. Характерны: *Weichselia reticulata, Polypodites verestchaginii, Cladophlebidium dachuricum, Pterophyllum sutschanense*, *Araucariodendron oblongifolium*.

Апт. Остатки растений происходят из прибрежно-морских отложений Алчанской, угленосных Раздольненской и Партизанской впадин Приморья. В раннеассикаевском ФК из Алчанской и липовецком ФК из Раздольненской впадин доминируют папоротники и цикадофиты, при подчиненном значении хвойных. В позднем старосучанском ФК из Партизанской впадины доминируют папоротники, субдоминантами являются хвойные. В целом, при значительном участии и разнообразии типичных мезофитных папоротников и цикадофитов, характерно первое появление эволюционно-продвинутых представителей родов *Osmunda, Anemia, Birisia, Sequoia, Taxites*, которые в альбское время во флоре будут играть заметную роль.

Ранний альб. В Раздольненской и Партизанской впадинах флороносные слои изучены из угленосных отложений, а в Алчанской - из прибрежно-морских. В раннегаленковском ФК Раздольненской впадины отмечается доминирование цикадофитов и папоротников, тогда как в раннем северосучанском ФК Партизанской впадины доминируют папоротники и хвойные. Особенность этапа – рост участия представителей «молодых» родов *Osmunda, Anemia, Birisia, Sequoia, Taxites* при сокращении разнообразия в целом.

Средний альб. Три ФК установлены из континентальных образований: позднеассикаевский для Алчанской, поздний северо-сучанский – Партизанской и среднегаленковский – Раздольненской впадин. Папоротники и хвойные доминируют во ФК, среди которых велико участие эволюционно-продвинутых представителей родов *Anemia, Osmunda, Birisia, Arctopteris, Sequoia, Sphenolepis, Torreyites* и *Taxites («Cephalotaxopsis»).* Характерная особенность этапа это появление последнего таксона высшего ранга покрытосеменных с морфотипами листьев Laurifolia и Rosifolia.

Поздний альб. Прибрежно-морские и континентальные осадки включают в себя остатки растений. В Алчанской впадине выявлен позднеалчанский ФК с тремя подкомплексами: ранним, средним и поздним. В раннем велико значение папоротников и хвойных, снижена роль цикадофитов и не проявлено участие цветковых. В среднем при доминировании папоротников и хвойных, субдоминантами выступают цикадофиты и покрытосеменные (морфотипы Laurifolia, Rosifolia, Ranunculifolia, Platanifolia). В позднем на первый план выдвигают-

<table>
<tr><th rowspan="3">Ярус</th><th rowspan="3">Подъ-ярус</th><th rowspan="3">Аммонитовые слои</th><th colspan="3">Меловые впадины Приморья</th></tr>
<tr><th>Алчанская</th><th>Раздольненская</th><th>Партизанская</th></tr>
<tr><th colspan="3">Флористические комплексы</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Сено-ман</td><td>Верхний</td><td rowspan="2">?</td><td>Столбовский</td><td rowspan="2">Поздне-коркинский</td><td>Дадяньшанский</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td rowspan="2">?</td><td rowspan="2">Бровничанский</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Альб</td><td rowspan="3">Верхний</td><td rowspan="3">Eogunarites</td><td rowspan="3">Поздне-алчанский</td><td rowspan="3">Ранне-коркинский</td></tr>
<tr><td>Романовский</td></tr>
<tr><td>Кангаузский</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Средний</td><td rowspan="2">Paragastroplites и Grycia</td><td rowspan="2">Раннеалчанский</td><td rowspan="2">Позднегален-ковский</td><td rowspan="2">Френцевский</td></tr>
<tr><td>Gastroplites</td><td>Поздне-ассикаевский</td><td>Средне-галенковский</td><td rowspan="2">Поздний северосучанский</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Нижний</td><td>Tetrogonites и др.</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="2">Ранне-галенковский</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Puzosia и Leconteites</td><td>Ранний северосучанский</td></tr>
<tr><td>Поздне-липовецкий</td><td rowspan="3">Поздний старосучанский</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Апт</td><td>Верхний</td><td>Acanthohoplites</td><td rowspan="2">Ранне-ассикаевский</td><td rowspan="2">Ранне-липовецкий</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td>Hulenites</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Барр-ем</td><td>Верхний</td><td rowspan="3">Haplocrioseras</td><td></td><td rowspan="2">Уссурийский</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td></td><td rowspan="2">Ранний старосучанский</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Готе-рив</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Верхний</td><td rowspan="2">?</td><td></td><td></td><td rowspan="4">Ключевский</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="3">Валан-жин</td><td>Верхний</td><td>Homolsomites</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Нижний</td><td rowspan="2">Phyllopachiceras и др.</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td></tr>
</table>

Рис. 1. Фитостратиграфическая схема и аммонитовые слои для трех основных раннемеловых – сеноманских впадин Приморья.

ся цветковые (морфотипы Laurifolia, Rosifolia), а участие других групп растений резко сокращается. В Партизанской впадине установлены три ФК: френцевский, кангаузский и романовский. Для первых двух характерна доминирующая роль папоротников и хвойных, при возросшем участии ранних цветковых и снижении роли цикадофитов. В романовском ФК при доминировании хвойных резко сокращается разнообразие во всех других группах. В Раздольненской впадине установлен позднегаленковский и раннекоркинский ФК. В первом разнообразны папоротники и цикадофиты, сокращается участие хвойных и невелика роль цветковых (Laurifolia), а во втором доминируют папоротники и хвойные, незначительно участие покрытосеменных. Особенность этого этапа – высокое таксономическое разнообразие в середине позднего альба и его резкий спад в терминальном альбе.

Ранний сеноман. Континентальное осадконакопление. Установлен бровничанский (Партизанская впадина) ФК, в котором значительно участие цветковых (41%; морфотипы Laurifolia, Rosifolia, Ranunculifolia, Platanifolia), равное - папоротников и хвойных, при редком – цикадофитов (*Otozamites*).

Поздний сеноман. Континентальное осадконакопление. Столбовский (Алчанская впадина), дадяньшанский (Партизанская впадина) и позднекоркинский (Раздольненская впадина) ФК были установлены. Доминирование цветковых, которым сопутствуют хвойные, редкие папоротники, единичные гинкговые и цикадофиты. Для этого этапа характерно значительное участие платаноидов среди покрытосеменных, появление водной плавающей растительности (водных цветковых и папоротников).

Таким образом, нижнемеловые отложения в Партизанской впадине начинают накапливаться в валанжине, в Раздольненской – барреме и в Алчанской - апте, а завершение осадконакопления произошло в позднем сеномане. Необходимо отметить, что на границе раннего и позднего мела произошли значительные геологические и климатические события, с которыми, вероятно, связано нарушение устойчивости ведущих раннемеловых растительных формаций («цикадофитовый чапарраль») и формирование новых (платановые леса).

Работа выполнена по Программе Президиума РАН, проект № 12-I-П28-01.

Биолого-почвенный институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия
e-mail: volynets61@mail.ru

УДК 551.79

M.R. Hecker

CORRELATION OF THE TOURNAISIAN AND VISEAN (LOWER CARBONIFEROUS) OF THE MOSCOW AND DONETS BASINS WITH THE TYPE AREA (BELGIUM): STATE OF ART AND MAJOR PROBLEMS

Detailed biostratigraphical zonation established by Conil *et al.* (1990) and Poty *et al.* (2006) is used for correlation of the Moscow and Donets Basins with the Dinant Basin (Belgium), type area of the Tournaisian and Visean, as well as the data on distribution of Foraminifera, rugose corals, conodonts, ammonoids, miospores and other fossil groups in the Lower Carboniferous of the Moscow in Donets Basins provided in publications by Dobrolyubova (1958), Soshkina (1960), Vasilyuk (1960), Poletaev *et al.* (1990), Kuzina and Poletaev (1991), Makhlina *et al.* (1993), Hecker (1997), Ogar (2010) and some other (Hecker, 2001, 2002, 2007, 2009, 2012).

In the Moscow Basin, miospore assemblage of the lower Kupavna corresponds to the lower VI Zone (lowermost Tournaisian), rugose assemblage of the Malevka suggests correlation with the RC1β Subzone, foraminiferal and rugose complexes of the Chernyshino indicate the lower Ivorian (Cf2 and RC3 Zones). Rugose association of the upper Tula includes diagnostic species of the RC7β Subzone, miospore, foraminiferal and rugose complexes of the Aleksin include diagnostic taxa of the lowermost upper Warnantian (Brigantian).

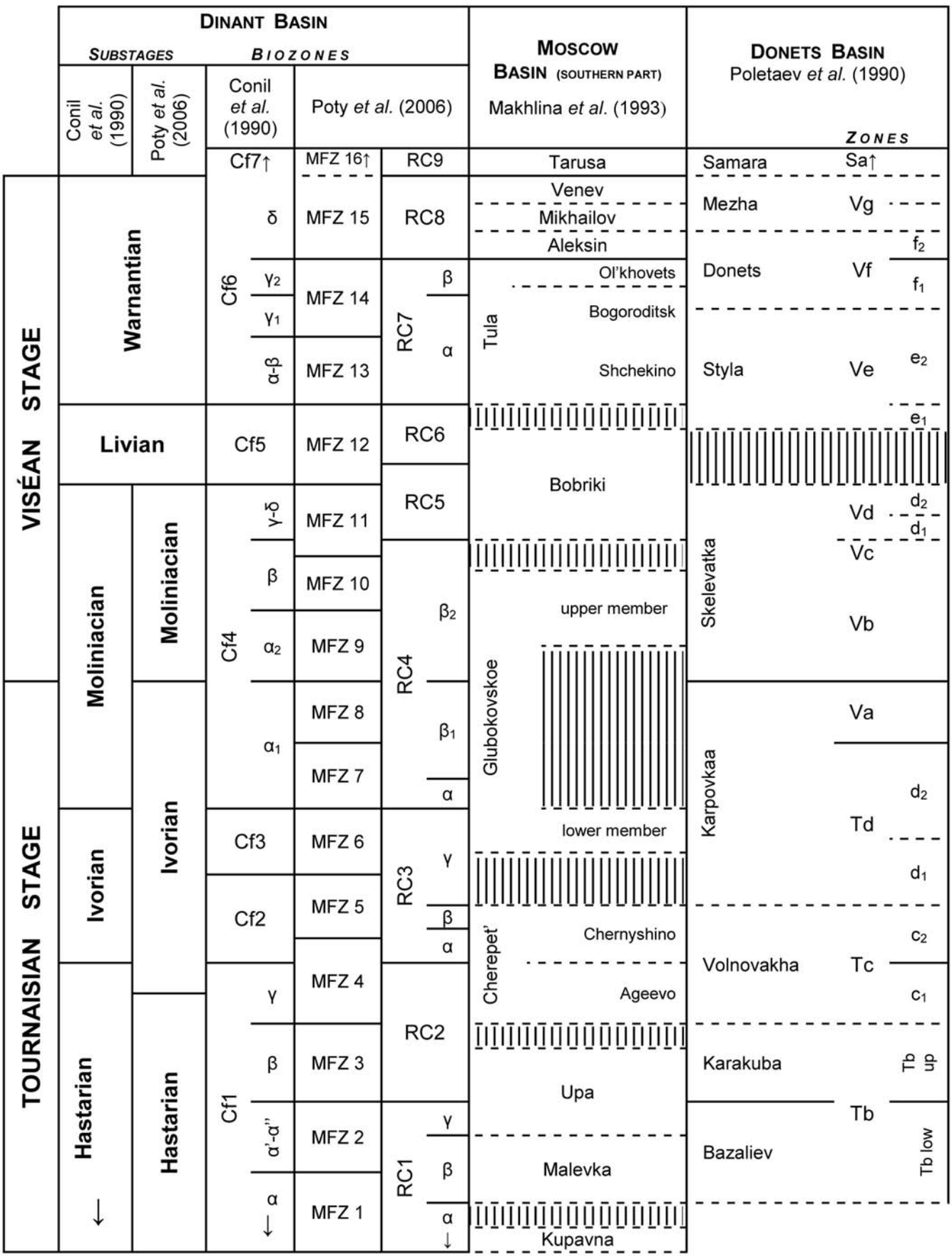
In the Donets Basin, foraminiferal and rugose associations of the Bazaliev suggest correlation with the lower Hastarian as interpreted by Poty *et al.* (2006), foraminiferal association of the Karakuba indicates the MFZ3 Zone, and foraminiferal and rugose complexes of the Volnovakha suggest correlation with the MFZ4 and lower RC3 zones. Foraminiferal assemblage of the Td indicates the MFZ6 Zone, foraminiferal and bivalve complexes of the Va suggest correlation with the MFZ8 Zone (Avins Event). The Skelevatka is characterized by Moliniacian foraminiferal assemblage. Ammonoid association of the lower Styla indicates the upper Livian, and foraminiferal assemblage of the upper Styla-lower Donets indicates the lower Warnantian (Asbian, Cf6α-Cf6γ Subzones). Miospore, foraminiferal and rugose complexes of the Vf_2 include diagnostic taxa of the Brigantian. Rugose association of the Donets is characteristic of the Warnantian (upper Asbian-lower Brigantian), that of the Mezha indicates higher intervals of the Brigantian.

Independent correlations of the Moscow and Donets basins with the Dinantian Basin allow more precise estimation of hiatuses in Lower Carboniferous successions of both areas, as well as establishing of correlative levels. At least thirteen correlative levels can be traced in the Donets and Dinant basins, and eight in the Moscow and Dinant basins. Only one correlative level (base of the Brigantian – base of the Aleksin – base of the Vf_2) can be traced in the all three basins; correlative level corresponding to the base of the Ivorian as interpreted by Conil *et al.* (1990), base of the Chernyshino and base of the Tc_2 is established with less certainty.

Not all index taxa suggested for Eurasian correlations of the Tournaisian and Visean by Poty et al. (2006) can be used in the Moscow and Donets basins. Thus, foraminifers *Bradyina rotula, Chernyshinella glomiformis* and *Palaespiroplectammina tchernyshinensis* in the Moscow Basin, and *P. tchernyshinensis* in the Donets Basin enter at higher levels than in the type area, whereas *Prochernyshinella disputabilis* is recorded at a lower level in the Donets Basin. Rugose genus *Caninophyllum* is recorded in the Moscow Basin at a lower level than in Western Europe, and *Sychnoelasma* enters in the Donets Basin at a lower level than in Western Europe and in the Moscow Basin. Conodont species *Gnathodus bilineatus* typically entering in the middle Asbian is recorded in the Moscow and Donets basins at higher levels.

First appearances of Foraminifera, rugose, ammonoid and miospore index taxa are commonly not considered in correlations of the Tournaisian and Visean of Central Russia and Donets Basin with Western Europe (Makhlina, 1996; Alekseev *et al.*, 2003; Menning *et al.*, 2006). As a result, age of most regional subdivisions is misinterpreted, commonly underrated.

Палеонтологический институт
им. А.А. Борисяка РАН,
Москва, Россия
mhecker@yandex.ru
hecker@paleo.ru


DINANT BASIN
SUBSTAGES
BIOZONES
Conil et al. (1990)
Poty et al. (2006)
Conil et al. (1990)
Poty et al. (2006)
MOSCOW BASIN (SOUTHERN PART)
Makhlina et al. (1993)
DONETS BASIN
Poletaev et al. (1990)
ZONES
VISÉAN STAGE
TOURNAISIAN STAGE
Warnantian
Livian
Molinian
Molinian
Ivorian
Ivorian
Hastarian
Hastarian
Cf7↑
Cf6
Cf5
Cf4
Cf3
Cf2
Cf1
δ
γ2
γ1
α-β
γ-δ
β
α2
α1
γ
β
α'-α''
α
MFZ 16↑
MFZ 15
MFZ 14
MFZ 13
MFZ 12
MFZ 11
MFZ 10
MFZ 9
MFZ 8
MFZ 7
MFZ 6
MFZ 5
MFZ 4
MFZ 3
MFZ 2
MFZ 1
RC9
RC8
RC7
RC6
RC5
RC4
RC3
RC2
RC1
β
α
β2
β1
α
γ
β
α
γ
β
α
Tarusa
Venev
Mikhailov
Aleksin
Ol'khovets
Bogoroditsk
Shchekino
Tula
Bobriki
upper member
lower member
Glubokovskoe
Chernyshino
Ageevo
Cherepet'
Upa
Malevka
Kupavna
Samara
Mezha
Donets
Styla
Skelevatka
Karpovkaa
Volnovakha
Karakuba
Bazaliev
Sa↑
Vg
f2
Vf
f1
Ve
e2
e1
d2
Vd
d1
Vc
Vb
Va
d2
Td
d1
c2
Tc
c1
Tb up
Tb
Tb low

УДК 551.79

N. Glushankova

GENESIS, STRATIGRAPHY AND INTERRIGIONAL CORRELATION OF THE PLEISTOCENE LOESS-PALEOSOL SEQUENCES IN POOLS OF DNIEPER, DON, VOLGA, KAMA

The results of the chronostratigraphic subdivision of the loess-paleosol formation (LPF) of the East European Plain are presented. A correlation of basic paleogeographical events of the loess areas in the Pleistocene has been carried out. It is shown that the period of the IPF development on the East European Plain comprises 17 paleogeographic stages (9 interglacials and 8 glacials between them) – Petropavlovka interglacial (Interglacial 1, Waardenburg), Pokrovka cooling (Glacial A), Early Illinka interglacial (Interglacial 2, Westerhoven), Inter Illinka cooling (Glacial B, Unstratian), Late Illinka interglacial (Interglacial Ш, Rosmalen), Don glacial (glacial C), Muchkap interglacial (Belovezh, Interglacial 1V, Noordbergum), Oka glacial (Elsterian), Likhvin s.str. Interglacial (Holsteinian), Borisoglebsk glacial, Kamenka interglacial (Domnitz),Orchik cooling, Romny interglacial, Dnieper glacial (Saalian), Mikulino interglacial (Eemian), Valdai glacial (Weichselian) and the continuing Holocene interglacial. Environment and vegetation evolution of the epochs of the loess and soil formation in the East-European loess province has been characterized by paleosoil data of the reference sections of the East European Plain: the Dnieper, Don, Volga, Kama regions. Complex studies of morphogenetic and geochemical properties of buried soils show expressive individual features of paleosols of different geochronological stages of Pleistocene related to different types of ancient pedogenesis. They also show a similarity of typological features of soil formed during the same time intervals, and their regional differences connected with both geographical situation and geological-geomorphological conditions.

Paleopedological data give evidence of at least nine epochs of pedogenesis in the Pleistocene history of the East European Plain. These epochs differed in their duration and climatic conditions and were characterized by specific soil structures, genetic soil types in automorphous land forms, and geographical distribution of soils. Three epochs of pedogenesis were established in the Early as well as Middle Pleistocene; each corresponding to interglacials (Mikhailovo, Il'inskoe, Muchkap, Likhvin, Kamenka, Romny). In the late Pleistocene, besides the Mikulino interglacial epoch of pedogenesis, two interstadial epochs have been also established, Krutitsk and Bryansk ones.

The extensive distribution of paleosols with characteristic diagnostic features makes these paleosols good markers for stratigraphic subdivision of Pleistocene deposits. Soils of the optimal stages were shown to be the most perspective for paleogeography, stratigraphy and correlation since they inherit the most pronounced signs of initial pedogenic processes, unlike the soils of initial and final stages of pedogenesis rather reflecting colder environments.

Like their modern analogues, interglacial soil covers were formed in forest, forest steppe, and steppe landscapes of mainly subboreal soil-climatic belt. They formed a complicated zonal soil spectrum; however, the composition, zonality, and boundaries between different zones considerably differed during certain Middle and Late Pleistocene epochs, and were also different from the modern soil cover of the East European Plain. Zonal structure of soils during interstadials was extremely specific.

Soil formation during the most ancient early Pleistocene epoch (Mikhailovo) went on under warm and humid conditions, which enabled considerable intensity of soil processes. Hydromorphic landscapes with meadow soils were common. In the southern regions, polygenetic reddish soils were formed. In the soil cover of Il'inskoe time black-colored meadow and meadow-forest soils were present. During the Muchkap interglaciation, forest, meadow and poured soils were dominant of the early stage. In the southern regions soils were mainly reddish, whereas in the west brown-earth soils predominated. During the Likhvin interglacial, texturally differentiated soils with eluvial-illuvial profile were dominant within the former forest zone. In the forest steppe zone, texturally differentiated claying soils with the signs of lessivage were formed, which represented ancient analogues of brown forest-like lessived drained soils and leached chernozems. Similar to modern chernozems soils were formed along the forest steppe and steppe boundary. Soil cover of the post-Likhvin, Kamenka epoch was characterized by predominantly texturally differentiated soils: soddy-podzol and grey forest soils during the early phase, and brown forest lessivated ones during the late phase. In the central and eastern areas, grey forest soils, brown forest lessivated soils, chernozem-like soils of meadow steppes, leached chernozems constituted the main part of soil cover. During the final stage of the Middle Pleis-

tocene pedogenesis soils with monolithic profile were formed, which were devoid of illuvial material, but had signs of gleying and cryoturbation. In the Late Pleistocene, pedogenesis became temperate, relatively arid and continental. During the Mikulino interglacial, forest subboreal pedogenesis with lessivage, claying, and surface gleying predominated over most part of the East European Plain. Forest zone limit considerably shifted southward. Soils of this zone were possibly analogous to modern pseudopod-zolic soils. In the southwestern regions soils were largely represented by brown wood lessivated and brown forest pseudo-gleyish ones. In the forest steppe zone, soil cover of this time had a complicated structure being represented by soils with different eluvial-illuvial types of profile and meadow chernozems. Steppe zone was two-fold reduced in size. It transformed into forest steppe, and chernozems occurred only in the southernmost parts of the plain. Genetic properties of Mikulino soils and their geographical distribution were similar to the modern epoch. Krutitsk interstadial is a relatively warm hyperzonal epoch with largely similar pedogenesis over large territories. Soil cover of the Early Valdai interstadial dominated by sod-chernozems of open steppe-like landscapes was rather monotonous. Bryansk interval is a very specific epoch. Its soil cover differed from both, Mikulino times with a characteristic latitudinal soil zonality and Krutitsk interstadial. Turfy permafrost gleyish soils formed during this time characterize cold continental climate with specific geographical zonality dependent upon local humidification. These do not have modern analogues. Characteristic feature of natural environments of this epoch is complete degradation of forest soils as a zonal element. Climate of the final phase of Bryansk interstadial was nearly glacial. Unlike warm interglacial and relatively warm interstadial epochs, no full-profile paleosols were formed during cold Pleistocene epochs. Weak paleosols found in loesses, for instance in the Dnieper loess, are represented by concerning humified interlayers with primitive structure of profile, strongly altered by diagenetic processes in well-aerated loess sequences.

Ancient interglacial soil covers had zonal structure. Latitudinal zonality observed in Likhvin interglacial differed from the modern one, but was more pronounced than during the early Pleistocene time. The best-established zonality of soil cover resembling the modern one existed during the post-Dnieper time. During cold (glacial) epochs zonal structure became simpler. Instead of polyzonal system typical of interglacials, a uniform (or slightly differentiated) hyperzone was formed.

The general evolutionary variations of paleosols in soil covers of different ages are closely related to climate and biotic changes during the Pleistocene and have an irreversible character. This trend meant a gradual transformation of pedogenesis and genetic characteristics of paleosols from Early Middle Pleistocene warm temperate and temperate, to temperate interglacial in the Late Pleistocene, and cold continental in the final epoch of intensive pedogenesis on the East European Plain. Formation of the modern soil cover which started during the transitional epoch from the Late Pleistocene to Holocene took place against the background of significant environmental changes: from cold periglacial conditions of the Late Glacial, to warm and humid Mid-Holocene, and less warm modern-like environments.

The research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 12-05-00372).

Department of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia
e-mail:ni.glushankova@mail.ru

УДК 551.7(477)(094.4)

П.Ф. Гожик

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ КОДЕКСЕ УКРАИНЫ

Стратиграфический кодекс Украины (СКУ) – это свод обобщающих правил и критериев, которые определяют геохронологическую базу Государственного геологического картирования, поисков, разведки, эксплуатации полезных ископаемых и проведение различных геологических работ в Украине.

В последние годы перед украинской геологической службой возникли новые, более высокие требования к работам по региональному геологическому изучению страны. Это одно из приоритетных направлений, которое должно обеспечить высоко кондиционное геологическое картографирование среднего и крупного масштабов, а также проведение геолого-поисковых работ на закрытых территориях. Усовершенствованная детальная стратиграфическая основа, литостратиграфические схемы с высоким разрешением особенно необходимы для малоизученных территорий, перспективных на различные виды полезных ископаемых. Поэтому Национальный страти-

графический комитет Украины принял решение о создании новой редакции Стратиграфического кодекса Украины.

В создании Кодекса принимали участие П.Ф. Гожик, В.Н. Семененко†, В.И. Полетаев, М.М. Иваник, В.А. Великанов, Н.В. Маслун, Л.И. Константиненко, А.С. Андреева-Григорович, В.Ю. Зосимович, В.Н. Шовкопляс.

При подготовке второго издания СКУ были использованы материалы по стратиграфической классификации, терминологии, процедуре, как Международных стратиграфических справочных изданий, так и проанализирована информация по проблемам стратиграфии докембрия и фанерозоя Украины.

Использованы материалы *International stratigraphic Guide* / Под ред. Хедберга Х., 1976; *Обзор* зарубежных стратиграфических кодексов / Жамойда А.И., Ковалевский А.П., Моисеева А.И. – М., 1969; *Международный* стратиграфический справочник / Сокращенная версия под ред. Гладенкова Ю.Б. – М., 2002 (русскоязычная версия *International stratigraphic Guide*, 1994); ISG, 2004, 2009; *Стратиграфический* кодекс СССР, 1977, 1992; *Стратиграфические* кодексы. Теория и практическое использование / Жамойда А.И., Ковалевский А.П., Моисеева А.И. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996; *Дополнения* к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000; *Стратиграфический* кодекс России / Под ред. Жамойды А.И., 2006; *Зональная* стратиграфия фанерозоя России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006; *Постановления* МСК и его постоянных комиссий. – Вып. 24-33; *Состояние* изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления МСК. – 2008. – Вып. 38, а также другие публикации последних лет по структуре стратиграфической классификации, определению основных понятий и терминов, правил выделения названий стратиграфических подразделений и т.п.

Кроме того, использованы многочисленные публикации по вопросам стратиграфической классификации, терминологии, принципам и критериям установления разноранговых стратонов, обоснования стратиграфических границ, сопоставления стратиграфических шкал, этапности развития органического мира докембрия и фанерозоя Украины, среди которых: *Геология* шельфа УССР. Стратиграфия / Под. ред. Тесленко Ю.В. – Киев, 1984; *Палеонтология* и стратиграфия фанерозоя Украины / Ред. Вялов О.С. – Киев, 1984; *Стратиграфический* словарь УССР, 1984 / Ред. Бондарчук В.Г.; *Палеонтологические* и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине / Ред. Вялов О.С. – Киев, 1990; *Стратиграфические* схемы докембрия и фанерозоя Украины. – Киев, 1993; *Актуальные* проблемы биостратиграфии фанерозоя Украины / Ред. Тесленко Ю.В. – К., 1998; *Флористико-ценотический* метод стратиграфии и новая методика фитостратиграфического анализа; *Проблемы* региональной стратиграфии, *Специфичность* и маневренность стратиграфической схемы верхнего карбона Донбасса / Щоголев А.К. – Киев, 1982, 1992, 2003; *Проблемы* создания шкалы геологического времени докембрия и фанерозоя Украины / Под ред. Гожика П.Ф. – К., 1993; *Теоретические* и прикладные аспекты современной биостратиграфии фанерозоя Украины / Под ред. Гожика П.Ф. – К., 2003; *Международная* стратиграфическая шкала (МСШ-2000) и проблемы сопоставления ее с общей стратиграфической шкалой (ОСШ) Украины / Великанов В., Кирьянов В., Константиненко Л., Полетаев В., Иваник М., Андреева Григорьевич А., 2003; *Осадочные* бассейны: методика, строение, эволюция / Под ред. Леонова Ю.Г. – М., 2004; *Биостратиграфические* критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины / Под ред. Гожика П.Ф. – К., 2005; *Горизонт,* регионярус и Стратиграфический кодекс Украины; *Свиты* в Стратиграфическом кодексе Украины и стратиграфическая практика / Полетаев В.И. – 2005-2007; *Некоторые* проблемы стратиграфии палеогена и неогена североукраинской палеоседиментационной провинции / Зосимович В.Ю., 2006; *Прямая* корреляция неогена Восточного Паратетиса с Международной океанической шкалой по планктонным микрофоссилиям / Семененко В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А. – Киев, 2009; *Биостратиграфические* основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины / Под ред. Гожика П.Ф. – К., 2008; *Проблемы* стратиграфии и корреляции фанерозойских отложений / Под ред. Гожика П.Ф. – К., 2008 и др.

В Кодексе, учитывая сложное гетерохронное структурно-тектоническое строение территории Украины, регламентируется создание местных, региональных и корреляционных схем, где обязательной является корреляция со стратонами сопредельных территорий и подразделениями Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Учитывая, что в любом типе стратиграфического подразделения невозможно отразить все многообразие при-

знаков качеств и строения пород, в СКУ рассмотрены различные типы стратиграфических подразделений и дана их классификация.

Хроностратиграфические подразделения Международной шкалы рассматриваются в Кодексе схематично, их содержание и объемы регламентируются решениями Международного Геологического конгресса и являются практически инструментом для глобальных корреляций. В связи с важностью проблемы приведения региональных стратиграфических схем в строгое соответствие с требованиями Международной стратиграфической шкалы, в кодексе отдельным разделом приведены основные наиболее употребляемые стратиграфические подразделения международной стратиграфической шкалы, а также общих (провинциальных) стратиграфических схем. Приведены последние Международные стратиграфические схемы по системам фанерозоя и биостратиграфические стандартные шкалы.

Биостратиграфические стандарты приведены преимущественно по последним, до 2011 г. включительно, биозональным шкалам ортостратиграфических групп, которые предложены Международным стратиграфическим комитетом. Но для карбона в МСШ до настоящего времени не разработаны биостратиграфические зональные стандарты. Существующие зональные схемы приводятся в общих стратиграфических шкалах (ОСШ) России и используются для региональных схем отдельных регионов. Донецкий разрез каменноугольных отложений по своей полноте, относительной непрерывности, ритмичности, наличию переслаивающихся морских и континентальных фаций, богатству ископаемой фауны и флоры, детальности стратиграфического расчленения является одним из лучших разрезов карбоновой системы. Благодаря этому Донбасс сохраняет значение эталона, стратиграфической линейки, сравнение с которой помогает решать многие актуальные вопросы стратиграфии, как регионального, так и международного уровня (В.И. Полетаев и др., 2011). Поэтому, в СКУ приведены биостратиграфические зональные стандарты по наиболее важным для стратиграфии карбона группам – фораминиферам и конодонтам, которые установлены в разрезах Донбасса и Доно-Днепровского региона. Учитывая степень изученности и уровень биостратиграфического обоснования по этим ортогруппам есть все основания рекомендовать их для использования в качестве глобальных биостандартов МСШ.

В Кодексе приведена классификация региональных и местных подразделений, обоснована целесообразность их выделения, рассмотрены правила составления местных, региональных и корреляционных схем, где обязательной составляющей является корреляция со стратиграфическими схемами сопредельных регионов и МСШ. В приложениях приведены примеры таких схем – Общая стратиграфическая шкала докембрия Украины (Великанов В.А., Михницкая Т.П.), Схема корреляции неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса территории Украины (Гожик П.Ф., Семененко В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В.), Стратиграфическая схема кайнозойских отложений украинского сектора Черного моря (Гожик П.Ф., Иваник М.М., Маслун Н.В., Войцицкий З.Я., Клюшина А.В.), Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины (Гожик П.Ф.), в которых обоснованы выделение и корреляция региональных и местных подразделений, а также их сопоставление с МСШ.

Региональные стратиграфические подразделения, которые служат инструментами корреляции местных стратиграфических подразделений и часто является картируемыми единицами, отражают особенности осадконакопления, геодинамики и последовательность изменения комплексов фауны и флоры в соответствующих регионах. В Кодексе в качестве основной таксономической единицы, как и в СКУ (1997), использованы термины, как «регионярус», так и «горизонт» – «регионярус/горизонт». Параллельное использование в Кодексе этих двух терминов в качестве основного регионального подразделения вызвано необходимостью сохранения традиций широкого применения в геологической практике терминов горизонт и регионярус, а также отображения основной корреляционной функции этих стратонов.

Термин «регионярус» был предложен в 1975 г. для неогена Паратетиса альпийского геосинклинального пояса (Сенеш Я. Введение к региональным ярусам (regional chronatratigraphic units) центрального и восточного Паратетиса: Труды У1-го конгресса РКССН, 1975). Утверждены три региональные шкалы этой области – для Средиземноморья, Западного и Восточного Паратетиса. Учитывая, что регионярус имеет высокий ранг и, по сути, близок к понятию ярус (stages) МСШ, нецелесообразно его свободное использование в качестве стратона более низкого ранга при составлении стратиграфических схем. Еще в стратиграфических схемах третичных отложений России (Н.А. Соколов, 1893; Г.А. Радкевич, 1900; П.Я. Армашевський, 1903; М.Н. Клюшников и др.) широко применялся для региональ-

ных подразделений термин «ярус» (каневский, бучакский, киевский, полтавский), который сейчас практически имеет статус региояруса. Продолжительная дискуссия (О.С. Вялов, 1977; Б.С. Соколов, 1980; Стратиграфический кодекс Украины, 1977 и др.) по поводу применения термина «регионярус», а также нынешнее его использование во многих работах и схемах (А.К. Богданович, В.Н. Буряк, 1986; Л.А. Невеская, Е.В. Белуженко, 2004, 2005), в обобщающих изданиях (*Стратиграфия* палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах / Крашенинников В.А., Басов И.А., 2007; *Стратиграфия* и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. – СПб., 2007; *Стратиграфия* мезокайнозойских отложений северо-западного шельфа Черного моря / Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф., Иваник М.М. и др. – К., 2006; *Палеогеография* и биогеография бассейнов Паратетиса / Попов С.В., Ахметьев М.А., Андреева-Григорович А.С. и др., 2009) доказывает, что включение этого термина в стратиграфическую таксономию в качестве основного регионального стратона дает возможность однозначного понимания как самого понятия, так и его обоснования различными методами (био-, лито-, сейсмо-, цикло-), а также масштабов его распространения, корреляции и картирования.

Наследуя традиции широкого применения термина «горизонт» в стратиграфии разновозрастных отложений России, СССР, частое использование его при разномасштабном картировании территории Украины, мы оставляем возможность использования в региональных схемах этого термина в качестве регионального подразделения.

Термин «горизонт», как основное стратиграфическое подразделение, был предложен на Втором международном геологическом конгрессе еще в 1881 г. как стратон местных подразделений для выделения зон. Необходимость такой процедуры в то время была вызвана невозможностью применения стратонов Западно-Европейской стратиграфии для стратиграфии других регионов и в частности России. Тогда, также как во многих случаях и сейчас, термин «горизонт» был и есть таксономической единицей региональных и местных подразделений. В Стратиграфических кодексах России (1992, 1997, 2006) горизонт – это основная таксономическая единица региональных стратиграфических подразделений, которая выполняет корреляционную функцию в пределах его распространения. Он включает одновозрастные свиты, серии, то есть местные литостратиграфические подразделения, а также провинциальные зоны, лоны и другие биостратиграфические единицы. То есть – устанавливается на основе литофациальных особенностей пород, их палеонтологической характеристики и выполняет функцию биостратиграфического подразделения. Однако для докембрийских образований, континентальных толщ фанерозоя, в которых отсутствуют палеонтологические остатки, горизонты, как основное региональное подразделение, устанавливаются по литологическим, петрографическим признакам с учетом (при наличии) данных изотопного датирования. В то же время подразделениям, которые выделены по биостратиграфическому признаку в пределах определенной палеобиогеографической провинции (области) дается название – регионярус.

Одни исследователи считают горизонт и регионярус синонимами, другие горизонт подчиняют регионярусу. При этом заметим, что в практической геологии горизонт часто употребляется в сочетании с прилагательным (отражающий сейсмогоризонт, горизонты продуктивных пластов, горизонт известняков, гумусовый горизонт и т.д.). Естественно, они не имеют ничего общего с горизонтом, как подразделением региональной шкалы. Следует отметить, что термин горизонт в зарубежной геологической практике определяется как поверхность разграничения. Следовательно, разноранговые, выделенные на различной методологической и методической основе, горизонты необходимо систематизировать и привести в соответствие с номенклатурными требованиями.

С целью детализации местных стратиграфических схем включены подразделения, которые выделены на основании литологических, палеонтологических, петрографических, циклостратиграфических, климатостратиграфических признаков; внесены уточнения в название, ранг некоторых стратонов (например, пласт-маркер, сейсмогоризонт-маркер и т.п.).

Важной при стратиграфических построениях является проблема установления характера соотношения различных типов стратиграфических подразделений. Так, литостратиграфические подразделения, которые основываются на литологических признаках пород, являются основными инструментами геологического картирования. Как правило, при выделении и идентификации литостратиграфических подразделений признак времени имеет подчиненное значение, а главными являются условия образования. Идентичные по составу породы повторяются во времени, стратиграфической последовательности и границы почти

всех литостратиграфических подразделений «секут» синхронные поверхности. Биостратиграфические подразделения отличаются от других подразделений тем, что ископаемые органические остатки, по которым обоснованы эти подразделения, в течение геологического времени претерпевают эволюционные изменения и не повторяются в стратиграфической летописи, что позволяет отличать одновозрастные ископаемые комплексы и использовать их в качестве показателей геологического времени. То есть литостратиграфические и биостратиграфические подразделения – это фундаментально разные типы подразделений, которые основываются на различных критериях. В то же время, эти подразделения требуют комплексного интегрированного обоснования при детальном литолого-стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов, установлении пространственно-временных соотношений разнофациальных толщ.

Геодинамический подход к созданию региональных стратиграфических шкал сделал главной проблему геологических циклов и поэтому в СКУ приведена таксономия вспомогательных морфолитостратиграфических, циклостратиграфических, сейсмостратиграфических, климатостратиграфических и др. подразделений.

Системный подход к решению указанных проблем будет способствовать пониманию геологических событий в контексте глобальной геологической истории, является фундаментальной, теоретической и фактологической базой для усовершенствования региональных стратиграфических исследований, что послужит делу наращивания минерально-сырьевой базы народного хозяйства Украины.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.72./78 (477)

П.Ф. Гожик

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ УКРАИНЫ

Стратиграфическим комитетом Украины, Институтом геологических наук НАН Украины, стратиграфами различных геологических организаций Украины с целью совершенствования стратиграфических основ при проведении геолого-картографических работ, в том числе и для государственных геологических карт масштаба 1:200 000, выполнялся проект «Создание и модернизация стратиграфических схем докембрийских и фанерозойских отложений Украины».

Проект был направлен на решение фундаментальных и прикладных проблем стратиграфии. Учитывая своеобразие Украины как гетерохронного и гетерогенного геологического объекта, в рамках проекта решались фундаментальные проблемы:

- разработка шкалы геологического времени неопротерозоя и фанерозоя Украины;
- изохронность стратиграфических разноранговых корреляций различных палеогеографических поясов в пределах Украины;
- детализация, обоснование выделения разноранговых стратиграфических подразделений, их объемов и границ;
- корреляции границ региональных и глобальных подразделений;
- оценка разрешающей способности различных методов при детальных и корреляционных стратиграфических построениях, циклостратиграфия, седиментология, геологические события, климаты в прошлом.

Решение этих задач обеспечивалось максимальной интеграцией различных методов для получения комплексных палеонтологических (макро-, микрофаунистических), флористических, литостратиграфических, сейсмостратиграфических, палеобиогеографических, седиментологических, структурно-тектонических данных для создания разноранговых стратиграфических моделей.

Все стратиграфические построения базировались на принципах геоисторической этапности, последовательности образования геологических тел, но при этом с обязательным анализом причин (тектонических, морфоструктурных, гидрологических, формационных, геодинамических и др.) нарушения этой последовательности, объективности и реальности стратиграфических подразделений как объекта определенного геологического события. В этом плане важнейшей задачей, которую необходимо было решать, является типизация стратиграфических после-

довательностей, группирование разрезов, установление временных и пространственных границ, объемов стратонов. Согласно стратиграфических кодексов Украины (1997, 2012) предоставляется возможность использования различных принципов районирования (географического, палеогеографического, тектонического). Традиционно применяется структурно-фациальное районирование – деление территорий на зоны, районы (участки) преимущественно по условиям осадконакопления с учетом структурно-тектонических закономерностей.

«Стратиграфическим кодексом Украины» регламентировано при детальных стратиграфических построениях выделение породно-слоевых комплексов в ранге регионарусов, свит, толщ, слоев, ритмов, циклитов. При этом используются биостратиграфические, литологические, геохимические, сейсмостратиграфические, циклостратиграфические маркеры. Они имеют различную разрешающую способность и степень применения при выделении стратонов. При детальной стратификации разрезов фанерозоя в обнажениях и закрытых территориях Украины основными методами являются лито- и биостратиграфический. Функцией литостратиграфического метода, как основного метода геологического картирования, является выделение региональных и местных стратонов (регионарусов / горизонтов, свит, толщ, слоев, пачек) – породно-слоевых тел – систем определенных седиментационных циклов с определенным литологическим составом, условиями образования, геодинамикой. Использование литостратиграфических подразделений связано с определенными трудностями стратификации разнофациальных, с различным составом, формой (линзовидные тела, отложения конусов выноса, олистостромы, клиноформы), структурой, условиями образования формационных комплексов.

Биостратиграфический метод используется наиболее широко. Основным методом обоснования детальной стратификации разноранговых стратонов, их объема, пространственно-временного распространения, выполняющего роль каркаса в общей структуре стратиграфических исследований, является биостратиграфический. По всем системам фанерозоя созданы биостратиграфические разноранговые шкалы по различным группам фауны и флоры. Обоснованы зональные шкалы по макро- и микрофауне. Для расчленения, возрастной индексации, разработки биостратиграфических шкал использованы ортостратиграфические группы – конодонты, наннопланктон, фораминиферы, кремнистые микрофоссилии – динофлягелляты, диатомеи, радиолярии, спикулы губок. Необходимо подчеркнуть их комплексное применение при разработке шкал.

Поскольку постулируется изохронность магнитных инверсий Земли, то палеомагнитные маркеры могут быть основой калибровки зональных шкал. В этом плане комплексирование палеонтолого-биостратиграфических и палеомагнитных исследований весьма перспективно для оценки степени изохронности границ разноранговых подразделений. Однако эти исследования в Украине применяются еще недостаточно. Необходимо отметить результативный опыт комплексного обоснования границ миоцен-плиоцена, впервые проведенные В.Н.Семененко. Проводятся магнитостратиграфические исследования при расчленении докембрийских отложений (Есипчук К.Е. и др.).

Особенностью стратиграфических построений закрытых территорий является использование геофизических методов, в том числе сейсмики. Эти непрямые методы геологических исследований благодаря использованию новых технологий, часто бывают единственным инструментом воссоздания строения осадочных толщ, а сеть сейсмостратиграфических профилей – основой эффективного проведения поисковых работ. Использование этого метода позволяет фиксировать границы разноранговых осадочных тел, их пространственное положение, форму, выявленных перерывов, несогласий, соотношение между собой и т.д. При создании стратиграфических схем, особенно в нефтегазоносных провинциях Украины (Карпатской, Азово-Черноморской, Днепровско-Донецкой), применен комплексный подход. Комплексное использование системы биостратиграфических, литологических, сейсмостратиграфических данных делает более доказательными и достоверными стратиграфо-корреляционные построения.

В результате для верхнего протерозоя и по всем системам фанерозоя создана серия местных, региональных, корреляционных схем (87 разноранговых схем), которые являются стратиграфической моделью, где отражены все этапы геологической истории позднего протерозоя и фанерозоя Украины.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.781/02. (477)

П.Ф. Гожик, В.М. Семененко, А.С. Андреева-Григорович, М.М. Иваник, В.Ю. Зосимович, Н.В. Маслун

КОРРЕЛЯЦИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ РЕГИОЯРУСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ПРЕДЕЛАХ УКРАИНЫ

Местоположение Украины на сочленении крупнейших тектонических едииц – Альпийского геосинклинального пояса и Восточноевропейской платформы предопределило гетерогенность структурно-фациального районирования, стратиграфической структуры и сложность корреляций.

Олигоценовые и неогеновые отложения в пределах Украины входят в состав Центрального (Балканы, Карпаты), Восточного (Крымско-Кавказско-Аральский регионы) Паратетиса и Субпаратетиса, выделяемого В.Ю. Зосимовичем для платформенных отложений северной Украины.

При разработке детальной региональной шкалы олигоценовых и неогеновых отложений Паратетиса, согласно «Стратиграфического кодекса Украины» 2012 г. привлечен весь комплекс местных, региональных и специальных подразделений (регионярусы, свиты, толщи, пачки, горизонты-маркеры, лито- био- сейсмо- магнитостратиграфические). При детальной стратификации разрезов, кроме каркасных биостратиграфических, использованы литологические, геохимические, сейсмические, циклические маркеры. Учитывалась тектоническая этапность развития регионов, глобальных перестроечных рубежей в олигоцене и неогене. Важным фактором детализации стратонов было исследование разноранговой цикличности формационных комплексов, которая прослеживается в разных типах разрезов (континетальных, прибрежно-морских, морских). Проанализировано влияние на стратиграфическую структуру седиментологических и морфоструктурных факторов (вулканизма, в том числе и грязевого, отложений конусов выноса, каньонов, гравитационных процессов и др.). Еще одним аспектом детализации стратиграфического строения было установление перерывов в местных, региональных стратонах, обоснование разноранговых границ, переходных пограничных слоев.

На основании новых данных, а также учитывая весь опубликованный материал по микропланктону выполнена биостратиграфическая корреляция олигоценовых и неогеновых отложений Паратетиса в пределах Украины. С этой целью были изучены наиболее полные разрезы олигоценовых и неогеновых отложений Карпатского региона (Закарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Предкарпатский прогиб) Восточно-Европейской платформы, Волыно-Подолия, Украинский щит, Днепрово-Донецкая впадина, Приазовье, Северное Причерноморье, Крым, Керчь и Азово-Черноморская акватория. Примененен комплекс методов, включающих био-, лито,- цикло- и магнитостратиграфические исследования для некоторых временных интервалов. Детальный анализ распространения микрофоссилий (планктонные фораминиферы, наннопланктон и диноцисты) в олигоценовых и неогеновых отложениях Центрального и Восточного Паратетиса, позволил установить ассоциации морского планктона (корреляционные уровни), что дало возможность обосновать возраст, границы олигоцена и неогена, диахронность литостратиграфических подразделений, корреляцию в пределах Паратетиса, показать их соотношение с МСШ.

Олигоценовые отложения в пределах Центрального Паратетиса в Карпатском регионе выделяются в объеме омбронского и еггерского регионярусов, включающих менилитовую и кросненскую серии с дробными местными стратонами, которые также как и майкопская серия в целом имеют рюпельхат-аквитанский возраст. Олигоценовые отложения в Украинской части Субпаратетиса представлены межигорским и берекским регионярусами. В Причерноморье, Крыму, Керченском п-ове, Азово-Черноморском регионе олигоценовые отложения выделяются в составе планорбеллового, молочанского, керлеутского и кавказского (нижнекавказский регионодьярус) регионярусов. граница эоцена и олигоцена в этих регионах обоснована планктонными бентосноми фораминиферами, нанопланктоном, диноцистами, спикулами губок и проводится между альминским и планорбелловым регионярусами юга Украины между обуховским и межигорским – Северной Украины, а в Карпатском регионе – между быстрицкой свитой ее эоценовыми аналогами и менилитовой, кросненской сериями нижней части олигоцена.

Граница палеогеновой и неогеновой систем хат-аквитан) в Центральном Паратетисе обоснована по трем группам (нанопланктон, планктонные фораминиферы, диноцисты). Она проводится в середине еггерского региояруса (грушевская свита Закарпатья, кросненская и менилитовая свиты Карпат и Предкарпатья). В Субпаратетисе эта граница проходит между межигорским и новопетровским региоярусами. В Восточном Паратетисе граница проходит в подошве верхнекавказского региоподьяруса. Граница нижнего и среднего миоцена (бурдигаллангий) в Центральном Паратетисе преимущественно трансгрессивная и проводится в Закарпатском прогибе по подошве терешульских конгломератов. В Предкарпатском прогибе, в Самборской зоне она проводится в балицский свите, в Бильче-Волицкой зоне и на платформе в подошве богородчанской и опольской свит. В Восточном Паратетисе эта граница обоснована в подошве тархана sl (Альминская впадина и акватория Черного моря). В разрезах Керчи граница среднего миоцена проходит в подошве камишлакских слоев нижнего тархана.

Граница среднего и верхнего миоцена (серравалий-тортон) проводится в отложениях алмашской свиты среднего сармата Закарпатья, в нижней части бережницкой свиты Передкарпатья и в среднем сармате Восточного Паратетиса.

Граница миоцена-плиоцена (мессиний-занклий) проводится по подошве камышбурунских отложений и как правило является эрозионной.

Граница неогеновой и четвертичной систем нами проводится по подошве эоплейстоцена (1,8 МА). В Центральном Паратетиси это кровля румынского региояруса, между ильницкой и чопской свитами. В Восточном Паратетисе граница проводится между куяльницким и гурийским, акчагильским и апшеронским региоярусами.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.735.15

Н.В. Горева[1], А.С. Алексеев[2]

КОНОДОНТЫ И ПОЛОЖЕНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ МОСКОВСКОГО ЯРУСА (ПЕНСИЛЬВАНИЙ)

Московский ярус – один из четырех российских ярусов пенсильванской подсистемы каменноугольной системы, вошедший в международную стратиграфическую шкалу. Однако биостратиграфические маркеры его нижней границы до сих пор не определены и GSSP не зафиксирован. Членами Международной рабочей группы по выбору нижней границы московского яруса для обсуждения предлагались различные маркеры среди фораминифер и конодонтов конодонтов (Groves and Task Groupe, 2007; Qi et al., 2010). Среди фораминифер: первое появление видов *Aljutovella aljutovica* или *Depratina prisca* и рода *Eofusulina.* Среди конодонтов: первое появление (FAD) (1) *Declinognathodus donetzianus* в линии *D. marginodosus – D. donetzianus*; (2) *Idiognathoides postsulcatus* в линии *I. sulcatus – I. postsulcatus*; (3) *Diplognathodus ellesmerensis* в линии *D. orhanus – D. ellesmerensis*; (4) *Streptognathodus expansus* в линии *S. preexpansus – S. expansus.* Однако обсуждаемые маркеры либо имеют ограниченное географическое распространение, либо уровень их появления близок к середине башкирского яруса, что значительно понижает границу московского яруса. В настоящее время поиск маркера нижней границы глобального московского яруса вблизи подошвы верейского подъяруса зашел в тупик. Возможно, продуктивнее искать маркер не в основании верейского, а выше, в основании каширского подъяруса, как считал В.Е. Руженцев.

Для обоснования положения нижней границы московского яруса проанализированы эволюционные изменения конодонтов и выявлены наиболее существенные переломные рубежи в их развитии вблизи нижней границы яруса в типовой местности (южное крыло Московская синеклиза и Окско-Цнинский вал). Почти все виды платформенных конодонтов верейского времени представляют собой морфологические типы, возникшие в башкирское время. Составляющие основной фон верейской фауны *Declinognathodus marginodosus* (Grayson) и *Neognathodus atokaensis* Grayson

появились еще в башкирском веке. Столь же распространенные в верейском комплексе виды рода *Idiognathoides* также являются раннепенсильванскими. Лишь два вида этого рода (*I. ouachitensis* (Harlton) и *I. tuberculatus* Nemirovskaya) имеют более позднее, но также еще доверейское происхождение.

Комплекс конодонтов каширского подъяруса характеризуется существенно иным морфологическим обликом, а в таксономическом отношении резко отличается от верейского. Исчезают все доминирующие виды верейского комплекса и, прежде всего, представители родов *Idiognathoides* и *Declinognathodus.* В основании каширского подъяруса (цнинская свита) встречаются единичные *Idiognathoides*, которые на Южном Урале распространены до кровли подольского подъяруса. Характерными таксонами становятся виды рода *Neognathodus* – *N. bothrops* Merrill*, N. tsnensis* Alekseev et Gerelzezeg*, N. nataliae* Alekseev et Gerelzezeg, позднее *N. medadultimus* Merrill и *N. colombiensis* (Stibane). В нижней части горизонта еще встречаются *N. atokaensis* и *N. nataliae,* а в верхней части появляется *N. kashiriensis* Goreva. Специфичными для горизонта являются также *Idiognathodus praeobliquus* Nemyrovska et al.*, I. obliquus* Kossenko*, I. delicatus* Gunnell и *Swadelina dissecta* (Kossenko), которые нередко преобладают в комплексе верхней части. Резкое изменение родового и видового состава конодонтов в основании каширского горизонта было отмечено давно. Современная ситуация, сложившаяся при обосновании положения нижней границы московского яруса, и дополнительные данные по распределению конодонтов в пограничных верейско-каширских отложениях позволили вновь вернуться к этому предложению.

Для обоснования выбора нового маркера нижней границы московского яруса проанализирован филогенез конодонтов рода *Neognathodus* на рубеже верейского и каширского подъярусов в Подмосковском бассейне. Представители этого рода достаточно редко встречаются в верейском подярусе, где представлены только *N. atokaensis* и *N. nataliae*. Первый вид единично встречается с основания альютовской свиты верейского подъяруса, становясь обильным в его верхней части (ордынская свита), второй появляется только с основания ордынской свиты. Оба вида продолжают встречаться в нижней части каширского подъяруса. Из них *N. atokaensis* составляет важное узловое звено в эволюции рода. Р. Грейсон (Grayson, 1984) при выделении вида как голотип обозначил в подписях к фототаблицам два экземпляра, принадлежащих разным морфотипам. Мы принимаем за голотип морфотип с широкой платформой (Grayson, 1984, pl. 3, fig. 1). Морфотип с узкой платформой и парапетами сросшимися с осевым гребнем (Grayson, 1984, pl. 3, fig. 16) должен быть выделен в отдельный новый вид. От *N. atokaensis* с асимметричной широкой платформой субтреугольных очертаний и слабо редуцированным внутренний парапетом, не доходящим до заднего конца платформы, в каширское время берут начало две филогенетические линии, развитие которых на протяжении московского века протекало параллельно. Первая линия *N. atokaensis*– *N. bothrops*– *N. medadultimus* объединяет группу видов с эллипсовидным очертанием платформы, сужающейся к переднему концу, за счет того, что боковые парапеты в передней части сближаются с осевым гребнем. Переход от *N. atokaensis* к *N. bothrops* выражается в изменении очертаний платформы, которая становится более узкой, а оба парапета достигают заднего конца платформы, сливаясь с последним зубчиком осевого гребня. Переход от *N. bothrops* к *N. medadultimus* характеризует эволюционную тенденцию к прогрессивной редукции наружного парапета. Постепенная трансформация вида *N. bothrops* с нередуцированным наружным парапетом приводит к *N. medadultimus*, наружный парапет которого редуцирован почти на треть длины платформы. Во второй линии другим потомком *N. atokaensis,* возникшим почти одновременно с *N. bothrops*, является *N. colombiensis* (Stibane)*,* дающий в каширское время вторую линию развития форм с широкой платформой субтреугольных очертаний, парапетами отклоняющимися от осевого гребня и глубокими наклоненными вперед трогами. Здесь проявляется та же тенденция к редукции наружного парапета. Другие виды рода дополняют характеристику каширского комплекса. *N. tsnensis* найден в нижней половине каширского горизонта. Это формы с узкой, ланцетовидной, сильно заостренной платформой, с синусоидальным изгибом осевого гребня и слитым с ним почти до половины платформы наружным парапетом. Его потомок *N. kashiriensis* (Goreva) распространен в верхней части каширского горизонта.

Таким образом, на рубеже верейского и каширского времени произошла резкая перестройка в сообществах конодонтов. Заметные изменения претерпели и другие группы морских животных (фораминиферы, аммоноидеи, брахиоподы). Биостратиграфически более

обоснованным является проведение границы московского яруса не в подошве верейского горизонта, а в его кровле, т.е. в основании каширского подъяруса российской шкалы. Это довольно существенное изменение объема московского яруса, но на практике мелекесский горизонт башкирского яруса и верейский московского имеют общий комплекс конодонтов и не могут быть корректно разделены. В качестве маркера нижней границы московского яруса может быть предложен *Neognathodus bothrops* Merrill, известный в Подмосковье, Мидконтиненте США, Донбассе и Южном Китае (Alekseev, Goreva, 2013). Предком *N. bothrops* может рассматриваться *N. atokaensis,* который появляется в Подмосковском бассейне с основания верейского подъяруса. Эволюционная линия *N. atokaensis – N. bothrops* может быть перспективной для фиксации GSSP на уровне первого появления *N. bothrops*. Определенным осложнением может быть преимущественное распространение видов рода *Neognathodus* в относительно мелководных бассейнах, они редки в Донбассе и на Южном Урале.

Работы поддержаны РФФИ, проект 12-05-00106.

1. *Alekseev A.S., Goreva N.V.* The conodont *Neognathodus bothrops* Merrill, 1982, as a marker for the lower boundary of the Moscovian Stage (Middlle Pennsylvanian) // New Mexico Museum of Natural History. Science Bull. T. 60. 2013. (in press)
2. *Grayson, R.C., Jr*. Morrowan and Atokan (Pennsylvanian) conodonts from the northeastern margin of the Arbuckle Mountains, Southern Oklahoma // *in* Sutherland, P.K. and Manger, W.L., eds., The Atokan Series (Pennsylvanian) and its boundaries – a symposium: Oklahoma Geological Survey Bulletin. 1984. № 1363. P. 41-63.
3. *Qi, Y.-P., Lambert, L.L., Barrick, J.E., Groves, J.R., Wang, Z.-H., Hu, K.,* and *Wang, X.-D.*, New interpretation of the conodont succession of the Naqing (Nashui) section: Candidate GSSP for the base of the Moscovian Stage, Luosu, Luodian, Guizhou, South China // *in* Wang, X.-D., and others, Carboniferous carbonate succession from shallow marine to slope in southern Guizhou: Field excursion for SCCS Workshop on GSSPs of the Carboniferous System, Nanjing and southern Guizhou, China, 2010. P. 65–77.

[1] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия;
goreva@ginras.ru

[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
aaleks@geol.msu.ru

УДК 502.64 (477)

В.П. Гриценко, А.Е. Киселевич, Ю.В. Махмуді

КОМПЛЕКС МЕТОДІВ ЩОДО ВИВЧЕННЯ ОПОРНОГО РОЗРІЗУ СИЛУРУ НА ДНІСТРІ

Вступ. Стаття написана у відповідності з результатами виконання геологічних завдань за темами «Природні геологічні пам'ятки та їх представлення в експозиції Національного науково-природничого музею НАН України (№0107U001053 державної реєстрації) та «Розробка регіональної літотеки рифей-фанерозойских відкладів Волино-Поділля та Криму на базі колекції геологічного музею ННПМ НАН України» (№0112U001459 державної реєстрації). Нами використані матеріали попередніх багаторічних досліджень, що виконувались за тематикою Інституту геологічних наук НАН України та ННПМ НАН України. І зокрема, МОН України, в рамках проекту «Геологічні стежки в культурних геотопах Аттики та України (договір №М/106-2006 від 5 квітня 2006 р.) та проекту МПГК «216 Екостратиграфія». Залучені матеріали проекту, що виконується в рамках співробітництва Академій наук України та Естонії [5].

Загалом розріз силуру Волино-Поділля є одним найкращих з для Східноєвропейської платформи. Він був визначений Міжвідомчим стратиграфічним комітетом опорним розрізом силуру за часів СРСР. Межа між дзвиногородською та худиковецькою світами обрана міжнародним парастратотипом границі силур-девон.

Нещодавно в Геологічному інституті РАН (Москва) відбулася стратиграфічна конференція, на якій розглядалася так звана Загальна стратиграфічна шкала (ЗСШ) та її співставлен-

ня з Міжнародною стратиграфічною шкалою (МСШ). Доповідь про силурійську частину ОСШ зробив С.В. Сенников. Він проаналізував «граптолітові» розрізи на території Росії та їх кореляцію з МСШ та стратотипами англійських ярусів. Нажаль, не було жодної згадки про стратотипові розрізи України.

Матеріали і методи. Підчас польових та камеральних досліджень ми вивчали розрізи силуру вздовж Дністра та його приток в межах Середньої течії та рештки викопної фауни (корали та брахіоподи) з цих розрізів. Кількість зразків складає більше десяти тисяч. Використані також кернові матеріали буріння свердловин минулих років (починаючи з 1966 р.). Особливо цінними на нашу думку виявилися профілі свердловин в Хмельницькій області, які пробурені вздовж Дністра і розкривають весь розріз силуру. Для кореляції розрізів використані каротажні характеристики та прошарки бентонітів. Вивчення розрізів відслонень та свердловин дає уявлення про розповсюдження викопних решток, фаціальну зміну відкладів та особливості осадконакопичення всього басейну.

Разом з естонськими колегами ми провели опробування практично всього розрізу силуру у відслоненнях з метою визначити екскурсії ізотопів вуглецю і використати цей метод, як додатковий до геологічних та палеонтологічних можливостей кореляції розрізів силуру України та Прибалтики (Естонія, Латвія та Литва). Додатково до відслонень вивчений пржидольский розріз свердловини Котюжини [5]. Враховані також опубліковані матеріали попередніх досліджень.

Результати і обговорення. В опорному розрізі виділено чотири регіональні серії (болотинська, ярузька, малиновецька та рукшинська) [4]. Вони поділяються на світи та підсвіти за принципами циклічності. Аналіз циклічності опорного розрізу та бентонітові прошарки дозволили зробити уточнення опорного розрізу, детальний опис якого наведений в роботі П.Д. Цегельнюка з співавторами [4]. До стратиграфічного поділу наведеному в цій роботі майже нема зауважень, в цілому вона була схвально сприйнята членами міжнародної підкомісії зі стратиграфії силуру МСГН. Найбільш чіткою у біостратиграфічному сенсі є межа між лландоверійським та венлоцький відділами, яка зафіксована в розрізі рестівської світи (1,8-2 м від основи) зміною зональних видів граптолітів *Monograptus priodon* та *Cyrtograptus murchisoni* [4].

Друга межа – границя силуру та девону також визначена за біостратиграфічними даними – появою зонального виду граптолітів *Monograptus uniformis* у низах худиківської світи, що дає підстави співставляти ці відклади з жединським ярусом МСШ. Решта границь МСШ на Україні проводяться за результатами кореляції з використанням різних геологічних методів. Місцева стратиграфічна шкала для опорного розрізу силуру створювалася різними поколіннями геологів починаючи з XIX сторіччя. Зараз ця схема набула статусу Регіональної, з якою намагаються співставляти місцеві схеми всього силурійського басейну Волино-Поділля. Місцеві розрізи вивчалися за результатами дослідження керну в різних місцях розповсюдження силуру на заході України з прив'язкою до тектонічних елементів (Львівський похований прогин, Волинське підняття тощо). На північному заході України в керні свердловин В.С. Крандієвський та П.Д. Цегельнюк знайшли граптолітів, в тому числі і таких, що дозволяють корелювати ці розрізи з МСШ [4]. Д.М. Дригант детально відібрав, розчинив проби з цього розрізу та визначив рештки конодонтів [3]. Нажаль, результати цих досліджень не були враховані Міжнародним стратиграфічним комітетом та Міжнародною підкомісією із стратиграфії силуру та границі S/D (скальський ярус не набув міжнародного статусу, а границя силур-девон була обрана в Баррандієні (Чехія).

Об'єктивно розглядаючи розріз «скальського» ярусу, ми змушені визнати серйозні його «недоліки». По-перше, відклади пригородоцької світи практично «німі» у палеонтологічному сенсі. По-друге, положення нижньої межі серії не визнається деякими дослідниками силуру, що викликане проблемою ісаковецької підсвіти [5]. Перша назва цього стратиграфічного підрозділу «доломіти Ісаківців» викликала своєрідну колізію з іншим підрозділом «шари Пригородку». Обидва підрозділи представлені доломітовими породами з тією різницею, що перші – це масивні косошаруваті доломіти (доломітизовані вапняки з вилугуваними рештками брахіопод, трилобітів тощо), а другі – тонкошаруваті доломітові мергелі без решток викопних організмів. Між цими шарами спостерігається помітна перерва [2, 4]. У схемі Г.Х. Лунгерсгаузена та О.І. Никифорової ця частина розрізу отримала назву Ісаковецький горизонт. Автори терміну відносили горизонт до скальського над горизонту. Тепер ісаківкцьку «світу» в широкому розумінні (разом з пригородоцькою світою) відносять до лудлову МСШ. С точки зору фаціального аналізу відклади ісаковецької світи завершують малинівецьку серію і являються її найбільш мілководною частиною. Це були прибережні карбонатні піски з косошаруватою текстурою. В процесі епігенезу вапняки були змінені доломітизацією, а рештки фауни вилугувані [1].

Висновки. Для точного співставлення силурійських розрізів Поділля необхідно викорис-

товувати комплекс геологічних та геофізичних методів із залученням геохімічних (ізотопи вуглецю) досліджень. Чудові результати дає використання бентонітових прошарків, іноді навіть для міжрегіональної кореляції.

Розрізи силуру Поділля багаті рештками різноманітних викопних організмів, вивчення яких далеко ще не вичерпано.

Перспективне вивчення мікроскопічних решток (конодонтів, граптолітів та хітинозоїв). Зараз їх дослідження припинене через брак фінансування та відсутність фахівців.

1. *Гриценко В.П. Киселевич А.Е.* Особливості мінералізації силурійських викопних коралів «Такий різний світ мінералогії»: Зб. матеріалів наукової конференції присвяченій 100-річчю з дня народження академіка Євгена Костянтиновича Лазаренка – К., 2012
2. *Дикенштейн Г.Х.* Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1957. – 154 с.
3. *Дригант Д.М.* Конодонтова зона і вік скальського горизонту (силур Волино-Поділля). – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1971, №9, с. 780-783.
4. *Цегельнюк П.Д., Гриценко В.П. и др.* Силур Подолии: Путеводитель экскурсии – The Silurian of Podolia: A guide to the excursion. – Киев: Наук. Думка, 1983, с.224.
5. *Dimitri Kaljo, Volodymyr Grytsenko* Tõnu Martma, A.Brazauskas, D.Kaminskas Přidoli carbon isotope trend and chemostratigraphy based on sections of Podolia (Ukraine) and the East Baltic area Estonian Journal of Earth Sciences. December 2012.- v.61, N3, pp.162-181.
6. *Сенников Н.В., Толмачеві Т.Ю., Обут О.Т.* Силурийская система в МСШ – современное состояние и проблемі корреляции в пределах России http://jurassic.ru/scale2013.htm

Геологический музей ННПМ Украины,
Украина, Киев
favosites@ukr.net

УДК 551.762.23(477.46)

В.П. Гриценко[2], Д.Б. Гуляев[1], А.П. Ипполитов[3]

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА КАНЕВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК ПРИРОДЫ

В справочнике «Геологічні пам'ятки України» (2007) приводится довольно обстоятельное описание регионального ландшафтного парка «Трахтемирів» в качестве комплексного (геоморфологического, стратиграфического и тектонического) геологического памятника. Детальных стратиграфических исследований здесь не проводилось с 60-70-х годов XX века, и в основном этот район широко известен именно благодаря геоморфологическим и тектоническим аспектам.

В 2011 и 2012 гг. в районе Каневских дислокаций группой российских и украинских стратиграфов было обследовано более 20 естественных выходов прибрежно-морских и морских отложений юрского возраста, расположенных вблизи г. Канева и в районе «Каневского полуострова».(см. Гуляев и др. в наст. сборнике).

Изученные юрские отложения относятся к бату и нижнему келловею. Признаков присутствия в районе Каневских дислокаций более поздних образований юры не обнаружено, и перспективы их нахождения здесь сомнительны. Указание многими исследователями на наличие в районе Каневских дислокаций средне- и даже верхнекелловейских осадков может быть объяснено как неверной идентификацией аммонитов, обычно существенно сдавленных, так и тем, что интервал, выделяемый ныне как подзона Enodatum стандартной западноевропейскойзоны Calloviense нижнего келловея, советскими исследователями традиционно считался среднекелловейским (обзор вопроса см. Гуляев, 2001; Киселев, 2001). В коллекциях аммонитов К.М. Феофилактова, В.В. Резниченко и К.А. Цитович, хранящихся в Национальном научно-природоведческом музее НАН Украины (г. Киев) и в коллекции Каневского природного заповедника (г. Канев), также были определены исключительно нижнекелловейские виды.

По аммонитам нижний келловей рассматриваемого района расчленяется на 4 зоны и 5 подзон, соответствующих зональным подразделениям нижнего келловея Северо-Западной Европы и Европейской России (подробнее см. Гуляев и др., в наст. сборнике): зона Elatmae, зона Subpatruus, зона Koenigi (с подзонами Gowerianus, Curtilobus и Galilaeii) и зона Calloviense (с подзонами Calloviense и Enodatum).

Существенно, что вопреки сложившемуся мнению, впервые зона Koenigi, использующаяся в западноевропейской стандартной (хроностратиграфической) шкале, в действительности была выделена не английским исследователем

С. Бакманом (Buckman, 1913), а А.Д. Карицким (1890), который разделил нижний келловей района Каневских дислокаций на нижний «a) Кадоцератовый подгоризонт. (Зона Cadoceras Elatmae Nik.)» и верхний «b) Перисфинктовый подгоризонт. (Зона Perisphinctes Koenigi Sow.)» (l.c., с. 166). Границу между этими зонами в разрезе (l.c., рис. 1, 7) Карицкий проводит на том же уровне, на котором проходит граница между установленными ныне биогоризонтами Ch. crobyloides (K. toricelli) и K. gowerianus. Она соответствует границе зон Subpatruus и Koenigi в Европейской России и биостратиграфически в точности отвечает основанию базальной подзоны Gowerianus зоны Koenigi – подошве Kellaways Clay Member – в окрестностях г. Чиппенем в Англии. Таким образом, на основании принципа приоритета район Каневских дислокаций может считаться типовой местностью для выделенной Карицким зоны Koenigi, и, следовательно, имеет, , важнейшее номенклатурное значение.

Весьма детальное биостратиграфическое расчленение может быть проведено и по белемнитам (см. Гуляев и др. в наст. сборнике). Учитывая хорошую сохранность и многочисленность остатков белемнитов района Каневских дислокаций, а также тот факт, что именно отсюда происходит типовой материал большинства новых таксонов, описанных И.И. Никитиным (1969), этот район можно рассматривать в качестве основы для создания детальной биостратиграфической шкалы по белемнитам для нижнего келловея юго-западной части Восточно-Европейской платформы.

Полученные данные дают все основания для выделения в районе Каневских дислокаций регионального опорного разреза (стратоэталона) нижнего келловея и установления в нем стратотипа нижней границы стандартной (хроностратиграфической) зоны Koenigi. По своей полноте и доступности наиболее подходящей для этой цели представляется слагающая единый разрез серия обнажений нижнего келловея, расположенных вдоль берега Каневского водохранилища на участке между дд. Луковица и Григоровка. В связи с этим целесообразно организовать дальнейшее всестороннее геологическое изучение этого участка с тем, чтобы формально определить его статус, как геологического памятника стратиграфического и палеонтологического типа национального или даже глобального значения. Здесь на законодательном уровне может быть организован геологический заказник и/или национальный парк.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 12-05-00380-а.

1. *Геологічні* пам'ятки України (под ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського). Том II. 2007 г. 320 с.
2. *Гуляев Д.Б.* Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата–нижнего келловея Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т.9. №1. С. 68-96.
3. *Карицкий А.Д.* Следы юрского периода по правому берегу р. Днепра в Каневском уезде Киевской губернии // Мат. для геол. России. 1890. Т. 14, в. 2. С. 97-197.
4. *Киселев Д.Н.* Зоны, подзоны и биогоризонты среднего келловея Центральной России. Спец. вып. трудов ЕГФ ЯГПУ. 2001. №1. 38 с.
5. *Нікітін І.І.* Юрські відклади північної частини району Канівських дислокацій та їх белемнітові фауни. Киев: Наук. думка, 1969. 108 с.
6. *Buckman S.S.* The 'Kellaways Rock' of Scarborough // Quart. Journ. geol. Soc. Lond. 1913. V. 69. P. 152-168.

[1] Комиссия по юрской системе межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России, Ярославль,, Россия
dgulyaev@rambler.ru

[2] *Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия*
ippolitov.ap@gmail.com

[3] Геологический музей ННПМ Украины, Украина, Киев
favosites@ukr.net

УДК 551.762.23(477.46)

Д.Б. Гуляев[1], А.П. Ипполитов[2], В.П. Гриценко[3]

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ДЕТАЛЬНАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО КЕЛЛОВЕЯ РАЙОНА КАНЕВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ (ЧЕРКАССКАЯ ОБЛ.)

Юрские (байосско-батско-келловейские) отложения района Каневских дислокаций известны с первой половины XIX в. Их изучение связано с именами таких исследователей, как К.М. Феофилактов, А.Д. Карицкий, К.А. Цитович, А.В. Парышев, И.И. Никитин и др. Тем не менее, в настоя-

щее время стратиграфия юрских отложений этого района изучена недостаточно. Между исследователями имеются существенные противоречия в определении возраста келловейских отложений: в то время как ряд авторов признает здесь наличие только нижнего келловея, другие указывают на присутствие средне- и даже верхнекелловейских образований. Морские келловейские отложения района Каневских дислокаций формировались в непосредственной близости от Припятского палеопролива, соединявшего обширные эпиконтинентальные Западно- и Восточно-Европейский палеобассейны, относимые к разным одноименным палеобиогеографическим провинциям. По этой причине келловейские отложения этого района должны играть ключевую роль при детальной межрегиональной корреляции.

В 2011 и 2012 гг. авторами были проведены полевые исследования юрских отложений Каневского района (некоторые предварительные результаты которых были опубликованы ранее – см. Киселев, Ипполитов, 2011). Всего было обследовано более 20 естественных выходов отложений бата и келловея, детально изучено 10 разрезов нижнего келловея, стратиграфически как взаимодополняющих, так и дублирующих друг друга. В них проведена послойно-посантиметровая таксономическая регистрация, полевая фотодокументация и отбор находок головоногих (аммонитов и белемнитов), а также – отбор проб на микропалеонтологические исследования. Кроме того, была проведена ревизия собранных в Каневком районе аммонитов и белемнитов из коллекций К.М. Феофилактова, В.В. Резниченко, К.А. Цитович, А.В. Парышева, И.И. Никитина, хранящихся в Национальном научно-природоведческом музее НАН Украины (г. Киев), а также аммонитов из коллекции Каневского природного заповедника (г. Канев).

Нижняя часть юрских отложений района Каневских дислокаций представлена мощной толщей слоистых темных глин с подчиненными прослоями песков, а также линзующимися прослоями и горизонтами конкреций сидеритового мергеля. Эта толща не содержит достоверных находок остатков нормально-морской макрофауны и условно датируется батом. Выше без явных несогласий трансгрессивную серию продолжают глинисто-алевритовые существенно карбонатизированные отложения нижнего келловея, содержащие многочисленные остатки морской макрофауны. Более поздних образований юрского возраста в исследуемом районе не выявлено - нижний келловей всюду перекрыт песчаными породами мела или палеогена. В упомянутых выше музейных коллекциях также определены лишь нижнекелловейские ископаемые.

На основании стратиграфического распространения руководящих аммонитов в нижнем келловее района Каневских дислокаций может быть выделено 13 инфразональных биостратиграфических подразделений - биогоризонтов (определение термина см. Рогов и др., 2012), 12 из которых ранее были установлены в Северо-Западной Европе (Biostratigraphie…, 1997 и др.) и Европейской России (Гуляев, 2001; Gulyaev et al., 2002 и др.), а 1 является новым и характеризуется еще не описанным видом-индексом, переходным между *Paracadoceras elatmae* и *Cadochamoussetia tschernyschewi*. Эти биогоризонты относятся к четырем зонам, две нижние из которых – Elatmae и Subpatruus – входят в региональную зональную шкалу Европейской России и в Бореальный зональный стандарт, а две верхние – Koenigi (с подзонами Gowerianus, Curtilobus и Galilaeii) и Calloviense (с подзонами Calloviense и Enodatum) – принадлежат к Европейскому Суббореальному зональному стандарту. Причем для зоны Koenigi район Каневских дислокаций является стратотипическим (см. Гриценко и др. в наст. сборнике).

Последовательность выделенных биогоризонтов позволяет оценить биостратиграфическую полноту (строение) регионального разреза. Так, не охарактеризована аммонитами нижняя часть зоны Elatmae, соответствующая большей части базальной подзоны Keppleri зоны Herveyi западноевропейской шкалы. По-видимому, в это время на изученной территории устойчивый нормально-морской режим еще не сформировался. Существенный перерыв в осадках соответствует почти всей зоне Subpatruus. Дальнейшая последовательность биогоризонтов нижнего келловея, по-видимому, полная.

Сопоставимая по детальности с аммонитовой последовательность биогоризонтов может быть установлена и по белемнитам. Максимальное разнообразие находок приурочено к интервалу зона Elatmae – нижняя часть зоны Koenigi: именно из него происходит многочисленные новые виды бореального сем. Cylindroteuthidae, описанные И.И. Никитиным (1969). В этом интервале по комплексу белемнитов может быть выделено 4 или 5 биостратиграфических подразделений, часть которых имеет филогенетическое обоснование и, таким образом, может иметь статус биогоризонтов. Мнение об эндемичности каневских фаун белемнитов обусловлено лишь плохой сохранностью белемнитов в сочетании с их немногочисленностью в одновозрастных отложениях Европейской России.

Вышележащая часть разреза зоны Koenigi содержит монотаксонную ассоциацию с Cylindroteuthis kowalevi, которые выше (в ,биогоризонте K. curtilobus) сменяются на таксономически бедную ассоциацию тетических белемнитов сем. Mesohibolitidae, низкое видовое разнообразие которых вкупе со значительной изменчивостью затрудняет возможности детального расчлене-

ния отложений. В то же время имеющиеся данные о присутствии тетических белемнитов сем. Mesohibolitidae (род Holcobelus – см. Никитин, 1969; 1977) в нижней части разреза не подтвердились – во всех случаях эти находки представляют собой сильно выветрелые ростры цилинротеутид с переуглубленной брюшной бороздой.

Разрез нижнего келловея Каневского района является одним из наиболее полных региональных разрезов этого стратиграфического интервала на территории Восточно-Европейской платформы. Кроме того, он находится в непосредственной близости от границы (экотона) двух палеобиогеографических провинций. Это дает основания рассматривать данный разрез в качестве опорного регионального стратоэталона. Таким образом, имеются широкие перспективы для его дальнейшего комплексного изучения и биостратиграфического расчленения по разным группам руководящих ископаемых.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 12-05-00380-а.

1. *Гуляев Д.Б.* Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата – нижнего келловея Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 68-96.
2. *Киселев Д.Н., Ипполитов А.П.* Новые данные о биостратиграфии келловя Каневских дислокаций // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. С.-Пб.: Изд-во Политехнического ун-та, 2011. С. 103-106.
3. *Нікітін І.І.* Юрські відклади північної частини району Канівських дислокацій та їх белемнітові фауни. Киев: Наук. думка, 1969. 108 с.
4. *Никитин И.И.* Дополнительные замечания о юрских белемнитах северной части района Каневских дислокаций // Геологический журнал. 1977. Т. 37. Вып. 4. С. 89-97.
5. *Рогов М.А., Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н.* Биогоризонты – инфразональные биостратиграфические подразделения: опыт совершенствования стратиграфии юрской системы по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. 2012. № 2. С. 101-121.
6. *Biostratigraphie* du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébres et microfossiles // Cariou E. & Hantzpergue P. (coord.). Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém. 17. 1997. 440 p.
7. *Gulyaev D.B., Kiselev D.N., Rogov M.A.* Biostratigraphy of the Upper Boreal Bathonian and Callovian of the European Russia // Martire L. (ed.). 6th International Symposium on the Jurassic System, September 12-22 2002, Palermo. Abstracts and program, 2002. P.81-82.

[1] Комиссия по юрской системе межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России, Ярославль,, Россия
dgulyaev@rambler.ru

[2] *Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия*
ippolitov.ap@gmail.com

[3] Геологический музей ННПМ Украины, Украина, Киев
favosites@ukr.net

УДК 551,734.02/03(571.1/5-13)

Я.М. Гутак[1], С.А.Родыгин[2]

СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (СОВРЕМЕНОЕ СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ)

Современное состояние стратиграфо-палеонтологической изученности девонских образований западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) характеризуется неоднозначно. С одной стороны – богатая и насыщенная история стратиграфических исследований, проводившихся в производственном геологическом объединении «Запсибгеология», академических, отраслевых, учебных институтах, давшая огромный фактический материал для понимания строения девонского разреза. С другой – резкая смена геологических парадигм, полная ликвидация стратиграфических и палеонтологических исследований в большинстве производственных геологических организациях, их резкое сокращение в научных учреждениях. Эти события привели к свертыванию плановых исследований стратиграфии (и девонской тоже), резкому сокращению специалистов стратиграфического профиля, старению имеющихся кадров.

Негативные тенденции в развитии стратиграфических исследований (развитии - потому, что исследования пусть и в небольших объемах продолжались и продолжаются и при этом сделано немало открытий и детализаций) объективно вызваны отсутствием прямого потребителя этих знаний геологического картирования территории. Небольшой объем геологического доизучения территории (про одному листу масштаба 1: 200 000 для Алтайской и Кузбасской серий Государственной геологической карты Российской Федерации) не в счет. Эти работы выполняются, главным образом, камеральным путем, носят ярко выраженный поисковый уклон и детализация стратиграфических построений там не главное. Без наличия потребителя стратиграфо-палеонтологические исследования обречены, ибо в рыночных отношениях потребитель определяет все.

Резкий спад стратиграфических исследований начался еще в начале девяностых годов прошлого века и был вызван прекращением государственных геолого-съемочных исследований крупного масштаба. Предложенная государством взамен программа создания Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 второго поколения означала кратное сокращение, как объема исследований, так и количества персонала, задействованного при этом. Впрочем, к началу XXI века казалось, что самое худшее позади, началось издание отдельных листов госгеокарт, разработаны детальные программы стратиграфических исследований. К тому времени произошло разделение геологической службы России на организации заказчика, к которым относились Государственные геологические комитеты (в нашем случае «Южсибгеолком») и организации–исполнители (в нашем случае подразделения Западно-Сибирского геологического управления, академические, ведомственные и учебные институты). В своем сообщении на Всероссийском съезде геологов в 2000 г. (г. Санкт-Петербург) один из авторов настоящей заметки писал, что возникшие «проблемы не относятся к разряду неразрешимых. Мы знаем пути и методы их решения, обладаем необходимой лабораторной и технической базой, имеется и коллектив высококлассных специалистов-единомышленников» [1, стр. 78]. Однако, с потерей у государства интереса к геологическому картированию страны практически сразу прекратилось и финансирование, особенно в плане субсидирования стратиграфических и палеонтологических исследований. Это мгновенно привело к полной ликвидации стратиграфо-палеонтологических подразделений в рамках производственных организаций (Палеонтологическая лаборатория ОАО «Западно-Сибирский испытательный центр»). Резко снизилось количество стратиграфов и палеонтологов в ведомственных институтах и подразделениях РАН. И если раньше эти специалисты относились к элите геологической службы, то теперь отношение к ним резко изменилось, и они из любимых детей мгновенно превратились в пасынков. При этом как-то совсем выпало из виду, что на осадочных отложениях ведь нигде не написано, что это девон, а это кембрий, а это неоген и что если мы говорим «девонский», то значит, что кто-то из стратиграфов и палеонтологов когда-то это установил. И если бы за каждое упоминание о геологическом возрасте отложений исполнитель отчислял бы небольшую ренту на счет стратиграфии, как делают все исполнители популярных песен, то и проблем с финансированием стратиграфических исследований не было бы. Но последнее из разряда фантастических гипотез, а в реальности возврат стратиграфии и палеонтологии прежнего статуса связывается нами со становлением в России Национальной геологической службы. Под такой службой мы видим не соподчиненное друг другу сообщество государственных служащих, распределяющих бюджетное финансирование, а реальную государственную геологическую службу, занятую изучением геологического строения страны. Парадоксально, но факт: экономика России имеет четко выраженный сырьевой уклон и при этом почти ничего не делает для геологического изучения своей территории на современном научном уровне. В свое время мы предлагали возможную структуру Национальной геологической службы России с определенной соподчиненностью подразделений [2]. Это предложение даже рассматривалось, с подачи Министерства природных ресурсов, в ведущем геологическом институте России (ВСЕГЕИ), правда, без нашего присутствия, и было признано хоть и интересным, но требующим больших материальных затрат и поэтому нереальным.

А если потребитель отсутствует, то занятие реальной стратиграфией стало уделом немногих разрозненных энтузиастов. Объединить их усилия в рамках одной или нескольких программ очень трудно. Наглядным примером этого стала попытка провести обсуждение и принятие нового варианта стратиграфических схем девона Западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО). С большим трудом такое совещание удалось собрать в ноябре 2012г. в г. Новосибирске, но принятые на нем решения были заблокированы в МСК России, как не соответствующие положениям стратиграфического кодекса России. Таким образом, новая разработанная дробная региональная геохронологическая шкала девонской системы, включающая 20 региональных горизон-

тов, не может быть использована для целей практической стратиграфии, а утвержденная в 1979 году стратиграфическая схема уже абсолютно точно не соответствует реалиям современности и тоже непригодна к использованию. Значительная часть местных стратотипов нуждается в палеонтологическом доизучении. Каждый из них должен быть детально изучен на предмет нахождения в нем не только макрофауны (или флоры), но и микрофоссилий, выделяемых при растворении пород и изучении осадка под микроскопом. Как можно, к примеру, корректно сопоставлять девонские свиты со стандартной конодонтовой шкалой, притом, что сами конодонты в этих разрезах пока не найдены, как в ряде районов Горного Алтая или Кузнецкого Алатау?

Недостаточная стратиграфо-палеонтологическая изученность разрезов, особенно сибирских, является главной причиной того, что выделенные когда-то на территории России ярусы (кембрийской, пермской и других систем) постепенно замещаются в Международной стратиграфической шкале ярусами, установленными на территории других стран гораздо позднее, но стратотипы которых изучены лучше и описаны в соответствии с современными требованиями. Казалось бы, никакого ущерба, кроме морального, для РФ в этом нет, однако это только начало пересмотра существующих приоритетов, игнорирования выдающихся достижений российских стратиграфов и палеонтологов, разработанных ими методов (например, эволюционно-биологического) и оттеснения наших специалистов на задворки стратиграфического сообщества. За этим, несомненно, последуют и экономические потери.

1. *Гутак Я.М., Петрунина З.Е., Сивчиков В.Е.* Стратиграфо-палеонтологическая изученность западной части Алтае-Саянской складчатой области (докембрий – палеозой) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Санкт-Петербург, 2000, т. I. – С. 77–78.
2. *Гутак Я.М.* Мониторинг геологической среды (к постановке вопроса) // Геология в Школе и ВУЗе: геология и цивилизация. Материалы III Международной конференции. СПб, 2003. – С. 129–131.

[1] *Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия*
gutakjaroslav@yandex.ru

[2] *Национальный исследовательский Том ский государственный университет, г.Томск, Россия*
rodygin@ggt.tsu.ru

УДК (563.627+563.713) 551.773

А.Я. Данилів

СТРАТИГРАФІЧНА ЗНАЧИМІСТЬ ГАСТРОПОДІВ І ЇХНЄ ПОШИРЕННЯ У СИЛУРІЙСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Детальне стратиграфічне розчленування потребує вивчення всіх груп організмів, встановлення їх фаціальної приуроченості і біостратиграфічного значення. Розчленування силурійських стратотипових (парастратотипових) розрізів проведено на підставі дослідження органічних решток різних груп викопної фауни, що дало змогу виділити в цих утвореннях регіояруси і зони. У відкладах силуру міститься значна кількість скамянілостей, що слугували об'єктом вивчення багатьох дослідників.

Подільський палеобасейн у силурійський період був периконтинентальним морем, де формувалися шельфові (неритові) і батіальні фації. У розвитку силурійського басейну тут виділяється кілька етапів: пізньоландоверсько-венлоцько-ранньолудловський, середньо-пізньолудловський та пржидольський (скальський). Початок кожного з них, знаменувався з прогинанням морського дна (трансгресія) і збільшенням площі басейну, а завершення (крім останнього етапу) – з незначним підніманням дна і зменшенням акваторії басейу. Відклади, що сформувалися протягом кожного з цих етапів характеризуються такими типами фацій: прибережними, мілинними і схиловими, в розрізах простежується послідовна зміна фаціальних зон зі сходу на захід.

Силурійські відклади Волино-Поділля залягають на давніших утвореннях трансгресивно. Поліфаціальні відклади силуру поділено на регіональні кореляційні одиниці – серії: ярузька, малиновецька та скальська. Подільський опорний розріз, унікальний у світі, та є ключовим при вирішенні питань стратиграфії силуру. Схарактеризований багатими комплексами різних груп фауни, що формували ориктоценоз силу-

рійськогго палеобасейну, які детально вивчені та за інформативністю доповнюють одна одну.

З огляду на тривалу етапність проведення палеонтологічних досліджень силуру різні групи макрофауни цієї системи вивчено нерівномірно. Зокрема черевоногі моллюски належать до тієї групи палеофауни, яка досліджена фрагментарно і несистематично. Для розробки місцевих і регіональних стратиграфічних і кореляційних схем силурійських відкладів переважно опиралися на результати вивчення брахіопорд, граптолітів, конодонтів, остракод, трилобітів тощо, а гастроподи й досі залишалися вивченими слабо, тому їхня сттратиграфічна інформативність була недооціненою.

Саме в останні десятиріччя нами було запропоновано доповнення біостратиграфічної характеристики стратонів, виділених за літологічними ознаками у силурі Волино-Поділля. Окрім цього в процесі досліджень решток гастроподів, стало можливим деталізувати палеоекологічні реконструкції та сформувати грунтовніші уявлення про етапи розвитку усієї макробіоти силурійського палеобасейну.

Реконструкція угруповань була проведена на основі вивчення типів захоронення решток, інтерпретації їх екологічних особливостей, кількісних співвідношень залишків організмів різних видів, зміни скупчень палеобіоти в розрізі і за латераллю. Автор, як і більшість дослідників, термін „угруповання» використовує в розумінні монотипних угруповань (тобто спільноти брахіопод, коралів, трилобітів, остракод і ін.). Черевоногі молюски були присутні в екосистемах усіх зон шельфу, а їх таксономічне розмаїття вказує, що на більшій частині акваторії.

За характером розподілу і належності до певних фацій, у розрізі палеозойських відкладів Поділля виділено 6 угруповань черевоногих молюсків, встановлено їх належність до бентосних комплексів. В ордовику виділені 2 угруповання – *Murchisonia (Hormotoma) rudis*, (гораївська світа), *Gyronema podolica* (субіцькасвіта), а в силурі 3 угруповання – *Platyceras (Platyostoma) prototypum – Subulites ventricosus curvus* (венлок, ярузька серія), *Oriostoma globosum – Oriostoma coronatum* (лудлов, малиновецька серія), *Platyceras (Platyostoma) cornutum* (пржидолій, скальська серія), в нижньому девоні – *Platyceras disjunctum* (лохковський ярус, худиківецька та митківська світи).

Угруповання *Murchisonia (Hormotoma) rudis*, належить до угруповань, що існували в мілководній частині басейну. За складом викопної фауни поряд з гастроподами зустрінуті чисельні брахіоподи, трилобіти, моховатки, остракоди та ін. Таксономічне розмаїття і кількісний склад викопної фауни та склад вмісних порід більш за все вказують на існування даної спільноти в умовах мілкого відкритого шельфу (за баровою зоною), що дає змогу віднести дане угруповання до другого бентосного комплексу.

Угруповання *Gyronema podolica*, належить до угруповань які існували в умовах відкритого шельфу (ареал 3 бентосного комплексу), про що свідчить склад вмісних відкладів (вапняки з прошарками мергелів). Разом з гастроподами знайдено брахіоподи, трилобіти, моховатки, остракоди та ін.

Угруповання *Platyceras (Platyostoma) prototypum – Subulites ventricosus curvus*, різноманітне за видовим складом гастропод і приурочено до відкладів фурманівської та тернавської світ (мергелі, грудкуваті та глинисті вапняки, плитчасті вапняки). Характерний комплекс гастроподів існував в умовах глибокого відкритого шельфу з періодичною зміною умов накопичення (пачки грудкуватих вапняків) з тенденцією до поступового обміління, разом з іншими групами: брахіоподи, трилобіти, кишковопорожнинні, остракоди та ін. Умови існування даного угруповання в ареалі 3, і можливо, верхньої частини 4 бентосних комплексів.

Угруповання *Oriostoma globosum – Oriostoma coronatum*, значно різноманітне і багаточисельне за складом гастропод і інших груп (брахіоподи, кишковопорожнинні, трилобіти, пелициподи і ін.). Існувало в умовах формування мілководних та відкрито шельфових порід з тенденцією до поступового обміління та досить активною зміною умов осадонагромадження в рихтівський час (грінчуцька підсвіта), на мулисто-детритовому субстраті барової зони та підзони відкритого шельфу, зі слабкою хвильовою діяльністю та досить частою зміною умов існування і міграції ценозу гастроподів у зв'язку з частою зміною коливань моря. Дане угруповання існувало в ареалі 2 і 3 (верхня частина) бентосних комплексів.

Угруповання *Platyceras (Platyostoma) cornutum*, малочисельне за складом і таксономічним різномаїттям, приурочено до відкладів скальської серії (варницька – звенигородська світи). Знахідки гастроподів приурочені до мергелів, глинистих грудкуватих та органогенно-детритових вапняків. Найоптимальнішими умовами існування для угруповання були мулистий субстрат характерний для зони закритого шельфу (літоральна та верхня частина субліторальної зон), характерних для дугого бентосного комплексу та область формування глинисто-карбонатних відкладів зони відкритого глибокого шельфу (звенигородська світа) в ареалі третього бентосного комплексу.

Угруповання *Platyceras disjunctum*, малочисельне за складом і приурочено до відкладів нижнього девону (худиківецька і митківська світи), склад вмісних порід свідчить про умови існування даного угруповання в ареалі четвер-

того бентосного комплексу, в середовищі малорухливих вод морського схилу.

Характеризуючи угруповання гастроподів в опорному розрізі басейну Дністра ми бачимо, що найсприятливішими палеоекологічними умовами їх існування були ареали другого і четвертого бентосних комплексів. Також у тих інтервалах розрізів силурійської системи в яких відсутні рештки інших представників макробіотик, гастроподи є однією із найважливіших груп палеорганізмів для встановлення відносного геологічного віку вмісних їх порід, а також для їх стратифікації та кореляції.

Львівський національний університет
імені Івана Франка,
Львів, Україна
79005 Львів, вул. Грушевського, 4
paleontolzbyrnyk@ukr.net

УДК 56.018.3:551.735.1(510)

Ю. Джи[1], Т.И.Немировская[2]

КОНОДОНТЫ РАЗРЕЗА НАДЖИН (ЮЖНЫЙ КИТАЙ) – КАНДИДАТА НА СТРАТОТИП ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ВИЗЕЙСКИМ И СЕРПУХОВСКИМ ЯРУСАМИ КАРБОНА

Уточнение объемов и границ ярусных подразделений карбона остается одной из важнейших задач Подкомиссии по карбону МСГН.

Комплексные исследования разрезов пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов карбона в различных регионах мира показали, что наиболее перспективными в качестве кандидатов для установления GSSP являются два разреза: разрез Верхняя Кордаиловка на Южном Урале, Россия, и разрез Наджин (Нашуи) в Южном Китае. Оба разреза интенсивно изучаются, оба разреза содержат конодонты рода *Lochriea*, один из видов которого был предложен в качестве маркера границы между визейским и серпуховским ярусами. Это вид *Lochriea ziegleri* Nemirovskaya, Perret et Meischner, 1994. Эволюционное появление его в морфогенетической цепочке *Lochriea nodosa – L. ziegleri* выявлено и проанализировано во многих регионах Евразии. Лучшими из доступных в настоящее время разрезов оказались Верхняя Кардаиловка и Наджин.

В настоящей работе представлены результаты детального дополнительного послойного опробования разреза Наджин. Новые данные позволили уточнить уровень границы между визейским и серпуховским ярусами в разрезе Наджин и провести корреляцию с другими регионами мира.

Разрез Наджин представлен относительно непрерывной карбонатной толщей пород от визейского яруса до перми. Он находится в 45 км от г. Луодиан в провинции Гуижу в Южном Китае. Разрез расположен на восточном крыле Наджинской антиклинали и прекрасно обнажен вдоль автострады № S312 Вангмо-Луодиан. Пограничные отложения визейского и серпуховского ярусов представлены серыми карбонатными мадстоунами, вакстоунами, пакстоунами и грейнстоунами с кремнистыми прослоями. Это относительно глубоководный разрез склоновых фаций и фаций края платформы. Конодонты наиболее многочисленны в мадстоунах. Грэйнстоуны содержат большое количество мелководных фораминифер, а также незначительное количество конодонтов, типичных для мелководных отложений, что свидетельствует о турбидитных течениях, принесших их с близко расположенной платформы. Конодонты, выделенные из пограничных отложений визейского и серпуховского яруса разреза Наджин известны также из глубоководных разрезов Евразии. Здесь определены 28 видов и подвидов конодонтов, относящихся к 6 родам. Доминируют виды групп *Gnathodus bilineatus* и *Gn. girtyi*, а также родов *Pseudognathodus, Lochriea* и *Vogelgnathus*. В небольшом количестве здесь встречены и мелководные *Mestognathus beckmanni* и *M. bipluti*, Здесь встречены все известные поздневизейские и раннесерпуховские представители рода *Lochriea* от морфологически простых визейских форм до видов со сложной орнаментацией, характерных для серпуховского яруса. Здесь обнаружены многочисленные *L. nodosa* и их гипотетические потомки *L. ziegleri* и *L. senckenbergica*, а также много переходных форм. Установлены две конодонтовые зоны: поздневизейская зона Lochriea nodosa и раннесерпуховская зона L. ziegleri. Проведена корреляция с одновозрастными отложениями Евразии. Согласно новым данным, уровень первой встречаемости в разрезе *L. ziegleri* определен на отметке 60,1 м от основания разреза. И соответсвенно граница между визейским и серпуховским ярусами в разрезе Наджин предлагается на этом уровне.

1. *Qi Yuping,* Wang Xiangdong, Barry C. Richards, John R. Groves, Katsumi Ueno, Wang Zhihao, Wu Xianghe and Hu Keyi. 2010. Recent

progress on conodonts and foraminifers from the candidate GSSP of the Carboniferous Visean-Serpukhovian boundary in the Naqing (Nashui) section of South China. *In*: Carboniferous carbonate succession from shallow marine to slope in southern Guizhou. The SCCS Workshop on GSSPs of the Carboniferous System, Guide Book for Field Excursion, P. 35-64.

[1] *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, 39 East Beijing Road, Nanjing 210008, P. R. China*
ypqi@nigpas.ac.cn

[2] *Институт геологических наук НАН Украины Киев, Украина*
tnemyrov@mail.ru

УДК 561:551.79 (476)

Я.К. Еловичева

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ

Совершенствование и быстрое развитие стратиграфических методов, среди которых наряду с традиционными лито- и биостратиграфическими, широкое применение получили сейсмостратиграфические, палеогеомагнитные и в особенности изотопные, привело к тому, что методы относительной геохронологии не только упрочили свою значимость на базе методов абсолютной геохронологии, но и значительно расширили свое использование за счет новых. Информативность последних была оценена автором с конца XX в., и применена для усовершенствования региональной стратиграфической схемы Беларуси МСК (1984 г.).

Поскольку единого эталонного разреза с непрерывным осадконакоплением на территории региона не выявлено, последовательность природных событий в нем можно установить с помощью данных абсолютной (всего 10 датировок: 5 из отложений муравинского межледниковья 5 и. я., 2 – для шкловского межледниковья 7 и. я., по одной дате для днепровского позднеледниковья 8 и. я., александрийского межледниковья 11 и. я. и сервечской морены 16 и. я.) и относительной (в частности, палинологические данные) геохронологии по межледниковым комплексам отложений в наиболее полных разрезах. Анализ климато-стратиграфической ритмичности на подробных изотопно-кислородных, изотопно-углеродных, температурной, палеомагнитной, инсоляционной шкалах из непрерывно накопившихся океанических (атлантическая, тихоокеанская, индийская) и донных внутриконтинентальных морских (байкальская, прикаспийская) образований, малакологической (ESP-датирование слоев с моллюсками), из толщ льда и воды (антарктическая, гренландская), лессово-почвенных серий (восточноевропейской, китайской, украинской), карбонатных отложений (Европа, Сев. Америка) на геохронологической основе показал:

— резкая смена ритмичности природных событий на возрастном рубеже намагниченности эпох Матуяма→Брюнес в 19 и. я. четко удостоверяет нижнюю границу собственно гляциоплейстоцена в 700-800 тыс. лет, тем самым определяя и объем гляциоплейстоцена и голоцена;

— гляциоплейстоцен совместно с голоценом знаменуют последовательную смену холода и тепла, выраженную в ранге главных подразделений климатостратиграфической шкалы в Европе – 8 ледниковий (наревское, сервечское, березинское, еселевское, яхнинское, днепровское, сожское и поозерское, осложненных стадиями и межстадиалами, ознаменовавшихся распространением ледниковых тел (морен) и коррелятных им перигляциальных образований, и разделявших их 9 межледниковий (брестский интервал, корчевское, беловежское, ишкольдское, александрийское, смоленское, шкловское, муравинское, голоценовое), зафиксированных накоплениями мощных органогенных озерных, болотных и речных толщ.), каждый из которых отвечает самостоятельному горизонту (лишь поозерский/валдайский объединяет три);

— муравинский/микулинский горизонт отвечает всему 5-му ярусу, а не только одной его фазе – 5е;

— практически отпала необходимость в выделении надгоризонтов;

— сопоставление александрийского (гольштейнского, лихвинского в старом по-

нимании) межледниковья с 11-м и. я. по решению ученых XIV Конгресса INQUA в 2003 г. в г. Рино (Америка) предопределило выделение между александрийским и муравинским межледниковыми горизонтами еще двух самостоятельных межледниковых (стадии 7, 9) и разделяющих их трех ледниковых (стадии 6, 8, 10), а между александрийским межледниковым и первым наревским ледниковым горизонтами – еще трех самостоятельных межледниковых (стадии 13, 15, 17) и разделяющих их трех ледниковых (стадии 12, 14, 16);

— вариации кривых внутри каждого горизонта отвечают количеству климатических оптимумов (от 1 до 3-х) и межоптимальных похолоданий (1-2) в межледниковье и числу межстадиалов и стадиалов в ледниковье;

— последовательная смена древесных пород на протяжении каждого оптимума межледниковья соответствует макросукцессионному ряду палеофитоценозов, наличие которого доказывает накопление вмещающих осадку микрофоссилий in situ, а отсутствие – переотложению, что опровергло мнение об однооптимальности межледниковий, показало возможность сходства палинологических диаграмм из разновозрастных отложений, необходимости учета экзотических растений в определении их места в возрастном ряду гляциоплейстоценовых флор;

— общая направленность макросукцессий палеофитоценозов межледниковий гляциоплейстоцена обосновывает широтную миграцию природных зон при динамике ледников;

— длительность межледниковий определяет число климатических оптимумов и разделяющих их межоптимальных похолоданий;

— сходство амплитуды колебания потепления и характера макросукцессии палеофитоценозов межледниковий гляциоплейстоцена с голоценом подтвердило межледниковый (хотя и незавершенный еще фазой Betula) ранг последнего;

— наращивание вдвое числа оледенений (G, M, R, W) и межледниковий (G-M, M-R, R-W, HI) традиционной альпийской схемы с 4-мя типами макросукцессий палеофитоценозов виделось путем придания вторым-третьим оптимумам самостоятельного ранга межледниковий, а разделяющим оптимумы похолоданиям – ранг «малых оледенений»; особую значимость приобрели геологические разрезы с несколькими межледниковыми горизонтами (ишкольдский 13 и. я. под собственно александрийским 11 и. я.), а более перспективным стало микростратиграфическое изучение древне-озерных толщ и палеопочв в наиболее полных разрезах с несколькими оптимумами, что позволило выработать самостоятельные климатостратиграфические континентальных шкалы – Чекалинскую, Нижнинскую, Ишкольдскую, Вольное, Бояничи, Вязовок, Варзуга и другие на Восточно-Европейской равнине, а также на территории Польши (Августов, Фердинандов).

Первостепенными задачами стратиграфов и палеогеографов являются ныне привязка континентальных шкал отдельных глубоководных палеоводоемов и собственно региональных шкал к унифицированным океаническим и морским изотопно-кислородным шкалам Земли на геохронологической основе для реального понимания последовательности и сложности природных событий гляциоплейстоцена в целом и отдельных слагающих его межледниковий и оледенений.

С позиции палеогеографического прогноза следует ожидать:

а) дальнейшее развитие голоценового межледниковья в виде второго-третьего оптимумов;

б) новейшего ледникового цикла с еще меньшей площадью своего распространения в сравнении с поозерским/валдайским, на что указывает факт окончания максимума распространения позднекайнозойского оледенения в днепровскую ледниковую эпоху (около 180 тыс. л. н.) и поступательное сокращение в последующем площадей двух последних оледенений (сожского/вартинского и поозерского/вистулианского) на фоне увеличения теплообеспеченности разделявших их межледниковий;

в) намечающийся тренд роста глобальной температуры Земли дает новое обоснование предположить, что гляциоплейстоцен как всего лишь последняя треть позднего кайнозоя, может и завершиться и мы на себе испытаем наступление нового природного феномена – начало очередного потепления климата планеты глобального масштаба, сравнимого с природными ситуациями основных геологических периодов (кембрий–первая половина ордовика, средний и поздний силур–ранний и средний девон, поздняя пермь–триас–средняя юра, средний и поздний мел–ранний палеоген или палеоцен), имевших значительно более высокую температуру по сравнению с межледниковьями квартера нашего региона. Эта версия объясняет активизацию вулканической деятельности, увеличение числа ураганов, частоту и разрушительную силу цунами, смену климата, снижение биоразнообразия Земли подобно тому, как это происходило в древние геологические эпохи, известные как проявления глобального катаклизма.

Белорусский государственный университет,
Минск, Беларусь
yelovicheva@bsu.by

УДК 551.762.3:56.074.6:551.8(477.8)

Н.М. Жабіна[1], О.В. Анікеєва[2]

КАРБОНАТНИЙ КОМПЛЕКС ОКСФОРДУ–ВАЛАНЖИНУ ЗАХОДУ УКРАЇНИ (СТРАТИГРАФІЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ ТА УМОВИ СЕДИМЕНТАЦІЇ)

Регіон Заходу України у пізньоюрський та ранньокрейдовий час належав до північної периферії обширної Тетичної палеопровінції. Це зумовило загальні тенденції умов осадконагромадження, виражені у тривалому процесі біогермобудування протягом усієї пізньої юри та пов'язаному з ним накопиченні потужних карбонатних товщ і евапоритів. Спільні риси формування відкладів були зумовлені евстатичними коливаннями рівня Світового океану. Основою для стратиграфії цих відкладів є схема розподілу стандартних фаціальних поясів карбонатного шельфу Дж. Уілсона (1980) – послідовність фацій, зумовлена особливостями карбонатної седиментації. На території України, як і на всій північній периферії Тетису, ці утворення представлені латеральним рядом рифогенних фацій, які заміщуються мілководними осадами карбонатного шельфу – прибережними морськими або лагунно-евапоритовими. За результатами вивчення матеріалів буріння виявлено, що басейн седиментації цих відкладів простягався субмеридіонально, заглиблювався у західному напрямі, а його периферійна зона фіксується на сході. Літораль і сублітораль басейну були розташовані на палеозойському фундаменті, а більш заглиблені зони шельфу – на утвореннях нижньої–середньої юри.

Передрифова зона басейну у пізній юрі простягалась майже субмеридіонально вздовж верхньої зони відкритого карбонатного шельфу на захід від рифових утворень. Відклади передрифового поясу виявлені бурінням лише на північному заході Передкарпатського прогину в зоні, прилеглій до Краковецького розлому. Ширина передрифової зони в оксфорді, встановлена у регіоні, досягала 12 км, у кімериджі і титоні – до 5 км.

Передрифова фація (бонівська світа – оксфорд, моранцівська світа – кімеридж, каролінська світа – титон–валанжин) характеризуються ознаками, притаманними утворенням передового схилу: уламковими, тонкозернистими, мікритовими шаруватими породами з зсувними текстурами і масою вапнистого мулу, матеріалом для утворення яких є продукти руйнування рифового тіла. У передрифовій зоні формувались товщі переважно глинистих, алевритистих вапняків (мікритових, онколітових, біокластичних, брекчієподібних) з прошарками аргілітів і вапнякових брекчій. Процеси окременіння в глибоководних умовах спричинили утворення прошарків окременілих вапняків та вторинних силіцитів. На регресивних етапах відкладалися кварцові піски і збільшувалася теригенна складова порід.

За седиментологічними ознаками виявлено, що утворення даного комплексу передрифових порід відбувалось у верхній зоні відкритого шельфу на глибинах від 50 до 100 м (у оксфордський час глибина басейну була максимальною).

Рифова зона басейну. Зона біогермобудування протягом пізньої юри була розташована паралельно береговій лінії на нижній субліторалі карбонатного шельфу і заміщувала на схід передрифову зону. Рифова зона басейну простежується майже субмеридіональною смугою – в оксфорді і кімериджі – шириною близько 10 км, у титоні – 5–11 км.

Відклади, сформовані у цій зоні, складені біогермними спорудами оксфорду і Опарським рифом кімериджу і титону-беріасу (рудківська світа – оксфорд, опарська світа – кімеридж–нижній беріас). Утворення рифового поясу оксфорду–беріасу формувались на мілководному шельфі та пов'язані з тектонічно активними ділянками.

Біогерми оксфордського басейну почали будуватись на схилі шельфу кременистими губками на глибинах близько 100 м. Пізніше регресивні події та потепління води спричинили заміщення кременистих губок водоростями і коралами. Наприкінці оксфорду басейн у рифовій зоні значно обмілів, тому в покрівлі біогермних куполів залягають пачки онколітових вапняків і подекуди строматолітів. Рифова зона кімериджу (губково-водоростеві біогерми) була розташована на пологому схилі мілководного шельфу глибиною перші десятки метрів. Разом з біогермами оксфорду рифовий пояс кімериджу створив бар'єр, що ускладнив доступ морської води у зарифову зону. У рифовій зоні титону–раннього беріасу формувався кораловий бар'єрний риф на субліторалі глибиною 25–40 м.

Зарифова зона басейну у пізній юрі – ранній крейді простягалась на схід від зони біогермобудування субмеридіональною смугою шириною до 5–10 км в оксфорді, до 6 км в ранньому кімериджі, до 50 км – протягом пізнього кімериджу–раннього беріасу. Ці відклади представлені городоцькою світою (оксфорд), підлубенською світою (нижній кімеридж), нижнівською світою (верхній кімеридж-середній титон), буківненською світою (верхній титон–нижній беріас).

У зарифовому басейні в оксфорді відбувалась седиментація різноманітних мілководних вапняків (онколітових, біокластичних, біогермних, біомікритових та ін.) і доломітів, в залежності від умов – з прошарками аргілітів і вапнякових пісковиків. На прибережних ділянках відкладались літобіокластич-

ні пісковики та конгломерати, біокластичні і тонкоуламкові вапняки і вапнисті мули. Глибина зарифової рівнини не перевищувала 25 м.

Регресивні події на початку кімериджу зумовили формування ізольованої лагуни на периферії басейну. У ранньому кімериджі евапоритова лагуна шириною до 40 км простягалась вздовж всієї території пізньоюрського зарифового поясу. Тут відкладались шаруваті ангідрити, гіпси, доломіти, які заміщуються червоноколірними глинисто-теригенними породами і засолоненими карбонатами. Ці відклади виділені в рава-руську світу. Лагуна припинила існування внаслідок глобальної трансгресії в середині кімериджу.

Протягом пізнього кімериджу-середнього титону у зарифовому басейні формувались мілководні вапняки і доломіти. Внаслідок тривалої трансгресії ці відклади набули найбільшого поширення на території Заходу України.

За рифовим бар'єром на мілководній ділянці басейну глибиною до кількох метрів у пізньому титоні–ранньому беріасі існувала смуга окремих дрібних біогермів, створених переважно молюсками та різноманітними водоростями. Залежно від евстатичних змін, та зумовленого ними притоку морської води у зарифову лагуну, ці біогерми зміщувались у різних напрямках, і утворили смугу до 30 км завширшки. Ці відклади виділені у буківненську світу і з ними пов'язані перспективи пошуків вуглеводнів на території Заходу України. Наприклад, у Лопушнянському родовищі продуктивні горизонти пов'язані саме з такими утвореннями. У результаті докладного вивчення данного карбонатного комплексу нами вперше оконтурені біогерми титону–беріасу.

Рифогенний комплекс перекривається відкладами відкритого моря верхнього беріасу–валанжину (ставчанська світа). У цей час седиментаційний басейн являв собою відкритий морський шельф. В результаті трансгресії пізнього беріасу, що спричинила заглиблення басейну і створення умов, непридатних для каркасних коралових побудов, припинив існування Опарський риф. Внаслідок цієї трансгресії відбулась седиментація глинистої пачки порід верхнього беріасу, а протягом пізнього беріасу і раннього валанжину формувалась товща перешарування вапняків та аргілітів. З кінця беріасу до початку пізнього валанжину на фоні загального регресивного фону в мілководному басейні перевідкладалися продукти руйнування порід верхньої юри. Трансгресія, що розпочалася в пізньому валанжині, відновила морський режим у басейні, де відкладались збагачені глауконітом вапняки.

Седиментація даного карбонатного комплексу відбувалась під значним впливом евстатичних змін: оксфордський вік характеризується незначними трангресивно-регресивними явищами на загальному фоні тривалої непотужної трансгресії; на межі оксфорду і кімериджу відбулася регресія на той же рівень, внаслідок чого були частково розмиті оксфордські біогерми і утворилися строкаті відклади в підошві кімериджу; у ранньому кімериджі на фоні загальної трансгресії відбувались періодичні регресивні явища, що спричинило утворення евапоритової лагуни на периферії басейну; *у* пізньому кімериджі розпочалася тривала загальна трансгресія, максимум якої припав на ранній титон, внаслідок чого відклади верхнього кімериджу-середнього титону набули найбільшого поширення у регіоні; з середнього титону до раннього беріасу на фоні загальної регресії відбувались значні коливання рівня моря і утворився потужний бар'єрний риф та пов'язані з ним відклади; на межі раннього і пізнього беріасу трансгресія спричинила утворення верхньоберіаських аргілітових верств, після чого регресивний фон тривав майже до кінця валанжину, зумовлюючи седиментацію вапняків.

[1] Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна
zhabinanatalia@gmail.com

[2] Київський національний університет імені Тараса Шевченка
geolena@pochta.ru

УДК 551.781(084.2)(477.7)

Б.Ф. Зернецкий, Т.С. Рябоконь, С.А. Люльева

МОДЕРНИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ (ЮЖНАЯ УКРАИНА)

Основные направления модернизации стратиграфической схемы палеогеновых отложений Южноукраинской палеоседиментационной провинции в целом и Северного Причерноморья в частности касаются следующего:

• в схеме принята современная международная стратиграфическая шкала 2012г. (МСШ-2012) (Vandenberghe, Hilgen, Speijer ea, 2012); обосновано сопоставление регионярусов палеогена Южной Украины с ярусами МСШ и виявлено несовпадения границ некоторых региональных стратонов с границами ярусов МСШ-2012.

• для обеспечения требования валидности (Стратиграфический кодекс Украины 1997г., 2012г.)

региояруса (горизонты) Южной Украины приведены в соответствие с постановлениями (решениями) Межведомственного стратиграфического комитета: стратиграфические объемы региоярусов приняты соответственно унифицированной стратиграфической схемы палеогеновых отложений платформенной Украины 1987г. Таким образом, устранены расхождения в трактовке объемов отдельных горизонтов (региоярусов), которые существовали между стратиграфическими схемами 1987г. и 1993г. Объем каждого из региоярусов палеоцен-эоцена Южной Украины определен по зональным комплексам планктонных фораминифер, известкового нанопланктона, диноцист, крупных фораминифер и по характерным комплексам бентосных фоссилий. Региояруса олигоцена рассматриваются как отражение историко-геологической этапности развития майкопского бассейна, охарактеризованного характерными и зональными комплексами микрофоссилий и макрофауны.

• в основу биостратиграфии палеогеновых отложений Южной Украины положена биостратиграфическая схема палеогена южных районов СССР (Постановления МСК, 1989, Вып. 24) в ее современной интерпретации (Постановления МСК, 2008, Вып. 38; Зональная стратиграфия фанерозоя…, 2006), т. е. Крымско-Кавказская зональная шкала. Также учтены данные исследований по зонированию палеогена последних лет (Зернецкий, Люльева, 1990, 1994; Атлас диноцист палеогена…, 2011; Закревская, 2010, 2011; Крашенинников, Басов, 2007; Практическое руководство…, 2005 и др.).

Осадочная толща палеогена Южноукраинской палеоседиментационной провинции (Зосимович, 2012) представлена широким литофациальным спектром отложений – от морских глубоководных и мелководных до прибрежно-мелководных и континентальных. Анализ накопленного материала показал, что сформированные осадочные тела в разных районах Северного Причерноморья различаются не только за стратиграфическим объемом, но и за характером разрезов в целом. В пределах Северного Причерноморья различается область глубоководно-морских фаций и область мелководно-морских фаций (Носовский, Гилькман, 1968). Окраинные фации палеогенового южноукраинского морского бассейна распространены также в пределах южного района Украинского щита. В приазовском районе различаются западная, южная и восточная части.

Нами проведена ревизия стратиграфических подразделений разного типа и ранга, приведенных в Региональной стратиграфической схеме Южноукраинской нефтегазоносной области (утверждена УРМСК в 1982р.) (Геология шельфа СССР. Стратиграфия, 1984), Региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинского щита 1986г. (утверждена УРМСК в 1984г.), Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украины 1987г. (утверждена УРМСК в 1982г., МСК в 1985г.) и Стратиграфической схеме палеогеновых отложений южных областей Украины 1993г.

Использование современной биостратиграфической схемы палеогена южной Украины позволило, вместе с другими методами, выявить крупные стратиграфические хиатусы и оценить их стратиграфический объем для разных районов. Наиболее значимые, региональные, хиатусы приурочены к границе мела/палеогена, белокаменского и качинского региоярусов, границе палеоцена/эоцена, бахчисарайского и симферопольского региоярусов, границе эоцена/олигоцена.

Наши стратиграфические исследования базировались на идее единой в пространственно-временном измерении разнофациальной среды Южноукраинской палеоседиментационной провинции, в которой происходило формирование осадочных толщ. Рассматривая региоярус как отражение определенного историко-геологического этапа или части этапа развития региона, принимая во внимание связь региоярусов с трансгрессивно-регрессивной цикличностью (Чекунов, Гилькман и др., 1976) и учитывая виявленные стратиграфические хиатусы, были скоррелированы морские глубоководные, мелководные, прибрежные и континентальные отложения для каждого из веков для разных районов рассматриваемой территории; сопоставлены осадочные тела палеогена Северного Причерноморья и Азово-Кубанской впадины, периферийные фации которой распространены в Восточном Приазовье; скоррелированы местные стратоны Северного Причерноморья и прилегающего южного района Украинского щита.

Ниже перечислены основные и вспомогательные местные стратиграфические подразделения, которые входят в стратиграфическую схему Северного Причерноморья, включая Приазовье и прилегающую часть Украинского щита. Описание стратонов выполнено в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса Украины 2012г.

Палеоцен в Северном Причерноморье представлен белокаменским и качинским региоярусами. Белокаменский региоярус включает каланчакскую и гирсовскую свиты, нижнюю часть новоазовской толщи, пачку песчаников, алевритов и песков; качинский – мирненскую и очаковскую свиты, пачку мергелей и пачку темно-серых песчанистых глин.

В составе эоцена выделены бахчисарайский, симферопольский, новопавловский, кумский и альминский региояруса. Бахчисарайский региоярус представлена глинами, песчаниками с *Morozovella subbotinae*; симферопольский охватывает таврийскую, татарбунарскую и щербацкую толщи, пески, песчаники, извест-

няки с *Nummulites distans*, войковскую толщу и континентальную южноприазовскую толщу; новопавловский – червоноукраинскую, староингулецкую, рахмановскую свиты, нижнюю часть саханской толщи, толщу мергелей, малиновские слои. В среднем эоцене также выделены континентальные западноприазовская и углисто-терригенная толщи. Кумский региоярус представлен хаджибейской свитой, мергелями и глинами с *Subbotina turkmenica*, толщей мергелей и глин, верхней частью саханской толщи; альминский – альминской, бармашовской, шабской и еланчикской свитами, малобелозерской и томаковско-новокиевской толщами, великоолександровскими и чкаловскими слоями.

В олигоценовом отделе Южной Украины выделены планорбелловый, молочанский и керлеутский региояруса. Планорбелловый региоярус в Северном Причерноморье представлен борисфенской свитой; молочанский – молочанской свитой; керлеутский – серогозской, асканийской и горностаевской свитами.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
riabokon@mail.ru

УДК 551.781.(477)

В.Ю. Зосимович

РЕГИОЯРУСА ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРОУКРАИНСКОЙ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ПРОВИНЦИИ

Североукраинская палеоседиментационная провинция территориально охватывает Днепровско-Донецкую впадину, прилегающие к ней части Украинского щита и Воронежской антеклизы, Конкско-Ялынскую впадину, северную часть Приазовского района Украинского щита, западные и северные окраины Донецкого складчатого сооружения, а также северную часть западного склона Украинского щита (севернее г. Ровно) и небольшую часть Волыно-Подольской плиты (севернее г. Луцка). Ее южная граница соответствует своеобразному водораздельному барьеру субширотной ориентации, состоящему из докембрийских щитов и древних горных сооружений, который разграничивает Паратетис и Субпаратетис и в то же время является границей между североукраинской и южноукраинской палеоседиментационными провинциями. Северная граница расположена в пределах Воронежской антеклизы, значительно севернее государственной границы Украины и России, и контролируется береговыми линиями палеогеновых морских бассейнов и зонами распространения аналогов новопетровского региояруса (тимская свита журавкинской серии). Западной границей северной провинции можно считать Лоевско-Брагинскую седловину, которая разделяет Днепровско-Донецкую и Припятскую впадины в значительной степени условно, поскольку состав и палеогеновых, и неогеновых отложений этих впадин чрезвычайно близкий, что безоговорочно свидетельствует о фактической тождественности седиментационных условий и тесной связи между впадинами в кайнозое. В качестве восточной границы целесообразно вероятно принять государственную границу Украины, поскольку палеогеновые бассейны северной провинции в восточном направлении переходят в бассейны огромной акватории, протягивающейся от восточных окраин Донецкого складчатого сооружения до зоны Среднеазиатского предгорья, а неогеновые стратоны, подобные новопетровскому региоярусу, прослеживаются до Южного Приуралья (В.Ю. Зосимович, 2012).

Палеогеновые отложения Североукраинской палеоседиментационной провинции охватывают весь временной интервал палеогенового периода, в их составе выделяются псельский и мерлинский региояруса палеоцена; каневский, бучакский, киевский и обуховский региояруса эоцена; межигорский и берекский региояруса олигоцена. Датирование стратонов, их корреляция и привязка к подразделениям Международной стратиграфической шкалы обеспечивается изучением широкого спектра палеонтологических групп – моллюски, фораминиферы, наннопланктон, диноцисты, диатомеи, радиолярии, споры и пыльца и многие другие. Анализ полученных палеонтологических материалов позволил в рамках проекта «Модернизация стратиграфических схем» внести ряд изменений в «Стратиграфическую схему палеогеновых отложений северных областей Украины» 1993 г., подготовленную для выполнения работ по созданию нового поколения Госгеолкарты–200. Изменения эти таковы.

В Схеме–93 псельский и мерлинский горизонты (региояруса) соответствуют нижнему и верхнему палеоцену. В новой (модернизированной) стратиграфической схеме принимается трехчленное деление палеоцена на нижний, средний и верхний, соответствующее данию,

зеландию и танету. Сопоставление с этой шкалой псельского и мерлинского горизонтов (регионярусов) показывает, что первый из них по результатам изучения наннопланктона соответствует данию–зеландию, т.е. нижнему–среднему палеоцену, а второй по комплексу динoцист – танету, т.е. верхнему палеоцену.

В интерпретации каневского горизонта (регионяруса) ничего не изменилось: и в Схеме–93, и в новой модернизированной схеме он соответствует временному интервалу раннего эоцена, ипрскому ярусу.

Бучакский горизонт (регионярус) в Схеме–93 соответствует всему объему лютетского яруса. Однако в новой (модернизированной) схеме соответствует приблизительно 2/3 лютета в рамках зоны NP14 и большей части зоны NP15.

Киевский горизонт (регионярус) в Схеме–93 соответствует бартону в составе зон NP16 NP17. Однако в новой (модернизированной) схеме временная интерпретация киевских отложений существенно изменилась. Их нижняя граница опускается в самые верхи зоны NP15, нижняя половина зоны NP16 – верхи лютета, и только верхняя часть зоны NP16 и зона NP17 – бартон, т.е. киевский регионярус соответствует в новой интерпретации верхам лютета – бартону.

Обуховский горизонт (регионярус) по объему и положению верхней–нижней границ остался неизменным, как и прежде он соответствует приабонскому ярусу.

В интерпретации межигорского и берекского горизонтов (регионярусов) существенные изменения. Дело в том, что змиевский подгоризонт берекского горизонта соответствует остракодовому пласту южноукраинского олигоценового (майкопского) разреза. В Схеме–93 межигорские отложения соответствуют рюпелю, а берекские – хатту. Однако последние палеонтологические исследования и майкопских, и североукраинских олигоценовых отложений показали, что остракодовые и змиевские слои еще рюпельские, т.е. временной объем межигорского горизонта (регионяруса) сокращается приблизительно до 2/3 рюпеля, а в верхнюю часть рюпеля перемещаются змиевские слои. Что же касается верхнего олигоцена (хатта), то в северной провинции верхнеолигоценовым остается только сивашский подгоризонт берекского горизонта (регионяруса).

Отмеченные изменения в интерпретации временного интервала стратонов никак не повлияли на их целостность как стратиграфических объектов. Все регионяруса Североукраинской палеоседиментационной провинции имеют достаточно своеобразный, присущий только им литологический состав; их границы с подстилающими и покрывающими стратонами практически всегда достаточно четкие; как самостоятельные стратиграфические подразделения они существуют уже многие десятилетия и их регионярусный статус в предлагаемой новой стратиграфической схеме – признание их достоверности и биостратиграфической обоснованности. Следует отметить также, что анализ геоисторических процессов, особенностей литогенеза в рамках конкретных седиментационных циклов (этапов), событийно-палеогеографических реконструкций палеобассейнов позволяет рассматривать регионярус как единое пространственно-временное образование в полифациальной среде.

Резюмируя изложенное, считаю необходимым еще раз подчеркнуть, что все изменения в датировании стратонов и смещении корреляционных уровней опираются на тщательную, глубокую проработку палеонтологических материалов.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
riabokon@mail.ru

УДК 561+551.735(477.8)

A. Ivanina, Ye. Gonyk

ABOUT MID-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE LVIV-VOLYN COAL BASIN (WESTERN UKRAINE) BY PALYNOLOGICAL DATA

Global stratigraphic scale of the Carboniferous system (as it was confirmed in 2004 by the International Geological Congress) is composed of two subsystems – the Mississippian and Pennsylvanian divided into global stages. The new level of the boundary between the Mississippian and Pennsylvanian (between Serpukhovian and Bashkirian stages) is distinguished in the floor of the **Homoceras** goniatite zone and by the appearance of conodonts *Declinognathodus noduliferus* and foraminifers of the **Plectostaffella bogdanovkensis** zone.

Lviv-Volyn coal basin (LVB) is situated within the Volyn-Podillya margin of the East-European platform and composed of coal-bearing Mississippian (Lower) and Pennsylvanian (Middle) Carboniferous deposits. The major industrial and coal-bearing object of LVB is the Bug formation. This is mainly continental sandy and clayey coal-bearing deposits with

the thickness of 100 to 280 m and floral remnants only. Earlier research shows that the age of the Bug formation has been changing from Lower or Upper Serpukhovian to Bashkirian and now it isn't clearly defined (Schulga V.F. et al., 2007). The actual problem of regional stratigraphy is the definition of the correlative level of the GSSP of the Mississippian–Pennsylvanian boundary in local sections. In the LVB, definition of this stratigraphical level (the boundary between Mississippian and Pennsylvanian) requires a detailed study of the Bug formation.

Facial-palynological study of the LVB coal-bearing deposits demonstrates that the boundary of the Lower and Middle Carboniferous and dating the Bug suite is clearly distinguished by palynological data. Palynological analysis of the Bug suite was made in eight boreholes by the variety of palynological analysis – method of palynoooryctocenoses (Ivanina, 1997). The Bug suite are characterized by spores from two palynozones (from bottom to top): the **Raistrikia nigra–Bellispores nitidus** (**NN**) and **the Neoraistrikia splendidus–Raistrikia fulva** (**SF**). Both of palynozones are characterized by zonal miospores' complex with such taxon's categories: dominants, subdominants and rare (by quality) and key, typical and transit (by spreading in sequence).

The **NN** palynozone is determined in lower part of the Bug formation, in the interval between the limestone N_3 and coal bed n_7. It is the Assemblage Zone which is defined by two typical taxa – *Raistrikia nigra* and *Bellispores nitidus*. In general, 65 taxa (43 transits and 32 typical) were identified in the deposits of palynozone. Miospores dominate (97–99%), pollen are rare. Transit species are inherited from lying lower deposits. The composition of typical taxa is peculiar. Among them there are both Visean and Serpukhovian species (*Potoniespores delicatus*, *Anapiculatisporites concinnus*, *Murospora irregularis*, *M. primitiva*, *Knoxisporites hageni*, *Secarisporites lobatus*, *Bellispores nitidus*, *Crassispora kosankei*, *Triquitrites marginatus*, *Rotaspora fracta*, *Raistrikia nigra*, *Diatomozonotriletes saetosus*), and species, which occur in small quantities in Serpukhovian assemblages and cross over to Bashkirian. Nine species disappear at the top of zone and one appears near the base. The **NN** palynozone of LVB corresponds to the upper part of the **NC** (***Bellispores nitidus–Reticulatisporites carnosus***) zone, **TK** (***Stenozonotriletes triangulus–Rotaspora knoxi***) zone and lower part of the **SO** (*Lycospora subtriquetra–Krauselisporites ornatus*) zone of Northern England, Scotland (Clayton G. et al. 1977), upper part of **Tr** (***Tripartites rugosus***) palynozone and **Chp** (***Chaetosphaerites pollenisimilis***) zone of Lublin and the Lower Silesian coalfields in Poland (Kmiecik H., 1987) **CL** (***Reticulatisporites carnosus–Proprisporites laevigatus***) zone and lower part of **DS** (***Arcuatisporites densoarcuatus–Acanthotriletes splendidus***) zone of Donetsk Basin (Ukraine) (Ivanina A.V. et al, 1997). According to palinological data enclosing deposits are ascribed to the Mississippian, Serpukhovian stage.

The SF palynozone is distinguished in upper part of the Bug suite, in the interval between coal bed n_7 and limestone B_1. It is a complex competitive rank zone which is defined by two characteristic taxa – *Neoraistrikia splendidus* (Neves) Ivanina and *Raistrikia fulva* Artruz, their spreading is mutually blocked. Palynozone is composed of 63 taxa: 34 transit and 29 typical, five of which appear at the bottom of the zone. They are: *Florinites similis* Kozanke, *Radiizonates aligerens* (Knox) Staplin et Jans., *Alatisporites pustulatus* Ibr., *Cirratriradites saturni* (Ibr.) Schopf, Wilson et Bentall, *Raistrikia fulva* Artruz, *Radiizonates aligerens* (Knox) Staplin et Jans.. These forms are typical for the Middle Carboniferous (Pennsylvanian) of surrounded regions. And four taxa disappeared near it's upper boundary. Content of typical forms which appear in Serpukhovian and cross to Middle Carboniferous (*Callisporites nux* Butterw. et Williams, *Bellispores nitidus* (Horst) Sull., *Murospora irregularis* (Alpern) Ivanina, *Knoxisporites densoarcuatus* (Teter.) Ivanina, so on), are increased. This palynozone is the analogue for the lower part of such zones as **KV** (**Crassispora kosankei–Grumosisporites varioreticulatus**) of Northern England, Scotland (Clayton G. et al. 1977), **Lycospora pellucida** zone of North America, **Rc** (**Reticulatisporites carnosus)** of Lublin and **Dv** (**Densosporites variabilis**) Upper Silesian coalfields of Poland (Kmiecik H., 1987), **LM (Vestispora lucida–Microreticulatisporites microreticulatus)** of Ukrainian Donetsk Basin (Ivanina A.V. et al., 1997). Deposits of the **SF** palynozone and, accordingly, upper part of the Bug suite of LVB are included to the Bashkirian stage of the Middle Carboniferous (Pennsylvanian).

By the changes in the typical taxa composition palynological correlatives of lower (Mississippian) and upper (Pennsylvanian) parts of Bug suite are distinguished. Such biomarkers (9 species) are: *Triquitrites marginatus* Hoffm., Staplin et Melloy, *Rotaspora fracta* Schemel, *Anapiculatisporites concinnus* Playf., *Raistrikia nigra* Love, *Diatomozonotriletes saetosus* (Hacq. et Barss) Hughes et Playf., *Potoniespores delicatus* Playf., *Auroraspora micromanifesta* (Hacq.) Richardson, *Tripartites trilinguis* (Horst) Smith et Butt., *Monilospora mutabilis* Staplin, which are spread in Lower Carboniferous and disappear in the top of the zone **NN**; and 5 species – *Raistrikia fulva* Artruz, *Cirratriradites saturni* (Ibr.) Schopf, Wilson et Bentall, *Florinites similis* Kozanke, *Alatisporites pustulatus* Ibr., *Radiizonates aligerens* (Knox) Staplin et Jans. – are characteristic only Middle Carboniferous (Pennsylvanian). So, by palynological data the Bug suite is with the different age: the lower part is Serpukhovian (Mississippian) and the upper one is the Bashkirian (Pennsylvanian). Considerable renovation of spores and pollen composition is distinguished at the level of coal bed n_7. That is the boundary of palynozones. Serpukhovian taxa (nine species) are disap-

pearing close to this level, and their location is being occupied by typically appearing Bashkirian species (five species). This level is the point of the global stratotype of the boundary between the Mississippian and Pennsylvanian (the Lower and Middle Carboniferous) in the LVB. These palynological data may be the basis for revision of stratigraphic schemes of the LVB. But it is necessary to confirm them by other fossil groups.

1. *Clayton G., Coquel R., Doubinger J. et al.* (1977) – Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Meded. Rijks Geol. Dienat* 29, 1–71.
2. *Ivanina A.V.* (1997-1998) – New approach to study of palynological remnants of old sedimentary rocks. *In*: Geological-geophysical investigations of oil-and-gas-bearingness of Ukraine. Lviv, UkrDGRI, 129–135. (in Ukraine).
3. *Ivanina A.V., Partyka I.I., Schulga V.F., Schavzman O.G.* (1997) – Zonal subdivision of Lower Carboniferous of Lviv-Volyn basin by palynological data. *Reports of NAS of Ukraine*. 4, 127–130. (in Ukraine).
4. *Kmiecik H.* (1987) – Carboniferous palynostratigraphy of Polish coal basins. *Prace Pacstw. Inst. Geol*. 5, 247–259.
5. *Schulga V.F., Zdanowski A., Ivanina A.V. et al.* (2007) – Correlation of the Carboniferous coal-bearing formations of the Lviv-Volyn and Lublin basins. Kiev. 427 p. (in Russian).

Львівський національний університет
імені Івана Франка,
Львів, Україна
ant_iy@mail.ru
evgonik@bk.ru

УДК 551.76 (084.2) (477)

М.М. Іванік[1], Л.Ф. Плотнікова[1], Д.М. П'яткова[1], Н.М. Жабіна[1], Р.Й. Лещух[2], О.А. Шевчук[1], Л.М. Якушин[3]

МОДЕРНІЗОВАНІ ТА НОВІ СТРАТИГРАФІЧНІ СХЕМИ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНИ

За 20 років, що минули з часу виходу у світ стратиграфічних шкал мезозойських відкладів, був накопичений новий фактичний матеріал, змінились погляди на структурно-фаціальні умови утворення мезозойських відкладів в різних регіонах України. За цей час була створена нова Міжнародна стратиграфічна шкала. Значно поглибились пізнання в систематиці різних груп фауни і флори. До стратифікації відкладів були залучені нові групи фауни і флори, зокрема, такі як диноцисти, спікули губок, тинтиніди. В окремих частинах розрізу мезозою вперше в Україні вивчений нанопланктон. Все це і багато іншого спонукало до модернізації існуючих схем, а по деяких регіонам і складання них. Вперше, порівняно з попередніми схемами проведено кореляцію з Міжнародною стратиграфічною шкалою.

Треба зазначити, що по деяких підрозділах мезозою схеми потребували значної модернізації, а по окремих районах, вони взагалі були відсутні (Стратиграфічні схеми верхньокрейдових відкладів півдня України). В результаті створено низку нових схем. Застосовано комплекс методів, зокрема літологічний. геофізичний, структурно-тектонічний.

Згідно вимог стратиграфічного кодексу виконано кореляцію з Міжнародною стратиграфічною шкалою (Ogg J.G., 2008). Побудови схем виконані в масштабі, згідно хронометричних меж. Враховуючи складну структурно-тектонічну будову України побудовані різнорангові схеми – регіональні, місцеві та проведено їх кореляцію з суміжними регіонами.

В результаті було проаналізовано стратиграфічну структуру по всіх підрозділах мезозою та створені і модернізовані стратиграфічні схеми мезозойських відкладів України.

Тріасова система

Згідно нових фактичних матеріалів, деталізовано районування Закарпатського прогину, за сейсмостратиграфічними дослідженнями та даними буріння уточнено контури поширення тріасових відкладів в Рівнинному Криму.

За аналізом систематичного складу окремих груп фауни і флори уточнено поширення проведено у відповідність з новими систематиками комплекси характерних видів і родів у різнорангових стратиграфічних підрозділах тріасу України.

За аналізом біолітостратиграфічних даних розрізів свердловин вперше в Азовському морі виконано стратифікацію тріасових відкладів різних структурно-фаціальних зон.

Юрська система

Згідно з Міжнародною схемою 2008 р. прийнято трьохчленний поділ тоарського і ааленського ярусів та двохчленний - титонського ярусу.

Виконано детальне стратиграфічне розчленування нижньо-, середньо-, верхньоюрських

відкладів Українських Карпат (Закарпатського та Передкарпатського прогинів). Створено стратиграфічні схеми по підрозділах юри в регіонах: в Дніпровсько-Донецькій западині, північно-західній окраїні Донбасу та Українському щиту.

Вперше обгрунтовано, деталізовано біостратиграфічне розчленування юрських відкладів, виділено зони і верстви за форамініферами, диноцистами, тинтинідами. Проведено кореляцію з іншими регіонами та з МСШ. Уточнено, доповнено, деталізовано палеонтологічну характеристику, літологічний склад місцевих стратиграфічних підрозділів.

На північно-західному узбережжі Чорного (Рівнинний Крим) моря обгрунтовано підрозділи юрських відкладів за амонітами, двостулковими молюсками, вапняковим нанопланктоном, форамініферами, остракодами, спорами та пилком. В Дністровсько-Прутському межиріччі вперше виділено за форамініферами верстви в верхньому байосі, нижньому баті, середньому і верхньому келовеї, нижньому, середньому і верхньому оксфорді з комплексами характерних видів. В Гірському вперше виділено зони і характерні комплекси форамініфер та вапнякового наннопланктону.

Крейдова система

Деталізовано стратиграфію нижньо-, верхньокрейдових відкладів заходу України (Закарпатський прогин, Українські Карпати, Передкарпатський прогин). Модернізовано стратиграфічні схеми нижньо- та верхньокрейдових відкладів західної частини платформної України: оновлено та додано нові регіональні стратиграфічні підрозділи, наведено нове структурно-фаціальне районування. Біостратиграфічне розчленування виконано з урахуванням нових груп фауни і флори (диноцисти, тинтиніди, спікули губок, спори і пилок). Обґрунтовано обсяги і межі місцевих стратиграфічних підрозділів за біолітостратиграфічними даними.

Розроблено новий макет стратиграфічних схем нижньо- і верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западина та Донбасу: Прийнято трьохчленний поділ кампанського ярусу. Оновлено регіональні стратиграфічні підрозділи. Уточнені характерні комплекси органічних решток. Схеми доповнені даними по нанопланктону, дино цистами та спорово-пилковими комплексами.

Модернізовані стратиграфічні схеми: нижньокрейдових відкладів Гірського Криму, нижньокрейдових відкладів Причорноморської западини. Створені нові стратиграфічні схеми спеціально для: нижньокрейдових відкладів Південного схилу Українського щита і Азовського щита; нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму з включенням Передгірської частини і Керченського півострова, нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

Для верхньокрейдових відкладів створені стратиграфічні схеми: Гірського Криму та Причорноморської западини. Складені нові стратиграфічні схеми: верхньокрейдових відкладів Південного схилу Українського щита і Азовського щита, верхньокрейдових відкладів Азовського моря і прилеглих територій в межах України, верхньокрейдових відкладів Рівнинного Криму з включенням Передгірської частини і Керченського півострова, верхньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря.

Для виокремлення структурно-фаціальних місцевих підрозділів, крім існуючих, було виділено 45 нових світ і товщ.

Загалом створено та модернізовано 31 схему по всіх стратиграфічних підрозділах мезозою.

[1] Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна
dir@igs-nas.org.ua

[2] Львівський національний університет
імені Івана Франка,
Львів, Україна
paleontolzbyrnyk@ukr.net

[3] ДП «Наука Нафтогаз»,
Київ, Україна

УДК 551.735 (477.5)

В.А. Іванишин

НАУКОВЕ ЧИ ПОЛІТИЧНЕ ПІДГРУНТЯ ЗАМІНИ НАМЮРСЬКОГО ЯРУСУ СЕРПУХІВСЬКИМ У СТРАТИГРАФІЧНІЙ СХЕМІ НИЖНЬОГО КАРБОНУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

За результатами вивчення відкладів нижнього карбону в Європі (сюди беззаперечно відноситься і територія України), яке тривало багато десятиліть, вони були поділені на намюрські, візейські та турнейські на підставі визначень фауністичних і флористичних викопних решток.

Величезна робота в цьому плані була виконана науковцями і виробничниками України, результати

якої підтвердили такий поділ відкладів нижнього карбону в різних її регіонах Вони викладені в численних статтях, монографіях Бражникової Н.Є. та інших, Айзенверга Д.Є.та інших, які містять підсумки цих робіт.

В Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ), зокрема, в складі намюрського ярусу виділено VIII, VII, VI, V, і V' мікрофауністичні горизонти (МФГ). На границі намюрського і візейського ярусів або на границі VIII МФГ ДДЗ і серпухівського над горизонту Підмосков`я, було встановлено перерву в осадонакопиченні, як і на границі намюрського і башкирського ярусів.

IX і X МФГ, які зіставляються з венівським, таруським, стешівським горизонтами Руської платформи, були віднесені до верхньовізейського під`ярусу.

Минуло лише декілька років і назва одного з ярусів нижнього карбону, намюрського, не сподобалася деяким впливовим стратиграфам Росії і вони вирішили назвати його серпухівським за назвою одного з верхньовізейських горизонтів Підмосков`я. Для цього було використано світовий геологічний форум, який проходив у Москві.

За цією пропозицією до серпухівського ярусу, окрім мікрофауністичних горизонтів VIII-V' ДДЗ, потрапили також IX-X МФГ. Така несподівана пропозиція здивувала стратиграфів Західної Європи, але потім вони з нею змирилися.

Ця пропозиція була несподіваною і для декого з українських стратиграфів. Я маю на увазі Віктора Александровича Разніцина, росіянина, випускника Московського геологорозвідувального інституту, який тривалий час вивчав відклади карбону Тиману та ДДЗ і Григорія Івановича Вакарчука. Вони були учасниками цього форуму, оглядали розріз серпухівських відкладів, через який зник намюрський ярус, і який ще більше, на їх думку, підсилив нерозуміння висловленої пропозиції,тому що товщина серпухівських відкладів сягає 10-20 м

Заміна намюрського ярусу серпухівським внесла безлад у стратиграфію відкладів верхньої частини нижнього карбону ДДЗ. Зараз границя між візейським і серпухівським ярусами проводять по підошві IX, по підошві X МФГ, в середині X горизонту, тобто як кому заманеться. Причиною такого безладу є неможливість фауністично обґрунтувати її.

Українські стратиграфи, підтримавши цю наукову авантюру, перекреслили все написане ними до цього про намюрський ярус.

З цього короткого нарису випливає однозначний висновок про політичні мотиви вилучення намюрськогно ярусу зі стратиграфічної схеми карбону, особливо це стосується України.

Пропоную повернути намюрський ярус у стратиграфічну схему нижнього карбону України, а слово серпуховський писати серпухівський. В Росії не пишуть «Львівський» чи «Чернігівський» а пишуть «Львовский», «Черниговский». Кожна мова має свої закони розвитку, а тому правопис російської мови не може бути законом для української.

Чернігівський державний інститут економіки і управління,
Чернігів, Україна
kaf_gis@yandex.ru

УДК 551.7:56(113.5) (470.5)

Р.М. Иванова

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ, ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ И ВОДОРОСЛЕВЫЕ ЗОНЫ КАРБОНА УРАЛА

К настоящему времени принято решение о подразделении каменноугольной системы на две подсистемы: миссисипскую и пенсильванскую. Утверждены их границы (GSSP). Что касается деления на отделы, то окончательного решения пока нет. В последних проектах сохраняются все традиционные ярусы карбона от турнейского до гжельского. Москвичи горизонты московского яруса перевели в подъярусы. Примерно также поступила Е.И. Кулагина с башкирским ярусом на Южном Урале, с чем далеко не все стратиграфы согласны.

Зональная шкала карбона базируется на аммоноидеях, фораминиферах и в последние десятилетия–на конодонтах, зоны которых выделенны в Европе и США, но аммоноидеи и конодонты встречаются у нас редко, поэтому практическое применение разработанных по ним зональных схем затруднено. Пока можно уверенно сказать, что по фораминиферам все ярусы хорошо прослеживаются на всей территории Тетиса и за его пределами, исключая Бореальный пояс.

На Урале в нижнем карбоне действуют две стратиграфические схемы: одна для западного, другая–для восточного склонов (см. табл.1). Они очень близки или даже индентичные по составу микрофауны и зональным формам не только на Урале, но и на Восточно-Европейской платформе, что свидетельсвует об использовании единой шкалы для обоих склонов, тем более, что на западном склоне Урала уже принята большая

Таблица 1.

Отдел	Ярус	Подъярус	Западный субрегион		Восточный субрегион	Настоящая работа		Восточно-Европейская платформа		
			Горизонт			Водорослевые зоны	Фораминиферовые зоны	Горизонт	Фораминиф. зоны	
НИЖНИЙ	Серпуховский	Верхний	Староуткинский		Чернышевский	*Ungdarella uralica–Fasciella kizilia*	*Monotaxinoides transitorius*	Запалтюбинский	*Monotaxinoides transitorius*	
			Протвинский		Худолазовский		*Eostaffellina protvae–Eostaffella mirifica*	Протвинский	*Eostaffellina paraprotvae*	
		Нижний	Косогорский		Сунтурский		*Neoarchaediscus parvus–Janischewskina delicata*	Стешевский	*Neoarchaediscus postrugosus*	
								Тарусский		
	Визейский	Верхний	Венёвский		Богдановичский	*Calcifolium okense–Koninckopora inflata*	*End. sphaerica–E. tenebrosa*	Венёвский	*End. crassa–Ar. gigas*	*E. tenebrosa*
			Михайловский		Аверинский		*Eostaffella ikensis*	Михайловский		*E. ikensis*
			Алексинский		Каменско-уральский		*End. crassa–Parastaffella luminosa*	Алексинский		*E. proikensis*
			Тульский		Жуковский	*Palaeoberesella lahuseni–Exvotarisella index*	*Endothyranopsis compressa–Archaediscus krestovnikovi*	Тульский	*Endotyranopsis compressa*	
		Нижний	Бобриковский	Дружининский	Устьгреховский		*Uralodiscus rotundus-U. primaevus*	Бобриковский	*Uralodiscus rotundus*	
				Илычский	Бурлинский					
			Радаевский	Пестерьковский	Обручевский	*Kamaena lata–Nanopora woodi*	*Eoparastaffella simplex*	Радаевский	*Eoparastaffella simplex*	
									Eoparastaffellina rotunda	
	Турнейский	Верхний	Косьвинский				*Eotextularia diversa*	Косьвинский	*Eotextularia diversa*	
			Кизеловский	Верхний	Кизеловский	*Kamaena delicata – K. magna*	*Spinoendothyra costifera*	Кизеловский	*Spinoendothyra costifera*	
				Нижний			*Latiendothyra latispiralis*		*Palaeospiroplectammina chernyshinensis*	
			Черепетский		Першинский		*Chernyshinella glomiformis*	Черепетский		
		Нижний	Упинский		Режевской	Верхний	*Chernyshinella disputabilis*	Упинский	*Chernyshinella disputabilis*	
			Малевский			Нижний	*Earlandia minima-Bisphaera malevkensis*	Малевский	*Earlandi minima Bisphaera malevk.*	
			Гумеровский				*Tournayella pseudobeata*	Гумеровский	*Tournayella pseudobeata*	

часть названий платформенных горизонтов. Автору представляеся нецелесообразным сохранение в схеме маломощного гумеровского горизонта на границе девона и карбона. Он с трудом прослеживается и по конодонтовой зоне Siphonodella sulcata соответствует верхнему девону, а не карбону. По фораминиферам нижняя граница визе в ОСШ установлена по появлению *Eoparastaffella simplex,* поэтому косьвинский горизонт включён в турне, тогда как его альгофлора на Урале обновляется 10 новыми родами зелёных и 2 родами цианобактерий. Это свидетельствует в пользу отнесения косьвинского горизонта к визе, как было раннее, а не к турне, как принято в настояшее время. На роль претендента глобального стратотипа нижней границы серпуховского яруса предлагается разрез Верхняя Кордаиловка на Южном Урале, где одновременно встречены аммоноидеи, конодонты (*Lochriea ziegleri*), единичные фораминиферы, остракоды, кораллы и другая фауна (Пазухин и др., 2010).

Граница нижнего и среднего карбона (миссисипия и пенсильвания) уже почти не вызывает разногласий. Она устанавливается по основанию генозоны Homoceras–Hudsonoceras, первому появлению конодонтов *Declinognathodus noduliferus*(разрез Эрроу-Каньон, США), фораминиферовой зоне Plectostaffella bogdanovkensis.

Средний карбон представлен на Урале башкирским и московским ярусами, которые характеризуются резкой фациальной изменчивостью и неравномерной насыщенностью органическими остатками. Биостратиграфической основой расчленения являются зональные комплексы фораминифер. Название горизонтов башкирского яруса даны в соответствии со Стратигра-

фической схемой Урала 1993 г., для московского использованы подразделения ОСШ карбона России 2003 г., поскольку принципиальных отличий от уральской схемы она не имеет и хорошо известна всем карбоноведам мира. В настоящее время изученность башкирского яруса такова, что он являет собой редкий пример совпадения горизонтов и зон, кроме ташастинского горизонта (их здесь 2) (Иванова, 2008) (см. табл.2).

По фузулинидам основание московского яруса традиционно проводится по появлению *Aljutovella aljutovovica*, которая по фациальным причинам не всегда встречается в самом основании яруса. В некоторых разрезах Среднего и Южного Урала хорошим репером являются *Eofusulina.*

Отложения московского яруса, как и башкирского, вытянуты вдоль Урала более чем на 1000 км, захватывая Мугоджары, с явным преобладанием грубообломочных красноцветов на севере и карбонатных пород на юге. Ярус расчленяется нами на 5 горизонтов (верейский, цнинский, каширский, подольский, мячковский), 9 фузулинидовых и 2 водорослевые зоны (Иванова, 2008). Своеобразие палеогеографических обстановок Урала сформировало 2 типа фузулинидовых сообществ московских морей: южный и северный. Южная ассоциация фузулинид характеризуется обилием фузулин и путрелл, северная– ведекинделлинами, фузулинеллами и пульхреллами.

Зональный состав фузулинидовых ассоциаций среднего карбона Урала сформировался под влиянием фаун нескольких биогеографических зон, но их основу составляют фузулиниды Восточно-Европейского бассейна, на юге с заметным влиянием среднеазиатско-донецких форм, на севере–гренладско-американских иммигрантов, что особенно чётко проявилось в московский век. В среднем карбоне наблюдаются отличия по зональным формам Южного, Среднего и Северного Урала (табл.2).

Верхний карбон на Урале представлен касимовским и гжельским ярусами и 6 фузулинидовыми зонами. В большинстве районов нижняя граница позднего карбона фиксируется первым появлением обсолетов и массовыми протритицитами, но эта закономерность касается только южных районов Урала. В северной части Среднего, Северном, Приполярном и Полярном Урале, на восточном склоне Северного Тимана начало верхнего карбона подчёркивается появлением 5 родов

Таблица 2.

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Южный Урал		Средний и Северный Урал	Урал	ОСШ
				Фузулинидовые зоны по автору (2008)			Водорослевые зоны (Иванова, 2008, 2013)	Фузулинидовые зоны (Алексеев и др., 2013)
СРЕДНИЙ	МОСКОВСКИЙ	Верхний	Мячковский	*Hemifusulina*	*Praeobsoletes*	*Pulchrella pulchra-Fusulinella boki*	*Uraloporella variabilis-Macroporella ginkeli*	*Fusulina cylindrica-Protriticites ovatus*
					Fusulina cylindrica			*Fusulinella bocki*
					Fusulinella bocki			
			Подольский		*Kamaina kamensis-Putrella brazhnikov.*	*Wedekindellina uralica*		*Kamaina kamensis-Fusulinella colaniae-F. vozhgalensis-*
				Fusulinella vozhgalensis				
				Fusulinella colaniae				
		Нижний	Каширский	*Pulchrella subpulchra-Beedeina schellwieni-F. schubertellinoides*		*Fusulinella schubertellinoides-Taitzehoella librovichi*	*Dvinella comata-Beresella polyramosa*	*Pulchrella subpulchra*
			Цнинский	*Priscoidella priscoidea*				*Priscoidella priscoidea*
			Верейский	*Depratina prisca – Aljutovella aljutovica*				*Aljutovella aljutovica*
	БАШКИРСКИЙ	Верхний	Асатауский	*Verella spicata - T. (Al.) tikhonovichi*			*Donezella lunaensis-Dvinella distorta*	*Verella spicata-T. (Al.) tikhonovichi*
			Ташастинский	*Pseudostaffella gorskyi-Ozawainella pararhomboid.*		*Tikhonovich. rhombiformis-Profusulinella primitiva*		*Tikhonovichiella rhombiformis*
						Ozawainella pararhomboidalis		*Pseudostaffella gorskyi-Profusulinella primitiva*
		Нижний	Аскынбашский	*Pseudostaffella praegorskyi-Staffellaeformis staffellaeformis*			*Donezella lutugini*	*Ps. praegorskyi-Staffellaefor. staffellaeformis*
			Акавасский	*Pseudostaffella antiqua grandis-Pseudostaffella antiqua*				*Pseudostaffella antiqua*
			Сюранский	*Semistaffella variabilis-S. minuscularia*		*Eostaffella postmosquensis-Plectostaffella jakensis*		*Semistaffella variabilis S. minuscularia*
			Богдановскийй	*Plectostaffella bogdanovkensis*				*Plectostaffella bogdanovkensis*

подсемества Pulchrellinae *(Kanmeraia, Usvaella, Eowariengella, Pseudofusulinella, Dagmarae)* наряду с очень редкими *Protriticites* или *Obsoletes* или вообще без них. Таким смешанным типом фузулинидовых сообществ подчёркивается палеогеографическая позиция Урала, находящегося в зоне конвергенции водных масс. Подошва гжельского яруса традиционно связывается с фузулинидами *Rauserites rossicus– R. stuckenbergi*.

В карбоне Урала автором выделено 10 водорослевых зон (Иванова, 2013). Они обладают меньшим стратиграфическим потенциалом, чем фораминиферы, и устанавливают возраст чаще всего до подъяруса (иногда–до горизонта), но во многих разрезах альгофлора является единственным палеонтологическим материалом, позволяющим делать выводы о возрасте вмещающих пород. Некоторые из десяти водорослевых зон карбона можно использовать для межрегиональной и межконтинентальной корреляции с территориями Западной и Восточной Европы, Канады и Северной Америки. В турне таковой является зона Kamaena delicata, в визе–Calcifolium okense–Koninckopora, в серпухове–Ungdarella uralica–Fasciella kizilia, в башкирском ярусе–Donezella lutugini, в нижнемосковском подъярусе–Dvinella и Beresella, в верхнемосковском–Macroporella, в позднем карбоне–Tubiphytes, Eugonophyllum и Paraepimastopora.

1. *Алексеев А.С., Коссовая О.Л., Горева Н.В.* Состояние и перспективы совершенствования общей шкалы каменноугольной системы России // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва, 23-25 мая 2013 г. Сб. статей. Москва: ГИН РАН, 2013. С.165–177.
2. *Иванова Р.М.* Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала: зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 205 с.
3. *Иванова Р.М.* Известковые водоросли карбона Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 244 с.
4. *Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В.* и др.Серпуховский ярус в разрезе Верхняя Кордаиловка. Южный Урал // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т.18. № 3. С. 45–65.
5. *Постановление* МСК и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. 46 с.
6. *Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993. 151 лист.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
e-mail: Ivanovarm@igg.uran.ru

УДК 551.735.15:563.12(470.61)

Т.Н. Исакова[1], О.Л. Коссовая[2]

ГРАНИЦА МОСКОВСКОГО ЯРУСА МСШ В РАЗРЕЗЕ ПОГРУЖЕННОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА (РОСТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФУЗУЛИНИД

В Общей стратиграфической шкале России (ОСШ) московский ярус начинается верейским подъярусом, нижняя граница которого совпадает с границей фузулинидовой зоны Aljutovella aljutovica, Schubertella pauciseptata зонального стандарта, принятого в 2005г. комиссией по каменноугольной системе МСК. Для территории Восточного Донбасса используются региональные подразделения стратиграфической шкалы Восточно-Европейской платформы, тогда как в Украинской части Донбасса существует самостоятельная региональная схема с индексированными известняками и свитами. Сопоставление региональных схем в части разреза, отвечающей пограничному интервалу башкирского и московского ярусов среднего карбона, предполагает, что верхнюю часть башкирского яруса (мелекесский горизонт) представляет белокалитвенская свита (C_2^4) в объеме известняков I_1-I_4, а каменская свита (C_2^5), с границей по известняку K_1, сопоставляется с верейским горизонтом Тем не менее, при корреляции наиболее полно изученного типового разреза обнаженной части Донбасса с подразделениями Восточно-Европейской платформы возникают расхождения. Границы региональных стратонов по данным разных авторов сопоставляются с разными известняками и, зачастую, в довольно широких диапазонах. В настоящее время нет однозначной корреляции башкирского и московского ярусов и одновозрастных подразделений Донбасса. Положение нижней границы московского яруса дискутируется в интервале известняков K_1 – K_3. Существуют варианты определения нижней границы московского яруса по известняку K_2 или K_2/K_3.

Очевидно, что существующая проблема является отражением неоднозначного понимания корреляции московского яруса как глобального яруса МСШ. Действующая в России стратиграфическая шкала (ОСШ) на уровне ярусов соответствует МСШ. Московский ярус имеет статус глобального яруса МСШ. Однако в отношении ТГСГ или GSSP московского яруса сохраняется неопределенность: не выбран ни разрез, ни вид-маркер нижней границы этого яруса. Только за последние пять лет Международной рабочей группой рассматривались 10 таксонов среди конодонтов и фузулинид, уровни появления которых могли бы маркировать базальную часть московского яруса [3]. Данные, полученные авторами по пограничным отложениям башкирско-московского интервала разреза погруженной части Восточного Донбасса на территории Ростовской области, также указывают наличие нескольких «реперных» уровней нижней границы московского яруса. Были изучены фузулиниды из керна четырех скважин, пробуренных ООО «Южгеология» в долине р. Кагальник (правый приток р. Дон) на территории Большовской и северной части Восточной Каменецкой разведочных площадей в Ростовской области при проведении поисковых работ на уголь. Распространение фораминифер в отложениях белокалитвинской, каменской и алмазной свит, вскрытых изученными скважинами на территории Большовской и северной части Восточной Каменецкой разведочных площадей в Ростовской области, показало следующее.

Известняк I_4 содержит бедный комплекс фораминифер *Plectostaffella, Millerella*, *Endothyranella* и архедисциды. Выше по разрезу наблюдается увеличение присутствия микрофауны в известняках K_1 и K_2. В известняке K_1 появляются единичные *Verella* sp., *Staffeleformis* sp. и *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen). В известняке K_2 фиксируются первые *Eofusulina* sp., а также *Semistaffella elegantula* Raus., *Eostaffella grozdilovae* Maslo et Vachard. Появление нового комплекса, не встреченного ниже по разрезу, с *Pseudostaffella* ex.gr. *gorskyi* (Put.), *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *Ozawainella* ex gr. *crassiformis* Put. приходится на подошву известняка K_3. Следующее обновление комплекса происходит на уровне известняка K_4, где встречены первые *Skelnevatella skelnevatica* (Put). В Московской синеклизе этот вид распространен совместно с типичными альютовеллами в верейском горизонте. На Южном Урале, по данным Е.И. Кулагиной [1], *Skelnevatella skelnevatica* появляется раньше типичных нижнемосковских альютовелл вида *Aljutovella aljutovica*, но является, несомненно, верейским видом, поскольку в эволюционной линии Profusulinella - Aljutovella появление фрагментарной складчатости септ, характерной для *Skelnevatella skelnevatica* свидетельствует в пользу раннемосковского возраста этого вида. Морфологический признак складчатых септ не известен у видов семейства Profusulinellidae Solovieva, 1996 из башкирского яруса. Однако, есть точка зрения [4], что в Донбассе некоторые «типично московские» виды, в том числе и *Skelnevatella skelnevatica*, могут появиться раньше, чем в Московской синеклизе, т.е. в верхах башкирского яруса. Вышележащие известняки (K_5^1 и K_6^3) каменской свиты содержат стратиграфически более молодой комплекс фораминифер. В его состав входят *Aljutovella* ex gr. *aljutovica* Raus., *A.* (*Aljutovella*) *eoaljutovica* Saf., *A.* (*Elongatella*) *distorta* Leont. Последний вид имеет массовые скопления в самых верхах верейского горизонта Русской платформы [2]. Наиболее существенные изменения микрофауны фораминифер фиксируются в верхней части каменской свиты, известняке K_8. С этого уровня появляется *Priscoidella priscoidea* (Raus.) – зональный вид нижней части каширского горизонта Московской синеклизы. Несколько выше по разрезу распространены *Eofusulina* sp., *Pseudostaffella khotunensis* Raus., *Ozawainella* cf. *digitalis* (Man.) *O. crassiformis* Putr. Присутствие *Eofusulina* также типично для каширского горизонта Московской синеклизы. Членами Международной рабочей группы по выбору маркера нижней границы московского яруса в настоящее время предлагаются к обсуждению уровни первого появления среди фузулинид вида Aljutovella aljutovica или Depratina prisca и рода Eofusulina [6]. Из полученных фактических данных по распространению фораминифер в отложениях белокалитвинской, каменской и алмазной свит, следует, что граница московского яруса в погруженной части Восточного Донбасса может быть определена либо по известняку K_2, где завершает свое существование верелловое сообщество и появляются первые *Eofusulina*, либо по известняку K_4, на который приходится эволюционные изменения внутри филогенетической линии Profusulinella и появляются *Skelnevatella skelnevatica* (Put). Первый вариант границы близок к границе московского яруса по фузулинидам в разрезе Изварино на востоке Украинской части Донецкого бассейна [5].

Работа выполнена при финансовой поддержки фонда РФФИ проект № 12-05-00106.

1. *Кулагина Е.И.* Граница башкирского и московского ярусов (средний карбон) на Южном Урале в свете эволюции фузулинид. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 33–44.
2. Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну. Международный конгресс по стра-

тиграфии и геологии карбона (Москва, 1975) / Д.Е. Айзенверг, А.М. Бабенко, Н.Г. и др. М.: Наука, 1975. 360 с.
3. *A.S. Alekseev* and Task Group. Report of the Task Group to establish a GSSP close to the existing Bashkirian-Moscovian boundary / Nesletter on Carboniferous Stratigraphy. 2013. V.30. P. 39-42.
4. *Davydov V.I.* Bashkirian-Moscovian transition in Donets Basin: the key for Tethyan- Boreal Correlation / Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская экскурсия. Уфа, 2009. С.188–192.
5. *Fohrer B.*, *Nemyrovska T.I.*, *Samankassou E.*, *Ueno K.* The Pennsylvanian (Moscovian) Izvarino Section, Donets Basin, Ukraine: A multidisciplinary study on Microfacies, biostratigraphy across the Bashkirian-Moscovian boundrary in the Donets Basin, Ukraine: The Biostratigraphy (conodonts, foraminifers, and ostracodes), and Paleontology / J. Paleontology. 2007. V. 81. N 5. P. 1–85.
6. Nesletter on Carboniferous Stratigraphy. 2011. V.29. P. 8.

[1] Геологический институт РАН,
Москва, Россия
isakova@ginras.ru

[2] ВСЕГЕИ,
Санкт-Петербург, Россия
Olga_Kossovaya@vsegei.ru

УДК 551.735.15:563.12

Т.Н. Исакова

ЭВОЛЮЦИЯ СТЕНКИ FUSULINIDA (ФОРАМИНИФЕРЫ) В БАШКИРСКОМ И МОСКОВСКОМ ВЕКАХ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ПЕРИОДА И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ МОСКОВСКОГО ЯРУСА МСШ

Одним из основных направлений в развитии фузулинид является усложнение строения стенки раковины. Морфологический признак строения стенки является важнейшим систематическим признаком семейственного, подсемейственного и родового ранга отряда FUSULINIDA Fursenko, 1958. В состав отряда входят шесть семейств, шесть подсемейств и сорок родов [2], распространенных в башкирском и московском ярусах среднего карбона. Наиболее древнее семейство Profusulinellidae Solovieva, 1996 объединяет рода, имеющие стенку раковины, состоящую из трех слоев –тектума, протеки и наружного тектория. Такая дифференциация стенка типично выражена у родов, распространенных только в башкирском и самых низах московского (верейский горизонт) ярусов. У более поздних, появившихся в каширском горизонте московского яруса (род *Moellerites* Solovieva, 1986), строение стенка усложняется. В наружных оборотах раковины местами происходит обособление нового слоя, так называемой «зачаточной диафанотеки» [1]. Аналогичные проявления формирования нового слоя – «зачаточной диафанотеки» в структуре трехслойной стенки отмечаются и в семействе Aljutovellidae Solovieva, 1996 рассматриваемой филогенетической ветви. В каширском горизонте, реже в верхах верейского, появляются виды *Aljutovella splendida* Lejntovich, *A. paraaljutovica* Safonova, *A. parasaratovica* Safonova, которые характеризуются присутствием неясной диафанотеки («зачаточной») в поздних оборотах раковины. У каширских видов рода Priscoidella Soloviev, 1996 – P. priscoidea (Rauser), P. znensis (Rauser) отмечается четкая диафанотека в двух наружных оборотах. Очевидно, что в поздневерейское и раннекаширское время происходит заметная эволюционная перестройка существующего относительно простого типа строения стенки на новый, более сложно построенный тип дифференцированной стенки с выраженной диафанотекой и внутренним тектoриумом. В поздневерейское и раннекаширское время этот процесс проявляется практически во всех семействах отряда FUSULINIDA, как имеющих корни в башкирском ярусе, так и тех, которые получили свое развитие только в московском ярусе. Специфическим только для московского яруса является семейство Hemifusulinidae Putrja, 1956, в которое включен род *Hemifusulina*, Moeller, 1877. Род эволюционирует в каширское, подольское и мячковское время и исчезает в верхах мячковского подъяруса В каширское время род *Hemifusulina* имеет тип стенки со слабо выраженной дифференциацией слоев. В наружных оборотах иногда просвечивает тусклая диафанотека, подчеркнутая сверху тектумом, а снизу слабым слоем внутреннего тектория. Таким образом, зачаточная диафанотека в наружных оборотах является новым филогенетическим признаком, очевидно, родового ранга и

находится в каширское время еще в процессе становления. Появившись в каширское время, этот морфологический признак сохраняется и закрепляется не во всех родовых категориях. У мячковских гемифузулин происходит дальнейшее изменение стенки в сторону упрощения ее и возврату к однородной недифференцированной форме. Четырехслойная с тектумом, диафанотекой, наружным и внутренним тектриумами стенка как обязательный морфологический признак характеризует семейства Wedekindellinidae F. Kahler et G. Kahler, 1966, Fusulinidae Moeller, 1878 и Fusulinellidae Staff et Wedekind, 1910 московского яруса. Последние два являются доминантами таксономического разнообразия фораминифер московского яруса его типовой местности, где рассматриваемый ярус начинается с верейского горизонта, а его нижняя граница определяется нижней границей фузулинидовой зоны Aljutovella aljutovica зонального стандарта стратиграфической шкалы России.

В МСШ объем московского яруса не определен, т.к. не определена его нижняя граница. Только за последние пять лет Международной рабочей группой рассматривались 10 таксонов среди конодонтов и фузулинид, появление которых могло бы маркировать базальную часть московского яруса и его нижнюю границу на уровне, наиболее приближенном к традиционному, т.е. в подошве верейского горизонта. Иной взгляд на решение этой проблемы недавно выдвинут Н.В. Горевой и А.С. Алексеевым, предложившим к обсуждению новый конодонтовый маркер (появление вида *Neognathodus bothrops* Merrill) для нового уровня нижней границы московского глобального яруса МСШ в основании каширского горизонта. Биостратиграфическим обоснованием нового уровня границы московского яруса МСШ рассматривается резкая эволюционная перестройка в сообществах конодонтов, произошедшая на рубеже верейского и каширского горизонтов. В эволюции фораминифер с началом каширского времени совпадает формирование нового типа строения стенки раковины фузулинид, что также вызывает резкую перестройку в сообществах этой группы микрофауны. Анализ фузулинид верейского и каширского горизонтов типовой местности показывает следующее. Фузулиниды верейского горизонта в типовой местности представлены богатым и разнообразным по родовому и видовому составу сообществом, включающем Eostaffella mutabilis rjasanensis Raus., разнообразные псевдоштаффеллы, Schubertella pauciseptata Raus., Staffelaeformis convoluta (Lee et Chen), St.latispiralis (Saf.), Aljutovella aljutovica (Raus.), Tikhonovichiella subaljutovica (Saf.), Skelnevatella skelnevatica (Put.), S.cybaea (Leont.) и др. Подобное смешанное в систематическом отношении сообщество, состоящее из представителей разных отрядов фораминифер (Ozawainellida Solovieva, 1980, Schubertellida Skinner,1931, Fusulinida Fursenko, 1958), отражает определенную стадию эволюции строения стенки раковины: различные группы фораминифер имеют простой тип стенки слабо дифференцированной (от однослойной до трехслойной с протекой). Простой тип стенки характерен для фораминифер башкирского яруса. Сообщество фузулинид каширского горизонта существенно отличается от верейского. В его состав входят *Priscoidella priscoidea* (Rauser), *P. znensis* (Rauser), *Aljutovella parasaratovica* (Saf.), первые Hemifusulina, а также *Depratina prisca* (Deprat), *Taitzehoella prolibrovichi* (Rauser), *T. pseudolibrovichi* (Safonova), *Eofusulina triangula* (Rauser et Belyaev) и др., характерные для нижней части горизонта. Со средней части горизонта получают развитие рода *Moellerites* и *Beedeina*. Подобный состав сообщества отражает собой процесс эволюции стенки раковин фораминифер, происходящий на каширском этапе их развития. Образование внутреннего тектриума и зачаточной диафанотеки в структуре стенки некоторых Aljutovella parasaratovica (Saf.), является проявлением начальной стадии формирования четырехслойного строения стенки. Новый признак носит неустойчивый характер. Дальнейшее развитие и закрепление признака дифференциации стенки в наружных оборотах раковины проявляется у представителей рода Priscoidella и рода Moellerites. Типичная четырехслойная стенка с различимым внутренним тектриумом и светлой диафанотекой характеризует род Beedeina. Подобный тип строения стенки раковины является характерным для представителей отряда FUSULINIDA, появившихся в каширском горизонте московского яруса. В дальнейшей эволюции четырехслойная стенка раковины не претерпевает существенных изменений и является выдержанным диагностическим родовым признаком представителей отряда FUSULINIDA, распространенных в каширском, подольском и мячковском горизонтах московского яруса среднего карбона. Новый поворотный момент в эволюции стенки – появление альвеолярной структуры – приходится на начало позднекаменноугольной эпохи. Отсюда эволюция важнейшего морфологического признака семейственного, подсемейственного и родового ранга отряда FUSULINIDA – строения стенки раковин – может быть использована для определения и корреляции нижней границы московского яруса МСШ.

Момент появление фораминифер с четырехслойной стенкой раковины может фиксировать нижнюю границу московского яруса МСШ в подошве каширского горизонта. В разрезе Ямбирно практически одновременно с появлением Neognathodus botrups Merrill (нового конодонтового маркера границы) в подошве каширского горизонта (слой 13) фиксируется Hemifusulina sp., имеющая тип стенки со слабо выраженной дифференциацией слоев. Таким образом, среди фузулинид в качестве маркера или вспомогательного таксона для корреляции нового уровня границы московского яруса МСШ в подошве каширского горизонта, может быть использован род Hemifusulina или любой таксон, диагностическим признаком которого является присутствие «зачаточной» диафаноте или четырехслойная стенка. В Евразийской области таким маркером может служить вид *Priscoidella priscoidea*.

Работа выполнена при финансовой поддержки фонда РФФИ проект № 12-05-00106.

1. *Раузер-Черноусова Д.М.*, *Киреева Г.Д.*, *Леонтович Г.Е.* и др. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей / Справочник-определитель. Изд-во АН СССР, 1951. 379 с.
2. *Справочник* по систематике фораминифер палеозоя /Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др. М.:Наука, 1996. 207 с.

Геологический институт РАН,
Москва, Россия
isakova@ginras.ru

УДК 551.762.1(477-954.52)

А.П. Ипполитов, Я. Шлёгль

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ ПЕНИНСКИХ УТЕСОВ КАРПАТ (ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ У С. ПРИБОРЖАВСКОЕ) ПО БЕЛЕМНИТАМ

Имеющиеся в литературе сведения о стратиграфии нижнеюрских отложений зоны Пенинских утёсов в опорном разрезе карьера у с. Приборжавское достаточно противоречивы. Специфическая особенность нижнеюрских отложений здесь в том, что наиболее многочисленной группой являются остатки белемнитов, тогда как главный биостратиграфический инструмент мезозоя – аммониты – относительно редки. За исключением классической работы советского времени (Гаврилишин, Круглов, 1972), в которой обоснована точка зрения о тоар-ааленском возрасте отложений, обзоров белемнитовой фауны Закарпатья, сопровождающихся изображениями и описаниями, не опубликовано. Имеются единичные публикации современных украинских исследователей (Мураль, 2011), которые указывают на находки в терригенной толще и более молодых бореальных келловей-оксфордских белемнитов, что требует объяснения. Вместе с тем, работы по геологии региона, в которых авторские определения белемнитов, не подкрепленные изображениями и описаниями, используются для датировки толщ, довольно многочисленны. Ситуация осложняется тем, что юрские отложения в Карпатах сложно дислоцированы, а Приборжавский карьер в его современных границах вскрывает совершенно иную площадь (и, соответственно, показывает иную геологическую ситуацию), нежели в 60-70-х годах XX века, а потому некритическое использование старых данных для датировок конкретных толщ может приводить к грубым ошибкам.

Вопреки сложившемуся мнению широкого круга геологов, белемниты не могут считаться ортостратиграфической группой. Только на двух интервалах в мезозое – в верхнем мелу Северного полушария и в барреме Бореальной области – остатки белемнитов стали общепризнанным инструментом расчленения и корреляции осадочных толщ. Белемнитовые шкалы, разработанные для других интервалов мезозоя, де факто часто оказываются используемыми на практике лишь их собственными авторами. Вместе с тем. высокий корреляционный потенциал группы, сопоставимый с таковым аммонитов, не вызывает сомнений (см. Janssen et al., 2013), однако, его реализация связана прежде всего с тщательным анализом изменчивостей на массовом материале с тщательно зафиксированным положением в разрезе.

Детальное послойное изучение около 800 образцов белемнитов (А.И.) и аммонитов (Я.Ш.) из карбонатно-терригенной толщи нижнеюрских отложений, предпринятое

авторами в 2011-2013 годах, позволило по-новому взглянуть на биоразнообразие указанных групп организмов и существенно детализировать и уточнить сведения по стратиграфическому расчленению толщ в данном районе. Существующие шкалы расчленения нижнеюрских отложений по белемнитам (для Болгарии, Южной и Западной Европы, Англии) во многом являются противоречивыми – прежде всего, из-за различного понимания специалистами объёмов видов-индексов. Однако, в ряде случаев представляется возможным точно датировать ископаемые комплексы по отдельным характерным видам, стратиграфическое распространение которых можно считать хорошо установленным. Датировку отдельных уровней в разрезе обеспечивают и редкие точно привязанные к последовательности находки аммонитов.

Белемниты, собранные из терригенно-карбонатной толщи, относятся к интервалу верхний синемюр – верхний аален. Это полностью согласуется с данными, опубликованными ранее группой польских исследователей (Wierzbouwski et al., 2012).

Наиболее полная последовательность комплексов белемнитов установлена в интервале верхний синемюр (аммонитовая зона Raricostatum) – верхний плинсбах (амм. зона Spinatum), соответствующего четырём белемнитовым зонам, ранее выделенным на для разрезах Болгарии (Stoyanova-Vergilova, 1978), - Acutus, Apicicurvata, Ventroplanus и Brugueriana. Номенклатура этих зон должна быть несколько пересмотрена. Кроме того, в указанном интервале выделяется 12 белемнитовых комплексов, некоторые из которых могут рассматриваться как потенциальные стратоны ранга зоны и подзоны. Это предполагает существенную детализацию существующей шкалы по белемнитам. Важно, что значительная часть предлагаемых нами биостратонов имеет филогенетическое обоснование, будучи основанной на отдельных быстро эволюционирующих филолиниях, и, таким образом, отвечает определению «биогоризонтов», широко вошедших в практику специалистов по аммонитовой стратиграфии в качестве наиболее дробных биостратиграфических единиц (Рогов и др., 2012). К плинсбаху относятся оба вида «цилинротеутид», описанных М. Муралем (2011), заключение об их возрасте основано на неверной идентификации родовой и видовой принадлежности.

Тоарские и ааленские отложения имеют сильно конденсированный характер. Из этих отложений происходит существенная часть находок, описанная Гаврилишиным и Кругловым (1972). Их детальное расчленение, отвечающее современному уровню, на основании изучения находок белемнитов и аммонитов пока не представляется возможным.

Результаты исследования показывают, что разрез нижнеюрских отложений у с. Приборжавское имеет уникальное стратиграфическое значение – заключенное, прежде всего, в полноте последовательности комплексов белемнитов верхнего синемюра -плинсбаха. Эта последовательность уже сейчас может рассматриваться в качестве эталона не только для территории Украины, а в перспективе – и для всей Восточной Европы. Предлагаемый вариант детального расчленения по белемнитам ещё требует апробации на материалах из других регионов.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 12-05-00380-а.

1. *Гаврилишин В.И., Круглов С.С.* Юрские белемниты зоны Пенинских утесов (Закарпатье) // Палеонтологический сборник. 1972. Вып. 1. № 9. С. 36-42.
2. *Мураль М.* Перша знахідка верхнеоюрських белемнітів в Українських Карпатах // Палеонтологічний збірник 2011. № 43. С. 72–76.
3. *Рогов М.А., Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н.* Биогоризонты – инфразональные биостратиграфические подразделения: опыт совершенствования стратиграфии юрской системы по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. 2012. № 2. С. 101-121.
4. *Стоянова-Вергилова М.* Опит на зонално разчленяване на долноюрските наслаги в България по белемнити // Годишник на Софийския университет. Геолого-географский факултет. Книга 1. Геология. 1978. Т. 70. С. 161-192.
5. *Janssen N.M.M., Clément A. & Bont W.* 2012. Mediterranean Neocomian belemnites, part 4: belemnites of the Barremian stratotype section // Carnets de Géologie. 2012. Mem. 2012/02. P. 201-274.
6. *Wierzbowski, A., Krobicki, M. & Matyja, B.A.* The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic successions of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine // Volumina Jurassica. 2012. Vol. 10. P. 25-60.

Геологический институт РАН,
Москва, Россия
ippolitov@gmail.com

УДК 551.73

Ю.Н. Карогодин

ВЕНД-КЕМБРИЙ В СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ И ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛЯХ (НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ АСПЕКТ, НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С кембрия, как известно, официально принята периодизация фанерозоя. Это и основание разреза древних платформ: Североамериканской, Бразильской, Африкано-Аравийской и др. Разрез Сибирской платформы (СП) начинается, как правило, с континентальных базальных терригенных отложений венда, эдиокария. Отнесение его к дофанерозою (протерозою верхнему) – вопрос далеко не бесспорный (Соколов, 1964; Хоментовский, 1976). Точно определить границу между вендом и кембрием вообще сложно, как и в разрезах данной платформы. Поэтому значительная часть основания её осадочного разреза выделяется как венд-кембрий с частым изменением положения нижней границы кембрия.

Основные залежи нефти и газа Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции СП, выявленные на сегодня, приурочены именно к базальным терригенным отложениям венда. Это и крупнейшее Верхнечонское нефтяное месторождение и газовое Кавыктинское. А уникальная Юрубчено-Тахомская нефтегазоносная зона связана с карбонатными породами среднего рифея. К базальным песчаникам кембрия, как известно, приурочена гигантская залежь нефти месторождение Хасси-Месауд Сахро-Ливийской провинции Алжира северной Африки.

В сиквенс-стратиграфической модели венд и нижний кембрий неразрывно связаны (во времени формирования) с трансгрессивным началом мегацикла, как и мегасиквенса Саук (Sauk). Кровля его совмещена с границей дапингианского и дарривилианского ярусов среднего ордовика (рис.1).

Продолжительность порядка 84 млн. лет (плюс венд порядка 18-20 млн. лет). В опорном разрезе Шаман-горы[1], детально описанном и изученном автором, обнажены отложения трансгрессивной части (половины) мегасиквенса – системные тракты низкого стояния уровня моря, трансгрессивный тракти тракт высокого стояния уровня моря. В литмологической терминологии разрез гигациклита представлен снизу вверх следующими элементами. Нижняя, терригенная часть сложена грубообломочными красноцветными породами, с ярко выраженной цикличностью парасиквенсов, элементарных процикличитов. Снизу вверх по разрезу наблюдается явная тенденция уменьшения грубости обломочного материала, глинизация, наряду с уменьшением размера процикличитов. В обнажении на реке Урик два песчаных пласта в подобном разрезе насыщены окисленной нефтью.В залегающем выше карбонатном разрезе венд-кембрия разреза Шаман-горы выделяются три региональных циклита. А в разрезе на левом берегу р.Урик[2] отлично обнажаются четвёртый (урикский) РГЦ и низы (базальные слои) пятого (шанхарского). Данные региональные циклиты, с определённой долей условности, можно считать аналогами (по рангу) суперсиквенсов, а все вместе – их нижней группой «А» мегасиквенса Саук.Вся эта трансгрессивная половина гигацикла ранее именовалась *мотской свитой*. А в современной стратиграфической схеме она уже в *ранге серии* с прежним названием и рядом свит (снизу вверх): непская и её аналоги, тирская (бюкская), катангская, собинская, тэгэрская (юряхская). С трещиновато-кавернозными коллекторами доломитов трансгрессивной и финально-трансгрессивной частей гигациклита связаны многие месторождения УВ Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской провинции СП. Однако основные залежи (и запасы) нефти и газа, как отмечалось выше, приурочены к терригенным инициально-трансгрессивным отложениям.

Начально-регрессивная часть венд-кембрийского гигациклита в разрезе Сибирской платформы представлена чередованием доломитов (трансгрессивная часть регоциклитов), ангидритов и солей (регрессивная их половина).С солей *усольской свиты* (второй половины пятого регоциклита) начинается вторая, регрессивная половина гигациклита. Как известно, соли наилучший экран для залежей углеводородов, но в рассматриваемой

[1] В 30 км от Иркутска. Легко доступен для проведения семинаров, школ мастер-класса по сиквенс-стратиграфии и литмостратиграфии, как показала практика с коллегами из Кембриджа, Чан-Чуньского университета Китая и многочисленных организаций страны.

[2] Где проводился полевой многодневный семинар с большим числом участников, в том числе академика А.А .Трофимука.

Рис. 1.

провинции под ними пока не выявлены залежи. В финально-регрессивной части рассматриваемого гигациклита мощная толща песчаников верхоленской (эвенкийской) серии кембрия. Всего в данном разрезе венд-кембрия девять-регоциклитов. Они отчетливо, ярко выделяются не только в разрезах обнажений, нои уверенно идентифицируются на электрокаротажных диаграммах. Этому способствуют репера промысловой геофизики M_1, M_2, M_3и M_4резкой смены низких значений ГК на повышенные, т. е. смены доломитов на глины или карбонатно-глинистые отложения. Регоциклиты верхней, регрессивной половины гигациклита так же уверенно выделяются в разрезе по данным каротажа, отражающего резкую смену пород на границе циклитов и постепенную внутри него. Наименование регоциклитов было «привязано» к месту положения разреза, в котором тот или иной из них представлен и изучен (снизу вверх): *Хужирский, Шаманский* (Шаман-гора с опорным разрезом), *Иркутский* (р. Иркут на берегу которой разрез с великолепным обнажением), *Урикский*(р.Урик с отличным обнажением разреза циклита), *Шанхарский* (вблизи бывшего посёлка с таким названием) (Карогодин,1990).Возможно, более ориентирующими будут термины, связанные с названиями свит.

В основной осваиваемой нефтегазоносной области, Непско-Ботуобинской Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции СП, отложения от верхнего кембрия до неогена отсутствуют. Поэтому определить верхнюю границу гигациклита здесь невозможно. На сиквенс-стратиграфической схеме, как отмечалось выше, она проходит в среднем ордовике. В литмострти-графической схеме эта граница тоже связана с ордовиком, но скорее с нижним, чем со средним (Карогодин,1990).

Подобное сопоставление геологических систем фанерозоя с сиквенс- и литмостратиграфическими моделями представляется-весьма значимым. Признание тел седиментационных циклов (циклитов, сиквенсов, синтем) полноценными стратонами (Международный стратиграфический справочник, 2002) и стратонами-системами (литмостратонами), как это принято в литмостратиграфии, открываются перспективы решения целого ряда-важнейших задач бассейновой стратиграфии и нефтегазоносности планеты.

1. *Карогодин Ю.Н.* Введение в нефтяную литмологию. Новосибирск: Наука, 1990. 240 с.
2. *Соколов Б.С.* Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы /В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. Сов геологов. М., 1964, с. 137–150.
3. *Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1976. 269 с.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия
E-mail: KarogodinYN@ipgg.sdras.ru

УДК 565.33:551.791(571.1)

В.А. Коновалова

ЗНАЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСТРАКОД ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Континентальные отложения верхнего неоплейстоцена и голоцена широко распространены на юго-востоке Западно-Сибирской равнины, где они слагают формы денудационно-аккумулятивного рельефа. Литологически отложения представлены глинистыми, песчано-глинистыми и частично торфообразными разностями пород аллювиального, озерно-аллювиального и озерно-болотного генезиса. Появление нового материала и комплексное использование литолого-фациального, биостратиграфического, климатостратиграфического и палеомагнитного методов дали возможность расчленить сложно построенную кайнозойскую толщу континентальных отложений, но установленные стратоны до сих пор недостаточно охарактеризованы палеонтологическими остатками и, в частности, остракодами [Унифицированная…, 2000; Волкова и др., 2002].

На сегодняшний день в стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины для позднего неоплейстоцена отражен только один пресноводный комплекс остракод [Унифицированная…, 2000]. Данный комплекс остракод установлен Т.А Казьминой (1989) в отложениях карасукской свиты и характерен только для юга Западно-Сибирской равнины (рис. 1). По своему таксономическому составу он близок к среднеплейстоценовому, состоит из тех же видов и отличается только бóльшим количеством экземпляров и появлением в небольшом количестве голоценовых форм [Волкова и др., 2002]. Невозможность использования методов классической эволюционной палеонтологии и биостратриграфии при установлении четвертичных комплексов остракод создает большие трудности при практическом использовании данной фауны в стратиграфических исследованиях.

Детальное исследование таксономического состава пресноводной фауны остракод позднего неоплейстоцена и голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины позволило автору установить 4 комплекса остракод (рис. 1), которые выделяются на основании комплексного применения биостратиграфических, климатостратиграфических методов и методов статистического анализа. Возраст каргинского, сартанского и голоценового комплексов дополнительно подкреплен серией радиоуглеродных дат. Анализ стратиграфического распространения комплексов остракод позволил выявить их довольно четкую последовательную смену. На этом основании впервые в позднем неоплейстоце не установлены 3 биостратиграфических подразделения в ранге слоев с фауной: слои с *Cypridopsisvidua – Herpetocyprisreptans* (ермаковский и каргинский горизонт); слои с *Ilyocyprispustulata (*каргинский горизонт); слои с *Eucyprispigra - Cyclocyprislaevis -C. triangula* (сартанский горизонт).За виды индексы в названии слоев принимались два - один, характерный для этого слоя, и второй, доминирующий в нем с широким географическим распространением.

Слои с *Cypridopsisvidua – Herpetocyprisreptans* выделяются в темно–серых глинах обнажений Красный Яр I, Воронино-Яя (Томская область) по распространению видов-индексов. Комплекс характеризуется преобладанием разнообразных представителей семейства Candonidae и почти полным отсутствием Limnocytheridae. В комплексе отсутствует вид *Candonarawsoni* Tressler, являющийся характерной формой для краснодубровско-федосовского комплекса [Казьмина, 1989].

Слои с *Ilyocyprispustulata* выделяются в цоколе II надпойменной террасы р.Яя (Томская область), сложенного глинисто-алевритовой пачкой. Абсолютный возраст вмещающих отложений подкреплен серией ^{14}С-дат, указывающих на позднекаргинское время осадко-

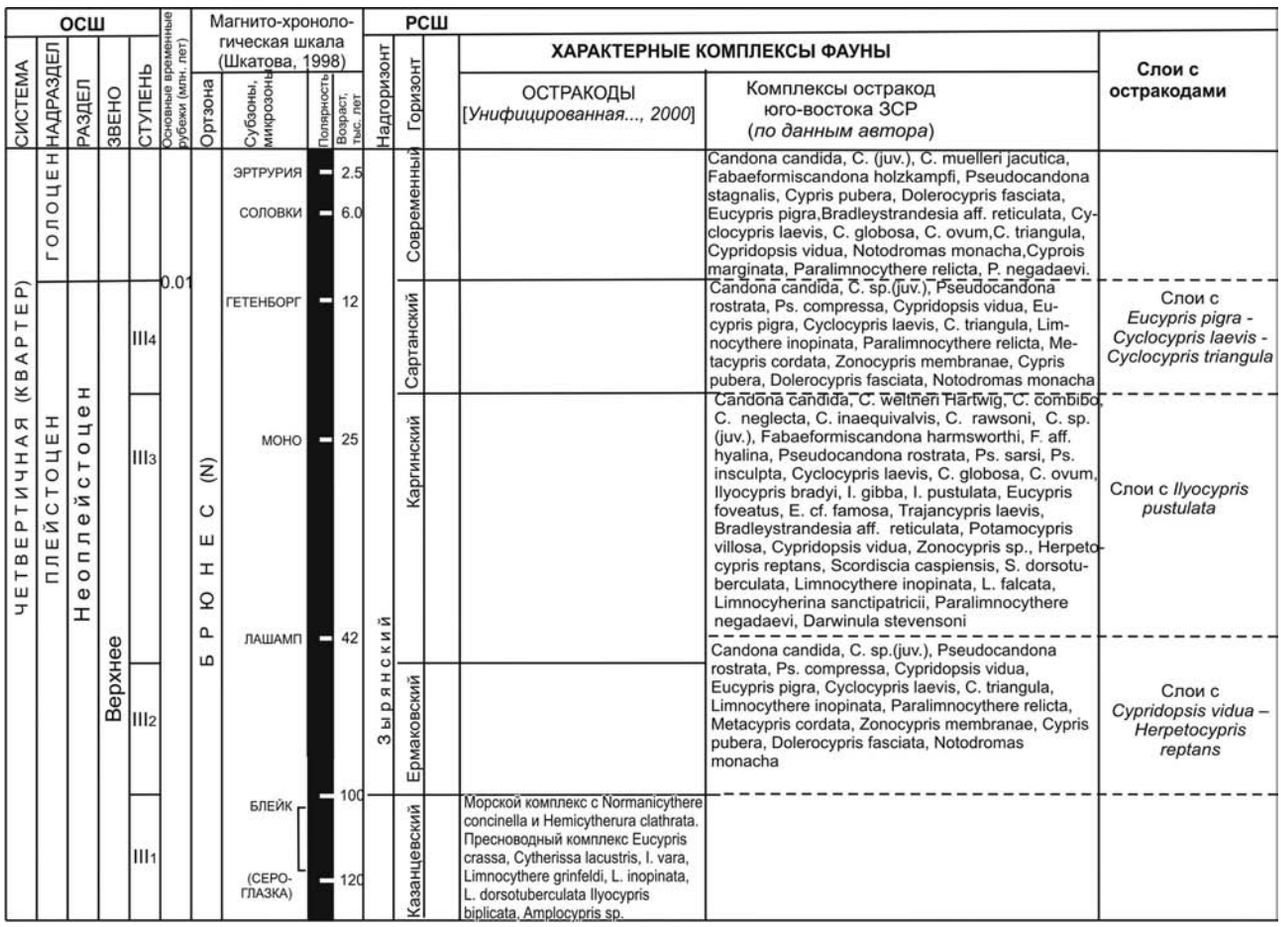


Рисунок 1. Фрагмент региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений с изменениями автора [Унифицированная…, 2000].

накопления [Коновалова, 2009].Вид-индекс *Ilyocyprispustulata* Konovalovana сегодняшний день обнаружен в отложениях только каргинского горизонта Западно-Сибирской равнины [Коновалова, 2012].

Слои с *Eucyprispigra - Cyclocyprislaevis - C. triangula* выделяются в озерно-болотных отложениях, слагающих верхнюю часть разреза I надпойменной террасы р. Яя (Томская область). Позднесартанский возраст вмещающих отложений подкреплен ^{14}C-датой - 12900±370 лет (СОАН-3836), полученной по органическим остаткам. Отличительная особенность данного комплекса: 1) отсутствие характерных позднекаргинских видов; 2) появление представителей семейств Notodromatidae Kaufman, 1900, подсемейств Cypridinae Baird, 1845, DolerocypridinaeTriebel, 1961 и Timiriaseviinae Mandelstam,1960, которые основное развитие получают уже в голоцене.

Таким образом, в результате применения комплекса методов и руководствуясь Стратиграфическим кодексом РФ, в отложениях позднего неоплейстоцена установлены 3 биостратона в ранге слоев с фауной, что может рассматриваться как начало разработки региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена по остракодам.

1. *Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 246 с.
2. *Казьмина Т.А.* Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Кайнозой Сибири и северо-востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989. – С.66-71.
3. *Унифицированная* региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.; прил.
4. *Konovalova V.A.* New and Little Known Ostracode Species from the Middle Neopleistocene to Holoceneof the Southeastern West Siberian Plain // Paleontological Journal, 2012, Vol. 46, No. 3.P.240–249.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия
konovalova@ggf.tsu.ru

УДК 552.5:551.735( )447.5

В.Т. Кривошеєв, Є.З. Іванова, В.В. Макогон

ПРОБЛЕМИ СТРАТИГРАФІЇ ТА ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНОЇ ЗОНАЛЬНОСТІ НИЖНЬОВІЗЕЙСЬКИХ ТА ТУЛЬСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Як показує досвід проведення геологорозвідувальних робіт в схожих за геологічною будовою з Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ) нафтогазоносних басейнах, на високому ступені вивченості регіонів серед відкритих родовищ починають переважати скупчення нафти і газу в нетрадиційних (літолого-стратиграфічних, літологічних, тектонічних, комбінованих) пастках як у теригенних, так і в карбонатних відкладах. Відомо, що прогноз пасток цього типу досить складний, часто ми маємо справу з малими потужностями відкладів, при яких сейсмічні дослідження малоінформативні. Ми придавали роботам цього напрямку важливе значення, вважаючи, що проблема детальної стратифікації розрізів, синхронізації продуктивних комплексів, товщ, продуктивних горизонтів (ПГ), продуктивних підгоризонтів (ППГ) і окремих пластів нафтогазоносних басейнів є однією з найбільш актуальних проблем геології нафти і газу як в теоретичному, так і в практичному відношенні при прогнозі пасток вуглеводнів (ВВ), особливо, нетрадиційного типу.

Проблеми стратиграфії, літолого-фаціальної зональності, впливу регіональних перерв на повноту розрізів турнейсько-візейських теригенних і карбонатних відкладів, детальної кореляції та номенклатури ПГ у зв`язку з прогнозом їх нафтогазоносності неодноразово висвітлювались нами у наукових публікаціях, однак в добре вивченому бурінням і сейсморозвідкою Дніпровсько-Донецькому нафтогазоносному басейні до цього часу існує низка науково необгрунтованих схем стратиграфії (у тому числі і прийнята стратиграфічним комітетом «Стратиграфічна схема кам'яновугільних відкладів східних областей України» 1993 року, де порушені основні принципи виділення світ та допущені серйозні помилки в їх зіставленні), які стримують як об'єктивне наукове вивчення будови ДДЗ, детальне картування відкладів, так і об'єктивний прогноз нових типів пасток нафти і газу для практики геологорозвідувальних робіт в регіоні. Підкреслимо тільки, що підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт на нафту і газ в ДДЗ, основному нафтогазовидобувному регіоні України, на теперішньому високому рівні його вивченості неможливе без вирішення цих принципових проблем.

Сформована на комплексному вивченні розрізів більше як 3 тисяч глибоких свердловин ДДЗ модель будови візейського ярусу і літолого-стратиграфічні схеми розчленування їх розрізів різних геотектонічних зон западини враховує усі, у тому числі і найновіші біостратиграфічні, літолого-стратиграфічні, літолого-фаціальні, літолого-палеогеографічні, сейсмостратиграфічні дослідження, регіональні, зональні та локальні перериви в осадконакопиченні.

В практиці геологорозвідувальних робіт на нафту і газ в Дніпровсько-Донецькій западині, як і на території Донбасу використовується двочленна будова візейського ярусу, в якому виділяються нижньовізейський та верхньовізейський під'яруси, вік яких базується, в основному на фауні форамініфер. У той же час у ДДЗ на основі вивчення усіх груп фауни, спорово-пилкових комплексів, літолого-фаціальної зональності, переривів в осадконакопиченні є досить вагомі підстави для тричленного розділу візейського ярусу, на чому наполягали визначні дослідники западини В.О.Разніцин, А.О.Білик, В.К.Тетерюк, О.Ю.Лукін, автори цих тез та ін.

Відклади **нижньовізейського під'ярусу** (C_1v_1, XIV МФГ) розповсюджені на більшості території ДДЗ, за винятком окремих ділянок крайнього північного заходу западини. Вони з глибоким розмивом і кутовим неузгодженням залягають на різних горизонтах турнейських відкладів, а в найбільш піднятих районах – на різних горизонтах девону.

На крайньому північному заході відклади представлені континентальною вугленосною глинисто-теригенною товщею (Великобубнівська світа), яка в південно-східному напрямку поступово заміщується морською, переважно карбонатно-глинистою (Пісківська світа), глинисто-карбонатною (Бакумівська світа) та теригенно-карбонатною у південній прибортовій зоні (Тищенківська світа) товщами. На південному сході центральних депресій формувались глинисті відклади депресійного басейну. По комплексу форамініфер однозначно зробити висновок про нижньовізейський вік відкладів, як показав А.О.Білик, дуже складно. Якщо в комплексі форамініфер турнейського типу цієї товщі присутні декілька видів дайнелл, які масово з`являються з низів нижньовізейської товщі, то нижньовізейський вік її вважається доказаним. Найбільш достовірні дані про нижньовізейський вік дають комплекси міоспор, вивчені в повних розрізах занурених

зон западини. За комплексними дослідженнями (В.Т.Кривошеєв, В.К.Тетерюк, 1989р.), в межах ДДЗ виділяються усі три нижньовізейські горизонти Уніфікованої схеми Східно-Європейської платформи – косьвінський, радаєвський та бобриківський, які представлені своєрідними пачками порід як у морських, так і в континентальних фаціях. Відклади відносяться до XIV МФГ, ПГ В-27 та ППГ В-26н і В-26в.

Потужність товщ змінюється від 0 на бортах западини до 250м в занурених зонах.

Середньовізейський під'ярус в ДДЗ представлений відкладами XIII та XIIa МФГ місцевої шкали та надійно зіставляються з тульським горизонтом Уніфікованої схеми стратиграфії Східно-Європейської платформи. Вік цих відкладів у цілому підтверджується фауною брахіопод, форамініфер, остракод, коралів. Однак, тільки комплекси міоспор, вивчених В.К.Тетерюком, дають можливість детально розчленувати відклади.

Нижньотульський підгоризонт. До недавнього часу відклади візейської карбонатної плити в обсязі XIII МФГ відносились більшістю геологів та геофізиків до нижнього візе. Роботами відомих науковців - А.О.Білика, Н.Є.Бражнікової, Л.В.Вінниченко, Л.П.Алєксєєвої, М.В.Вдовенко, В.І.Полєтаєва, М.К.Погребняк, С.В.Онуфришин, О.М.Ліпнягова, Н.П.Василюк, В.К.Тетерюк, Л.Н.Неберекутіної, Р.С.Холмової відклади у цілому переконливо віднесені до нижньотульського (а не до нижньовізейського) віку, хоча за фауною форамініфер деякі дослідники в окремих зонах нижню карбонатну пачку єдиної товщі відносять до нижнього візе. З цим стратоном зв'язаний найбільш надійний в ДДЗ відбиваючий сейсмічний горизонт $Vв_3$.

По фауні брахіопод карбонатна товща XIII МФГ впевнено зіставляється з зоною C_1ve (особливо із нижньою її частиною) та верхами зони C_1vd, а по фауні остракод і по комплексах міоспор достовірно зіставляється з нижньотульськими відкладами центральних районів Східно-Європейської платформи. Карбонати товщі згідно залягають на одній і тій же глинистій пачці нижнього візе.

У нижньотульському розрізі ДДЗ на основі комплексних літолого-стратиграфічних та літолого-фаціальних досліджень виділяється 5 світ: кампанська (шельфові карбонати), яблунівська (депресійні карбонати), опішнянська (карбонатно-глинисті депресійні відклади), черняхівська та лосинівська відповідно теригенно-карбонатно-глинисті та теригенно-глинисті відклади прибережної зони морського басейну. Потужність відкладів коливається від 0 до 200м. До них приурочені ПГ В-25 та В-24.

Верхньотульський підгоризонт. Одна із найпоширеніших в межах Східно-Європейської платформи, Уралу, Донбасу та Дніпровсько-Донецької западини трансгресія морського ранньотульського басейну завершилась його регресією та значним розмивом відкладів XIII МФГ (передверхньотульський розмив, який за нашими даними відповідає розмиву між підзонами C_1ve_1 і C_1ve_2 Донбасу). На початку пізньотульського часу на території Дніпровсько-Донецької западини розпочався новий цикл осадконакопичення. У застійних умовах обширного депресійного морського басейну з переважно застійним гідродинамічним режимом автокінетичними (турбідними, гравітаційними) потоками сформувався потужний (до 1500м в зануреній частині западини) теригенно-глинистий комплекс відкладів солохівської світи з базальною доманікоїдною (карбонатно-глинистою бітумінозною) пачкою рудівських шарів. За комплексом фауністичних решток відклади відносяться до XIIa МФГ, а за спорово-пилковими комплексами до тульського (пізньотульського) віку Східно-Європейської платформи. До цього комплексу приурочені ПГ В-23, В-22 та В-21.

В останні роки деякими дослідниками внесена велика плутанина у стратифікацію цього комплексу у різних частинах западини, який у покрівлі також відділяється регіональним передалексинським переривом в осадконакопиченні, що треба мати на увазі при складанні нової стратиграфічної схеми ДДЗ.

Український Державний
геологорозвідувальний інститут
Київ, Україна
ukrdgri@ukrdgri.gov.ua

УДК (571. 15. 151). 551. 7 (1/9) 551.732. 734

В.Н. Коржнев

К БИОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Результаты биостратиграфического изучения палеозойских разрезов Горнеого Алтая, проведенные в последние десятилетия, позволяют утверждать следующее:

1. *Вероятен венд-кембрийский возраст баратальской серии* [4]. Баратальская серия из-за слабой палеонтологической изученности в разное время относилась условно к среднему

или верхнему рифею. Она представляет собой мощную (более 2 км), преимущественно карбонатную толщу с прослоями черных силицилитов, глинистых и кремнистых сланцев. Редко в ее разрезах наблюдаются горизонты океанических базальтов и туфопесчаников. Серия во многих разрезах имеет двучленное деление на кремнисто-карбонатную и известняково-доломитовую части. Не исключаются фациальные переходы между этими частями. Баратальская серия в последние годы получила более надежную палеонтологическую характеристику. В её кремнисто-карбонатной части в бассейне р. Сарасы А.Г. Поспеловым определены водоросли *Epifiton?* sp., микрофитолиты *Glebosites* sp., проблематика *Camasiella ?* sp.,*Camasiaceae.* В известково-доломитовой части серии в левом борту руч. Каторжного вблизи водораздела его с логом Кочковатым – водоросли *Epifiton?* sp., *Renalcis* sp., *Girvanella* sp. (Коржнев, 1987), характеризующие отложения не древнее венда. В стратотипе баратальской серии по логу Баратал выявлены микрофоссилии, распространенные в позднерифейско-вендских отложениях; микрофитолиты кабырзинского и западносибирского горизонта. В 6,5 км южнее стратотипа, в правом борту р. Чуи, ниже Золотаревской будки в ее отложениях выявлены спикулы губок, позволяющие ограничивать возраст вендом (Гутак и др., 2005). В верхней части разреза баратальской серии по водоразделу рек Есконго – Челиташ обнаружены микрофоссилии, распространенные в поздерифейско-вендских отложениях (Валиева, Кузнецова, 1994). Здесь же Г.Н. Багмет (2001) из известковых конгломератов толщи определены микрофитолиты: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesiculkarites lobatus* Reitl., *V. bothridioformis* (Krasn.), *V. misellus* M. Step., *V. consuetus* Yakshch., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., которые датируют толщу возрастом, вероятно, не древнее верхней части западно-сибирского горизонта венда (Гутак и др., 2004). В верхней доломитовой части серии по р. Сосновой (левый приток р. Семы юго-западнее пос. Усть-Сема), вместе с характерным для западно-сибирского горизонта комплексом микрофитолитов установлены поздневендско-раннекембрийские известковые водоросли: *Glomovertella* sp., *Obruchevella* sp., *Girvanella problematica* Nich. Et Eth., *G. sibirica* Mast., *Proaulopora glabra* Krasn., *Gemma* sp. и др. (Терлеев, Карлова, 1998). В разрезах баратальской серии в пределах Устюбинской пластины в строматолитовых известняках выявлены известковые водоросли: *Girvanella* sp., *Korilophyton* sp. (Терлеев, Карлова, 2001). Установлено, что баратальская серия в пределах Сарасинского блока без видимого несогласия, с полимиктовыми и вулканомиктовыми граведито-песчаниками в основании, перекрывается сарасинской свитой нижнего кембрия (Коржнев, 1978).

2. На основании выделения сарасинской свиты обосновано выделение сарасинского биостратинграфического горизщонта [5]. Её выходы у с. Пролетарка П.И Комаровым в 1927 году названы «сарасинские известняки». Впоследствие в геологическую литературу введен сарасинский горизонт, отвечающий нижней половине камешковского горизонта (Краснопеева, 1958). В 1978 г. выделена сарасинская свита. Стратотип сарасинской свиты расположен на правобережье руч. Сосновенького правого притока р. Большой Кыркылы. Свита имеет преимущественно карбонатный состав мощность ее превышает 1000 м (Коржнев, 1978). Нижняя теригенная часть разреза сарасинской свиты (160 м) по отсутствию трилобитов, присутствию водорослей *Conferites primordialis* Born. археоциат *Aldanocyathus* cf. *sunnagnicus* Zhur отнесены к усть-кундатскому горизонту. В стратотипическом разрезе по руч. Сосновенькому в верхней карбонатной части разреза определены трилобиты археоциаты известковые водоросли (Коржнев, 1978). Здесь выделяются четыре сменяющих друг друга фаунистических комплекса. Нижние горизонты карбонатной части разреза по наличию комплексов водорослей, *Epiphiton*? sp., *Proaulopora* cf. *rarissima* Vologd., характерного для низов нижнего кембрия и представителей родов археоциат *Nochoroiciathus* и *Ajacicyathus* отнесены к слоям с *Retecoscinus retetabulus*. Средние горизонты карбонатной части разреза по наличию характерных видов трилобитов *Resimopsis mariinica* Rep., *Sibiriashis pospelovi* E Rom. и комплекса археоциат относим к слоям с Resimopsis, которые сопоставимы с верхними частями базаихинского горизонта Алтае-Саянской складчатой области. Верхние горизонты карбонатной части разреза сарасинской свиты по наличию характерного комплекса трилобитов *Protupus* sp., *Policllaspis* относят к слоям с Sajanaspis. Слои с Sajanaspis, сопоставляют с камешковским горизонтом Алтае-Саянской складчатой области и верхней частью боградского горизонта Кузнецкого Алатау (Репина, Романенко, 1978). Самые верхние горизонты карбонатной части разреза сарасинской свиты принадлежат санаштыкгольскому горизонту, который охарактеризован в пределах свиты трилобитами (материалы Я.М. Гутака и др., 1999). Такимм образом, возраст свиты определяется в интервале усть-кундатское время томмотского века - санаштыкголькое время ботомского века

раннего кембрия. На основании изучения сарасинской свиты в региональную биостратиграфическую шкалу нижнего кембрия Горного Алтая предложено ввести сарасинский биостратиграфический горизонт (Краснопеева, 1958) по праву приоритета (Стратиграфическаий кодекс, 2006) вместо кийского горизонта, Принимается, что сарасинский горизонт по объему соответствует слоям Resimopsis., получившим надежную характеристику в разрезах Горного Алтая (Репина, Романенко, 1978).

3. *В Горном Алтае зафиксировано появление компонентов протоптеридиевой флоры в нижнем эмсе* [1, 2, 3]. За основу установления рубежа появления компонентов флоры протоптеридиевого типа взят флористический комплекс басаргинской свиты Горного Алтая, в разрезах которой найдена морская фауна салаиркинского горизонта нижнего эмса (Коржнев, 1979). Богатое местонахождение флоры располагается в 1150 м ниже устья р. Черемшанки в правом борту р. Б. Кыркылы у подножья горы, срезанной проселочной дорогой, в 7 м от русла реки и пруда напротив базы отдыха, построенной на месте бывшего села Басаргино Алтайского района Алтайского края. В стратотипическом разрезе у с. Басаргино Ю.С. Надлером и В.Г. Кузнецовой в 1973 году собран и определен богатый комплекс спор, имеющий весьма близкое сходство с раннедевонскими комплексами красногорской свиты Кузнецкого Алатау. В стратотипическом разрезе басаргинской свиты А.Р. Ананьевым из сборов В.Н. Коржнева, Ю.С. Надлера, В.П. Удодова в 1973-1975 гг. определен богатый псилофитовый комплекс. Особенностью псилофитовой флоры басаргинского местонахождения является то, что в ее составе впервые в Сибири встречен типично-среднедевонский вид *Protolepidodendron scharianum* (Krejci) Kräisel et Weyland (Ананьев, Коржнев, 1983). Впоследствии наличие этого вида и других компонентов протоптеридиевой флоры установлено в эмских отложениях других районов Горного Алтая и Алтае-Саянской горной области. Проведены палеогеографические реконструкции.

1. *Коржнев В.Н.* Басаргинский фитокомплекс нижнего девона Горного Алтая // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума, 10-12 ноября 2010 г. / Отв. ред. В.М. Подобина – Томск: ТМЛ-Пресс,2010. С. 475-477.
2. *Коржнев В.Н.* О смене псилофитовой флоры прапапоротниковой в эмсе в Горном Алтае // Вестник Томского государственного университета, № 353. Декабрь, 2011. С. 205-212.
3. *Кооржнев В.Н.* О времени появления компонентов протоптеридиевой флоры в Горном Алтае // Международная конференция, посвященная 100-летию Всеволода Андреевича Вахромеева (1912-1986). 1-3 февраля 2012 г. ГИН РАН, Москва. М.,ГЕОС,2012. С. 30.
4. *Коржнгев В.Н.* О возрасте баратальской серии в Горном Алтае // ПАЛЕОСТРАТ-2012. Годичное собрание (научная конференция) секция палеонтологни МОИП и Московского отделения Палеонтологического общшества РАН. Москва, 30 января – 1 февраля 2012 года. Программа и тезисы докладов. Алексеев А.С. (ред.). М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 2012. С. 30-32.
5. *Коржнев В.Н.* Стратиграфия кембрийских отложений северо-восточной части Горного Алтая // Вестник Томского государственного университета. № 363. Октябрь, 2012. С. 196–203.

Алтайская государственная академия образщования им. В.М. Шукшина,
г. Бийск, Россия
viktorkorzhnev@mail.ru

УДК 551.735+551.8(470.5)

Н.А. Кучева, Т.И. Степанова, Г.А. Мизенс

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕУРАЛЬСКОМ СЕКТОРЕ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНУЮ ЭПОХУ И БАШКИРСКИЙ ВЕК

В раннем карбоне и башкирском веке среднеуральский сектор Восточно-Уральского региона [1] представлял собой аккреционную окраину Восточно-Европейской платформы и характеризовался большим разнообразием осадочных и вулканогенных фаций. История развития

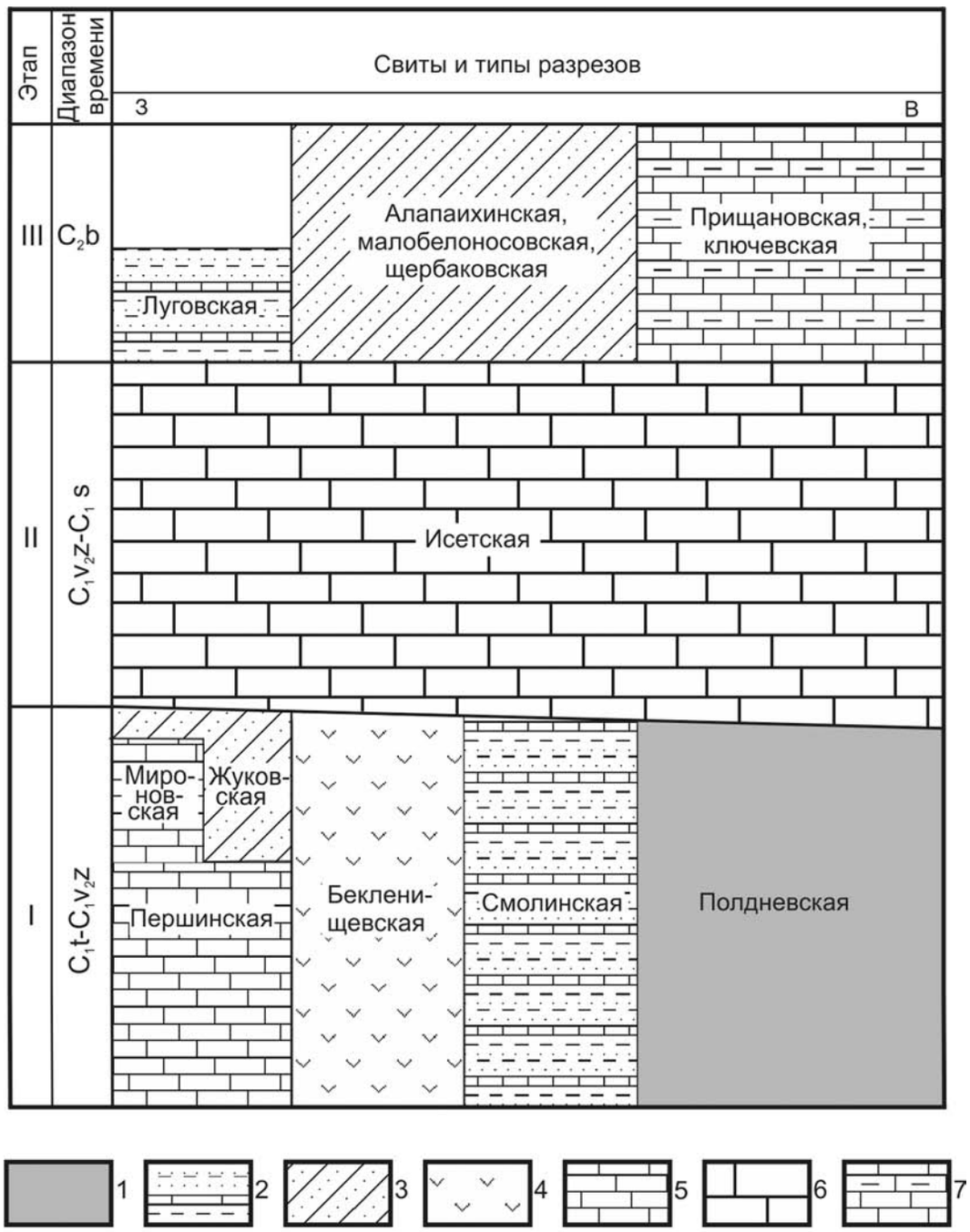


Рис. Этапы развития среднеуральского сектора Восточно-Уральского региона в раннекаменноугольную эпоху и башкирский век и соответствующие им типы разрезов.

1 - континентальный угленосный, 2 - мелководный карбонатно-терригенный, 3 - глубоководный карбонатно-терригенный, 4 - вулканогенный. Шельфовый карбонатный: 5 - I этапа (C_1t-C_1v_2z), 6 - II этапа (C_1v_2z-C_1 s), 7 - III этапа (C_2b).

Восточно-Уральского осадочного бассейна в рассматриваемом возрастном интервале подразделяется на три этапа (Рис.), различающиеся геодинамическими обстановками и условиями осадконакопления [3]. Остаточные моря Уральского океана и рифтовые зоны первого этапа, по времени соответствующего турнейскому веку, ранневизейскому и жуковскому времени позднего визе, охарактеризованы как континентальными угленосными, так и морскими образованиями. Последние представлены четырьмя типами фаций: мелководными карбонатно-терригенными, вулканогенными, карбонатными и глубоководными карбонатно-терригенными (только визе).

Особенностью второго этапа (верхняя половина жуковского времени позднего визе – серпуховский век) является распространение мелководных шельфовых обстановок с исключительно карбонатным осадконакоплением. В башкирский век (третий этап) существовали достаточно разнообразные условия осадконакопления, обусловленные развитием сдвиговых бассейнов. Отложения этого этапа представлены тремя типами разрезов: карбонатным, мелководным карбонатно-терригенным и глубоководным карбонатно-терригенным [2].

Типы разрезов первого этапа (C_1t-C_1v_2z). *Континентальная угленосная формация* (полдневская серия) состоит из каменской, егоршинской и бурсунской свит, сложенных аллювиальными русловыми и болотными фациями с пластами углей. *Мелководные карбонатно-терригенные породы* (смолинская свита) являются отложениями дельтового конуса и опресненной зоны бассейна, а также прибрежной зоны моря с нормальной соленостью. *Вулканогенные образования* (бекленищевская свита) представлены фациями подводных лавовых потоков с прослоями туфов. В нижней части свиты развиты базальтоиды, в верхней – андезит-дациты и липарит-дациты. *Карбонатный тип* сформирован шельфовыми известняками першинской (турне) и мироновской (нижнее визе) свит. Значительная часть першинской свиты сложена нодулярными и интракластовыми известняками средней и глубокой частей шельфа, верхи – мелководными криноидными и обломочными разностями. Микритовые и криноидные известняки мироновской свиты являются образованиями тиховодной и мелководной части бассейна. В составе *глубоководных карбонатно-терригенных отложений* (жуковская свита) выделены фации склона и подножья склона.

Второй этап (C_1v_2z-C_1 s) является временем развития в пределах всей территории известняков – слоистых мшанково-криноидных, коралловобрахиоподовых, криноидно-водорослевых и массивных брекчиевидных (серпуховский век).

Третий этап (C_2b) характеризуется формированием разнообразных по составу отложений. *Карбонатные комплексы* (ключевская и прищановская свиты) сложены шельфовыми известняками, в том числе биогермными и карбонатными брекчиями (ключевская свита). В прищановской свите наблюдаются прослои песчаников, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев. *Мелководные карбонатно-терригенные отложения* (луговская свита) сформировались в условиях активной гидродинамической обстановки с периодическими штормовыми волнениями. *Глубоководные карбонатно-терригенные образования* представлены отложениями конусов выноса (турбидиты алапаихинской свиты – C_2b), межканальной области (малобелоносовская свита – C_2b_1) и зоны глубокого шельфа (щербаковская свита – C_2b_2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561) и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-1014.

1. *Кучева Н.А., Степанова Т.И.* Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала) // Ежегодник-2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С.22 – 28.
2. *Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. – С. 107 – 126.
3. *Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Эволюция бассейнов осадконакопления коллизионной стадии развития Урала // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: мат-лы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013 (в печати).

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, Россия, г. Екатеринбург,
пер. Почтовый, 7
kucheva@igg.uran.ru
stepanova@igg.uran.ru
mizens@igg.uran.ru

УДК [551.763.3: 564.5] (477.81)

Р.Й. Лещух[1], І.М. Мар'яш[1], Я.С. Курепа[1], С.О. Волненко[2]

НОВІ ДАНІ ДО БІОСТРАТИГРАФІЇ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ ТУРОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ ЗА ГОЛОВОНОГИМИ МОЛЮСКАМИ

Відклади туронського ярусу Волино-Поділля ще до тепер залишаються слабко охарактеризованими представниками найважливішої для їх стратифікації та кореляції групи

давніх організмів – головоногими молюсками. Серед рідкісних знахідок варто відзначити *Lewesiceras peramplum* Mantell на Волині, описаного Р. Марціновським та М. Шульчевським у 1972 р., який поширений у нижньому-середньому під'ярусах туронського ярусу. Рештки амонітів у 1977 р. також монографічно описали С.І. Пастернак і В.І. Гаврилишин, які вони віднесли до зонального для середнього турону виду *Collignoniceras woollgari.* Ці залишки виявлені в озаринецькій світі в околицях с. Слобода Яришівська.

Відклади туронського ярусу на Волино-Поділлі поділяються на три під'яруси. Перша спроба виділити тут зону Collignoniceras woollgari була зроблена у 1991 р. В.І. Гаврилишиним, С.І. Пастернаком та С.В. Розумейко, яку вони виділили для нижнього турону. Проте, в подальшому, вона не знайшла свого відображення у Стратиграфічній схемі крейди Волино-Поділля 1993 р. над якою працювали ті ж автори. У схемі запропонованій Л.М. Якушиним 2006 р. виділена зона Collignoniceras woollgari для середнього та верхнього турону.

Вид *Collignoniceras woollgari* (Mantell) нами був вперше виявлений і монографічно описаний зі здолбунівської світи (Волинська частина плити), з базальтового кар'єру околиць с. Берестовець Рівненської області. Знахідка має важливе стратиграфічне значення для підтвердження відносного геологічного віку вмісних її порід для товщ нижньої частини здолбунівської світи, для її місцевої і регіональної кореляції з іншими розрізами турону, і, зокрема, з озаринецькою світою, де цей вид уже відомий та дубівецької світою, а також при палеогеографічних реконструкціях регіону.

На основі результатів отриманих в процесі вивчення власного фактичного матеріалу, зібраного в околицях с. Берестовець, ми пропонуємо виділити в середньотуронських відкладах шари з амонітовою фауною, а саме, **шари з Collignoniceras woollgari** (середній турон) у межах нижньої частини здолбунівської світи. Цей висновок грунтується на наших особистих дослідженнях, а також на аналізі численних джерел зі стратиграфічного і географічного поширення цього індекс-виду у Західній Європі, Північній Америці, Середній Азії та Далекому Сході і загалом відповідає поділу турону в Біозональних стандартних шкалах за амонітами (J.G. Ogg, G. Ogg, F.M. Gradstein, 2008). Виділення зони **Collignoniceras woollgari** тепер стало можливим у сенсі місцевої зони для західного схилу Українського щита, оскільки відомо два відслонення зі знахідками *Collignoniceras woollgari.* Однак, це питання ще потребує детальнішого вивчення, зокрема, поширення виду у розрізах, тому, на сьогоднішній час доцільно виділити **шари з фауною Collignoniceras woollgari**.

Знахідка *Collignoniceras woollgari* з території Волині дає уявлення про шляхи можливої міграції фауни у пізньокрейдовий Волино-Подільський басейн та у межах самого басейну. Окрім південно-східної частини Волино-Поділля цей вид на території України відомий з Донбасу, однак з відкладів верхнього турону. В Західній Європі він знайдений у відкладах нижнього турону Франції, Чехії, Німеччини (Саксонії) та середнього турону Англії та Німеччини (Вестфалії). У Середній Азії цей амоніт відомий з відкладів верхнього (або середнього?) турону в басейні р. Амудар'ї та узбережжя Аральського моря. Також *Collignoniceras woollgari* відомий з туронських відкладах США, Канади, Мексики, Ірану, Іспанії, Японії та на півночі Австралії. Переважна більшість цих знахідок пов'язана з початком трансгресивного циклу туронського моря або, навпаки, – з регресивною його стадією. Спільним у обох випадках є зміна гідродинамічних умов у напрямку встановлення слабоактивного руху водних мас при переході від активного або застійного гідродинамічного режиму.

Враховуючи палеогеографічні реконструкції на територію сучасних Європи, Середньої Азії та Північної Африки, (J. Dercourt та ін., 2000; A. Ziegler та ін., 1997; R.C. Blakey, 2011) можна припустити, що міграція *Collignoniceras* відбувалася з заходу на схід на теренах Тетичної області, вслід за поширенням сприятливих для нього екологічних умов середовища. На територію Волино-Подільського морського басейну вид, імовірно, мігрував з північного заходу, з території сучасної Німеччини, рухаючись з посиленими трансгресією течіями по Польському прогину. Припускаємо, що далі міграція відбувалася з Волині у Середнє Придністер'я повз Північно-західний схил Українського щита.

Таким чином, Волино-Подільський морський басейн протягом туронського віку мав зв'язки з західною та східною частинами Тетичної області, внаслідок потужної трансгресії моря, яка охопила акваторію Волино-Поділля в цей часовий проміжок.

[1] Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів

[2] Рівненська геологічна партія ДП «Українська геологічна компанія», вул. Курчатова, 11, Рівне
ihormar@ukr.net

УДК 564: 551.762.2 (477.8)

Р.Й. Лещух, І.В. Шайнога, Г.І. Гоцанюк

СТРАТИГРАФІЧНЕ ПОШИРЕННЯ ДВОСТУЛКОВИХ МОЛЮСКІВ У ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

З метою повнішого та всебічного вивчення окремих дискусійних питань пов'язаних з стратиграфічним розмежуванням та повнотою розрізу юрської системи у Передкарпатському передовому прогині, при опрацюванні керну декількох свердловин (св. Бонів–2, Кароліна–6, Юр'ївська-2, Кароліна–1, Романівська-1, Подільці-2 та ін.) нам вдалося зібрати досить цікавий фа-

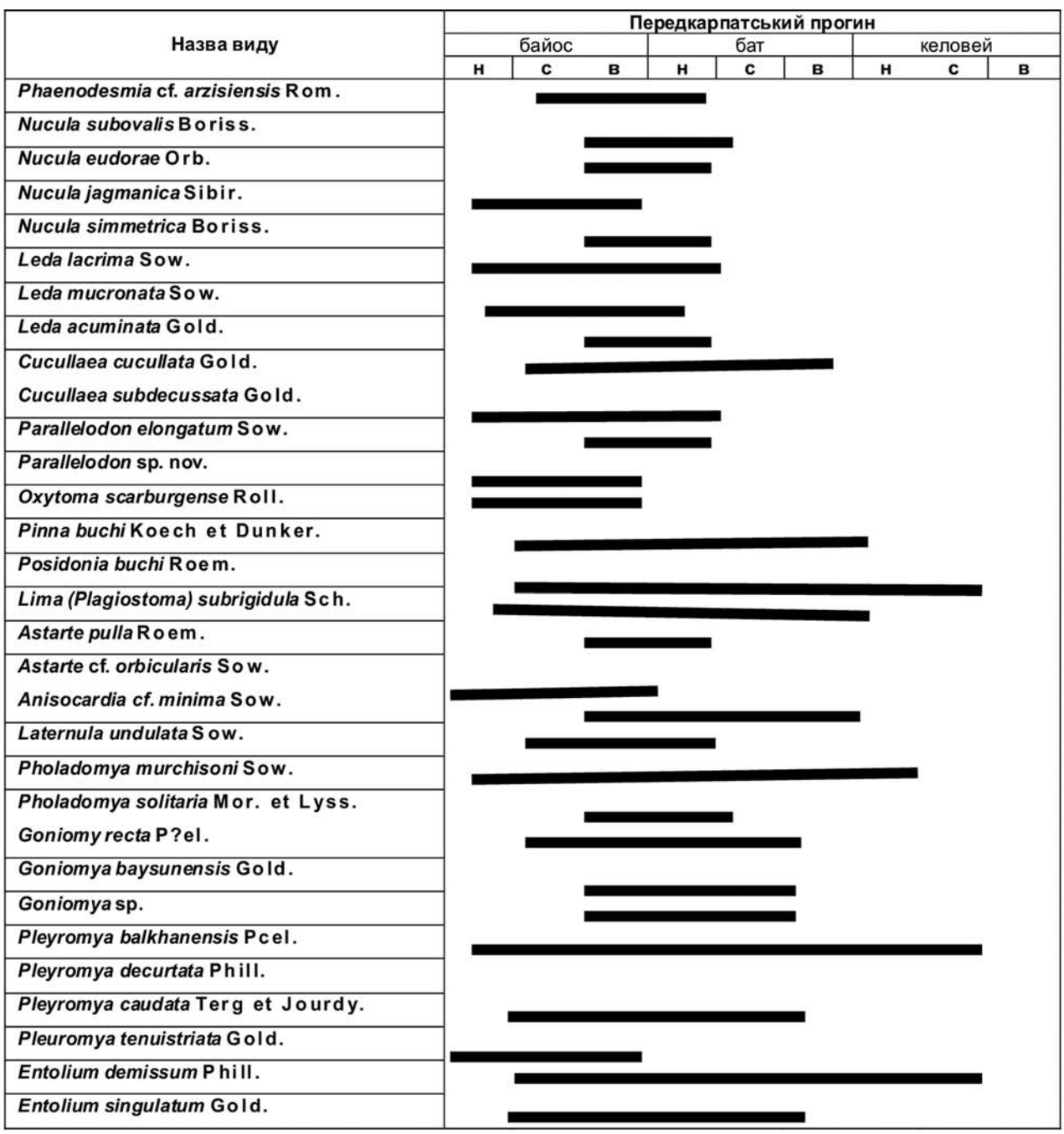


Рис. Стратиграфічне поширення юрських двостулкових молюсків у Передкарпатському прогині.

уністичний матеріал, результати монографічного вивчення якого дало підставу палеонтологічно обґрунтовано говорити про геологічну історію цієї структурно-тектонічної одиниці, початок в ній юрського седиментогенезу, палеоекологію юрського басейну Передкарпаття, особливості систематичного складу юрської палеобіоти, тощо.

У керні юрських розрізів нами було виявлено рештки двостулкових молюсків представлені головним чином: *Phaenodesmia arzisiensis* Romanov, 1973; *Leda lacryma* Sowerby, 1824; *Leda mucronata* Sowerby, 1824; *Leda acuminata* Gold., 1826; *Nucula subovalis* Goldfuss, 1836; *Nucula eudorae* Orbigny, 1847; *Nucula jagmanica* Sibir, 1960; *Nucula simetrica* Borissjak, 1904; *Cucullaea cucullata* Goldfuss, 1837; *Cucullaea subdecussata* Gold., 1838; *Parallelodon* sp indet., *Parallelodon elongatum* Sow., 1824; *Pholadomya* cf. *murchisoni* Sowerby, 1827; *Pholadomya solitaria* Morris et Lycett, 1850; *Goniomya recta* Pčelincev, 1927; *Goniomya baysunensis* Borissjak, 1910; *Goniomya* sp.; *Pleuromya balkhanensis* Pčelincev, 1928; *Pleuromya decurtata* Phillips, 1829; *Pleuromya coudata* Terquem et Jourdy 1869; *Pleuromya tenuistriata* Goldfuss, 1836; *Laternula undulata* Sow., 1819; *Oxytoma*, Meek, 1864; *Oxytoma scarburgense* Rollier, 1914; *Pinna buchi* Koch et Dunker, 1837; *Posidonia(Bositra) buchi* Roemer, 1836; *Lima (Plagiostoma) subrigidula* Schlippe, 1888; *Entolium demissum* Goldfuss, 1834; *Entolium singalatum* Goldfuss, 1836; *Astarte pulla* Roemer, 1836; *Astatre* cf. *orbicularis* Sow., 1812; *Anisocardia* cf. *minima* Sowerby, 1837.

Враховуючи важливість наукового та прикладного значення вивчення решток малакофауни при вивченні біостратиграфії та корелції розрізів юри та надзвичайну рідкість їх знахідок у керні, нами аналізувався також геологічний та геофізичний матеріал, літологічні особливості порід.

Найбільша кількість знахідок решток припадає на нижню і середню частину юрського розрізу, а у верхньому відділі їх значно менше.

Рештки пелицепод представлені переважно відбитками внутрішніх ядер, рідше стулок і найчастіше фрагментами. У всіх них скульптурні елементи збережені слабо.

Породи в яких найчастіше зустрічаються юрські палеорештки представлені сірими до чорних, невапнистими, міцними аргілітами, дрібнозернистими кварцовими пісковиками, рідше зеленкувато-сірими, невапнистими алевролітами, пісковиками сірими невапнистими. Деколи присутні аргіліти вапнисті з органогенним детритом. По всьому розрізу зустрічаються дрібні звуглені рослинні залишки та зерна піриту.

Результати наших досліджень двостулкових молюсоків юрських утворень Зовнішньої зони Передкарпатського прогину дають підстави стверджувати, що знайдені нами форми мають порівняно вузький діапазон стратиграфічного поширення (байос-бат) і тому надійно свідчать про широкий розвиток у цій структурно-тектонічній одиниці утворень середньої юри, дають можливість провести значно детальнішу їх стратифікацію та кореляцію, а систематичний склад визначених нами пелеципод вказує на безпосередній або ж дуже тісний зв'язок Передкарпатського середньоюрського морського басейну з одновіковим Переддобруджським морем.

Розподіл фауни в Передкарпатському юрському морі був зумовлений головно наявністю різних фаціальних зон, біономічні особливості яких зумовили формування фауністичних комплексів, які адаптувалися до певних палеоекологічних умов.

Львівський національний університет
імені Івана Франка,
Львів, Україна
paleontolzbyrnyk@ukr.net

УДК 551.733.1 (470.52)

Т.М. Мавринская, Р.Р. Якупов

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОРДОВИКСКОГО БАССЕЙНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В структуре Южного Урала его западный склон относится к палеоконтинентальному сектору (пассивная окраина Русской платформы), восточный к палеоокеаническому. В пределах западного склона выделяются *Западно-Зилаирская, Восточно-Зилаирская* и *Уралтауская зоны*, которые соответственно определяются как зоны шельфа, континентального склона и его подножия [Маслов и др., 1998; Пучков, 2000].

Ордовикские отложения *Западно-Зилаирской зоны* залегают с угловым несогласием на разных уровнях рифейских осадочных образований. Они выделены в тирляно-кагинскую толщу в качестве нижнего подразделения набиуллинской свиты [Якупов и др., 2002]. Толща сложена доломитистыми кварцевыми песчаниками и доломитами, содержащими терригенную примесь разной размерности. Мощность

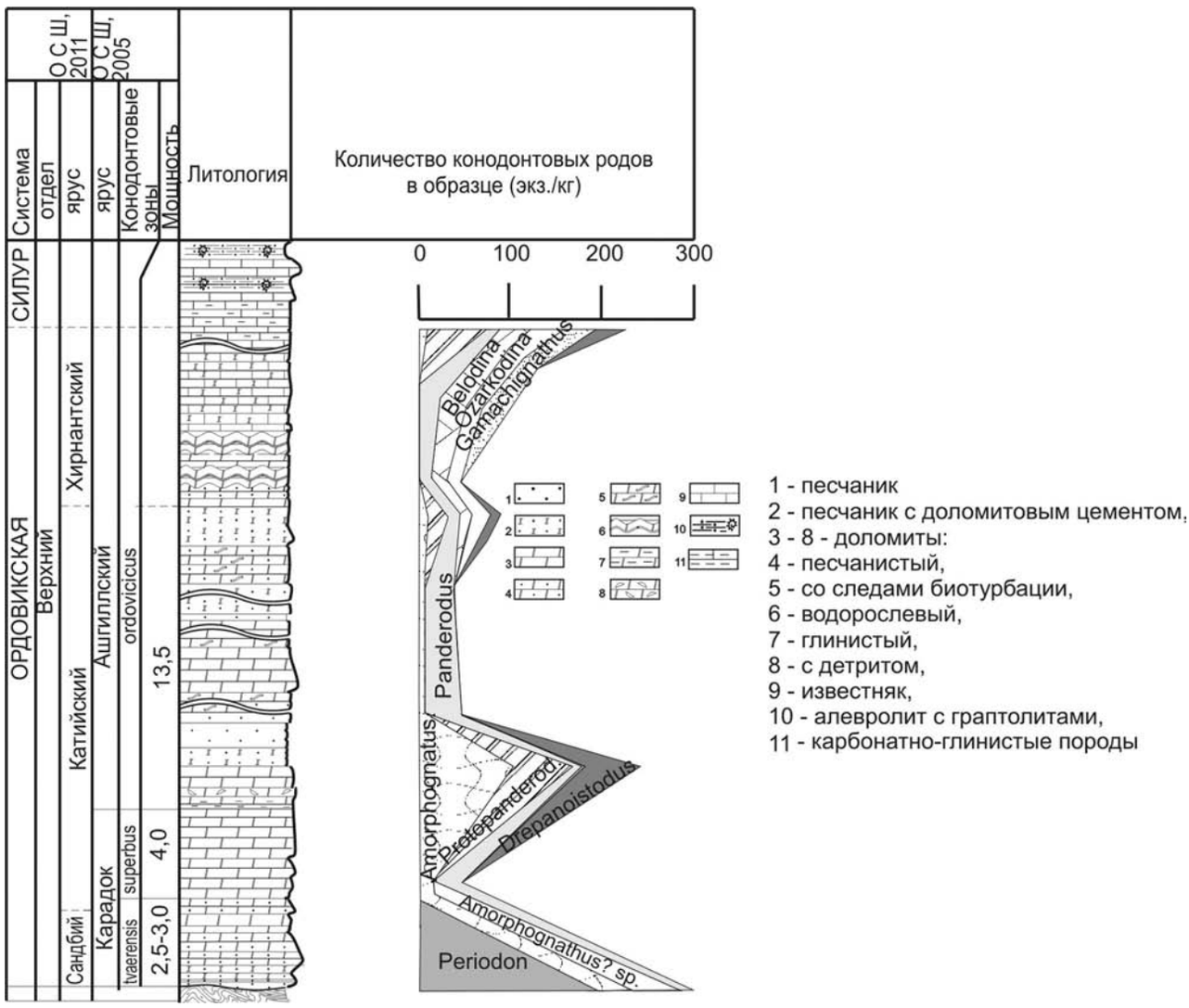


Рис.1 Сводный разрез ордовика палеошельфовой Западно-Зилаирской зоны Южного Урала и распространение в нем конодонтовых родов.

от 20 до 40 м. Ее стратиграфический объем на основании определения конодонтовой фауны соответствует верхам сандбийского- хирнантскому ярусам верхнего ордовика. Перекрываются породы тирляно-кагинской толщи черными битуминозными известняками с прослоями граптолитовых сланцев южнобайназаровской толщи лландоверийского возраста.

Отложения ордовика *Восточно-Зилаирской и Уралтауской зон* представлены флишеподобными толщами континентального склона и его подножия и выделены соответственно в сухолядскую толщу и белекейскую свиту. Находки фауны хитинозой, граптолитов и конодонтов дапинского - раннедарривильского возраста в нижней (существенно глинистой) части этих геологических тел, дарривильского в средней и катийского в верхней частях (терригенно-кремнистых) позволяют уверенно датировать возраст подразделений в объеме среднего-верхнего ордовика. Сухолядская толща перекрывается углисто-кремнистыми алевролитами михалкинской толщи с граптолитами и конодонтами силура. Белекейская свита также имеет тектонические взаимоотношения с силурийскими углисто-кремнистыми алевролитами, содержащими конодонтов, хитинозой и граптолитов позднего лландовери [Якупов и др., 2002; Якупов, 2008, 2010; Якупов, Суяркова, 2009].

В результате бистратиграфических исследований установлен объем ордовикских разнофациальных стратонов западного склона Южного Урала и выполнена их корреляция.

На основе анализа конодонтовой фауны и изучения литологических особенностей ордовикской последовательности *Западно-Зилаирской зоны* намечено несколько уровней изменения условий осадконакопления палеошельфа. В последние десятилетия установлено, что существует фациальный контроль над

распространением ордовикских конодонтов. Описано несколько типов конодонтовых биофаций, по преобладанию родов, характерных для тех или иных условий осадконакопления: биофация *Periodon* и *Peridon - Prioniodus* для глубоководного шельфа и открытого моря, *Amorphognathus – Protopanderodus - Drepanoistodus* - глубоководного шельфа, *Aphelognathus - Belodina - Ozarkodina* –мелководного шельфа [Nasedkina, Klyuzhina, 1985; Мельников, 1996, Zhen, Percival, 2003; Percival, 2007; Dubinina, 2008; Мавринская, 2007; Mavrinskaya, 2011].

Конец флоского времени раннего ордовика – начало дапинского века среднего ордовика на Южном Урале ознаменовалось быстрым тектоническим погружением и связанной с ним обширной трансгрессией [Иванов, 1998; Пучков, 2000]. В *Восточно-Зилаирской* и *Уралтауской зонах* с этого времени начинают формироваться глубоководные ритмичные терригенные и терригенно-кремнистые толщи, отмечается высокая радиация пелагической фауны (граптолитов, хитинозой, конодонтов) [Якупов, 2010]. Конодонты из этих образований представлены преимущественно глубоководным родом *Periodon.* На рубеже сандбиена и катиена морской бассейн значительно продвинулся на запад и процессы аккумуляции начались на территории *Западно-Зилаирской зоны* [Краузе, Маслов, 1961; Пучков, 2000].

В верхнем ордовике в эпиконтинентальном бассейне Русской платформы максимальные подъемы уровня моря отмечаются в конце сандбийского века и в середине катийского, средней аплитуды в конце катийского и конце хирнатского веков [Дронов, 2012]. В разрезах палеошельфовой *Западно-Зилаирской зоны* отмечаются изменения на этих же уровнях. В основании палеозойского разреза, в песчанистых доломитах тирляно-кагинской толщи выявлены обильные конодонты (до 300 экз./кг породы) позднесандбийскиго возраста (конодонтовая зона *tvaerensis*), представленные глубоководной биофацией *Periodon–Amorphognathus* с преимущественным (до 70%) развитием рода Periodon. В следующих вышележащих слоях конодонты редкие (25-30 экз./кг породы), представлены таксонами нижней части катиена конодонтовой зоны *superbus* с доминированием элементов рода *Amorphognathus*. Второй пик численности конодонтов выявлен в 5-6 м выше подошвы тирляно-кагинской толщи. Литологические изменения в этом интервале заключаются в присутствии здесь среди алевритистых доломитов прослоев темно-серых глинисто-карбонатных пород и линз биокластов. В прослоях доломитов обнаружены многочисленные конодонты (до 250 экз./кг породы) верхней части катиена (конодонтовая зона ordovicicus), относящиеся к глубоководношельфовой биофации *Amorphognathus - Drepanoistodus - Protopanderodus*. Выше по разрезу отмечается развитие водорослевых построек, наличие сильно биотурбированных слоев и сокращение численности и таксономического разнообразия конодонтов (10-15 экз/кг породы). В обнаруженных конодонтовых комплексах присутствуют в основном мелководные роды *Belodina, Gamachignathus, Ozarkodina, Panderodus*. Это может свидетельствовать о наступлении регрессивного режима, связанного, по-видимому, с оледенением на Гондване в начале хирнанта [Антошкина, 2012]. Появление в самых верхних слоях ордовикской последовательности линз биокластических известняков, наличие в доломитах большого количества примеси глинистого материала, присутствие наряду с мелководными конодонтовыми таксонами *(Aphelognathus*, *Belodina, Ozarkodina*, *Gamachignathus)* глубоководных (*Amorphognathus, Protopanderodus*, *Drepanoistodus*) позволяет говорить о начале новой трансгрессии в конце ордовикского периода.

Установленные в позднем ордовике изменения уровня моря в шельфовом бассейне пассивной окраины Русской платформы (*Западно-Зилаирская зона*) в целом прослеживаются во многих регионах мира [Дронов, 2012; Munnecke et al., 2010].

1. *Антошкина А.И.* Отражение хирнантской фазы Гондвандского оледениения в отложениях Приполярного Урала //Палеозой России:региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия Материалы II Всероссийского совещания, 24-28 сентября 2012 г. ВСЕГЕИ, Санкт-Пентербург, 2012. С. 18-20
2. *Дронов А.В.* Осадочные секвенции и эвстатические события в олрдовикском бассейне Балтоскандии //Палеозой России:региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия Материалы II Всероссийского совещания, 24-28 сентября 2012 г. ВСЕГЕИ, Санкт-Пентербург, 2012. С. 84-86
3. *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон Западного Башкирского Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1961. – 94 с.
4. *Мельников С.В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона // Всерос. симп. «Загадочные организмы в эволюции и филогении», Москва, 21-22 нояб., 1996: Тезисы докладов. – Москва, 1996. С. 57-59.

5. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.* Ордовикские отложения Южного Урала // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 67-73
6. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: «Даурия», 2000. 146 с.
7. *Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. – Екатеринбург, 2002. – 158 с.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук
Уфа, Россия
stpal@ufaras.ru

УДК 551.72:56.016 (1-924.7/.9)

А.І. Мартишин

СТРАТИГРАФІЧНЕ ПОШИРЕННЯ ОРИКТОЦЕНОЗІВ У ВЕРХНЬОМУ ВЕНДІ ПОДІЛЛЯ ТА ІНШИХ РЕГІОНІВ

Вендські біоти, відкриті на початку та в середині минулого століття, вже перестали бути науковою сенсацією. Рівень їхньої вивченості досяг моменту, коли вони можуть і повинні стати важливим інструментом вдосконалення стратиграфічного розчленування вендського осадового комплексу.

Нині діюча схема стратиграфії венду Поділля є результатом багаторічних досліджень великої групи спеціалістів. Вона була прийнята на Всесоюзній нараді в м. Кишинів у 1974 р. та затверджена МСК СРСР в 1976 р. В 1979 р. УРМСК затвердив уточнення до неї. Стратотипи підрозділів опорного розрізу отримали детальну характеристику (*Коренчук, 1981; Коренчук, Іщенко,* 1980). Седиментаційний комплекс венду на півночі Східноєвропейської платформи відслонений вздовж берегової лінії Білого моря на північ та захід від Архангельська, а також по руслах рік на Онезькому півострові. Його дослідження збіглися в часі з роботами на Поділлі. Фауна у вендських відкладах на Середньому Уралі вперше описана в 70-х роках XX століття (*Беккер,* 1977, 1985). Основні результати дослідження по стратиграфії венду Уралу опубліковані вже на початку XXI століття (*Осадочные системы…,* 2010).

Донедавна уважалось, що у венді Землю населяли три досить різнотипних біоти, що отримали свої назви від місць їхнього першовідкриття:

1. Едіакарська (м. Едіакара, Півд. Австралия);
2. Намська (серія Нама, Намібія);
3. Авалонська (півострів Авалон, острів Ньюфаундленд, Канада).

Тафономічний склад цих трьох біоценозів істотно відрізняється. Це спричинило трактування їх, як таких, що існували у морських басейнах з обмеженим виходом у світовий океан та не мали еволюційного продовження в палеозої. Результати досліджень докембрійських фаун, отримані протягом останніх десятиліть, значно змінили уявлення про життя на Землі наприкінці протерозою.

Найповніший аналіз глобальної інформаційної бази з питань палеонтології, стратиграфії та генезису вендських відкладів був проведений Д. Гражданкіним (*Гражданкин,* 2012). Зіставлення цих даних з результатами досліджень, проведених автором, наштовхнули на цілий ряд цікавих висновків та послужили стимулом для проведення подальших досліджень у маловивчених напрямках. Аналізуючи вендський осадовий комплекс узбережжя Білого моря та Середнього Уралу, Д. Гражданкін запропонував розділити його на три горизонти, що відповідають трьом етапам заселення та еволюції макробіот у вендський час: редкінський, біломорський та котлинський. Цей поділ також обґрунтовано результатами фаціального аналізу вендської седиментаційної товщі та ізотопно-геохронологічних досліджень. Згідно цієї схеми **редкінському горизонту** відповідають лямицька світа Біломор'я та перевалокська світа Уралу. Вони містять обмежену кількість фауни ранжеєморфних, фрондоморфних організмів, макрофітів та слідів повзання білатерій у теригенних породах, що відповідають умовам осадонакопичення підводних мулистих рівнин. На Поділлі цей седиментаційний етап відсутній.

Біломорський горизонт є унікальним за кількістю та різноманіттям макрофауни: фрондоморфи, дікінсоніеморфи, трибра-

хідієморфи, білатеріеморфи, петалонами, ранжеєморфи, макрофіти та сліди повзання білатерій. В цей час вперше з'являються сліди біотурбації осаду. Іноді цей процес досягає рівня 50-75%, що цілком відповідає рівню біотурбації у відкладах фанерозою. Найкраще цей процес проявлений в аргілітових товщах хатиспитської світи на р. Хорбусуонка та усть-юдомскої світи на р. Юдома в Сибіру. Аналогічні біотурбовані горизонти виявлені автором в туфо-аргілітах бронницьких верств яришівської світи Поділля у відслоненнях по рр. Дністер, Дерло, Лядова, Жван. Тут автором знайдена багата асоціація макрофітів та бактеріальних колоній (роди *Mezenia*, *Protoarenicola, Tawuia, Cyclomedusa*) та різноманітні іхноструктури з менісковою будовою. Взагалі ж біломорському горизонту відповідають верховська та зимнегорська світи Біломор'я, чернокаменська світа Уралу, хатиспитька світа Сибиру, могилівська та яришівська світи Поділля, формація Паунд Ронслі на півдні Австралії, формація Дабіс, Заріс, Нудаус та Урусіс в Намібії тощо. У вендських морських басейнах біломорського горизонту відбувся еволюційний стрибок у розвитку макрофауни та макрофітів. Вони проникли практично в усі екозони шельфу - від підводних рівнин до продельтових каналів та прибережної зони прибою. Кожній з цих зон відповідають свої біотопи, що отримали власні назви – авалонська, намська та едіакарська біоти, які, як показав Д. Гражданкін, мали глобальне поширення і обмежувались лише фаціальними умовами. У відкладах Поділля, що відповідають біломорському горизонту, автором знайдено кілька стратиграфічних рівнів надзвичайно багатих фауністичними рештками. Перелік таксонів, відомих тут с попередніх публікацій, збільшено більш ніж удвічі. Це роди, описані в інших регіонах, наприклад *Aspidella, Jorgia, Mawsonites, Paleophragmodyctia, Triforillonia,* то що, а також цілий ряд нових таксонів.

Третій, **котлинський горизонт**, поки що мало вивчений. Йому властивий високий рівнерь біотурбації, різке збідніння, а в більшості біотопів і повне зникнення дикінсоніеморф, фрондоморф, білатерій та трибрахіеморф. В цей час ще існували ранжеєморфи, петалонами, процвітали арумберіеморфи та нові макрофіти (*Vendotaenia, Tyrasotaenia*). З'явились сліди поселень, пересування, харчування *Bergaueria* isp., *Astropolichnus* isp., *Scolitos* isp.; вперше з'вляються сліди нового типу поведінки – *Treptichnus*. Котлинському горизонту відповідають верхня підсвіта йоргінської світи Біломор'я, зіганська світа Уралу, канилівська серія Поділля, формації Юратанна Південної Австралії та Арумбера Північної Австралії та нещодавно відкриті вендські відклади в Аргентині, Бразилії та Індії.

Очевидно сюди ж слід віднести маловивчені товщі докембрійських порід в горах Малий Атлас (Марокко) та пограничні протерозойско-палеозойські відклади у Таврських горах (Туреччина). В останніх автором знайдено багату та різноманітну асоціацію слідів харчування, заривання, пересування, трубчатих організмів класу *Harlaniella*, новий тип колоніальних організмів, близьких до *Arumberia*, різнотипні бактеріальні мати та колонії, в тому числі не описані таксони.

Відслонення канилівської серії поширені по річці Дністер та її лівих притоках. Незважаючи на те, що найкращі з них затоплені водосховищем Новодністровської ГЕС, на Поділлі ще є чимало недостатньо вивчених об'єктів. Їхнє дослідження дозволить пролити світло на палеоекологічну ситуацію, що передувала «кембрійському вибуху».

1. *Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. - Сер геол. - 1977. - № 3. - С. 90-100.
2. *Беккер Ю.Р.* Венд Урала . В кн.: Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б. - Т. 1. Палеонтология. - М.: Наука, 1985. - С. 76-83.
3. *Гражданкин Д. В.* Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала : дисс. д. г-м. н. – Новосибирск, 2012. - 287 с.
4. *Осадочные* системы салвицкой серии (верхний венд Среднего Урала) / Д.В. Гражданкин, А.В. Маслов, М.Т. Крупенин и др. - Екатеринбург: УрО РАН, 2010. - 284 с.
5. *Коренчук Л.В.* Стратотипические разрезы могилев-подольской серии венда Приднестровья / Препринт ИГН АН УССР. К., 1981. - 55 с.
6. *Коренчук Л.В., Ищенко А.А.* Стратотипические разрезы каниловской серии венда Приднестровья / Препринт ИГН АН УССР. К., 1980. - 56 с.

ТОВ «Геомаркет імпекс»,
Київ, Україна
podolimirus@gmail.com,

УДК 551.7:553.99.068.5

В.М. Мацуй

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РОССЫПЕЙ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ

Достоверность знаний о генезисе ископаемых смол (ИС), разработка критериев поисков, оценка перспектив и освоение промышленных залежей самой ценной их разновидности – янтаря-сукцинита (ЯС) всецело зависит от степени палеонтолого-стратиграфической изученности региона. Все прогнозные и поисково-разведочные работы на ЯС на любом этапе исследований немыслимы без постоянного научно-стратиграфического сопровождения.

Зачастую при стратиграфическом анализе янтаревмещающих россыпей возникают затруднения и досадные недоразумения при корреляции и установлении стратиграфического положения и возраста продуктивных горизонтов. Основная причина такого положения заключается в том, что ИС, в отличие от иных видов полезных ископаемых, залегающих в россыпях, имеют органическое происхождение. Процессы фоссилизации (преобразования, окаменения) растительных смол в

Таблица. Стратиграфическое положение россыпей янтаря-сукцинита Украины и сопредельных территорий

Геохронометрическая шкала (млн. лет)	Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения				
					Северная Украина			Ю/З Беларусь	Самбийский п-ов
	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Надгоризонт	Горизонт	Характеристика янтареносности		
	Неогеновая	**Миоцен**	Нижний	Аквитан		Новопетровский	Россыпи янтаря бедные, многократно перемытые и переотложенные		
-23-	Палеогеновая	**Олигоцен**	Верхний	Хатт	Полтавский	Берекский		Крупейская свита Стародубская свита	Науякурская свита
-31-			Нижний	Рюпель	Харьковский	Межигорский	«Коренные» россыпи янтаря (по П.А. Тутковскому) Россыпи первых коллекторов, прибрежно-морские, морские; разрабатываются	Харьковская свита	Пальвесская свита
-37-		**Эоцен**	Верхний	Приабан		Обуховский			Прусская свита
			Средний	Бартон		Киевский	Россыпи янтаря очень бедные и представляют лишь минералогический интерес	Киевская свита	Алкская свита
-44-				Лютет		Бучакский	Первичные скопления протоянтаря в палеоторфяниках	Бучакская свита	
-49-			Нижний	Ипрский		Каневский		Каневская свита	Самбийская свита
↓54									

различные минеральные виды ископаемых смол неизменно сопровождались накоплением первичных залежей в торфяниках, их неоднократным размывом и накоплением в промежуточных коллекторах россыпей морского и континентального генезиса. Корреляция и хронологическая последовательность событий и связанных с ними янтаревмещающих напластований – важнейшая задача стратиграфических исследований.

Вторичное происхождение продуктивной толщи ЯС – неоспоримый факт. Но за счет каких однотипных геологических объектов (коренных первоисточников) сформировались огромные запасы россыпей на обширной территории от Британии и южной Швеции до Черного и Азовского морей (Балтийско-Днепровской провинции). Идея о переносе ЯС в Украину (склоны УЩ) из Скандинавии и Прибалтики различными агентами денудации – ледниками, береговыми течениями и др. не подтверждается геологическими и палеонтолого-стратиграфическими данными.

Пространственное положение и генетический тип коренного первоисточника россыпей ЯС в Украине и на всей территории Балтийско-Днепровской провинции определяется, прежде всего, на основании стратиграфического положения ИС в сводном стратиграфическом разрезе кайнозоя (таблица).

Геологические и палеогеографические данные свидетельствуют об установлении на рассматриваемой территории с конца среднего эоцена по ранний олигоцен внутриконтинентального моря-палеопролива, который соединял тропический океан Тетис на юго-востоке и Северную Атлантику на северо-западе, чему способствовал новый подъем уровня Мирового океана и опускание Мазурско-Белорусского поднятия [Лукашина 2008]. В это время в шельфовой зоне мелководного морского бассейна накапливались россыпи ЯС первых промежуточных коллекторов за счет непосредственного размыва коренных первоисточников, а именно подстилающих первичных скоплений протоянтаря в палеоторфяниках (позднее бурых углях) Днепровского бассейна, Германии, Польши, Беларуси и др. [Лебедь, Мацуй 2007, 2008].

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
v_matsui@ukr.net

УДК 55: 551.72 - 56 (112)

Т.П. Міхницька, В.Г. Мельничук, В.Я. Веліканов, К.В. Іванченко, Г.В. Мельничук

ОНОВЛЕНІ СТРАТИГРАФІЧНІ СХЕМИ ВЕНДУ УКРАЇНИ

Вендська система серед усіх геологічних систем посідає особливе місце – в докембрії лише одна вона є системою фанерозойського типу, розрізи її впродовж десятиліть застосовуються для вивчення закономірностей формування структур чохла докембрійських платформ, планетарних стратиграфічних кореляцій верхньодокембрійських утворень, пізнання походження та еволюції рослинних і тваринних біот. Подальші стратиграфічні дослідження утворень вендської системи в Україні мають не тільки загальнотеоретичне, але й практичне значення. На Волині вивчається самородномідне зруденіння в трапових комплексах волинської серії нижнього венду. В межах Дністровської металогенічної зони у пісковиках венду на відстані 400 км поширена мінералізація барит-флюорит-сульфідної рудної формації. Обидва типи зруденіння контролюються насамперед стратиграфічними чинниками. Аналіз і узагальнення наявної геологічної інформації про вендські комплекси південно-західної частини СЄП, їх новітні дослідження необхідні також для робіт зі складання комплектів Держгеолкарти-200, які планомірно виконуються в регіонах України.

На сучасному рівні вивченості нижньо- і верхньовендських утворень України виникла необхідність в докорінному оновленні їх стратиграфічних схем в частині структурно-фаціального районування, виділенні і кореляції нових місцевих літостратиграфічних підрозділів, перегляді регіоярусів, уточненні вікових границь стратонів на основі нових палеонтологічних [4, 5, 8-10], геохронологічних [12, 13], магнітостратиграфічних [3] і загальногеологічних [2, 6-9] даних з дослідження керну свердловин.

Було з'ясовано, що ранньому і пізньому венду властива автономна структурно-фаціальна зональність, яка лише частково підпорядковується границям і структурним елементам рифейського Волино-Поліського прогину, Подільського виступу і південно-західного схилу Українського щита [11], а в основному зумовлена існуванням різних за контурами, природою і віком власне вендських палеотектонічних структур. В зв'язку з цим територію поширення нижнього і верхнього венду нами пропонується поділяти за низкою показників (повнота і потужність розрізу; переважання у розрізі тих чи інших фацій, трапових комплексів, тощо) на самостійні СФЗ та структурно-фаціальні підзони (СФП) (рис. 1, 2).

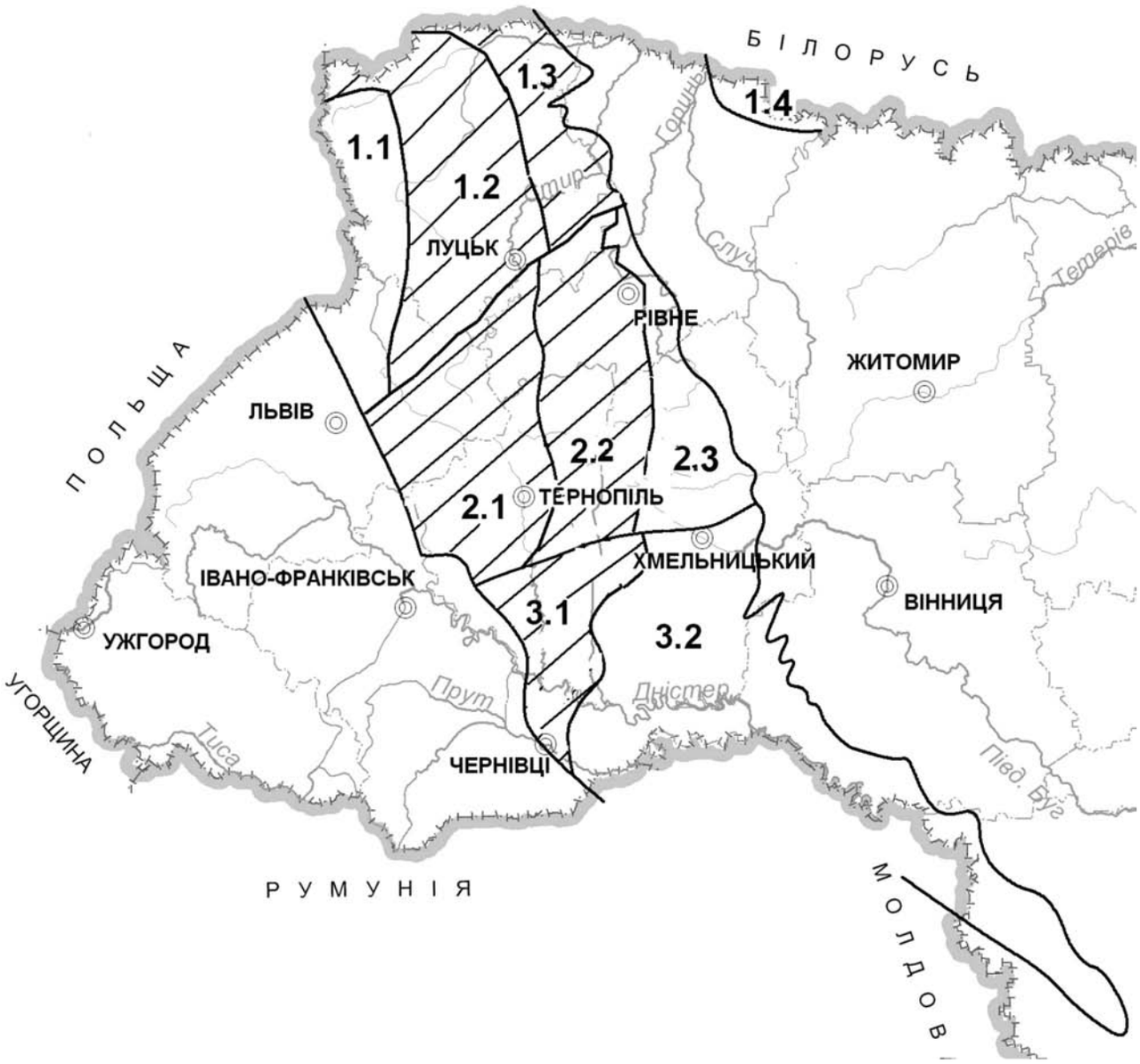


Рис. 1. Схема районування нижньовендських утворень
СФЗ: *1* – Брестсько-Волинська, *2* – Волино-Подільська, *3* – Подільська. СФП: *1.1* – Любомльська, *1.2* – Ратнівська, *1.3* – Маневицька, *1.4* – Столинська, *2.1* – Бродівська, *2.2* – Кременецька, *2.3* – Ізяславська, *3.1* – Збруцька, *3.2* – Дністровська. Косою штриховкою показано структурно-фаціальні одиниці, в яких виділені нові стратони

До оновленої стратиграфічної схеми нижньовендських утворень України увійшли наступні нові місцеві літостратиграфічні підрозділи волинської серії: лучичівська світа у Ратнівській і Маневицькій СФП Брестсько-Волинської СФЗ, сергіївська світа у Кременецькій і Бродівській СФП Волино-Подільської СФЗ; чемеровецька світа у Збруцькій СФП Подільської СФП. Бабинська світа в Ратнівській СФП розчленована на три пачки [6]. В складі ратнівської світи виділені зорянські і якушівські верстви [7].

У модернізованій стратиграфічній схемі нижнього венду виділені самостійні горинський і волинський горизонти (регіояруси) на місці лапландського, що фігурував у попередній схемі [11].

На основі нових даних обґрунтувано вікові і просторові межі виділених стратонів, виконано їх кореляцію з аналогічними стратонами стратиграфічної схеми венду суміжних регіонів Білорусі.

Стратиграфічна схема верхньовендських утворень України також частково переглянута і доповнена. Верхній венд поділено на самостійні новодністровський та ушицький горизонти (регіояруси), замість підрозділів венду Московської синеклізи: редкінського і котлинського, що були запозичені у попередній стратиграфічній схемі [11].

Рис. 2. Схема районування верхньовендських утворень
1 – Дністровський перикратон: *1.1* – західне крило (Устилуг-Чернівецька СФЗ), *1.2* – осьова зона (*1.2 а* – південно-західне замикання (Верхньоприп'ятська СФЗ), *1.2 б* – Стирська СФЗ, *1.2 в* – Горинська СФЗ, *1.2 г* – Подільський виступ, *1.2 д* – Причорноморська СФЗ); *1.3* – східне крило (Котовсько-Одеська СФЗ); *2* – Передгалиційський прогин: *2.1* – Передлежайська СФЗ, *2.2* – Переддобрудзька СФЗ; *3* – Скіфська плита (Рівнинний Крим) – Нижньогірська СФЗ. 4 – Овруцький палеорифт (Білокоровицька СФЗ). Заштриховано структурно-фаціальні одиниці, в яких виділені нові стратони

В складі могилів-подільської серії у Верхньоприп'ятській СФЗ виділені бузацька, а в Горинській СФЗ – холоневицька світа [8]. Обгрунтовано розчленування канилівської серії у Верхньоприп'ятській, Стирській та Горинській СФЗ на раківську і житнівську світи [9]. Вендські утворення Овруцького палеорифту виділено в дібровську світу. Переглянуто стратифікацію верхньовендських утворень в Котовсько-Одеській СФЗ [2, 10]. Уточнено також стратиграфічне розчленування венду Причорномор'я, Передкарпаття, Переддобружжя. Частково переглянуто кореляцію стратонів верхнього венду України з одновіковими стратонами Брестської западини (Білорусь) і Молдавської плити (Молдова).

Враховуючи сучасний стан вивченості вендської системи України слід зазначити, що вона має безперечні переваги над своїм головним конкурентом – едіакарієм Міжнародної стратиграфічної шкали. Еталонні розрізи венду України, насамперед подільські і волинські, слід розглядати як гіпостратотип вендської системи, який дає найкращі можливості для вивчення на базі його питань загальної і регіональної стратиграфії, розвитку рослинної і тваринної біоти. Модернізовані стратиграфічні схеми нижньо- і верхньовендських утворень України покликані підняти конкурентоспроможність венду як самостійної стратиграфічної системи в геологічній дискусії [1] міжнародного рівня.

1. *Веліканов В.Я.* Проблемні питання стратиграфії венду України // Геол. журн. – 2009. – № 3. – С. 7-13.
2. *Веліканов В.Я., Константиненко Л.І., Белєвцева М.Р., Іванов А.І., Малюкіна В.К.* Нові стратиграфічні підрозділи в нижньому і верхньому венді південно-західного схилу Українського щита // Там же. – 2012. – № 2. – С. 100-103.

3. *Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Кравченко С.Н.* Палеомагнитное обоснование стратификации и тектонической позиции вендских траппов // Матеріали III наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України «Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень». – К., 2005. – С. 90-92.
4. *Іванченко К.В.* Мікрофітофосилії вендських відкладів Волині та їх стратиграфічне значення: Автореф. дис. … канд. геол. наук. – К., 2007. – 22 с.
5. *Іванченко К.В., Міхницька Т.П., Матеюк В.В. та ін.* Мікрофосилії венду Волині та їх стратиграфічне значення // Геол. журн. – 2004. – № 4. – С. 44-52.
6. *Мельничук В.Г.* Товща цеоліт-смектитових туфів в нижньовендських трапах південно-західної частини Східноєвропейської платформи, їх походження та перспективи використання // Зб. наук. пр. ІГН НАН України: Матеріали міжнар. конф. «Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій». – К., 2008. – С. 104-112.
7. *Мельничук В.Г.*, *Косовський Я.О., Матеюк В.В., Крещук П.П.* Нові стратони в мідеснoсних вендських трапах Волині // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – 2007. – № 4. – С. 26-37.
8. *Мельничук В.Г., Крещук П.П., Мельничук Г.В., Поліщук А.М.* Виділення і кореляція нових стратонів у могилів-подільській серії верхнього венду Волині // Геол. журн. – 2012. – № 3. – С. 39-48.
9. *Мельничук В.Г., Міхницька Т.П., Іванченко К.В., Мельничук Г.В.* Виділення і кореляція нових стратонів у канилівській серії верхнього венду Волині //Там же. – 2012 – № 4. – С. С. 70-78.
10. *Міхницька Т.П., Малюкіна В.К., Іванченко К.В., Костенко М.М.* Вендські відклади південно-східної частини Волино-Подільської плити та їх мікропалеофітологічна характеристика // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – 2012. – № 3. – С. 68-75.
11. *Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения (графические приложения).* – Киев: Геопрогноз, 1993.
12. *Шумлянський Л.В., Андреассон П.Г., Мельничук В.Г., Деревська К.І.* Вік формування базальтів волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом // Геохімія і рудоутворення. – 2006. – № 24. – С. 21-29.
13. *Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. et al.* Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // J. Geol. Soc., London – 1995. – № 152. – P. 599 - 611.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна
dir@igs-nas.org.ua

УДК 564.8(470.5)

А.Г. Мизенс

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Стратиграфия Урала, как и в других регионах, продолжает активно развиваться, с уточнениями уже существующих стратиграфических подразделений и добавлениями новых, а также выделением руководящих форм флоры и фауны. В 1993 году были опубликованы очередные Стратиграфические схемы Урала, в которых, в частности, впервые выделялись верхнедевонские горизонты по восточному склону и приводилась зональная конодонтовая последовательность. Со временем начали накапливаться новые данные по биостратиграфии региона. В частности, такие данные были получены при исследовании ряда живетско-фаменских разрезов Среднего и Южного Урала [Мизенс, 2010, 2011, 2012а,б, Мизенс, Мизенс, 2012]. Были изучены многочисленные брахиоподы (около 240 видов) из этих разрезов, уточнено распространение ряда руководящих форм и в результате выделено 14 слоев с брахиоподами в разнофациальных отложениях, при этом установленные слои привязаны к конодонтовой шкале (таблица). Некоторые из одновозрастных, но разнофациальных отложений содержат сильно различающуюся брахиоподовую фауну. Например, в верхнем живете это слои с *Spinatrypina (S.) douvillei* (преимущественно глинистые известняки) и слои с *Rhyssochonetes rugosus* (песчанистые известняки); во фране – слои с *Semitoechia polita*, *Spinatrypina (S.) tichomirovi* (мергели) и слои с *Fitzroyella alata, F. primula, Uchtella praesemilukiana, U. semilukiana* (рифовые известняки); в фамене – слои с *Zilimia polonica*, *Parapugnax* ? *tumidus*, *Cyrtospirifer*

Таблица

Стратиграфическая схема среднего и верхнего девона Урала

Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфич. схемы Урала					Выделенные слои с брахиоподами
Отдел	Ярус	Конодонтовые зоны		Западный склон			Восточный склон		
		до 2004 г.	до 1984 г.	Горизонт	Лона[1]		Горизонт	Лона[1]	
Верхний	Фаменский	Early *expansa*	*styriacus*	Кушелгинский	*Clymenia*[2], *Gonioclymenia*[2]	*Dzieduszyckia baschkirika, Zigania ursa*	Чепчуговский	*Quasiendothyra communis*[3], *Cyrtospirifer postarchiaci*	*Mesoplica praelonga* (14)
		postera							
		Late *trachytera*	*velifer*	Мурзакаевский	*Prolobites*[2], *Platyclymenia*[2]				*Dzieduszyckia baschkirica* (13)
		Early *trachytera*							
		Latest *marginifera*							
		Late *marginifera*	Up. *marginifera*						
		Early *marginifera*	Low. *marginifera*	Макаровский	*Cheiloceras*[2], *Zilimia polonica, Cyrtospirifer archiaci*		Шамейский	*Cyrtospirifer archiaci, C. asiaticum*	*Zilimia polonica, Parapugnax* ? *tumidus, Cyrtospirifer archiaci, C. quadratus* (11); *Dzieduszyckia prima* (12)
		rhomboidea	*rhomboidea*						
		crepida	*crepida*						
		Late *triangularis*	Up. *triangularis*						
		Early-Middle *triangularis*	Lower-Middle *P. triangularis*						
	Франский	*linguiformis*	*gigas*	Аскынский	*Crickites expectatus*[2], *Theodossia anossofi*		Губинский	*Pugnoides triaequalis, Hypothyridina cuboides*	*Parapugnax markovskii* (10)
		Late *rhenana*							*Hypothyridina crassicostata, H. cuboides* (7); *Pugnax nana, Atryparia (Costatrypa) posturalica, Theodossia evlanansis, Cyrtospirifer askynensis* (9)
		Early *rhenana*		Мендымский	*Manticoceras intumescens*[2], *Tenticospirifer tenticulum*				*Theodossia uchtensis* (8)
		jamieae	*A. triangularis*	Доманиковый	*Ponticeras uchtense*[2], *Cyrtospirifer disjunctus*				Нет данных
		hassi	Upper						
		punctata	Middle						
		transitans	Lower	Саргаевский	*Timanites keyserlingi*[2], *Hypothyridina calva*		Бродовский	*Hypothyridina semilukiana*	*Semitoechia polita, Spinatrypina (S.) tichomirovi* (5); *Fitzroyella alata, F. primula, Uchtella praesemilukiana, U. semilukiana* (6)
		Late *falsiovalis*	*Polygnatus asymmetricus*						
Средний	Живетский	Early *falsiovalis*	Lowermost	Кыновский	*Uchtospirifer murchisonianus*			*Hypothyridina praesemilukiana*	*Desquamatia zonata, Uchtospirifer murchisonianus* (4); Нет данных
				Пашийский			Высотинский	*Stringocephalus burtini, Uncites gryphus, Caliapora battersbyi*[4]	*Spinatrypina (S.) douvillei* (3)
		disparilis	*disparilis-cristatus*						
		hermanni-cristatus		Чеславский	*Stringocephalus burtini, Uncites gryphus*				*Rhyssochonetes rugosus* (2)
		varcus	*varcus*						*Stringocephalus burtini* (1)

[1] Комплексная лона (по брахиоподам и другой фауне); [2] Гониатиты; [3] Фораминиферы; [4] Табуляты

archiaci, *C. quadratus* (светло-серые и серые известняки, образовавшиеся на относительном мелководье) и слои с *Dzieduszyckia prima* (доманикоидные отложения – темные битуминозные известняки, мергели и аргиллиты). Корреляция таких слоев проводилась с опорой на конодонты (определения О.В. Артюшковой, В.Н. Барышева, А.З. Бикбаева, В.А. Наседкиной, М.П. Снигиревой, В. Циглера и В.В. Черных), что позволило выявить в этих случаях общую нижнюю границу. Отдельные слои, например, *Stringocephalus burtini, Spinatrypina (S.) douvillei, Desquamatia zonata – Uchtospirifer murchisonianus, Pugnax nana – Atryparia (Costatrypa) posturalica – Theodossia evlanensis – Cyrtospirifer askynensis, Parapugnax markovskii, Zilimia polonica – Parapugnax* ? *tumidus – Cyrtospirifer archiaci – C. quadratus, Dzieduszyckia baschkirica* (1, 3, 4, 9, 10, 11, 13 в табл.), фактически являются зонами, так как для них установлена нижняя и верхняя граница.

Ряд руководящих видов и ранее использовался в качестве зональных, однако, часть из них, по-видимому, распространена в более узком стратиграфическом интервале, чем это указывалось в схемах 1993 года (например: *Stringocephalus burtini* и *Dzieduszyckia baschkirica*). Был пересмотрен объем барминских слоев (с *Parapugnax markovskii = Pugnoides triaqualis*) и установлено наличие вида-индекса *Mesoplica praelonga* кушелгинского горизонта западного склона Урала и на восточном склоне. Многие из выделенных слоев с фауной прослеживаются в разрезах как западного, так и восточного склонов Урала.

Изученный отрезок времени (живет-фамен) связан со значительной трансгрессией в мировом масштабе, которая привела к относительно широкому географическому распространению родов и видов позднедевонских брахиопод. Таким образом, существует возможность проследить стратиграфическое распространение многих руководящих уральских форм брахиопод в других регионах, а также использовать полученные результаты для корреляции отложений и изучения путей миграции этой группы фауны.

Исследования выполняются в рамках проекта 12-С-5-1028 «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления» и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561).

1. *Мизенс А.Г.* Корреляция разнофациальных живетских и верхнедевонских отложений Среднего и Южного Урала по брахиоподам // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 221–223.
2. *Мизенс А.Г.* Стратиграфическое значение живетско-фаменских брахиопод типовых разрезов восточного склона Среднего и Южного Урала // Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Вып. 158. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 27-31.
3. *Мизенс А.Г.* Биостратиграфическое расчленение живетско-фаменских отложений Среднего и Южного Урала по брахиоподам // Литосфера. 2012а. № 2. С. 43–54.
4. *Мизенс А.Г.* Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала // Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012б. С. 324.
5. *Мизенс А.Г., Мизенс Л.И.* Биостратиграфия и корреляция живетско-фаменских типовых разрезов Среднего и Южного Урала по брахиоподам // Литосфера. 2012. № 5. С. 33–49.
6. *Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межведомственный комитет России, 1993.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
mizensAG@igg.uran.ru

УДК 551.734.5:564.8(470.5)

А.Г. Мизенс, Л.И. Мизенс

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭЙФЕЛЬСКИХ БРАХИОПОД УРАЛА

На протяжении долгого времени к «эйфельскому» ярусу относились отложения по объему соответствующие карпинскому (зона *Favosites regularissimus*) и тальтийскому (зона *Zdimir pseudobaschkiricus*) горизонтам на восточном склоне Урала, а также их стратиграфические аналоги как на западном склоне Урала и в других регионах бывшего СССР [Объяснительная записка..., 1980]. После создания в 1973 году Международной подкомиссия по стратиграфии девона начинается активное изучение нижне- и среднедевонских отложений по всему миру и в стратотипических областях ярусов девонской системы, при этом особое внимание уделяется изучению ортостратиграфических групп фауны: конодонтов, тентакулитов, гониатитов и нижнедевонских граптолитов. В результате проведенных исследований становится ясным, что традиционные уральские «эйфельские» отложения и их стратиграфические аналоги в Баррандиене (злиховские известняки, далейские сланцы и тржеботовские известняки) соотносятся с эмсским, а не эйфельским ярусом стратотипической области в Германии. Но согласно стратиграфической схеме девонской системы восточного склона Урала выше тальтийского горизонта последовательно залегают отложения лангурского (зона *Bornhardtina uncitoides*) и высотинского (зона *Stringocephalus burtini*) горизонтов, которые в свою очередь традиционно рассматривались в составе живетского яруса. Таким образом, представление об уральских эйфельских брахиоподах оказалось неопределенным и размытым. Пониманию, что представляют собой действительно эйфельские брахиоподы Урала, способствовали находки в 70-х годах прошлого столетия на западном склоне в Уфимском амфитеатре в отложениях среднего девона нового ранее неизвестного богатого и разнообразного комплекса брахиопод с *Ivdelinia acutolobata* (9 отрядов, 43 рода, 63 вида). В указанном районе отложения с найденным комплексом залегают на бийском горизонте (зона *Zdimir pseudobashkiricus;* конодонтовые зоны *patulus-partitus*) и перекрываются отложениями зоны *Bornhardtina uncitoides* (конодонтовые

зоны *kockelianus-ensensis*) [Сапельников, Мизенс, 1983, 2000]. Для этого комплекса характерно первое появление родов *Camerophorina, Glosshypothyridina, Gruenewaldtia, Emanuella, Pyramidalia, Subrensselandia*, а также видов *Pentamerella yavorskyi breviplicata* Sap. et L. Miz., *Gypidula subbrevirostris* Tjazh., *G. juno* Khod., *Ivdelinia acutolobata* (Sandb.), *I. anfracta* (Khod. et M. Breiv.), *Radiomena* cf. *irregularis* (Roem.), *Pholidostrophia semicircularis* (Kays.), *Productella subaculeata* (Murch.), *P. varians* Biern., *Leiorhynchus lautus* Tjazh., *Beckmannia angularis* (Phill.), *B.* ? *implexa* (Sow.), *Kransia parallelepipeda* (Bronn), *K. subcordiformis* (Schnur), *Glosshypothyridina procuboides* (Kays.), *Septalaria subtetragona* (Schnur), *Corvinopugnax resupinata* (Kulk.), *Isopoma verum* Sap. et L. Miz., *Camerophorina terpsichorae* Sap. et L. Miz., *Variatrypa elegantula* Rzhon., *Isospinatrypa subspinosa* (Laz.), *Carinatina signifera* (Schnur), *Mimatrypa ventosa* (M. et I. Breiv.), *Gruenewaldtia latilinguis* (Schnur), *Quadrithyrina tenuisinuosa rariplicata* Sap. et I. Sap., *Emanuella subumbona uralica* Tjazh., *E. transversa* Grab., *Rhynchospirifer altus* M. et I. Breiv., *Eoreticularia aviceps* (Kays.), *E. eifeliensis* (Frech), *Rhenothyris renitens* Struve, *Pyramidalia simplex* (Phill.), *Plectospira varioplicata* Siehl, *Merista clara* A. Miz., *M. gradata* A. Miz., *Barbarothyris reticularis* A. Miz. et Sap., *Subrensselandia ovata* (M. et I. Breiv.), *Chascothyris* cf. *holzapheli* Torl. и др. Только три вида: *Pentamerella sosvaensis* Khod., *Mimatrypa flabellata* (Roem.) и *Punctatrypa sibirica* Rzhon., – переходят в отложения с *Ivdelinia acutolobata* из нижезалегающего бийского горизонта.

Приведенный выше комплекс брахиопод позволяет напрямую коррелировать заключающие его отложения с пестеревскими известняками мамонтовского горизонта Северо-Восточного Салаира [Кульков, 1960; Ржонсницкая, 1968], нижней частью афонинского горизонта («инфрадоманика») Башкирии [Тяжева, 1962] и лангурского горизонта восточного склона Урала [Брейвель и др., 1972]. Помимо Урала и Салаира близкие комплексы брахиопод были установлены и в Средней Азии: в новихушкских слоях Зеравшанского хребта [Мизенс, Карташова, 1989], эйфельских отложениях горы Джалпак Северного Нуратау и верхней части изаской свиты Кызылкумов [Сапельников и др., 1988]. Из других регионов сходные комплексы брахиопод известны в скальских слоях Польши [Biernat, 1966], а также эйфельских отложениях Германии [Glinski, 1961] и Бирмы [Anderson e.a., 1969].

Выше отложений с *Ivdelinia acutolobata* (выделенных позднее в зону *Ivdelinia acutolobata*; конодонтовые зоны *costatus-australis*) на западном склоне Среднего Урала залегают отложения зоны *Bornhardtina uncitoides* (конодонтовые зоны *kockelianus-ensensis*), которые также относятся к эйфельскому ярусу. По современным данным в Германии в стратотипической местности эйфельского яруса представители рода *Bornhardtina* появляются в верхнеэйфельских отложениях (юнкербергские слои) и затем переходят в живетские отложения, где встречаются вместе с представителями рода *Stringocephalus*. По-видимому, совместное распространения родов *Bornhardtina* и *Stringocephalus* в живетских отложениях Германии и послужило в 20-х годах прошлого столетия основанием рассмотрения аналогов современных юнкербергских слоев в составе «нижнестрингоцефаловых» слоев [Glinski, 1961; Struve, 1988]. Вследствие этого и отложения с борнхардтинами на Урале первоначально были отнесены к живетскому ярусу [Брейвель и др., 1972]. Здесь необходимо отметить, что в уральских среднедевонских разрезах представители родов *Bornhardtina* и *Stringocephalus* встречаются раздельно.

Позднее эйфельские брахиоподы были описаны и на восточном склоне в отложениях лангурского горизонта Северососьвинского района Северного Урала [Сапельников и др., 1987]. К настоящему времени богатые комплексы эйфельских брахиопод установлены также на восточном склоне Южного Урала, в окварцованных и ожелезненных обломочных породах (вероятно, аналогах гадилиевской толщи) на Южно-Файзулинском марганцевом месторождении [Жуков и др., 1998]. Отсюда были определены: *Schizophoria* aff. *schnuri* Struve, *Clorinda* ? sp., *Pentamerella* ex gr. *sosvaensis* Khod., *Pentamerella* ? sp., *Gypidula* cf. *subbrevirostris* Tjazh., *Gypidula* ? sp., *Wyella* ? ex gr. *suburalica* Khod. et M.Breiv., W. ? *suburalica* Khod. et M. Breiv. forma paucitata, *Ivdelinia* cf. *multiplicata* (Roem.), *I.* cf. *multiplicata uralica* Sap. et L. Miz., *Kransia subcordiformis* (Schnur), *Beckmannia angularis* (Phill.), *Camerophorina* cf. *terpsichorae* Sap. et L. Miz., *Desquamatia* ex gr. *zonata* (Schnur), *Variatrypa* cf. *frequens* (Tjazh.), *Carinatina* ex gr. *plana* (Kays.), *Plesicarinatina* ? cf. *impolita* (M. et I. Breiv.), *Punctatrypa* cf. *sibirica* Rzhon., *Vagrania* cf. *ventosa* (M. et I. Breiv.), *V.* ? cf. *convexa* (Tjazh.), *Mimatrypa* cf. *flabellata* (Roem.), *Mimatrypa* ? sp., *Davidsonia verneuili* Bouchard-Chantereaux, *Emanuella* ex gr. *pachyrincha* (Vern.), *E.* ex gr. *transversa* Grab. и др.

В последнее десятилетие эйфельские брахиоподы обнаружены в глыбовой брекчии гадилиевской толщи в районе дер. Гадилиево и оз. Карабалыкты (сборы Г.А. Мизенса; определения авторов), где она залегает на ирендыкской свите (эмс-низы эйфеля). В районе дер. Гадилиево были найдены: *Pentamerella* cf. *yavorskyi breviplicata* Sap. et Miz., *Ivdelinia anfracta* (Khod. et M. Breiv.), *Areostrophia* ? sp., *Beckmannia angularis* (Phill.), *Spinatrypa* ? sp., *Mimatrypa flabellata* (Roem.), *Punctatrypa sibirica* Rzhon., *Merista* sp., *Subrensselandia* cf. *ovata* (M. et I. Breiv.), *Chascothyris* ? sp. [Мизенс, 2003]; у оз. Карабалыкты – *Pentamerella* cf. *yavorskyi breviplicata* Sap. et L. Miz., *Gypidula juno* Khod., *G. subbrevirostris* Tjazh., *Gypidulina* sp., *Kransia parallelepipeda* (Bronn), *Beckmannia angularis* (Phill.), *B.*? *implexa* (Sow.), *Isopoma* sp., *Variatrypa elegantula uralica* L. Miz., *Totia vesta* M. et I. Breiv., *Cyrtina* aff. *leniplicata* Rzhon., *Emanuella subumbona* (Hall), *Athyris* sp., *Cryptonella* sp.

Таким образом, находки комплекса брахиопод с *Ivdelinia acutolobata* и залегающего выше него комплекса с *Bornhardtina uncitoides* на западном склоне Среднего Урала в районе Уфимского амфитеатра позволили впервые вычленить из отложений уральского «живетского» яруса эйфельские отложения в современном их понимании и проводить по ним корреляцию, как в Уральском регионе, так и далеко за его пределами.

Исследования выполнены в рамках проекта 12-С-5-1028 «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления»

1. *Брейвель М.Г., Богоявленская О.В., Брейвель И.А.* и др. Кишечнополостные и брахиоподы живетских отложений восточного склона Урала. М.: Недра, 1972. 264 с.
2. *Жуков И.Г., Мизенс Л.И., Сапельников В.П.* О находке бентосной фауны на низкотемпературном палеогидротермальном поле Южно-Файзулинского марганцевого месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–98. Руды и генезис месторождений. Научное издание. Миасс: ИМин РАН, 1998. С. 111–115.
3. *Кульков Н.П.* О фауне брахиопод пестеревских известняков и их фациальных аналогов // Вопросы стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. С. 153-199.
4. *Мизенс Л.И., Карташова Л.Е.* Первые находки рода *Gruenewaldtia* в Урало-Тянь-Шанской горной области // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск, 1989. С. 84-87.
5. *Объяснительная записка* к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск, 1980. Ч. 1. 153 с.
6. *Ржонсницкая М.А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия. Л.: Недра, 1968. Т. I. 288 с.
7. *Сапельников В.П., Мизенс Л.И.* Новый предборнхардтиновый комплекс брахиопод на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-1982 Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 10-11.
8. *Сапельников В.П., Мизенс Л.И.* Брахиоподы нижне- и среднедевонских отложений западного склона Среднего Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 271 с.
9. *Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Шатров В.П.* Стратиграфия и брахиоподы верхнесилурийских-среднедевонских отложений Севера восточного склона Урала. М.: Наука, 1987. 223 с.
10. *Сапельников В.П., Ким И.А., Мизенс Л.И.* и др. Новые комплексы эйфельских брахиопод Южного Тянь-Шаня // Ежегодник-1987 Ин-та геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1988. С. 17-21.
11. *Тяжева А.П.* Брахиоподы среднедевонских отложений западных и центральных районов западного склона Южного Урала // А.П. Тяжева, А.А. Рождественская, Е.В.Чибрикова. Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии. М.: Из-во АН СССР, 1962. С. 5-165.
12. *Anderson M.M., Boucot A.J., Johnson J.G.* Eifelian brachiopods from Padaukrin. Northern Shan States. Burma // Bull. Brithish Museum (Natural History). Geology, 1969. Vol. 19. No. 4. P. 195-163. 10 pl.
13. *Biernat G.* Middle Devonian brachiopods of the Bodzentyn Syncline (Holly Cross Mountains), Poland // Palaeontologia Polonica, 1966. Vol. 32. No. 17. 162 p.
14. *Glinski A.* Dieschichtenfolge der Rohrer Mulde (Devon der Eifel) // Senck. leth., 1961. B. 42. N 3/4. S. 273-289.
15. *Struve W.* Stops A 17 a-c: Western part of Ahbach Section, Hillesheim Syncline // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 102. 1988. P. 134-140.

ИГГ УрО РАН,
Екатеринбург, Россия
mizensAG@igg.uran.ru

УДК 551.71/243.8☹550.42:55)

У.З. Науменко

СТРАТИФІКАЦІЯ СТРУКТУРНО-РЕЧОВИННИХ КОМПЛЕКСІВ КРИСТАЛІЧНОЇ ОСНОВИ ОСНИЦЬКО-РІВНЕНСЬКОГО БЛОКУ

Палеопротерозойською основою для порід і структур осницької вулкано-плутонічної асоціації в межах Осницько-Рівненського блоку служать гнейсові товщі нижнього протерозою. Відповідно до затвердженої НКС України Стратиграфічної схеми (2003) вони віднесені до тетерівської серії. Останці гнейсів тетерівської серії виявлені серед породних утворень асоціації в процесі проведення геологознімальних робіт, а також розкриті свердловинами на території Осницького блоку УЩ, де породи кристалічної основи практично виходять на денну поверхню. Осницький блок УЩ становить північно-східне замикання описуваної структури. Палеопротерозойський фундамент центральної і південно-західної частин Осницько-Рівненського блоку перекритий потужним чохлом осадових порід, а також утвореннями вулкано-плутонічної асоціації, які становлять верхній структурний поверх фундаменту. Опис структурно-речовинних комплексів палеопротерозою в межах цієї частини блоку базується на даних глибоких параметричних свердловин, пробурених як у межах Осницько-Рівненського блоку, так і поблизу його границь із Тернопільсько-Новоград-Волинським, Дубнівським і Поліським геоблоками. Згідно матеріалів вивчення кристалічного фундаменту геофізичними методами, а також окремими свердловинами метаморфізовані утворення палеопротерозою отримали широке поширення в межах блоку у верхів'ях річок Ікви, Горині, лівих притоків р. Прип'яті. Під розрізами доплитного і плитного осадових чохлів на глибинах близько 4 тис. м лежать комплекси метаморфізованих осадово-вулканогенних порід. Ці комплекси до прояву ранньобайкальського тектогенезу і пов'язаного з ним рифтогенезу становили верхні горизонти породних утворень тетерівської серії, а також магматичних і ультраметаморфічних комплексів основних і кислих порід, які були зденудовані у більш пізні геологічні епохи зі структур УЩ та його схилів, оголивши великі тіла діоритів, гранодіоритів і гранітів. Вивчаючи речовинний склад, текстурні особливості, ступінь метаморфізму глибоко опущених розрізів кристалічного фундаменту території України можна дослідити палеогеографічні обстановки зародження і становлення осадового чохла з його джерелами седиментогенезу і активним розвитком органічного світу.

Важливим є вивчення літолого-петрографічного складу породних асоціацій верхніх ранньопротерозойських горизонтів літосфери, розкритих глибокими свердловинами під доплитним осадовим чохлом, які забезпечують накопичення піщано-глинистих порід пізнього протерозою. До них відносяться сланці біотит-амфіболітові, біотитові, дрібнозернисті із гранобластовою структурою і паралельною текстурою, біотит-амфіболові сланці порфіробластові. Порфіробласти складені альбітом, що замістив плагіоклаз основного складу. Біотит-роговообманкові сланці характеризуються великим вмістом акцесорних мінералів. Вміст калієвого польового шпату і кварцу в породі становить не більше 15%. Сланці, за рідкісним винятком, січуться прожилками калійшпатових гранітів. Кути падіння шарів коливаються в межах від 45° до 80є. Амфіболіти складені роговою обманкою і олігоклазом. В цих породах зустрічаються мікроклін, кварц, сфен (титаніт), апатит і рудні мінерали. Амфіболіти місцями брекчійовані та зцементовані гранітним матеріалом. Метасоматичні накладання виражені укрупненням зерен, окварцюванням, перекристалізацією скарнових мінералів. Основною особливістю сланців, які складають ранньопротерозойські товщі під породними утвореннями поліської серії, є досить дрібна до тонкої зернистість основних плагіоклазів і більший вміст магнетиту (понад 10%). Висока концентрація магнетиту в сланцях впливає на характер магнітного поля в південно-західній частині блоку, спричиняючи високу інтенсивність. Всі особливості сланцевих товщ основи розрізу осницької вулкано-плутонічної асоціації порід дозволяють стверджувати, що вихідним матеріалом для сланців були ортопороди. Не виключено, що верхню частину розрізу тетерівської серії становили ефузивно-пірокластичні товщі, метаморфізовані в умовах епідот-амфіболітової фації.

Гранітоїди, що січуть сланцеві товщі, розкриті декількома параметричними свердловинами. Вони дуже близькі між собою за мінеральним складом, текстурою, становлять, у більшості випадків, невеликі за обсягом тіла і можуть бути віднесені до одного інтрузивного комплексу. Дуже рідко зустрічаються тіла граносієнітів і гранодіоритів.

За речовинним складом метаморфічні утворення тетерівської серії в межах Волинського блоку розділені на амфіболвміщуючі метаморфічні породи, глиноземні породи, карбонатні утворення і скарноїди. Всі породи серії різко відрізняються від описаних вище породних асоціацій сланцевих товщ, похованих під потужним осадовим чохлом. Це в основному

гнейси, плагіогнейси та кристалосланці. Вони характеризуються смугастою текстурою, високим вмістом амфіболу, гранату, графіту, часто сіліманіту. Для порід всіх чотирьох світ тетерівської серії характерний прояв мігматизації. Також вони генетично пов'язані з метаморфічними утвореннями магматичних і ультраметаморфічних комплексів основних порід і гранітів житомирського, фастівського, мухарівського та інших типів. Прогресивний метаморфізм порід тетерівської серії визначений високою амфіболітовою фацією і чітко вираженою метаморфічною зональністю. Простягання ізоград метаморфізму відповідає субширотному і часто північно-західному напрямкам та збігається з простяганням структур, визначених по розташуванню магнітних аномалій. Вік тетерівської серії датується інтервалом часу від 2600 до 2000 млн років (схема НСК України, 2003 р.). Формування всієї товщі відбувалося протягом двох часових етапів з явно вираженим переривом між ними. Нижня частина серії (василівська світа) датується інтервалом часу 2600–2400 млн років. Вся інша частина розрізу серії, включаючи, очевидно, і сланцеві товщі становить фундамент розрізу осадового чохла. Поліська серія, що перекриває породи кристалічного фундаменту за ізотопними даними має вік 1190 млн років. Можна вважати, що базальний горизонт серії почав формуватися в інтервалі від 1055 до 1080 млн років. Таким чином, час завершення формування осадово-вулканогенних утворень тетерівської серії датується віком 2000 млн років. Поява перших осадових порід поліської серії визначається датою 1100 млн років. Досить важливо встановлення первинних осадових товщ у основі розрізу осницької вулкано-плутонічної асоціації, що формувалася в умовах розтягу кори і закладення прогину або Осницької синкліналі. До таких продуктів перемиву зрілих кір вивітрювання в межах Мікашевицького виступу відноситься товща високозрілих монокварцевих конгломератів і пісковиків, що залягають в основі вулканітів латит-ріолітової формації. З'ясування питання про стратиграфічний підрозділ породних утворень, що становлять фундамент для вулканітів клесівської серії, яка складена метаріолітами, метадацитами, лептитами, метапорфіритами, метадіабазами досить важливе для розкриття історії геологічного розвитку Осницько-Рівненського блоку, а звідси і всього Волино-Двінського вулкано-плутонічного поясу.

Вивчивши склад порід нижнього структурного поверху за матеріалами глибокого параметричного буріння, а також опубліковані роботи ми обґрунтовуємо положення про розвиток між відкладами тетерівської серії і клесовитами товщі сіро-зелених біотит-амфіболітових сланців порфіровидної будови. Сланці можуть бути порівнянні із сланцевими утвореннями, розповсюдженими вздовж південного і південно-західного обрамлення СЄП. Метаморфізовані сіро-зелені сланці, що залягають в основі осницької вулкано-плутонічної асоціації виділені в горохівський структурно-речовинний комплекс (за Г.М. Яценком), що зіставляється з осницьким. Вивчення всього розрізу осницького структурно-речовинного комплексу, як у межах території України, так і республіки Білорусь показало, що зелено-сланцеві товщі в осницькому комплексі відсутні. Із цього випливає, що ця товща порід може перебувати над гнейсово-мігматитовими утвореннями тетерівської серії, підстилаючи вулканіти клесівської серії, і завершуючи палеопротерозойський розріз нижнього структурного поверху кристалічного фундаменту.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна
uliana_naumenko@mail.ru

УДК 56.018.3:551.735(477.6)

Т.И. Немировская

БИОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНА ДОНБАССА ПО КОНОДОНТАМ

В настоящее время в различных регионах мира продолжаются комплексные исследования каменноугольных отложений с целью усовершенствования региональных стратиграфических шкал, уточнения границ и объемов подразделений глобальной стратиграфической шкалы карбона, а также установление GSSP's на ярусных границах. GSSP - это стратотипический разрез и точка в нем, фиксирующая нижнюю границу подразделения. Выбору GSSP предшествуют детальные комплексные исследования многих разрезов мира. В результате этих исследований выявляются биотические события и маркеры секвентной стратиграфии, магнитостратиграфии, геохимических и других абиотических событий, которые используются для корреляции. Палеонтологические связи, используемые для биостратиграфии карбона, как и других систем палеозоя, основаны главным образом на эволюции конодонтов, которые встречаются во всех видах морских пород и обладают меньшим провинциализмом, чем другие группы. Фораминиферы в карбоне играют подчиненную роль, за исключением грани-

цы между турнейским и визейским ярусами. На основании анализа эволюции конодонтов в карбоне установлены три GSSP's: на границах системы и внутри карбона между миссисипием и пенсильванием.

Несмотря на то, что ни один из стратотипов ярусов карбона не был установлен в Донбассе, относительно непрерывная ритмично построенная мощная толща терригенных отложений с прослоями известняков и углей, содержащая многочисленные и разнообразные остатки морских организмов и флоры, признана стандартом каменноугольной системы. И хотя у нас нет шансов установить GSSP's на ярусных границах в Донбассе, многочисленные остатки фауны в относительно непрерывной толще позволяют выявить палеонтологические связи и эволюционные события органического мира, необходимые для обоснования уровней ярусных границ.

Конодонты карбона Донбасса начали изучать с начала семидесятых годов прошлого века. Наиболее детально изучены и опубликованы конодонты серпуховского, башкирского и московского ярусов [1]. Четыре вида конодонтов, которые рассматриваются в качестве кандидатов на маркеры четырех ярусных границ, были установлены в карбоне Донбасса [2].

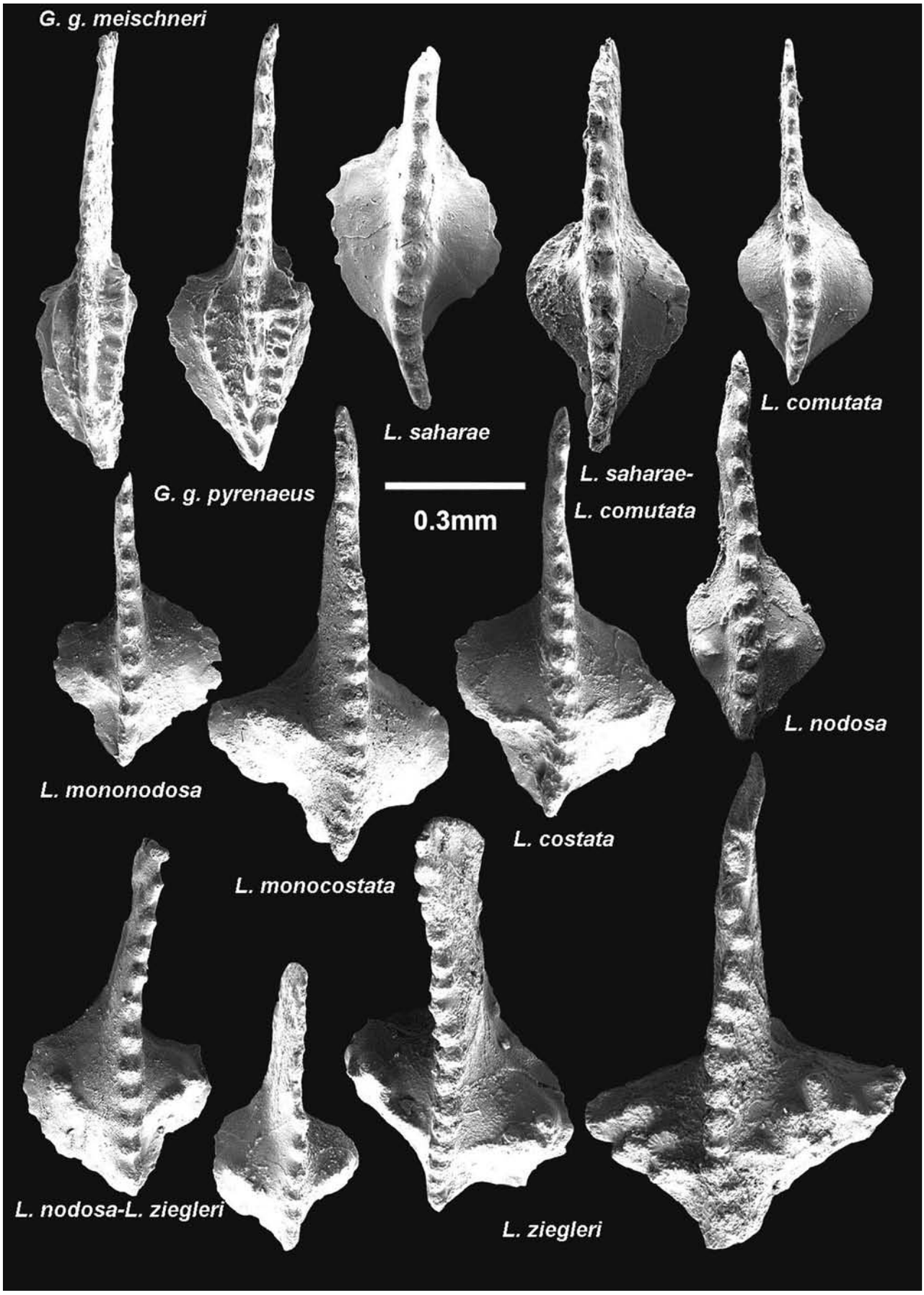
В последнее время детально изучаются старые и новые разрезы карбона Донбасса, в основном, пенсильвания, правда, не так интенсивно как в России и Китае, из-за недостатка средств. Новые данные, полученные в результате этих исследований позволили уточнить существующую зональную шкалу серпуховского и башкирского ярусов по конодонтам и разработать новую конодонтовую зональность для московского яруса [3].

Нижняя и верхняя границы карбона в Донбассе не установлены в связи с несогласием между девоном и карбоном и континентальными фациями на границе карбона и перми.

Граница между миссисипием и пенсильванием в Донбассе четкая, совпадает с незначительным перерывом в осадконакоплении между запалтюбинским и вознесенским горизонтами. Она определяется по первой встречаемости конодонтового вида-индекса этой границы *Declinognathodus noduliferus* s.l. в основании известняка D_5^8 верхний. Известняк D_5^8 нижний содержит раннекаменноугольную ассоциацию конодонтов. Кальмиусский разрез карбона Донбасса был одним из первых разрезов, предложенных в качестве кандидата на срединную границу карбона. Позже была обнаружена 10-см ожелезненная зона с корой выветривания между вышеуказанными известняками группы D_5^8, и разрез в стратотипы не вышел, а остался только в качестве опорного разреза границы между миссисипским и пенсильванским отделами карбона. Конодонты мелководных турнейских и визейских отложений изучались О.М. Липняговым. Он выделил шесть комплексных конодонтовых зон в турнейском и визейском ярусах, к сожалению без обоснованных границ. Недостаточное количество конодонтов и их отсутствие в пограничных интервалах, а также отсутствие возможности собрать и обработать новый материал не позволяют уточнить эту схему или разработать новую.

Наиболее обоснованная и детальная зональная схема по конодонтам разработана для серпуховского, башкирского и московского ярусов. Она содержит 15 конодонтовых зон и может рассматриваться как композитная конодонтовая шкала для вышеуказанного интервала карбона. Она основана на эволюционном появлении (где это возможно) основных стратиграфически важных видов конодонтов. Низы серпуховского яруса представлены угленосной формацией, мелководные конодонты малочисленны. Установленная здесь зона Cavusgnathus naviculus, очевидно, отвечает зоне Lochriea ziegleri ДДВ и других разрезов СЕП. Выше по разрезу следуют зоны Gnathodus bollandensis – Adetognathus unicornis и Gn. postbilineatus. В башкирском ярусе установлено семь зон: Declinognathodus noduliferus s.l., Idiognathoides sinuatus - Id. sulcatus, Idiognathodus sinuosus, «Streptognathodus» expansus, Id. tuberculatus – Id. fossatus и Decl. marginodosus.

Пограничные отложения башкирского и московского ярусов изучаются в целой серии разрезов Донбасса с начала 1970-х. Для определения GSSP вблизи этой границы автором были предложены две филогенетические (морфогенетические) цепочки конодонтов: *Declinognathodus marginodosus – D. donetzianus* и *Idiognathoides sulcatus – Id. postsulcatus*. В Донбассе первая цепочка более надежна, она содержит ряд переходных форм. Наилучшими разрезами в Донбассе для демонстрации этой последовательности конодонтов являются разрезы вдоль балки Золотая и у деревни Мало-Николаевка Луганской области. В последние годы здесь проведены также седиментологические и геохимические исследования. Если будет окончательно избран *D. donetzianus* в качестве маркера границы между башкирским и московским ярусами, то тогда в Донбассе граница между этими ярусами будет опущена до кровли известняка K_1. На этом уровне отмечено и появление новых форм фораминифер. Корреляция этих отложений не вызывает сомнений, так как это время обширной трансгрессии в Северном полушарии,


G. g. meischneri
G. g. pyrenaeus
L. saharae
0.3mm
L. saharae-
L. comutata
L. comutata
L. nodosa
L. mononodosa
L. monocostata
L. costata
L. nodosa-L. ziegleri
L. ziegleri

обеспечившей наличие большого количества космополитных форм в различных бассейнах, а вот позже после этой верейской трансгрессии или «Aegiranum Flooding Event», когда морские бассейны Западной Европы закрылись, корреляция московских и касимовских отложений с другими регионами затруднена.

В московском ярусе Донбасса выделено семь региональных конодонтовых зон, из которых четыре зоны верхнемосковского подъяруса монотаксонные: Decl. donetzianus, «Str.» transitivus, Idiognathodus izvaricus, Swadelina dissecta, Sw. concinna, Sw. sp. 1 и Sw. subexcelsa. Граница между касимовским и московским ярусами все еще обсуждается. Филогенетическая цепочка пока неясна. Если в качестве маркера быдет избран *Idiognathodus sagittalis*, граница будет проведена в Донбассе на уровне известняков N_5^1 и O_1. Если же будет избран другой маркер из рода *Swadelina*, она может быть опущена до известняка N_3.

В свое время Р.И. Козицкая на основании анализа своей многочисленной коллекции касимовских и гжельских конодонтов Донбасса установила две зоны в касимовском ярусе: Str. oppletus – Str. sagittalis и Str. oppletus – Str. elegantulus и три зоны в гжельском: Idiognathodus lobulatus – Str. elegantulus, Str. elegantulus и Str. elongatus. К сожалению, характеристика этой зональной последовательности не была дана. Новые данные, полученные в последние годы, являются основой для разработки новой конодонтовой шкалы для касимовского и гжельского ярусов и уточнения некоторых зон схемы Р.И. Козицкой.

Границу между касимовским и гжельским ярусами предлагают проводить по эволюционному появлению широко распространенного в Евразии и Северной Америке конодонта *Idiognathodus simulator*. Его первое появление в Донбассе зафиксировано в известняке O_6^1.

1. *Nemyrovska T.I.* Bashkirian conodonts of the Donets Basin, Ukraine // Scripta Geologica. – 1999. – № 119. – 115 p.
2. *Немировская Т.И.* Проблемы ярусных границ карбона Международной Стратиграфической Шкалы // Проблеми палеонтології і біостратиграфії протерозою та фанерозою України. – К. 2006. – С. 42-50.
3. *Nemyrovska T.I.* Preliminary Moscovian Conodont Scale of the Donets Basin, Ukraine // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. – 2011. – № 29. – С. 56-61.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
tnemyrov@mail.ru

УДК 550.8.05/551.735.2 (477.5)

Н.І. Несіна

КАРТУВАННЯ ПАЛЕОРУСЕЛ У ВЕРХНЬОМОСКОВСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ПІВНІЧНОГО БОРТУ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ (ЗА ДАНИМИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ)

Картування літологічних і комбінованих пасток, фаціальна діагностика акумулятивних об'єктів різноманітного генезису потребує застосування комплексних геологічних, каротажних і сейсморозвідувальних даних (Лукин и др.., 2012). Виявлення піщаних тіл, генетично пов'язаних з палеоруслами, барами, косами особливо актуально для Північного борту Дніпровсько-Донецької западини, де прогнозується їх значне поширення.

Сучасний рівень сейсмостратиграфічних досліджень дозволяє досить чітко розпізнавати сейсмічні образи літологічних та структурно-літологічних пасток. Все ж, оскільки часто вони мають складні обриси, невелику товщину, залягають в тонкошаруватих частинах розрізу, контраст акустичних жорсткостей в зонах розвитку колекторів і зонах глинизації незначний. Це суттєво ускладнює точне картування таких об'єктів.

Мягківська площа, в межах якої проводились сейсмостратиграфічні дослідження, розташована на пологому моноклінальному схилі центральної частини північного борту ДДЗ. В південно-західній частині площі розташовані дві глибокі свердловини: 1-Кадницька і 1-Воскресенівська. Картування прогнозних піщаних тіл, пов'язаних з алювіальними акумулятивними об'єктами, поводилось за даними сейсморозвідки 3D і даними ГДС в інтервалі, що відповідає верхній частині московського ярусу, (світи C_3^1 - C_2^7; продуктивні горизонти М-1-3).

На північному борту у складі світи C_2^7 переважають алювіальні пісковики. У свердловинах 1-Воскресенівській і 1-Кадницькій, за даними ГДС світа представлена чергуванням тонких (до

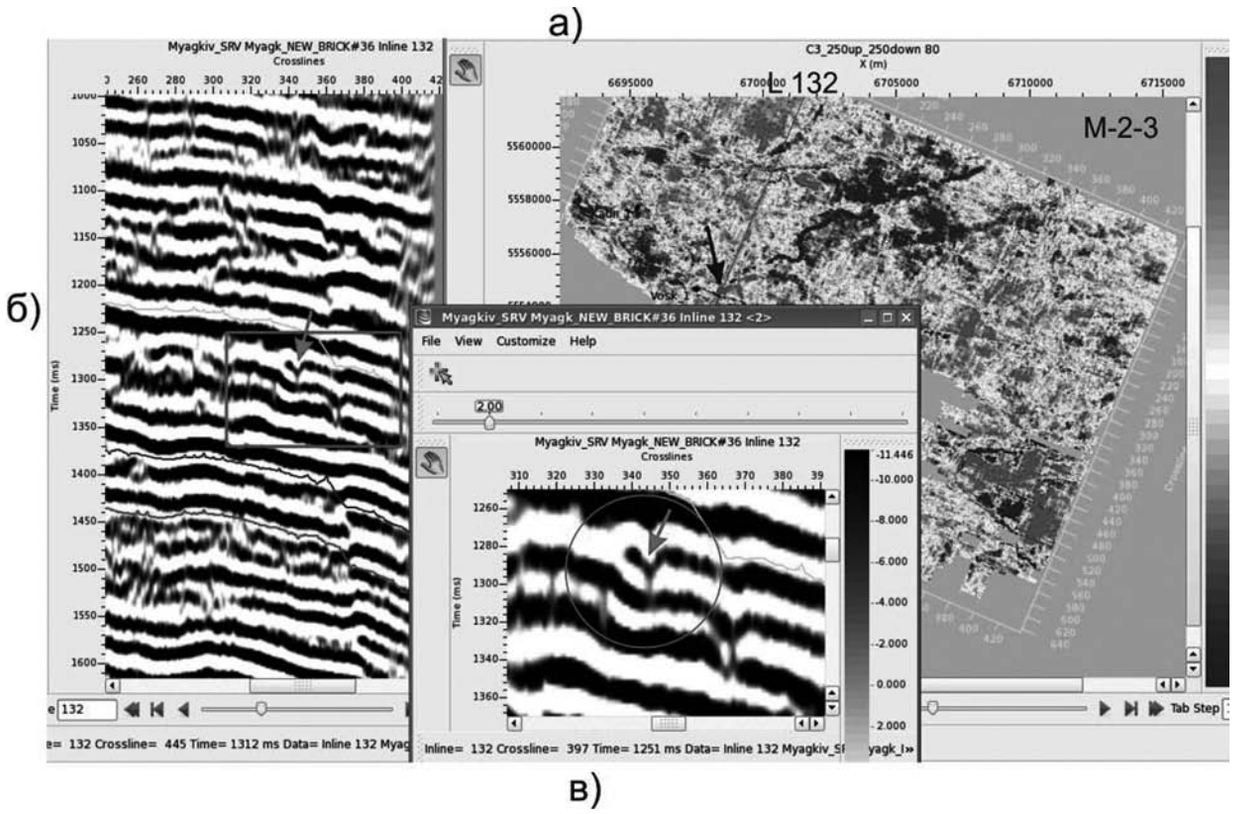


Рисунок 1 – а) погоризонтний зріз в інтервалі горизонту М-2-3, б) розріз часового мігрованого куба через аномальну ділянку, в) збільшений масштаб розрізу

4 м) шарів пісковиків, алевролітів, аргілітів і глин. Лише в нижній її частині у сведловині 1-Кадницька виділяється шар пісковика товщиною до 15 м. Товщина продуктивних горизонтів М-2-3 в свердловині 1-Воскресенівська становить 86 м, а у свердловині 1-Кадницька - 92 м.

Верхня товща верхньомосковської частини світи C_3^1 (продуктивний горизонт М-1) складена переважно континентальними та лагунними відкладами, рідше - мілководно-морськими. У свердловинах 1-Кадницька і 1-Воскресенівська світа представлена перешаруванням тонких пластів пісковиків, алевролітів, аргілітів, глин, можливо вугілля. У свердловині 1-Кадницька в середній частині розрізу світи виявлено шар пісковика товщиною 8 м. Товщина продуктивного горизонту М-1 становить 58 м у свердловині 1-Воскресенівська і 68 м - у свердловині 1-Кадницька.

Погоризонтні зрізи, які використані для сейсмофаціального аналізу, характеризують амплітудні зміни вздовж того чи іншого відбиваючого горизонта або у невеликому часовому інтервалі (2 мс), який може ототожнюватися з пластом невеликої товщини (до 5 м). Це опосередковано збільшує роздільну здатність сейсморозвідки, крім того, дає можливість використовувати прояви в хвильовому полі петрофізичних неоднорідностей, які проявляються у зміні акустичних жорсткостей і появі амплітудних аномалій.

На рисунку 1 на погоризонтному зрізі куба амплітуд в інтервалі продуктивних горизонтів М-2-3 і розрізі спостерігається амплітудна аномалія, яка нагадує сучасне русло ріки. Хвильове поле на ділянці розрізу, позначеному стрілкою, має характерні особливості, які можна пов'язувати з врізом палеорусла в підстилаючі породи. У плані палерусло має звивисту меандруючу форму. В сейсмічному кубі інтервал його простеження на погоризонтних зрізах складає 60 мс, проте при зберіганні форми в межах інтервалу, змінюються значення амплітуд і інтенсивність аномалії. Загальна довжина палеорусла в середньому - 10 км, напрямок його простягання - південно-західний, у бік западини. Отже, межах вивченої ділянки можна очікувати наявність руслових пісковиків, білярусловых валів, неодноразово описаних в літературі для інших нафтогазоносних басейнів (Буш Д.А., 1977).

1. *Буш Д.А.* Стратиграфические ловушки в песчаниках. Методика исследований. – М.: Мир, 1977. - 215 с.
2. *Лукин А.Е.,* Коржнев П.М., Науменко А.Д., Окрепкий С.В.. Проблема фациальной диагностики песчаных тел и пути ее решения // Геологический журнал. - 2012. - № 2. С. 7-21.

ТОВ «Ю. Бі. Сейсмік Юкрейн»,
Київ, Україна
natalya.nesina@ubseismic.com

УДК 551.735:563.6 (477.6)

В.В. Огар

БІОСТРАТИГРАФІЧНІ КРИТЕРІЇ РЕГІОНАЛЬНИХ ПІДРОЗДІЛІВ НИЖНЬОГО КАРБОНУ ДОНО-ДНІПРОВСЬКОГО ПРОГИНУ (ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ВИВЧЕННЯ КОРАЛІВ)

Кам'яновугільні корали (ругози і табуляти) відносяться до організмів, які були дуже чутливими до змін умов седиментації. Не тлі незворотних еволюційних змін коралів у конкретних розрізах виділяються інтервали, яким властиві комплекси (викопні угруповання) цих організмів, що віддзеркалюють зміни умов осадонагромадження. Найважливіші риси, які дозволяють відрізняти одні угруповання коралів від інших такі: монотаксонність чи політаксонність; форма росту (колоніальні чи одиночні); розміри індивідів (невеликі, середні чи значні за розмірами); наявність дисепиментаріуму у ругоз; здатність коралів до формування карбонатних порід, біостромів та біогермів.

Причини змін коралових угруповань у розрізах ховаються у складній взаємодії глобальних, регіональних та локальних біотичних і абіотичних факторів. Клімат та трансгресії і регресії – найважливіші глобальні фактори, що обумовлювали розвиток біоти в цілому. На них накладались регіональні та локальні фактори, серед яких найсуттєвіші - інтенсивність тектонічних рухів, регіональні особливості клімату; замкнутість та глибина басейну, рельєф та характер його дна, наявність течій, штормів, цунамі та ін.; хімічний склад морських вод і їх температурний режим, прозорість вод, що залежала від вмісту глинистого матеріалу та органічної речовини.

Но підставі досліджень решток коралів нижнього карбону у Донецькому басейні нами намічено інтервали розрізів у яких:

1) корали відсутні або рідкісні;

2) поширені політаксонні угруповання з дрібними бездисепиментними ругозами і колоніями табулят родів *Cladochonus Sutherlandia*;

3) виявлені угруповання значних за розмірами одиночних ругоз з дисепиментаріумом, зрідка невеликими колоніями *Syringopora*;

4) наявні політаксонні угруповання, з різноманітними одиночними та колоніальними ругозами і табулятами;

5) різноманітні корали, а також хететиди та інші організми є породоутворювальними та формують коралові біостроми та біогерми.

Послідовності вказаних інтервалів у комплексі з іншими даними відображають етапи і фази розвитку палебасейнів, розділені відносно короткими подійними рубежами, і розглядаються нами як біостратиграфічні критеріїї виділення регіональних стратонів – регіоярусів і підпорядкованих їм горизонтів.

За останніми публікаціями [3] для Доно-Дніпровського прогину (територія Донбасу та Дніпровсько-Донецької западини) виділяються:

Нижньобузинівський регіоярус (базалієвський і каракубський горизонти) відповідає нижньотурнейському під'ярусу;

Верхньобузинівський регіоярус (волноваський, карпівський і докучаєвський горизонти) зіставляється з верхньотурнейським під'ярусом;

Оленівський регіоярус (глибокинський і сухинський горизонти) відповідає нижньовізейському під'ярусу;

Єфремівський регіоярус (стильський, донецький, межівський і самарський горизонти) охоплює інтервал, що відповідає верхньовізейському і нижньосерпуховському під'ярусам;

Старобешівський регіоярус (прохорівський, новолюбівський і запалтюбинський горизонти) зіставляється з верхньосерпуховським під'ярусом.

На склад коралових угруповань **нижньобузинівського** регіоярусу вирішальний вплив мав клімат, який був близьким до арідного. На території південного Донбасу у цей час домінувала лагунна біохемогеннокарбонатна седиментація. Корали рідкісні. Монотаксонне угруповання ругоз *Conilophyllum*? *caninoides* (Sybly) відповідає верхньому - каракубському горизонту.

Ознаки поступової гумідізації клімату у вигляді збагачених органічною речовиною карбонатно-глинистих порід приходяться на **пізньобузинівський** час. Він відповідає двом фазам пізньобузинівського трансгресивно-регресивного циклу. Для трансгресивної фази *(волноваський горизонт)* характерне політаксонне угруповання значних за розмірами одиночних ругоз з дисепиментаріумом *Cyathoclisia, Keyserlingophyllum* та масивних колоній табулят *Volnovakhipora* і *Michelinia.*

Регресивна фаза завершується малопотужною *докучаєвською пачкою* збагачених органічною речовиною темно-сірих та чорних вапняків і аргілітів, що вміщують монотаксонне угруповання одиночних ругоз з дисепиментаріумом роду *Kalmiussiphyllum.*

Оленівський трансгресивно-регресивний цикл відповідає однойменному регіоярусу. Його перша трансгресивна фаза (*глибокинський горизонт*) включає політаксонне угруповання різноманітних одиночних і колоніальних ругоз і табулят родів *Siphonodendron, Dorlodotia, Eolithostrotionella, Haplolasma, Syringopora* та ін., що набували породотвірного значення. Трансгресивна фаза продовжується глибоководними вапняками з чорними кременями та з рідкісними *Syringopora*, що утворились у *карпівський час*. Регресивній фазі відповідає *стильский горизонт*. В останній стратиграфічній схемі Доно-Дніпровського прогину цей горизонт віднесено до єфремівського регіоярусу. Нам здається, що його початкова трактовка, як завершального для оленівського трансгресивно-регресивного циклу, що належить Д.Є. Айзенвергу [1], є більш прийнятною. У попередніх публікаціях [2] нами наводились докази того, що на формування збагачених органічною речовиною кременисто-глинистих і кременисто-карбонатних порід стильського горизонту вирішальний вплив мали палеокліматичний та палеотектонічний фактори, що обумовили опріснення Доно-Дніпровського морського басейну, винесення з заболоченого палеоматерика великих кількостей органічної речовини та розчиненого кремнезему. У нижній частині горизонту корали не знайдено, для верхньої - характерне політаксонне угруповання з дрібними бездисепиментними ругозами *Zaphrentites*, *Rotiphyllum* та іншими, а також колоніями табулят родів *Cladochonus*, *Sutherlandia*.

Єфремівський регіоярус також відповідає однойменному трансгресивно-регресивному циклу. Трансгресивна його фаза (*донецький горизонт*) вміщує політаксонні угруповання, які включають різноманітні корали, а також хететиди та інші організми, що мали породотвірне значення. Колонії ругоз *Siphonodendron junceum* досягають значних розмірів, часто формуючи біостроми.

Починаючи з *межівського часу* режим осадонагромадження в Доно-Дніпровському прогині змінюється з карбонатного на паралічний. Це обумовлено різким збільшенням швидкості занурення дна басейну, що викликало значне надходження глинистого і теригенного матеріалу з навколишньої суші. В результаті суттєво (на порядок) збільшується товщина окремих горизонтів. Так, якщо донецький горизонт у стратотипі має товщину 60 м, то межівський горизонт, що його перекриває, - 500 м. Карбонатна седиментація відбувалась лише періодично, пов'язані з нею коралові угруповання стають різноманітнішими при відносній стабільності видового складу.

Якщо формування межівського горизонту відбувалось при частій зміні умов морської седиментації, то наступна (*самарська*) регресивна фаза єфремівського часу характеризувалась появою континентальних вугленосних відкладів.

Старобешівський регіоярус відповідає завершальному етапу ранньокам'яновугільної історії Доно-Дніпровського басейну. Він також має циклічну будову і формувався при частій зміні умов седиментації від морських до континентальних. На цьому тлі намічається тенденція до збільшення глибини морського басейну, що припадає на *новолюбівський* і *запалтюбинський* часи. Для однойменних горизонтів характерні надзвичайно багаті політаксонні угруповання одиночних і колоніальних ругоз (*Siphonodendron, Litostrotion, Aulina, Lonsdaleia, Dibunophyllum, Clisiophyllum, Nervophyllum* та ін.), а також асоційовані колонії хететид і строматопороподібних організмів *Kyklopora*, що мали здатність до формування біостромів і біогермів.

Верхня межа регіоярусу відповідає загальновідомому серединнокам'яновугільному рубежу, обумовленому палеокліматичною подією і глобальною регресією. З цим рубежем пов'язане майже повне вимирання ранньокам'яновугільних коралів. Останні істотно збіднені ранньокам'яновугільні коралові угруповання описані у Старобешівському районі з нижнього вапняку D_5^8.

1. *Айзенверг Д.Е.* Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона западного сектора Большого Донбасса // Труды ИГН АН УССР. – Серия стратиграфии и палеонтологии. – Вып. 16. – К.: Изд-во АН УССР, 1958. – 272 с.
2. *Огар В.В*. Візейська кременисто–кабонатна субформація Донбасу та Східноєвропейської платформи // Мінеральні ресурси України. – 2009. – № 1. – С. 10–15.
3. *Стратотипи* регіональних стратиграфічних підрозділів карбону і нижньої пермі Доно-Дніпровського прогину / Полєтаєв В.І., Вдовенко М.В., Щоголєв О.К. та ін. – К.: Логос, 2011. – 236 с.

Київський національний університет
імені Тараса Шевченка
ogar_victor@ukr.net

УДК 551.26:551.781.4/5](777)

О.П. Ольштинська

ДІАТОМОВІ ТА ДІКТІОХОВІ ВОДОРОСТІ НИЖНЬООЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ПЕРИТЕТИСУ

Характерні для олігоценового басейну відновні умови часто призводили до піритизації палеонтологічних решток різного мінерального складу, включаючи кременисті скелети діатомових, отже їх знахідки у незмінному стані є рідкісними і надзвичайно важливими для палеонтологічного обґрунтування стратиграфічної границі еоцену і олігоцену в багатьох розрізах Східної та Західної Європи. Аналіз наявних матеріалів по кременистим мікрофітофосиліям з цього інтервалу і залучення даних із синхронних океанічних розрізів сприяють біостратиграфічному обґрунтуванню границі.

На початку олігоцену ареал діатомових водоростей у межах регіону значно скоротився в порівнянні з кінцем еоцену.

Вперше і діатомові нижнього олігоцену в цьому регіоні були описані З. І. Глезер із хадумських відкладів Північного Кавказу (Глезер, 1980). Таксономічний склад комплексу і певною кількістю транзитних еоценових видів, появою характерних для раннього олігоцену океанічних таксонів і таких, що зустрічаються у міоценових комплексах дозволили визначити вік діатомей як ранньоолігоценовий, що було підтверджено і фауною форамініфер, молюсків й остракод з цих відкладів.

У південно-східному Приазов'ї на території України відомо інше місцезнаходження пізньопалеогенових діатомових, діктіохових та ебрідієвих водоростей (Olshtynska, 2006, Ольштинська, 2007)]. Таксономічно дуже різноманітна асоціація також містить велику кількість транзитних еоценових видів. Її ранньоолігоценовий вік визначається комбінацією таких видів діатомей як D. architecturalis, Cestodiscus aff. intersectus (Brun) Reinh., Actinoptychus senarius Ehr., Pyxilla aff. prolongata Brun, P. reticulata Grove & Sturt;, P. aff. jonsoniana (Ehr.) Forti, Asterolampra punctifera (Grove) Hanna, Rocella vigilans Fenner, Proboscia interposita (Hajos) Jordan et Brun, Pseudotriceratium radiosoreticulatum Grun., P. cf. adspersum Mann, Cocconeis cf. vitrea Brun, Pinnularia antiqua Tschrem., Diploneis subcincta (AS) Cl., R. areolata, Sceptroneis pupa HJSchrader & J.Fenner, Eucampia balaustrium Castr. Triceratium sp. (cf macroporum Hajos) і дозволяє зіставити його з комплексом зони Pyxilla aff. prolongata Норвезького моря. Склад комплексу діктіохових із цього шару близький комплексу зони Corbisema apiculata кінця пізнього еоцену - початку раннього олігоцену (Bukry, 1981) низьких і середніх широт.

Інший район поширення кременистих мікроводоростей у відкладах нижнього олігоцену - Карпатський регіон. В Польських Карпатах із діатомітів менілітової свити нижнього олігоцену був описаний багатий комплекс раннеолігоценових діатомей і сілікофлагеллат (Kaczmarska, 1982). Тут також численні транзитні еоценові види, дуже часто зустрічаються D. architecturalis, присутні A. senarius et var. minor, Chaetoceros compressus Lauder, E. balaustrium, P. prolongata, Triceratium tesselatum Grev., Trochosira spinosa Kitton, зустрічаються Sceptroneis grunovii Grove et Sturt., Biddulphia cornuta Brun, Hemiaulus cf. malleolus Pant., Odontella fimbriata (Grev.) Grun. Stephanopyxis spinosissima Grun., S. aff. schenkii Kanaya. На ранньоолігоценовий вік вказує поєднання в комплексі P. aff. prolongata, C. vitrea і E. balaustrium з численними D. architecturalis, Sceletonema, що і дозволяє корелювати його з комплексом Pyxilla aff. prolongata Норвезького моря.

У ніжньоменілітових діатомітах Українських Карпат міститься подобний комплекс кременистих мікроводоростей. Його основу складають ті ж характерні види. Серед діатомей переважають Paralia grunovii Gles. і Sceletonema barbadensis Grev. Субдоминантном є D. architecturalis, A. undulatus, Stephanopyxis turris (Greville) Ralfs, X. globosa, Pseudopodosira aff. modesta Possn. et Gles., P. aff. prolongata, Rhizosolenia aff. hebetate (Bail.) Grun. Рідше зустрічаються C. vitrea, Pyxilla jonsoniana (Ehr.) Forti, Actinocyclus sp., Thalassiosira sp., поодинокі Aulacoseira praegranulata (Jouse) Sim. і уламки пенатних діатомей. Ранньоолігоценовий вік комплексу визначається присутністю видів P. aff. prolongata, A. octonarius, Actinoptychus thumii A. S., C. vitrea, E. balaustrium, Rhizosolenia aff. hebetata (Bail.) Grun, не знаних у пізньоеоценових комплексах у поєднанні з численними D. architecturalis.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна
ol-lessia@mail.ru

УДК 551.7 : 552.313 (438.41)

А.М. Поліщук

СЕРГІЇВСЬКА СВІТА НИЖНЬОГО ВЕНДУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Утворення віднесені до сергіївська світи свого часу були описані О.В. Крашенніковою (1956 р.) як сергіївські верстви ізяславської світи верхнього рифею. В чинній стратиграфічній схемі нижнього венду України вони відповідають ратнівській світі.

Сергіївська світа представлена покривами титанистих плато-базальтів, розшарованих строкатоколірними вулканогенно-осадовими (пелітові, алевритові і псамітові туфіти) та вулканоміктовими (аргіліти, алевроліти, пісковики і гравеліти) відкладами загальною потужністю до 70 м. Ареал її поширення відповідає Кременецькій і ймовірно Бродівській структурно-фаціальним підзонам (СФП) Волино-Подільської структурно-фаціальної зони (СФЗ). Кількість базальтових покривів в більшості випадків не перевищує троьох, і тільки у західній частині Бродівської СФП (св. «Хмелівка») їх в розрізі чотири, при загальній потужності трапового комплексу 72 м.

Стратотиповим для сергіївської світи є розріз, розкритий свердловиною 123 в інтервалі глибин 153,7-123,7м . В керні цієї свердловини над туфами бабинських верств нижнього венду знизу вгору по розрізу спостерігається нашарування таких порід: *1. 166,8-155,0м – базальти масивні темно-сірі; 2. 155,0-153,7м – сірувато-зелені псамітові туфи і туфіти; 3. 153,7-147,0м – базальти масивні темно-сірі; 4. 147,0-142,0м – сірувато-зелені псамітові туфи і туфіти; 5. 142,0-138,9м – туфобрекчія; 6. 138,9-131,0м – базальти масивні темно-сірі; 7. 131,0-123,7м – пісковики вулканоміктові і олігоміктові світло-сірі, грубозернисті та конгломератовидні з галькою кварцу та уламками ефузивів, прошарки алевролітів, котрі містять домішки псефітового матеріалу; 8. 105,4-123,7м – пісковики вулканоміктові і олігоміктові темно-сірі і зеленувато-сірі з лінзовидними прошарками світло-сірих пісковиків.* Вище по розрізу залягають темно-сірі перешарування алевролітів, аргілітів і пісковиків холоневицької світи.

Базальти сергіївської світи характеризуються високим вмістом титану і заліза, а також наявністю кварцу, порівняно високою кількістю магнетиту та ільменіту, відсутністю олівіну. Макроскопічно характеризуються дрібнокристалічною структурою, масивною текстурою, містять 1-2 % мигдалин і прожилків виповнених халцедоном та яшмоїдами. Під мікроскопом структура базальтів долеритова та толеїтова.

Вулканоміктові відклади в основі сергіївської світи з розмивом залягають на бабинських верствах пригоринської світи нижнього венду. Характеризуються переважанням у їхньому складі уламків основних вивержених порід (базальти, гіалобазальти, базальтові туфи) різноманітних форм і розмірів.

Туфіти сергіївської світи зазвичай алевритові яскраво-червоні, червонувато-коричневі, рожево-бузкові, бузкові і темно-червоні, з блакитнувато-зеленими плямами і смужками, дуже тонко шарові, з прошарками слабозцементованих туфогених пісковиків і алевролітів. Під мікроскопом структура туфітів пелітова і алевритова. Текстура шарувата або плямиста згусткові.

Для сергіївської світи властива значна мінливість фацій і потужностей по літералі (рис.). Базальтові покриви в складі світи розкриті свердловинами 112, 113, 116, 123, 1531, 1565, 3661, 3669, 3672, 3640, 16944-16947, Жобрин, Кременець, Броди, Хмелівка та ін., а також кар'єрами «Мидський», «Іванодолинський», «Берестовецький», що на Рівненщині. Зазвичай потужність цих покривів коливається від 10-12 до 20-25 м. Місцями покриви базальтів сергіївської світи бувають складені на всю потужність масивними фанеритовими різновидами базальтів, із стовпчастою окремістю. Вздовж контакту базальтовового покриву з вулканоміктовими алевролітами розвинута зона (до 10 см) освітлення і смектитизації базальтів, зона закалки в алевролітах не проявлена. У підошві базальтових покривів місцями залягають вулканоміктові конгломерати, пісковики та алевроліти, переповнені грубим кластичним матеріалом, погано обкатаним і невідсортованим, що свідчить про існування на досергіївській поверхні алювіальних річкових долин.

В розміщенні плато-базальтових ареалів спостерігається зв'язок з меридіональними палеоструктурами (гіпотетична Рівненська тектонічна зона), що підкреслюється меридіональною орієнтацією найкраще дослідженої східної (зовнішньої) межі ареалу поширення базальтів. В східній частині Волино-Подільської СФЗ базальтові покриви виклинюються і вулканогенно-осадовий розріз заміщується в Ізяславській СФП нормально-осадовими красилівськими та новоселівськими верствами слуцької світи (рис.). В сусідній з північного заходу Брестсько-Волинській СФЗ стратиграфічним аналогом сергіївської світи є ратнівська світа, якушівські верстви якої відрізняються більшою потужністю, переважанням в розрізі (до 30-50 м) покривів базальтів, лавокластичних брекчій та агломератових туфів,

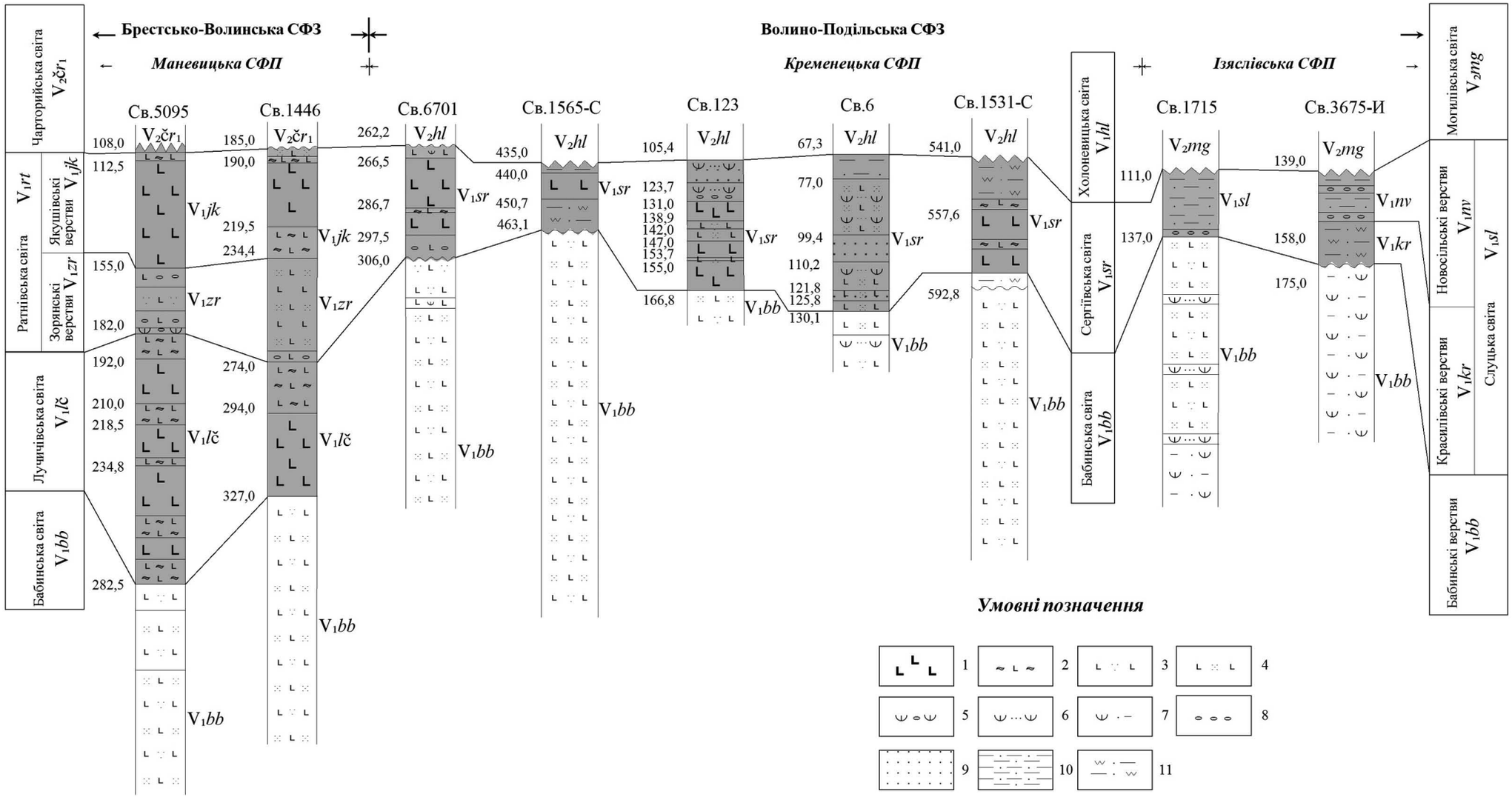


Схема кореляції сергіївської світи

1 – базальти; 2 – лавокластичні брекчії, 3 – туфи псефітові; 4 – туфи псамітові; 5 – конгломерати вулканоміктові; 6 – пісковики вулканоміктові; 7 – алевроліти вулканоміктові; 8 – конгломерати олігоміктові; 9 – пісковики; 10 – алевроліти, 11 – туфіти псамітові та алевритові

а зорянські верстви містять більше вулканоміктового грубоуламкового матеріалу. Природною межею сергіївської і ратнівської світи тут є Горинська (Луцька) тектонічна зона. У сусідній з південного сходу Збруцькій СФП Подільської СФЗ роль стратиграфічного аналога сергіївської світи відводиться слабо вивченій чемеровецькій (за В.Я. Велікановим, 2013) світі, в будові якої також приймають участь 1-2 базальтових покриви, розшарованих переважно олігоміктовими теригенними відкладами без суттєвих домішок вулканогенного матеріалу. В Дністерській СФП за стратиграфічної позицією сергіївській світі відповідає суттєво теригенна грушкинська світа.

Ковельська геологічна партія
«Українська геологічна компанія»,
Квасилів, Україна
volynian@gmail.com

УДК 551.1/.4. (0.84.3М200)(477.75)

І.В. Попадюк, С.М. Стовба, О.І. Хрящевська

НОВА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА ГІРСЬКОГО КРИМУ МАСШТАБУ 1:200 000 ТА ЇЇ СТРАТИГРАФІЧНЕ ПІДҐРУНТЯ

Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200 000 створена компанією «СПК-Геосервіс» у 2013 році за результатами геологічних досліджень 2000 та 2010-2012 років. Карта ґрунтується на описах відслонень163 розрізів (**рис. 1**). Палеонтологічні дані були отримані у 51 з 163 досліджених розрізів. Мікрофауністичні дослідження виконані Н.А.Трофимович. Отримані дані дали підґрунтя для істотних змін стратиграфічного положення ряду осадових товщ та їх структурної інтерпретації. До числа товщ, стратиграфічне положення та стратиграфічний об'єм яких зазнав суттєвих змін відносяться наступні: 1) таврійська серія, зазвичай датована пізнім тріасом – лейасом, 2) бітакська світа аалену – байосу, 3) карадагська світа бату, 4) копсельська світа, датована батом – келовеєм, 5) айвасільська світа бату – келовею, 6) судакська світа келовею – раннього оксфорду, 7) «валанжин-готеривські» товщі, що з кутовим неузгодженням перекривають відклади таврійської серії, 8) мазанська світа, датована пізнім готеривом – раннім баремом, 9) сарматські відклади середнього – пізнього міоцену. Назви середньоюрських – оксфордських товщ подані згідно легенд геологічних карт масштабу 1 : 50 000, виконаних «Кримгеологією» у 1981-1988 рр. (Фонди ДНВП «Геоінформ України»).

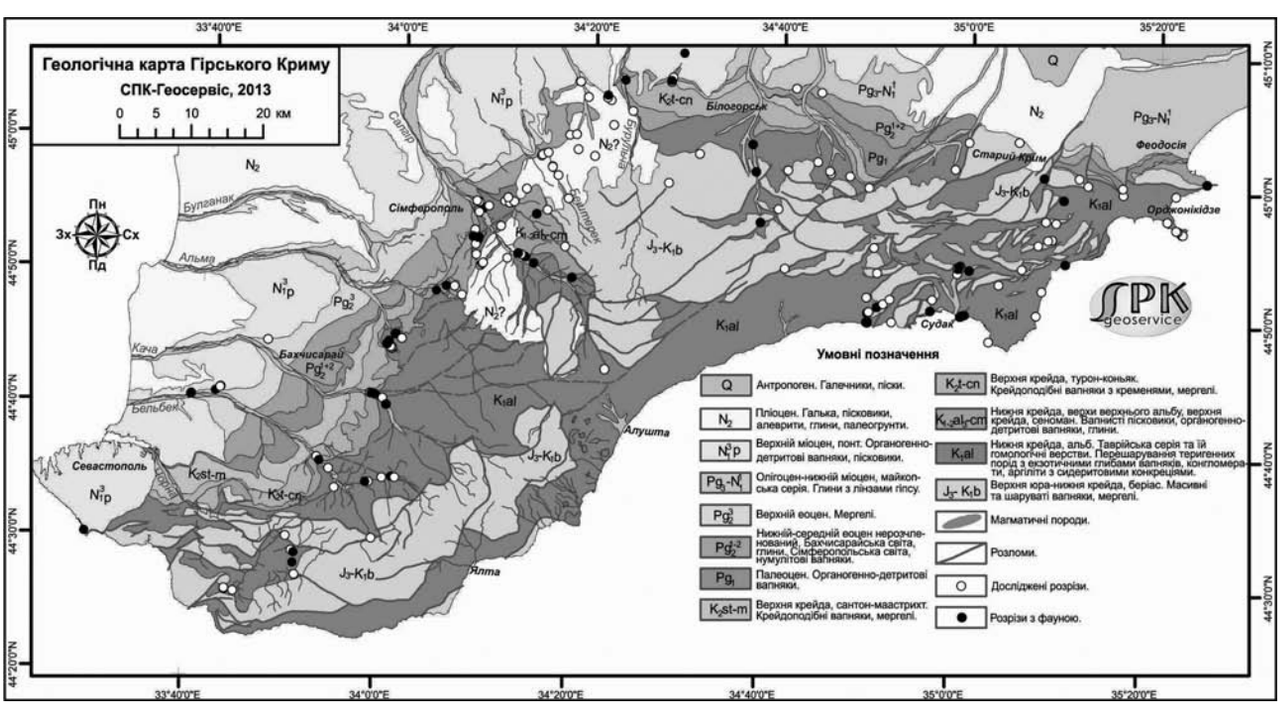


Рис. 1. Геологічна карта Гірського Криму, складена компанією «СПК-Геосервіс», 2013 р.

Таврійська серія. Одинадцять розрізів таврійської серії були досліджені у межиріччі р. Салгір та р. Бельбек (**рис. 1**). Крейдові форамініфери були визначені з чотирьох розрізів. У двох з них були визначені ранньокрейдові форми. З розрізу ескіординської світи у Петропавлівському кар'єрі біля м. Сімферополя був визначений мікрофауністичний комплекс альбського віку. Аргіліти, з яких був визначений альбський комплекс форм вміщують екзотичні блоки вапняків, в яких 35 років тому були знайдені амоніти барем – аптського віку *(Дехтярева та ін. 1978)*. Сім розрізів таврійської серії були досліджені між с. Морське та м. Судак (**рис. 1**). Крейдові форми були визначені у чотирьох з цих розрізів. Нові палеонтологічні дані дають підстави стверджувати, що таврійська серія датована пізнім тріасом – ранньою юрою є істотно молодшою, правдоподібно альбського віку.

Середньоюрські товщі. Ряд світ датованих різними ярусами середньої юри (світи пронумеровані вище як 2-5), або середньою юрою – раннім оксфордом (судакська світа, 6) вивчався у 25 відслоненнях у різних частинах Гірського Криму (**рис. 1**). У восьми з цих відслонень були знайдені мікрофауністичні рештки різного ступеню збереженості, у п'яти з яких були ідентифіковані ранньокрейдові форми.

З наведеного витікає, що таврійська серія та ряд стратонів, які зазвичай датуються середньою юрою, фактично є істотно молодшими, найбільш імовірно альбськими. Таким чином, найдревнішими відкладами відслоненими у Гірському Криму є пізньоюрські – беріасові карбонатні товщі Кримських яйл. Контакт цих карбонатних товщ з нижньокрейдовими (імовірно альбськими) теригенними відкладами, закартований у ряді відслонень вздовж південного берегу Криму (від мис Айя та мис Сарич на заході до гірських масивів Сокол та Алчак на сході), є тектонічним. Цей контакт представляє собою нормальний скид, підняте крило якого складене верхньоюрськими вапняками, а опущене – нижньокрейдовими утвореннями. У багатьох інших випадках цей контакт відслонений значно гірше через потужні блокові навали, що формуються при руйнуванні товщ, які складають підняте крило скидів.

Валанжин – готеривські товщі. Верстви, що з кутовим неузгодженням перекривають таврійську серію у межиріччі р. Салгір та р. Чорна зазвичай датуються валанжин – готеривом. Ці відклади вивчались у шістнадцяти розрізах. У двох з трьох розрізів на р. Кача біля с. Верхоріччя з цих верств були визначені форамініфери альб-сеноманського віку. У одному з трьох розрізів Петропавлівського кар'єру були встановлені апт-альбські форми. У останньому випадку форми були відмиті з гальки вапняку у товщі конгломератів, які з неузгодженням перекривають відклади таврійської серії і підстеляють мілководні морські вапняки, які відносять до валанжину – готериву.

Отримані дані дають підстави для висновку, що товщі, які безпосередньо перекривають таврійську серію між долинами р. Салгір та р. Бельбек не є валанжин-готеривськими, а молодшими, тобто найбільш імовірно кінця пізнього альбу – сеноману.

Верхній готерив – нижній барем, мазанська світа. Світа складена слабо зцементованими пісковиками та мікроконгломератами річкового та дельтового генезису. У межиріччі р. Бештерек та р. Бурульча, східніше м. Сімферополя, були вивчені тринадцять розрізів. Ні в одному з них мікрофауністичних решток знайдено не було. Польові дослідження, однак, дають підстави інтерпретувати ці відклади як дуже молоді, ймовірно пліоценового віку, і вважати їх фаціальним еквівалентом континентальних відкладів пліоцену, поширених у нижніх течіях р. Булганак та р. Альма. Ранньокрейдові амоніти, морські стеногалінні організми, які завжди слугували аргументом для обґрунтування віку цих річкових відкладів, ніякого відношення до датування континентальних товщ не мають і залягають в цій товщі у перевідкладеному стані.

Середній – верхній міоцен. Товща складена вапнистими пісковиками та органогенно-детритовими вапняками, що з неузгодженням перекривають різновікові утворення від нижньокрейдових біля м. Севастополь до майкопських біля с. Почтове. Товща досліджувалась у п'яти розрізах. Зразки відбирались з самої нижньої частини товщі. У двох розрізах, в яких була знайдена мікрофауна виявлені сарматські форми. Середньоміоценових форм виявлено не було. Додаткові дані дають підстави стверджувати, що вік цієї товщі є ймовірно понтійський.

1. *Дехтярева Л.В., Нероденко В.М., Комарова О.В., Михайлова И.А.* О природе горизонта глыбовых известняков в окресностях г.Симферополя, Изв. АН СССР, сер. геол. №3, с. 64-67 (рос.).

ТОВ «СПК-Геосервіс»,
Київ, Україна
popadyuk123@yandex.ru
stolba@mail.ru
chevska2008@yandex.ru

УДК 551.1/.4. (477.75)

І.В. Попадюк, А.С. Даценко, О.І. Хрящевська, С.М. Стовба

ОСНОВНІ НЕУЗГОДЖЕННЯ У ВІДКЛАДАХ МІОЦЕНУ-ПЛІОЦЕНУ У ЗАХІДНИХ ТА ЦЕНТРАЛЬНИХ ПЕРЕДГІР'ЯХ КРИМУ

На території Кримських передгір'їв міоцен-пліоценові відклади представлені морськими та континентальними товщами, які залягають на різновікових утвореннях мезозою та палеогену (**рис. 1**). Згідно Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 (аркуші Євпаторія та Севастополь, 2006 р., Сімферополь та Ялта, 2008 р.) в межах Кримських передгір'їв міоценові відклади представлені середнім (чокракський, караганський та конкський регіояруси) та верхнім (сарматський, меотичний та понтичний регіояруси) підвідділами, пліоценові – нижнім (кімерійський регіоярус) та верхнім (акчагильський регіоярус) *(Державна... 2006, 2008)*. З метою картування основних неузгоджень компанією «СПК-Геосервіс» були виконані польові дослідження у Кримських передгір'ях від мису Фіолент на заході до басейну ріки Бурульча у центральній частині. Всього було вивчено 33 розрізи міоцен-пліоценових порід, з яких відібрано 34 зразки, з них 24 зразки містили мікрофауністичні рештки. Фауна визначалась к. г. н. Н.А. Трофимович.

Передпізньоміоценове неузгодження. Згідно опублікованих джерел в межах Кримських передгір'їв розріз міоценових порід починається середньоміоценовими морськими піщано-глинистими та карбонатними утвореннями *(Геологія СССР, 1969)*, які вище за розрізом змінюються ідентичними за літологічним складом верхньоміоценовими породами. Міоценова товща досліджувалась у п'яти розрізах західної та центральної частин Кримських гір, де зразки відбиралися з нижньої частини товщі, яка безпосередньо залягає на утвореннях мезозою та палеогену. В розрізі мису Фіолент разом з транзитною фауною форамініфер, були виявлені й сарматські бентосні форми: *Articulina* cf. *problema* B o g d., *Nonion martkobi* (B o g d.), *Varidentella reussi* (B o g d.), які дають підстави стверджувати, що відклади, які відносились до середнього міоцену є молодшими, не древніше ніж пізньоміоценовими (сарматськими).

Передпізньоміоценове неузгодження простежується на всій території західної та центральної частин Кримських гір. Вздовж ареалу поширення відклади верхнього міоцену залягають на різновікових утвореннях від юрських та крейдових (район Севастополя, **рис. 1** та на схід від р. Бурульча, **рис. 2**) до майкопських (межиріччя р. Альма та р. Булганак, **рис. 1,3**).

Передпліоценове неузгодження. В Кримських передгір'ях в межиріччі рік Бельбек та Салгір сарматські утворення перекриваються континентальними утвореннями казанківської товщі меотично-понтичного віку (верхній міоцен). В межиріччі рік Чорна та Булганак сарматські утворення у ряді випадків перекриваються безпосередньо таврською світою пліоцену *(Державна... 2006, 2008)*. Польові дослідження дають підстави стверджувати, що товща континентальних відкладів, які з неузгодженням залягають

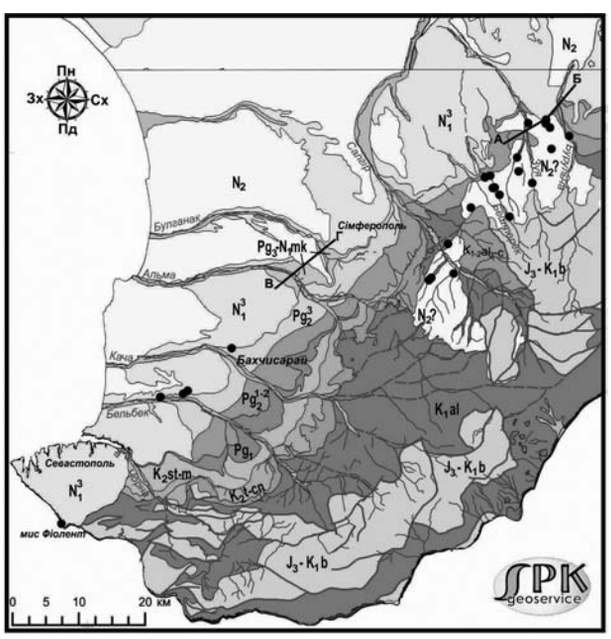


Рисунок 1. Фрагмент геологічної карти Криму *(Popadyuk et al., 2013).* Умовні позначення: J_3-K_1b – верхня юра – нижня крейда, беріас, K_1al – нижня крейда, альб, K_2st-m – верхня крейда, сантон-маастрихт, K_2t-cn – верхня крейда, турон-коньяк, Pg_1 – палеоцен, Pg_2^{1-2} – нижній-середній еоцен, Pg_2^3 – верхній еоцен, Pg^3-N_1mk – олігоцен-нижній міоцен, майкопська серія, N_1^3 – верхній міоцен, N_2 – пліоцен. Положення геологічних розрізів А-Б (див. **рис. 2**) та В-Г (див. **рис. 3**) зазначено на карті чорними лініями. Чорними кружечками показані досліджувані розрізи міоцену-пліоцену.

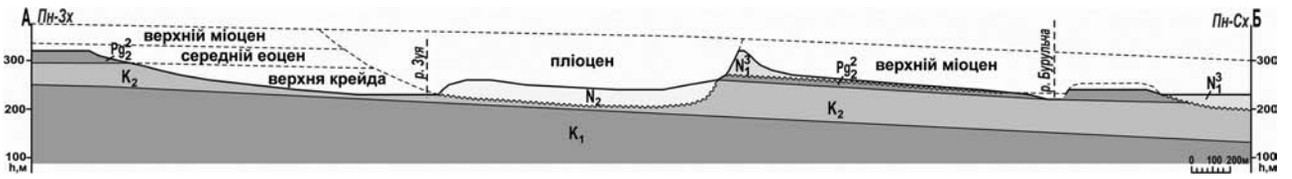


Рисунок 2. Геологічний розріз по лінії А – Б (межиріччя р. Зуя та р. Бурульча), що демонструє залягання пліоценових континентальних відкладів з неузгодженням на верхньокрейдових утвореннях та верхньоміоценових (сарматських) порід на крейдових та палеогенових (середньоеоценових) відкладах *(розташування лінії розрізу та індекси стратонів показані на* ***рис. 1****)*.

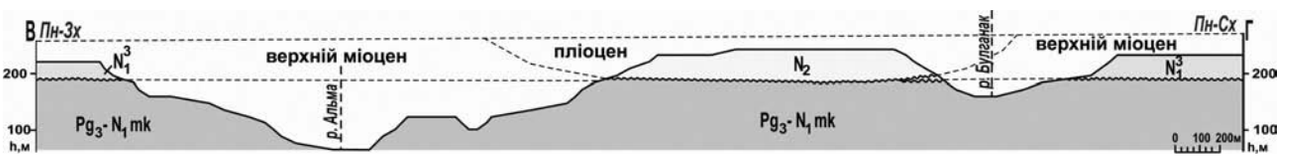


Рисунок 3. Геологічний розріз по лінії В – Г (межиріччя р. Альма та р. Булганак), що демонструє залягання пліоценових відкладів з неузгодженням на сарматських (верхньоміоценових) та майкопських утвореннях та сарматських відкладів на майкопських породах *(розташування лінії розрізу та індекси стратонів показані на* ***рис. 1****)*.

на сарматських або подекуди більш древніх відкладах (**рис. 1,2,3**) формують єдиний комплекс осадових утворень ймовірно пліоценового віку. Ці відклади містять решітки морських організмів перевідкладених з більш древніх товщ морського генезису від крейдових до сарматських і навіть понтичних.

Передпліоценове неузгодження виразно простежується в межиріччі р. Бельбек та р. Бурульча, де пліоценові породи залягають на різновікових утвореннях від мезозойських до сарматських (рис. 1).

1. *Державна* геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Кримська серія. – К.: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.-143 с.
2. *Державна* геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), XXXIV (Севастополь). – Кримська серія. К.: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2006.-175 с.
3. *Popadyuk I.V., Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I.* The new geological map of the Crimea Mountains by SPK-Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea Region. Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea-Caucasus Workshop, 24-25 June 2013, Tbilisi, Georgia, p. 48-50.
4. *Геология* СССР. Том VIII. Крым. Часть I. Геологическое описание/ Ред. М.В. Муратов. М. «Недра», 1969.- с. 575.

ТОВ «СПК-Геосервіс»,
Київ, Україна
popadyuk123@yandex.ru
stolba@mail.ru
chevska2008@yandex.ru
anna-cherno@rambler.ru

УДК 551.782

Ю.В. Попов

ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ САРМАТСКИХ И МЭОТИЧЕСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Средне-верхнемиоценовые толщи чехла Ростовского свода Восточно-Европейской платформы, развитые вдоль северного побережья Таганрогского залива и правобережья низовьев Дона, отражают влияние эвстатических и тектонических факторов на осадконакопление на северном шельфе Восточного Паратетиса.

Среди многочисленных неогеновых трансгрессий здесь наиболее масштабными являлись трансгрессии среднего сармата и понта.

Кратковременная трансгрессия среднего сармата (сопоставляемая с эвстатическим подъёмом уровня океана ТВ 2.2.6 (по Haq et al.,1987)), обусловившая развитие мелководно-морских осадков на значительной площади (вплоть до перекрытия карбоновых пород Донбасса и допалеозойских пород Украинского щита), протекала на фоне прогибания юго-восточной части Азово-Кубанской депрессии, в которое вовлеклась и зона Азовской антеклизы Ростовского свода. Смена базиса эрозии определена интенсивный размыв палеогеновых и меловых толщ, приведший к смене глинистой толщи нижнего - низов среднего сармата (черные горизонтальнослоистые глины опесчанненные по плоскостям напластования, с содержанием Сорг. 2,8-5,5%) песчаной толщей постепенно сменяющейся толщей мелководных известняков с линзами и прослоями карбонатных глин.

Моделирование формы поверхности среднесарматского подъяруса на основании данных бурения выявляет в полосе п.Чалтырь – п.Самбек наличие серии небольших по площади брахиморфных складок СВ простирания с амплитудой до 25 м (рисунок 1-Б), отражающих деформации конца сарматского века. В центральной зоне поднятия в ядре складки (у за-

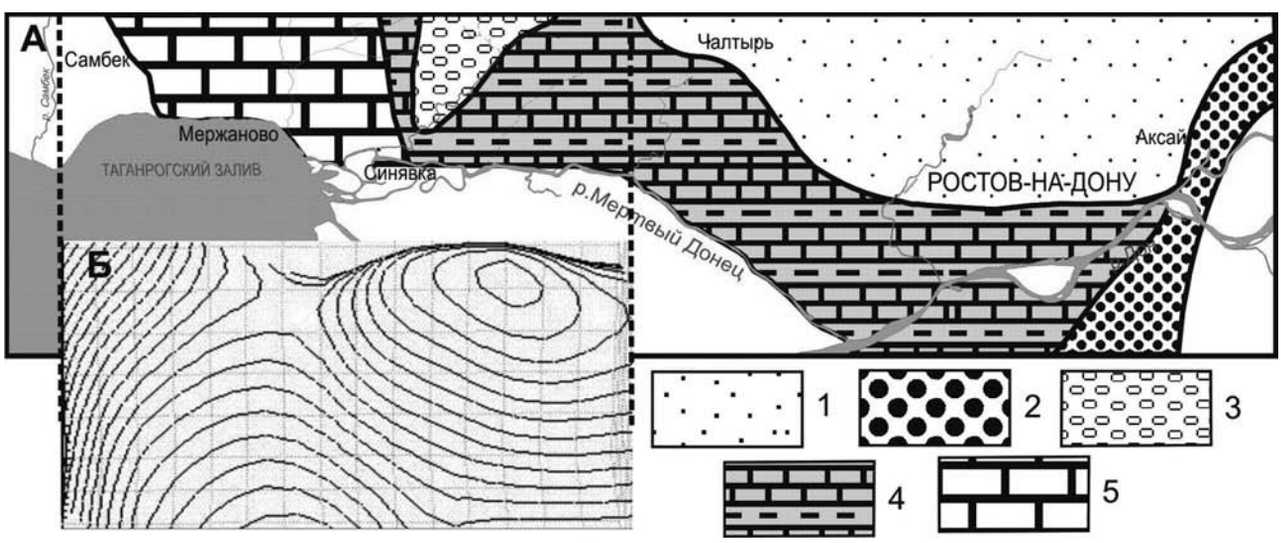


Рисунок 1 – Литофации мэотических отложений (А) и их связь с формой кровли среднесарматского подъяруса (Б). Условные обозначения: 1- аллювиальные накопления мелких рек; 2 - аллювиальные косослоистые пески яновской свиты; 3 – конгломераты; 4 - глинисто-песчанисто-известняковая литофация зоны неустойчивого прибрежного осадконакопления; 5 – литофация мелководных известняков-ракушечников.

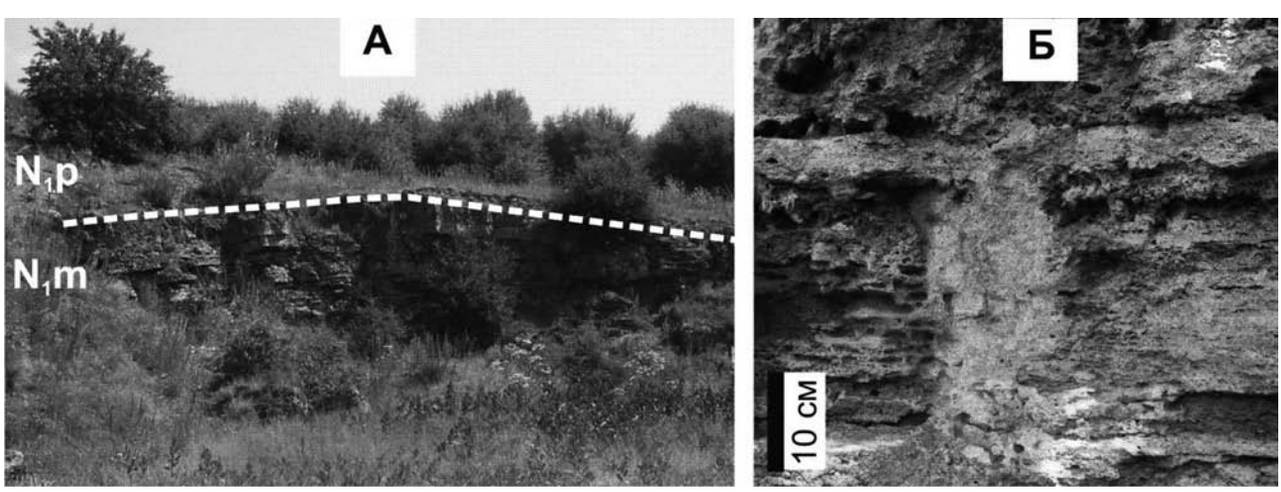


Рисунок 2 – Признаки тектонических деформаций в мэотических породах: А – пологая складка в мэотических породах (близ п.Синявка); Б – конседиментационная трещина в тоще мэотических известняков (близ п. Мержаново).

падной окраины п.Чалтырь) мэотические отложения трансгрессивно залегают на глинах низов среднего сармата; на западном (г.Ростов-на-Дону) и восточном (п.Самбек) флагах поднятия сохранились от размыва верхнесарматские отложения. Комплекс последних, с несогласием (южнее выраженном и в формировании эрозионных врезов) залегающих на среднем сармате, представлен терригенно-глинисто-карбонатными мелководными отложениями опресненного бассейна.

Начало мэотиса ознаменовано значительным падением уровня моря, сопровождавшимся формированием сети эрозионных врезов вдоль всего северного побережья бассейна. Последовавшая трансгрессия мэотического века не привела к нивелированию палеорельефа, что отразилось в быстрой литофациальной изменчивости отложений (рисунок 1-А). К востоку от балки Большой Лог развиты аллювиальные пески яновской свиты верхнего сармата – мэотиса, западнее сменяющиеся глинисто-песчанисто-известняковой литофацией зоны неустойчивого прибрежного осадконакопления (с постоянным присутствием признаков конседиментационных размывов), совпадающей с наиболее высоким положением подошвы. Ядро отмеченной выше складки с северо-запада обрамляется участком развития довольно мощной толщи конгломератов и мелководных известняков с галечным материалом (образованной за счет размытия карбонатных отложений среднего-верхнего сармата). Область с наиболее глубоким положением подошвы соответствует известняковой литофации, в пределах которой развиты типичные для Приазовья желтые плитчатые конгериевые известняки, содержащие гальки сарматских пород. К северу от области развития морских отложений мэотиса между кровлей сармата и понтом развиты пески, характеризующиеся слабой окатанностью зерен, присутствием костей рыб и крупных позвоночных, рассматриваемые как аллювиальные накопления мелких рек, впадающих с севера в мэотический бассейн. Нарастание глубоководности отложений и положение подошвы отражает конседиментационное углубление бассейна осадконакопления в юго-западном направлении. Завершение мэотического цикла осадконакопления и обмеление бассейна (отражённое в присутствии в верхах разреза линз зеленоватых карбонатных глин озерно-лиманного происхождения) сопровождалось формированием небольших пологих складок, указывающих на еще один импульс позднеальпийских деформаций. Так, в карьере близ п.Синявка в мэотических конгломератах прослеживается небольшая пологая складка СВ простирания (рисунок 2-А), облекаемая трансгрессивно залегающими понтическими отложениями,. При этом падение кровли мэотиса и перекрывающих понтических отложений указывают на продолжившееся прогибание юго-западной части бассейна осадконакопления.

Таким образом, формирование средне-позднемоценового комплекса осадков северо-восточного Приазовья происходило в условиях тектонического режима, определяемого, с одной стороны, общим погружением северного крыла Азово-Кубанской депрессии, с другой, - конседиментационными деформациями миоценового комплекса осадочного чехла, заключенного между Донбассом и Кавказским орогеном, вязанными горизонтальным сжатием. Связанное со сжатием воздымание северной периферии позднемиоценового бассейна предопределило слабую выраженность позднесарматской и мэотической трансгрессий на этой территории и литофациальную изменчивость накапливающихся отложений, наследующую палеотектонический рельеф.

Южный федеральный университет,
Ростов-на-Дону, Россия
popov@sfedu.ru

УДК 551.782

Н.М. Попова, Ю.В. Попов

ЗНАЧИМОСТЬ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ В НАУЧНОЙ И НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ СФЕРЕ

Комплекс средне-верхнемиоценовых морских и континентальных пород в полосе р.Крынка за западе – р.Аксай на востоке, обнаженных вдоль побережья Таганрогского залива и по впадающим в него долинам и балкам, сочетает ряд особенностей, позволяющих рассматривать эту небольшую по площади территорию как интереснейший геологический полигон. При этом, выразительность литологических, палеонтологических и фациальных особенностей позволяет

эффективно вовлекать геологические объекты в научно-образовательную сферу.

Разрез отражает развитие северной части шельфа Восточного Паратетиса на участке, заключенном между тектонически активными структурами Азово-Кубанской впадины и Донбасса. Разрез морских отложений карагана – понта содержит многочисленные перерывы разного порядка, в формировании которых, судя по дислоцированности толщ и их литофациальной изменчивости, значение имели как эвстические, так и тектонические факторы [8]. Наиболее значительные трансгрессии на этой территории связаны со средним сарматом (в ходе которой имели место ингрессии по крупным речным долинам) и ранним понтом.

В бассейне р.Крынка в прибрежно-морских глинистых отложениях верхов конкского горизонта, вложенных в эрозионный врез на поверхности эоценовых отложений, А.А. Снятковым в 1912 г. и позднее А.Н. Криштафовичем [6] описано месторождение растительных остатков (более 100 видов). Флора Крынки является эталонной для конца среднего миоцена Украины и европейской части России [6], а само месторождение относится к рангу уникальных геологических объектов [5]. Вышележащие морские сарматские – понтические отложения характеризуются комплексами моллюсков, отражающими вариации экологических параметров бассейна Восточного Паратетиса [3 и др.]. Будучи связанными с обстановкой периферической части шельфа, они особенно выразительно подчеркивают изменения условий (в первую очередь степень опреснения данной части бассейна). В нижнем-среднем сармате в изобилии встречаются моллюски (преимущественно морские эвригалинные представители): только с в среднем сармате этой территории известно не менее 35 видов, принадлежащим 13 родам (при этом 2 вида - *Tapes kobiakovi* Bog., *T. aksajicus* Bog. - описаны В.В. Богачёвым в сборах из обнажений у балки Кобякова). Комплексы верхнего сармата и меотиса характеризуются такосномической бедностью, связанной с резким опреснением бассейнов на этих этапах: в верхнем сармате известны лишь 3 вида мактр; в моэтисе – представители 9 родов, при резком преобладании конгерий в верхах разреза. Толща понтических известняков-ракушечников отражает последнюю крупную трансгрессию, она распространяется до Главной антиклинали Донбасса и юго-восточной части Ергией. Состав моллюсков довольно разнообразен (описано не менее 20 видов, относимых к 13 родам), указывает на опресненный характер бассейна. Примечательно присутствие обломков каменноугольных пород среди известняков, рассматриваемых как результат разноса плавучими льдами.

Представительны и информативны и аллювиальные отложения. Аллювий ведерниковских слоев правобережья Дона, врезанных в харьковские и постепенно переходящих в среднесарматские морские отложения, связан с раннесарматским руслом Палео-Дона . Яновские слои, развитые между Ростов-на-Дону и Новочеркасском, залегают на харьковских и нижнесарматских отложениях, перекрываются понтическими известняками (прилегая по б.Большой Лог к среднесарматским морским осадкам); рассматриваются как дельтовые отложения позднего сармата – мэотиса речной системы Палео-Донца. В верхней части речных песков В.В. Богачевым обнаружены кости сома, судака, хоботных *Mastodon borsoni* Hays, *M*. cf. *tapiroides* Cuv., (определение В.А. Хоменко) [2]. Акчагыльские хапровские слои развитые на правобережье Дона и вдоль северного побережья Таганрогского залива (стратотип у ст.Хапры) залегают на сарматских или мэотических породах, перекрываются скифскими глинами эоплейстоцена; в парастратотипическим разрезе у ст.Морская они залегают на палюдиновых слоях (плотные глины с раковинами палюдин, позвонками рыб, обломками костей и панцирей черепах) [7] Отложения несомненно интересны как отражающие полный эрозионный цикл и содержащие известный хапровский комплекс млекопитающих (включающий 79 таксонов позвоночных, из которых 33 - крупные млекопитающие). Низы аллювиальной толщи выделены Л.П. Александровой [4] в белогорский горизонт (с нижнеливенцовским комплексом мелких млекопитающих, соотносимых с нижнем виллафранком), вышележащие хорошо отсортированные пески с хапровским комплексом млекопитающих – ростовский горизонт (средний виллафранк), венчающие комплекс переслаивающиеся с глинами пески – в новочеркасский горизонт (со средневиллафранким комплексом мелких млекопитающих). Результаты спорово-пыльцевых исследований указывают на формирование хапровских отложений в степном ландшафте, сменяющемся к концу цикла лесостепным [4].

Наряду со значимостью для интерпретации геологической истории, выразительность признаков, проявленных на небольшой по площади территории (а иногда и в одном обнажении), делает легкодоступные обнажения описываемого района привлекательными для научно-образовательной сферы и активно формирующегося научно-образовательного туризма. Заключение это не ново, уже в начале XX столетия практические шаги в популяризации геологических краеведческих

знаний предпринял В.В. Богачев, издавший «Путеводитель для геологических экскурсий…» [1] и составивший обширный (380 работ) библиографический каталог по геологии Донского края. Это направление было продолжено Краевым Бюро Краеведения, возглавляемым с момента создания до 1926 г. профессором минералогии и петрографии П.И. Лебедевым, под руководством которого 1920-26 г. был совершён ряд геологических экскурсий. После отъезда П.И. Лебедева и репрессированного в 1943 г. В.В. Богачева развитие этого направления практически прервалось. Главной причиной, пожалуй, послужило, отсутствие квалифицированно и доступно изложенной информации о привлекательности геологических объектов (адаптированной для неспециалистов). Изданные за последующие десятилетия многочисленные научно-популярные издания носят обзорный справочный характер, не акцентируя внимания на конкретных объектах, их интерпретации, возможности эффективного включения в экологические (образовательные) программы.

1. *Богачев В., Шишкина А.* Путеводитель для геологических экскурсий в землях Всевеликого Войска Донского. Окрестности г.Ростова-на-Дону. - Новочеркасск: Типография Управления Артиллерии Всевеликого Войска Донского, 1919.
2. *Богачев В.В.* Обнажение неогеновых отложений в г.Новочеркасске // Изв. геол. ком., т. 21, 1902.
3. *Гончарова И.А., Щербина И.Г.* Паратенис в конце раннего-среднем миоцене и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т.5, №3. С.102-107.
4. *Иосифова Ю.И.* Объяснительная записка к схеме расчленения неогеновых отложений, 1993
5. *Карпунин А.М., Мамонов С.В., Мироненко О.А., Соколов А.Р.* Геологические памятники природы России: К 300-летию горно-геол. службы России (1700-2000). - СПб.: 1998. 200 с
6. *Криштофович А.Н., Байковская Т.Н.* Сарматская флора Крынки. М.; Л., 1965. 134 с.
7. *Попов Г.И.* О соотношении континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока Европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода // О границе между четвертичным (антропогеновым) и неогеновым периодами. Труды комиссии по изуч. четвертич. периода, Т.XX,1962.
8. *Попов Ю.В.* Строение, состав и литофациальные особенности сарматских и мэотических толщ Северо-Восточного Приазовья как индикаторы палеотектонического режима // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Том I. , Санкт-Петербург, 2012. С. 78-80.

Южный федеральный университет,
Ростов-на-Дону, Россия
popov@sfedu.ru

УДК 563.6.001.33

Л.В. Попова, А.Д. Салміна

ТРОФІЧНА СТРУКТУРА КОНСОРЦІЇ *TOXASTER RETUSUS* (ECHINOIDEA, SPATANGOIDA, РАННІЙ ГОТЕРИВ, КРИМ): ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ ЕКОЛОГІЇ УГРУПОВАНЬ ДО ФАЦІАЛЬНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ

Одним з найбільш чутливих методів реконструкції фаціальних умов в осадових басейнах є палеоекологічні дослідження. Внаслідок доброї розробленості логіко-математичного апарату, екологія на сьогоднішній день є, очевидно, найбільш точною серед природничих наук (після фізики і хімії). Виведено чіткі закономірності розвитку і функціонування живих систем, як в якісній, так і в математичній формі, розроблені методи оцінки благополуччя цих систем і якості середовища. Цей методичний доробок був би надзвичайно доречним для вирішення цілого ряду важливих питань: з'ясування режиму седиментації в басейні, фіксації коливань концентрації кисню, оцінки чистої продукції угруповання (а всі ці характеристики – ознаки потенційно нафтоматеринських верств), тощо. Однак, пряме застосування цих методів до палеоугруповань неможливе без урахування впливу тафономії та фактору геологічного часу. Далеко не всяка вибірка викопного матеріалу заслуговує статусу палеопопуляції, і не будь який шар з викопними рештками – статусу палеоугруповання. Найбільш придатні для застосування методів еко-

логії угруповань первинні тафоценози (захоронення решток на місці проживання організмів, без перевідкладення), при цьому найбільш чітко відповідають за складом прижиттєвому угрупованню тафоценози інфауни.

Саме такий випадок представляє собою тафоценоз верхньої частини розрізу Первомайського кар'єру, розташованого в 5 км на південний захід від с. Трудолюбівка, Бахчисарайський р-н, АР Крим. Тут на виступі діоритів Первомайського інтрузиву в ранньому готериві (зони Leopoldia leopoldina-Crioceratites loryi) існувала рифова споруда. Пізніше вона була перекрита породами т.з. другого циклолітесового рівня щільних карбонатних пісковиків, сформованих одиночними склерактиніями Cunnolites intumescens, що перешаровуються з пухкими пісковиками (зона Lytoceras nodosoplicatum) (Є. Ю. Барабошкін, 1997).

Профіль через вскришу кар'єру показано на рис. 1. Поверхня вскриші кар'єру представляє собою свого роду штучні мікрокуести, і багатий палеонтологічний матеріал, зібраний між ними, має чітку пошарову прив'язку. Збереженість матеріалу прекрасна і для ділянок пісків I-II ніяких свідчень перенесення чи сортування матеріалу немає. Особливо численними в пухких пісковиках є рештки морських їжаків *Toxaster retusus*.

«Циклолітесові» вапняки також формувалися в спокійних і мілководних умовах, до того ж, очевидно, з дуже низькою кількістю теригенного матеріалу, що надходила в басейн. Вгору по розрізу кількість піщаного матеріалу в вапнякових прошарках зростає («піскуваті вапняки» рис. 1); серед фауни домінують устриці і тригонії. Безсумнівні свідчення активної гідродинаміки з'являються тільки для верхнього прошарку пісків (ділянка III). Тут панцири токсастерів (які для всіх прошарків пісків є найбільш звичайним типом решток) іноді зустрічаються у вигляді свого роду брекчії, зцементовані разом по декілька штук.

При цьому спостерігається певна типологія пошкоджень панцира, яку ми, користуючись актуалістичними даними по сучасним спатангоїдам *Meoma ventricosa* (Chesher R, 1969), визначили як результат мисливської діяльності різних хижаків. Весь спектр таких типів пошкоджень відповідає консорції інфаунних і епіфаунних хижаків, пов'язаних з видом *Toxaster retusus*, а зміни частоти трапляння пошкоджень кожного типу в послідовних в часі популяціях (I, II, III) характеризують динаміку трофічної структури даного угруповання в часі.

На матеріалі з Первомайського кар'єру у токсастерів виділяються такі типи прижиттєвих пошкоджень: 1) «риюче ракоподібне»: невеликий (менше 5 мм), часто трикутний отвір в поблизу амбітуса, часто в задній частині панцира. 2) «Natica» - сліди свердління хижих натікоїдних гастропод – їх рештки досить звичайні в відкладах готериву Первомайського кар'єру. 3) «краб» - панцир, відкритий згори як консервна бляшанка; «склерофаг» - панцир, розтрощений на шматки. Серед цих типів трофічних взаємодій тільки «риюче ракоподібне» не спостерігалося Chesher R. (1969). В якості «склерофага» в його роботі виступала черепаха, але в нижній крейді це могла бути і інша морська рептилія.

Щодо «риючого ракоподібного», то його існуванні в складі даної фауни підтверджують сліди риття в товщі пісків і трикутна форма пошкоджень. А саме, чотири щелепи членистоногого наносили удар практично в одну точку (така мисливська стратегія можлива тільки в товщі осаду, де жертва зафіксована стінками нірки) – дві максілли разом – згори, а дві мандібули – знизу і з боків.

Також довелося виділити категорії «атипове пошкодження» – вірогідно посмертне руйнування панцира за відсутності слідів типових прижиттєвих пошкоджень і «ненасильницька смерть» – панцир без пошкоджень. Не зважаючи на те, що ці дві категорії не пов'язані з хижацтвом, вони несуть важливу інформацію про трофічну структуру угруповання. Частота особин, яких жоден хижак **не** з'їв; або вірогідність ненасильницької загибелі особин, в умовах деградації угруповання безсумнівно має зростати

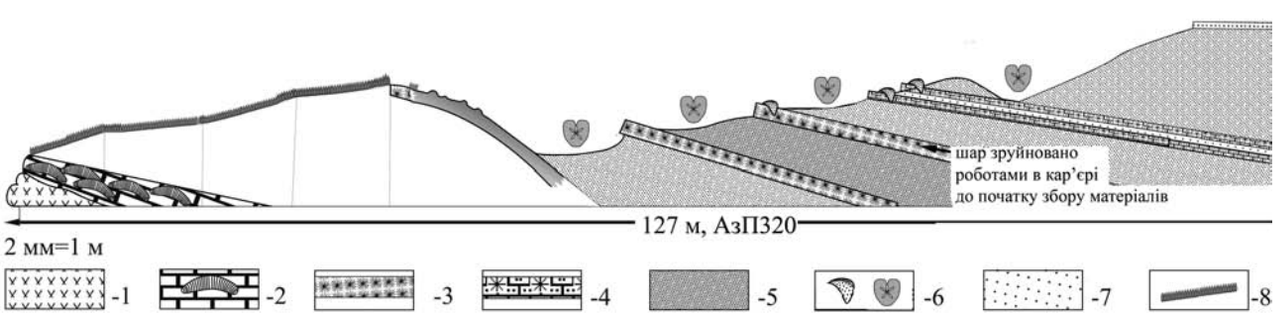


Рис. 7. Профіль через вскришу Первомайського кар'єру
1- діорити; 2-вапняки з колоніальними склерактиніями, 3-5 «циклолітесові» верстви, 3- вапняки, 4 – вапняки піскуваті; 5-пісковики слабкозцементовані, 6- фауна; 7 –пісковики зовнішньошельфові, 8 -задерновані поверхні

(для прикладу згадаємо «рибні горизонти» олігоцену Карпат). Порушення трофічної структури угруповання або принаймні значної її зміни можна було очікувати і в даному випадку, з цілого ряду причин. Це і прогресуюче обміління палеобасейну (Барабошкін,1997), і велика кількість теригенного матеріалу, що поступала в басейн (Бугрова, 2006) і очевидний зв'язок даного угрупування з склерактинієвими рифами (а вони з тою ж очевидністю, на даній території деградують). Цьому мало б відповідати зростання частоти ненасильницької смерті.

Однак, результати міжвибіркового порівняння трофічної структури не підтверджують цієї гіпотези (табл. 1). Не виявляються також і будь-які сталі в часі тенденції: скоріше, динаміка трофічної структури має коливальний характер: Вибірка II демонструє достовірні відміни від вихідного стану, а вибірка III до певної міри знову повертається до нього. Але в цілому зміни трофічної структури в угрупованнях I-III складають достовірну, цілісну і переконливу картину, відображаючи зменшення впливу інфаунних хижаків на популяції токсастера і зростання ролі епіфаунних («краб», «склерофаг»). Це можна пояснити дефіцитом кисню в середовищі. Очевидно, як і сучасні спатангоїди, токсастери, внаслідок низької ефективності своєї дихальної системи, при зниженні концентрації кисню, яка в товщі грунту була особливо відчутна, мали з'являтися на поверхні, де і ставали жертвами епіфаунних хижаків.

Найбільш економне пояснення таких змін кисневого режиму – зміна рифових фацій (від захищених умов міжбіогермної западини з постачанням кисню в значній мірі за рахунок коралово-зооксантелового угруповання (під час існування угруповання I) до умов відкритого шельфу (угруповання III).

Київський національний університет
імені Тараса Шекченка
popovalv@mail.ru

Таблиця 1. Результати попарного міжвибіркового t-тесту: достовірність відмін (*p*) між середніми значеннями впливу певного хижака на популяцію *T. retusus* (достовірні відміни виділені)

Причина загибелі особини *Toxaster retusus*:	вибірка I; n=25	вибірка II; n=32	Порівняння між вибірками I-II	вибірка II; n=32	вибірка III; n=52	Порівняння між вибірками II-III	Порівняння між вибірками I-III
	Середнє	Середнє	*p*	Середнє	Середнє	*p*	*p*
«атипове пошкодження»	0,36	0,31	0,71	0,31	0,42	0,32	0,60
«риюче ракоподібне»	0,16	0,00	0,01	0,00	0,07	0,12	0,18
«Natica»	0,040	0,03	0,86	0,03	0,02	0,73	0,60
«краб»	0,00	0,14	0,04	0,14	0,06	0,19	0,23
склерофаг	0,04	0,06	0,71	0,06	0,10	0,59	0,40
«ненасильницька смерть»	0,32	0,44	0,71	0,44	0,33	0,31	0,95

УДК 55(234.853)

В.Н. Пучков, А.А. Краснобаев, Н.Д. Сергеева

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТОТИПА РИФЕЯ УРАЛА И ВОСТОЧНЫХ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Башкирский антиклинорий (БМА) Южного Урала и глубокие докембрийские авлакогены Волго-Уральской области (Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский) были некогда частями единого бассейна, в дальнейшем (в венде и позднем палеозое) испытавшего складчатость в его восточной части. Поэтому, несмотря на определённые различия в строении разрезов и самостоятельность их посвитного и серийного расчленения, успехи в изучении БМА не могут не сказаться на стратиграфии рифея авлакогенов, и наоборот: сопоставление данных по глубоким скважинам платформы проливают дополнительный свет на особенности стратиграфии рифея Урала.

Верхнепротерозойские отложения БМА, относимые к рифею и венду Общей Стратиграфической Шкалы (ОСШ) России [4], представлены мощной (до 15 км) толщей терригенных и карбонатных пород, сравнительно слабо метаморфизованных и характеризующихся грубой ритмичностью и повторяемостью литотипов, от конгломератов, песчаников и сланцев до мергелей, доломитов и чистых известняков со строматолитами. На фоне преобладающих осадочных пород, наблюдаются вулканические излияния. В

течение длительного времени, разрез рифея делился на три серии (Бурзянская, Юрматинская и Каратавская), отвечавшие нижнему, среднему и верхнему отделам. Эти отложения, вместе с перекрывающим их вендом, по возрасту примерно отвечают Мезо- и Неопротерозою Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [6].

Уточнение абсолютного возраста стратиграфических подразделений всегда считалось приоритетной задачей стратиграфии стратотипического разреза рифея, однако лишь в последние годы, благодаря развитию аналитических методов, удалось достигнуть существенного прогресса по сравнению с результатами, полученными 20 25 лет тому назад. Новые, уточненные датировки были получены для вулканических пород, развитых на трех уровнях разреза БМА. Лавовые потоки, отличающиеся низкой степенью вторичных изменений, известны в навышской подсвите айской свиты нижнего рифея, в машакской свите низов среднего рифея и в аршинской серии терминального рифея.

По данным предыдущих исследований, возраст вулканитов навышского комплекса был принят на уровне 1615±45 млн. лет [4]. В 2011 г. из пробы трахибазальта, взятой вблизи основания разреза навышских вулканитов юго-восточнее д. Аршинка, на западном крыле Тараташского поднятия выделены цирконы, отличавшиеся хорошей сохранностью. Полученное для них значение 1752±11 млн. лет (SHRIMP, ВСЕГЕИ) отвечает возрасту вулканитов и приближается к возрасту нижней границы рифея [2].

Возраст машакской свиты (низы среднего рифея), преставленной контрастным риолит-базальтовым комплексом и терригенными отложениями, в течение длительного времени принимался как 1348±30 млн. лет [4]. В 2008 г. по двум образцам цирконов U-Pb методом CA-IDTIMS в Университете Бойси (США) были получены датировки 1381.1±0.7 млн. лет (средневзвешенная 207Pb/206Pb дата) и 1380.2±0.5 млн. лет (средневзвешенная 206Pb/238U дата). Новая серия определений цирконов из риолитов машакской свиты была сделана U-Pb методом (SHRIMP, ВСЕГЕИ). Средневзвешенная датировка вулканитов по четырем пробам составила 1383±3 млн. лет. Две пробы цирконов из риолитов были посланы на SHRIMP в Австралию (одна новая и одна – контрольная); обе дали практически идентичный результат: 1386±5 и 1386±6 млн. лет. Поскольку пробы находятся в 300-400 м выше основания юрматиния, нами предлагается принять возраст основания среднего рифея около 1400 млн. лет [5].

Аршинская серия развита на восточном крыле БМА в районе Тирлянской мульды и перекрывает Каратавскую серию с размывом. Это мощная (до 1.5 км) толща терригенных отложений, включающая тиллитовидные конгломераты. В средней части толщи значительное место занимают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (игонинская свита). До недавнего времени аршинская толща рассматривалась как свита и относилась к нижнему венду [4]. Нами она была переведена в ранг серии, подразделённой на 4 свиты. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило придти к выводу о полихронности аршинского вулканизма: о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707.0±2.3 млн. лет и 732.1±1.7 млн. лет (SHRIMP, ВСЕГЕИ). Ещё более древние возраста получены по единичным цирконам из аршинской серии методом IDTIMS (изотопная лаборатория ИГ КНЦ РАН, Апатиты): 755 и 745 млн лет. Все эти датировки значительно древнее всех разумных оценок нижней границы венда. В связи с этим, нами предлагается выделять терминальный рифей – Аршиний (RF_4) [2].

Верхнепротерозойские отложения Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов, примыкающих к БМА, вскрыты глубокими скважинами, и включают достоверно установленные нижне-, средне- и верхнерифейские толщи, которые, соответственно, носят названия Кырпинской, Серафимовской и Абдулинской серий (сохраняется естественная трехчленность основной части рифейского разреза). Серии разделены на свиты, в основном сопоставимые со свитами рифея Урала. Аналоги терминального рифея и верхних свит верхнего рифея Урала под залегающими с несогласием прислонения вендскими отложениями здесь не выделяются, вследствие более глубокой эрозии. Мощность рифейских отложений на платформе достигает 10 км; по литологии это те же породы, что и на Урале, однако разрезы отличаются от уральских несколько меньшей мощностью, характером чередования литологических разностей, цветом, типами слоистости, текстурами, минералогическими особенностями и др.[1]. Стратиграфические схемы платформенных отложений были приняты в качестве Унифицированных в 2000 г на Уфимском совещании [3]. Новые датировки стратиграфических рубежей рифея, полученные на БМА, должны быть использованы и при характеристике авлакогенной схемы.

Из глубоких (св. 5000 м) скважин в ближнем Предуралье наибольшее значение для построения сводного разреза рифея (от верхов нижнего вверх) имеют 62 Кабаковская, 1 Восточно-Аскинская, 1 Кипчакская и 4 Аслыкульская. Из скважин, вскрывших разрез рифея на БМА, особое место занимает 1 Кулгунинская, заложенная в краевой, западной части БМА и остановленная на глубине 5154 м. Это

единственная глубокая скважина, пробуренная на Южном Урале. Исследователи, которые дали первое, «классическое» описание этой скважины, были поставлены в тупик отличиями её разреза от разрезов осевой части БМА: традиционный, «уральский» тип разреза присутствовал только в верхнерифейской части. Авторам пришлось выделить здесь, наряду с традиционными, новые свиты: нижнерифейскую старосаитовскую и среднерифейскую кулгунинскую. Однако позднее, комплексное изучение старых и вновь пробуренных скважин и сравнение их с разрезом 1 Кулгунинской привело к выводу, что для стратиграфии нижнего и среднего рифея здесь не годится «уральская» схема, и следует использовать «платформенную»[1]. Совмещение «уральской и «платформенной» схем в расчленении одной скважины не является чем-то экстраординарным: как уже отмечалось, бассейн был единым, и миграция фаций в его пределах была вполне естественной. Восточные фации стали «уральскими» только в результате позднейшей, наложенной складчатости.

1. *Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д.* Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2011, 59 с.
2. *Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.* Новое в стратиграфии стратотипического разреза Рифея. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийское совещание / В.А. Захаров (отв. ред.). Москва:ГИН РАН, 2013. С. 70-72
3. *Стратиграфическая* схема рифейских и вендских отложений ВУО/В.И.Козлов и др. Уфа, ИГУНЦ РАН, 2000.
4. *Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: МСК России, 1993.
5. *Puchkov V.N. , Bogdanova S.V., Ernst R.,* Soderlund U. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos, 174 (2013) 109–124
6. *The Geologic* Time Scale 2012 / Eds. Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, Amsterdam, 2012. 1307 pp.

Институт геологии
Уфимского научного центра РАН,
Уфа, Россия
puchkv@ufaras.ru

УДК 559.(551.782)

Л.И. Рековец[1], Л.П. Дема[2]

УЛЬТРАСТРУКТУРА ЭМАЛИ ЗУБОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ (MAMMALIA) – ВОЗМОЖНЫЙ КРИТЕРИЙ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ

В XX веке поочередно появлялись публикации о ультраструктуре эмали резцов и коренных зубов как современных, так и вымерших видов млекопитающих (Shoabusawa, 1952, Wahlert, 1968, Flynn, 1977,Koenigswald, 1980, Martin, 1993, Kalthoff, 2000 идр.).Полученные данные позволили не только охарактеризовать структуру и эволюцию эмали у различных таксонов в тесной взаимосвязи с функцией, но и показать ее значение для таксономии и систематики, что послужило дополнительным критерием для обоснования и построения филогенетических схем (Koenigswald, и др. 1984, 1997). Наиболее изученными группами по ультраструктуре эмали оказались вымершие и современные виды полевковых (Arvicolidae), хомякообразных (Cricetidae),бобровых (Castoridae), зайцеобразных (Lagomorpha),рукокрылых (Chiroptera), атакжехищные (Carnivora), многие виды копытных и представители экзотической фауны. Установлено, что эмаль зубов имеет в основном трехслойную структуру (ламеллярный и тангенциальный), а основу ее составляет радиальный слой. Структура каждого слоя состоит из призм, уложенных на непризматической матрице ИПМ (IPM) (Koenigswald, 1980). Особенности взаимного расположения призм и матрицы (линейное, сетчатое, переплетенное, наклоненное) свидетельствуют об уровнях эволюционной продвинутости слоев (прогрессивный и примитивный типы), о характере адаптаций, о роли эмали как единой функциональной структуры, а также о таксономической значимости этого признака. Однако, анализ структур эмали с позиций определения геологического возраста остатковдо этого времени не проводился, а использование этого признака как возможного критерия для целей преимущественно дробной биостратиграфии в этой работе обосновывается и предлагается впервые.

Выявленные предыдущими авторами и нашими исследованиями особенности ультраструктуры эмали, с точки зрения эволюции таксонов, следует рассматривать как результат их адаптациогенеза, направленного на совершенствование механизма перетирания в основ-

ном растительной пищи в условиях устойчивой тенденции к аридизации климата. Отразилось это на процессе направленного морфогенеза в сторону появления в эволюции все более сложной структуры – ламеллярной эмали(HSB-uniserial) со значительным переплетением ее структурных и неструктурных элементов. Как-правило, появление того или иного слоя эмали и сложность или прогрессивность его структуры не столь четко соподчинено со стратиграфическими уровнями, а больше связано с определенными таксонами и их филогенетическими линиями. Последнее очень хорошо доказано нашими исследованиями на коренных зубах слепышовых (Spalacidae), когда представители рода *Anomalomys* из местонахождений позднего миоцена (MN 9) Украины имеют заметно более сложную (прогрессивную) структуру мали в сравнении с более поздними (плиоценовыми), а особенно современными группами слепышовых. Но это скорее всего исключение, основанное на непрямых филогенетических связях этих групп. Как правило, эволюция слоев эмали связана с геологическим временем. Древним формам (миоцен) свойствен простой тип ультраструктуры эмали (радиальный и тангенциальный), а более поздним (постмиоценовым) – прогрессивный (ламеллярный)тип. Такое положение очень хорошо обоснованно-пока только на примере зубов вымерших видов отряда грызунов (Rodentia), особенно семейств Arvicolidaei Cricetidae.Кроме основных слоев (радиальный, тангенциальный и ламеллярный), установлено также наличие дополнительных типов (слоев) эмали, например, HSB слой в различной модификации в зависимости от таксонов, леммингoвая эмаль, апризматическая эмаль, нерегулярная эмаль, плекс(plex) эмаль и др.(Koenigswald,1980, 1999). Для некоторых таксонов несвойственны пределенные слои как, например, отсутствие тангенциального слоя в трибе Lagurini или ламеллярного слоя во многих таксонов. По нашим данным, такие особенности свойственны не только различным таксонам, но и отдельным зубам (например,предкоренные или коренныез убы, ирезцы) или даже определенным морфологическим частям одного и того же зуба, например кониды у Arvicolidae, флексии и фоссеты у Castoridae и Spalacidae. У вышеназванных и других таксонов мелких млекопитающих основные положения эволюционной морфологии В.О. Ковалевского находят свое подтверждение у функционально наиболее важных признаках (зубах и их составных) и являются показателями не только уровней еволюционной продвинутости групп, следовательно их стратиграфической приуроченности, но и палеоэкологических условий их становления в процессе эволюции. Кристаллическая структура (hydroxyapatite crystallites) эмали зубов и ее призмы хотя и имеют неорганическую природу, однако в онтогенезе подчинены закономерностям развития организма как целостной структуры для которой свойственны процессы филогенетического усложнения ее отдельных частей, включая эмаль. Порой такое усложнение структуры зубов есть неадекватным или соответствующим функциональной морфологии и эволюционной таксономии групп, как например, у представителей трибы лагурини.Как признак, толщина каждого слоя эмали – показатель очень вариабельный так как и границы между слоями. Чаще всего такие границы есть размыты и нечеткие, особенно для радиального слоя, а наиболее хорошо обособленным всегда есть ламеллярный слой, имеющий весьма специфичную структуру – результат наиболее ложного переплетения призм и матрицы IPM. Границы же самой эмали определены какэ маль-дентиновая граница EDJ и внешняя граница эмали OES (Koenigswald, 1999).

Проведенные нами исследования эмали зубов мелких млекопитающих (Lagomorpha, Castoridae, Spalacidae, Arvicolidae) на сканирующем микроскопе для многих видов от позднего миоцена до современных, подтвердили общую тенденцию в эволюции эмали, направленную как на появление во времени дополнительных (или специфичных) слоев, так и на усложнение их ультраструктуры. Особенно отчетливо это прослеживается в отдельных филетических линиях. Например, предковые формы полевковых - Arvicolidae позднего миоцена (*Baranomys*, вероятно *Baranarviomys*) как правило имеют только радиальный слой эмали, а последующий во времени род *Promimomys* раннего плиоцена (Кучурган) имеет еще 2 слоя - очень примитивную эмаль тангенциального и ламеллярного типа. Следующий во времени род - *Mimomys* (фауны русциния и хапров) имеет прогрессивные типы этой эмали, а род *Arvicola* (плейстоцен) характеризуется весьма совершенным типом ламеллярной эмали. Последнее свойственно также плейстоценовым и одновременно потомственным по отношению к роду *Mimomys* родам *Allophaiomys, Microtus, Dicrostonyx* и другим. Подобные характеристики присущи также Castoridae, Spalacidae і Ochotonidae мио-плиоцена и плейстоцена с территории Украины.

Эмаль и ее структура у млекопитающих эволюционировали параллельно с функцией и другими признаками. Изменения морфологии многих из них(размеры, цемент, потеря корней, гипсодонтность, траки, марка и др.) четко привязаны к определенным стратиграфическим уровням

(Крохмаль, 2008, Рековец, 2008), что, наряду с качественным и количественным изменением ассоциаций видов во времени, послужило критериями, например, для выделения биостратиграфических зон –MQR 1 -11 (Вангенгейм и др. 2000). В этом понимании структура эмали не есть исключением и как морфологический признак может (и должна) быть использована для определения относительного возраста континентальных отложений и дополнительного обоснования дробных стратиграфических единиц позднего кайнозоя. Но эти данные можно использовать в привязке только к монофилетическим группам и прямым линиям трансформации форм. Уже сейчас назрела необходимость разработки морфологической шкалы ультраструктуры эмали сменяющихся во времени представителей в самостоятельных филетических линиях млекопитающих и с учетом их геологического возраста.Такая шкала позволила бы на определение относительного возраста остатков и вмещающих их отложений и детализировать подразделения региональных стратиграфических шкал, что всегда есть актуальным не только для стратиграфов Украины.

[1] Вроцлавский университет природообустройства
leonid.rekovets@up.wroc.pl

[2] Нежинский Государственный университет имени Николая Гоголя, Нежин, Украина

УДК 550.7

Г.І. Рудько[1], П.О. Загороднюк[2]

ОСНОВНІ БІОСТРАТИГРАФІЧНІ ЕТАПИ В ІСТОРІЇ ЗЕМЛІ. СЦЕНАРІЇ ТЕХНОГЕНУ

Вік Землі як планетарного тіла близько 4,8 млрд років, найдавніші породи, в яких знайдено вуглець органічного походження, віком близько 3,8 млрд років. Перші вірогідні сліди життя ймовірно з'явились на Землі одночасно з першими вірогідними слідами води [4].

На сьогодні основною теорією походження життя на Землі є теорія «панспермії», тобто космічного походження первинної живої матерії.

Про це свідчать знахідки в метеоритах органічних сполук, фосилізованих примітивних організмів. Група російських дослідників виявила у вуглистих хондритах (метеоритах) фосилізовані ціанобактерії і можливо недосконалі гриби, американські фахівці знайшли сліди бактерій в уламках порід із Марса [6].

Найдавніші одноклітинні організми (ціанобактерії) знайдені в місцях знаходження древніх порід Варравуна (Австралія), віком 3,5 млрд років і Онфервахт (Південна Африка) – 3,4 млрд років тому, що дає підставу розглядати ранній докембрій як час існування особливого світу, сформованого прокаріотними (без'ядерними) організмами – бактеріями і ціанобактеріями.

Таким чином, можна припустити, що вже в середині архею життя на Землі було представлене різноманітними типами прокаріотів, які почали впливати на її геологічну історію. У відновному середовищі кисень, що виділявся ціанобактеріями, спочатку витрачався на окиснення різноманітних сполук і не накопичувався у вільному стані в атмосфері. При цьому аміак NH_3 окислювався до молекулярного азоту N_2:

$$4NH_3 + 3O_2 \rightarrow 2N_2 + 6H_2O,$$

метан і оксид вуглецю – до CO_2:

$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O;$$
$$CO + \tfrac{1}{2} O_2 \rightarrow CO_2,$$

сірка і сірководень – до SO_2 і SO_3:

$$S + O_2 \rightarrow SO_2;$$
$$2H_2S + 3O_2 \rightarrow 2SO_2 + 2H_2O.$$

Склад атмосфери поступово змінювався.

Життя розвивалось синхронно з геологічним розвитком планети. За деякими припущеннями, на початку протерозою був єдиний континент Мегагея, який був оточений єдиним океаном.

Після появи ціанобактерій панування прокаріотів тривало 1,5–2 млрд років.

В історії виникнення атмосферного кисню істотне значення мають кілька його порогових величин. На Землі, позбавленій фотосинтезу, кисень утворювався в атмосфері внаслідок фотодисоціації молекул води. Його вміст, за розрахунками Г. Юрі, не міг перевищувати 0,001 від сучасного (точка Юрі) й автоматично тримався на цьому рівні. За такого вмісту кисню могло існувати тільки анаеробне життя. Поява молекулярного кисню в результаті фотосинтезу

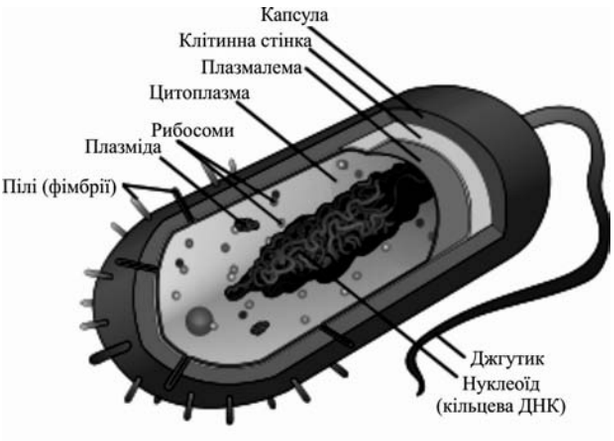


Рис. 1. Будова клітини прокаріота [10]

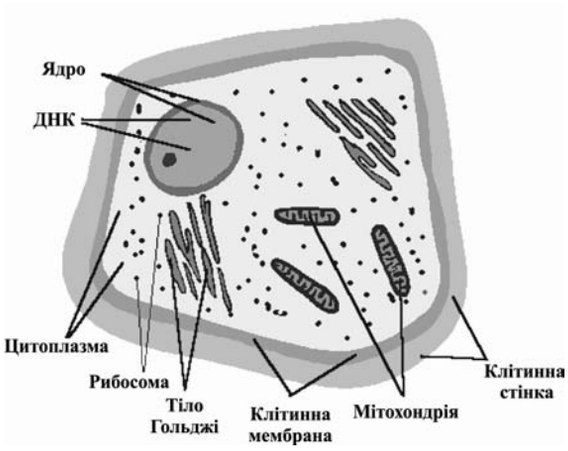


Рис. 2. Будова типової клітини еукаріота [8]

уможливила для живих клітин процес дихання, який є набагато ефективнішим шляхом вивільнення енергії, ніж анаеробне бродіння. З цих позицій важлива величина 0,01 вмісту кисню від сучасного рівня – так звана точка Пастера. Існує ціла низка мікроорганізмів, здатних перемикати свій енергетичний обмін з дихання на бродіння і навпаки за коливань вмісту кисню нижче або вище від точки Пастера. Припускалось, що в ранньому і середньому протерозої подібне перемикання тривалий час слугувало регулятором вмісту O_2, оскільки в разі підвищення його концентрації кисень починав інтенсивно витрачатись на дихання. Разом з тим життя отримало можливість поширитись майже до поверхні водойм, тому що ультрафіолетові промені крізь слабкий озоновий екран могли тепер проникати на глибину не більш як 1 метр.

Третій пороговий вміст кисню (точка Беркнера–Маршалла) відповідає 10 % сучасного. Він визначає таку сформованість озонового екрана, при якій потоки жорстких ультрафіолетових сонячних променів вже не досягали земної поверхні і не перешкоджали розвитку життя.

За розрахунками 1960-х років, точка Пастера була перейдена менш як 1 млрд років тому, точка Беркнера–Маршалла – до кінця силуру, що забезпечило можливість виходу життя на суходіл. Результати сучасних досліджень дають підставу припускати більш ранній розвиток подій. За деякими даними, перехід точки Пастера міг статися вже 2,5 млрд років тому, а 10 %-й вміст кисню було досягнуто в період 1,8–2,0 млрд років тому.

Формування окиснювальної атмосфери обумовило бурхливий розвиток еукаріотичного життя, енергетика якого заснована на процесі дихання. Очевидно, що еукаріотне життя тісно пов'язане з аеробним середовищем, підготовленим для нього прокаріотами. Перші аеробні організми могли виникнути досить рано у складі ціанобактеріальних спільнот, які, за висловом палеонтологів, були свого роду «кисневими оазисами» в анаеробному середовищі.

Виділений ранніми фотосинтезувальними організмами кисень був токсичний і смертельно небезпечний для анаеробних форм життя. Після його накопичення у воді й атмосфері анаеробні прокаріотні спільноти витіснились вглиб ґрунтів, на дно водойм, тобто в локальні ніші з доволі низьким вмістом O_2.

У другій половині протерозою в морях з'явились різні групи одноклітинних водоростей і найпростіших. Еукаріотичний фітопланктон збільшив масштаби фотосинтезу. У свою чергу, і ціанобактерії залишили в цей час величезні поклади строматолітів, що свідчить про їх високу фотосинтетичну активність. Наприкінці протерозою в морях створювалось багато біологічної продукції, на основі якої сформувались нафтогазоносні поклади.

Останній етап протерозою, що тривав близько 100 млн років (венд), продемонстрував вибух різноманіття багатоклітинних. Можливо багатоклітинність з'явилась і раніше, оскільки поки що немає ясності щодо низки спірних палеонтологічних знахідок, але тільки у венді виникла величезна різноманітність водяних тварин і рослин доволі високого ступеня організації. Великі скупчення вендської біоти виявлено в різних регіонах світу: Австралії, Південній Африці, Канаді, Сибіру, на узбережжі Білого моря. Серед тварин переважали кишковопорожнинні і черв'яки, були форми, що нагадували членистоногих, але в цілому більшість із них відрізнялась своєрідним виглядом і не траплялась у молодших відкладах. Відмінна ознака всієї вендської біоти – відсутність скелета. Тварини досягали вже великих розмірів, деякі – до метра, але мали желеподібні студенисті тіла, що залишили відбитки на м'яких ґрунтах. Добра і масова схоронність відбитків побічно свідчить про відсутність трупоїдів і великих хижаків у вендських біоценозах.

Органічна речовина біогенного походження стає постійним і обов'язковим компонентом осадових порід із другої половини протерозою.

Новий ступінь у розвитку органічного світу – масова поява у багатоклітинних різноманітних зовнішніх і внутрішніх скелетів. З цього часу датується фанерозой – «ера явного життя», оскільки схоронність скелетних решток у земних шарах дає змогу детальніше відтворювати хід біологічної еволюції. У фанерозої різко збільшився вплив живих організмів на геохімію океану, атмосфери, осадових порід. Сама можливість появи скелетів була підготовлена розвитком життя. Внаслідок фотосинтезу Світовий океан втрачав CO_2 і збагачувався киснем, що змінило рухливість цілої низки іонів. У тілах організмів в якості скелетної основи почали відкладатись SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$, P, Cu, V, інші мінеральні компоненти. Наявність достатньої кількості кисню полегшила і синтез білка колагену, необхідного для формування органічних скелетів.

Протягом ордовику і силуру різноманітність організмів в океані наростала, їх геохімічні функції ставали дедалі різноманітнішими. З'явились пращури хребетних тварин. Рифоутворювальна роль перейшла від строматолітів до коралових поліпів. Основною подією палеозою стало завоювання рослинами і тваринами суходолу.

Мезозой слід розглядати як подальший етап інтенсивного розвитку рослин і тварин. Останні досягли гігантських розмірів і сформували екологічну нішу динозаврів. Таким чином мезозой слід вважати епохою динозаврів. В кінці мезозою всі динозаври вимерли. І в кайнозої починає формуватись близька до сучасної біостратиграфічна модель довкілля, яка продовжувалася до появи людини – антропогену.

Зараз ми живемо в техногені – останньому стратиграфічному підрозділі, де людина із відповідними засобами виробництва є головною геологічною силою і споживачем енергетичних ресурсів планети.

Перша в історії людства глобальна екологічна криза, яка ще не завершилась, розпочалась із середини XX ст. Одночасно відбувались процеси хімізації економіки промислово розвинених країн. Усього за кілька десятиліть було створено до 300–400 тис. штучних хімічних сполук, їх число перевищило видове різноманіття рослинного світу. За даними щодо виробництва валового національного продукту США у 1970 р., наведеними Б. Коммонером у монографії «Замыкающийся круг», збільшення виробництва за 24 роки становило: синтетичного волокна – 980 %, ртуті – 3930, пластмас – 1960, азотних добрив – 1050, синтетичних органічних речовин – 950, алюмінію – 680, хлору – 600, пестицидів – 390 % за загального збільшення обсягу виробництва всього на 126 %. Із цих даних видно, що основна тенденція техногенезу в XX ст. – це хімізація виробництва. Рівень забруднення навколишнього середовища за той же період підвищився в різних районах на 200–2000 %, тобто був пов'язаний не тільки зі зростанням чисельності населення й обсягу валового продукту, а й із якісною зміною технології виробництва, перш за все з його хімізацією.

Важливо зазначити, що нині прокотилась лише перша хвиля кризи, яка охопила промислово розвинені та постсоціалістичні країни. В останніх її прояв був сильнішим, ніж у країнах з ринковою економікою [1, 2, 7]. Промислово розвинені країни Заходу певною мірою змогли впоратись із кризою або знайшли методи її подолання на внутрішньополітичному рівні. Що стосується країн колишнього соціалістичного табору, перш за все колишнього СРСР, то для них перехід до ринкової економіки лише поглибив цю кризу.

У найближчі роки загрожує друга хвиля глобальної екологічної кризи, яка охопить країни третього світу і, мабуть, країни колишнього соціалістичного табору. Населення цих країн становить 6/7 загальної чисельності населення Землі, до того ж 1/3 з них постійно голодує. Понад 90 % приросту населення Землі в найближчі десятиліття припаде саме на ці країни. Щоб задовольнити їх потреби на рівні, близькому до промислово розвинених країн, необхідно збільшити світове виробництво товарів у 5–10 разів, енергії – у 5 разів. Природні ресурси Землі недостатні для забезпечення такого приросту.

Уже нині людство споживає природних ресурсів на порядок більше, ніж можна вилучати з біосфери, не завдаючи шкоди її біохімічним циклам і без порушення процесу самовідновлення [3, 5]. За оцінкою П. Вітоусека, наведеною у «State of the World» (1991), людство витрачає 40 % усієї продукції, виробленої в процесі фотосинтезу на суходолі. Інакше кажучи, людство упродовж XX ст. жило за рахунок своїх нащадків. Більше того, воно поставило біосферу, а отже, і себе як невід'ємну частину біосфери на межу повної деградації. Друга хвиля глобальної екологічної кризи матиме ще серйозніші наслідки для біосфери. Які? Дати певною мірою чітку відповідь на це запитання можна тільки на основі аналізу закономірностей еволюції Землі як одиниці «поля живої речовини» Всесвіту.

Техноген – сучасний етап геологічної історії, який характеризується інтенсивною діяльністю людини та посиленням її впливу на геологічне середовище, запропонований у 1988 р. професором Г.І. Тер-Степаняном. Він розпочався в голоцені і триватиме, доки існує людство. Техноген відзначається стрімким посиленням техногенної трансформації геологічного середовища під впливом людини. Як результат, погіршується екологічний стан біосфери, збільшується забруднення навколишнього

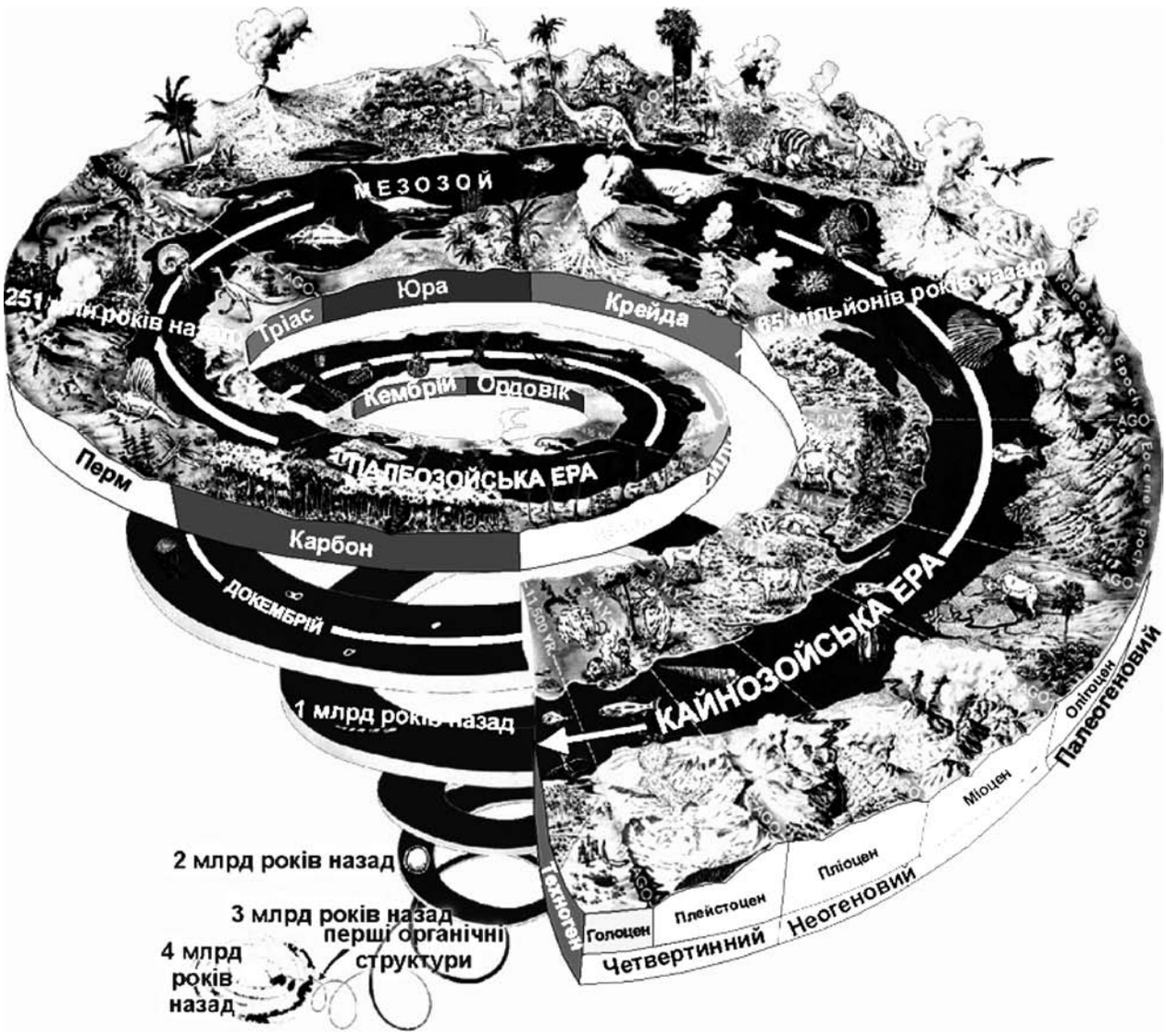


Рис. 3. Розвиток Землі та історія біосфери [9]

середовища, змінюються умови існування людства, клімат, режим екзогенних геологічних процесів, тобто процеси, що відбуваються без глобальної тектонічної перебудови планети та внаслідок цього змін кліматичних поясів, за своїми темпами й масштабами не мають аналогів у минулому. Глобальні зміни під час льодовикових і міжльодовикових періодів проходили значно повільніше, ніж ті, що виникають у результаті техногенної діяльності.

Характерною ознакою техногену є формування типових форм рельєфу техногенного походження. Починаючи з голоцену, близько 10 тис. років тому, почали формуватись нові форми рельєфу, пов'язані з людською діяльністю. За походженням розрізняють техногенні форми рельєфу, утворені безпосереднім і непрямим впливом людини на земну поверхню. До першої категорії належать вироблені (водосховища, ставки, канали, кар'єри, шахти) та насипні (греблі, дамби, вали, терикони, засипані яри) форми рельєфу; до другої – «оживлені» яри, старі зсуви, просідання ґрунтів у місцях підземних виробок корисних копалин тощо. За віком розрізняють реліктові форми техногенного чи антропогенного рельєфу (кургани, земляні вали), приховані (гірничі виробки) та відкопані (наприклад, стоянки первісної людини).

Отже, людина дедалі більше втручається у природні процеси, що не завжди позитивно впливає на функціонування самого людства. Слід мати на увазі, що швидкість техногенних процесів на кілька порядків вища, ніж природних. Розвиток людської цивілізації досяг стадії, на якій можливо відтворювати природні геологічні процеси та їх масштабність. Деякі з винайдених технологій є надзвичайно потужними, а їх використання може призвести до глобальних змін в організації планети.

Висновки

1. З усіх сценаріїв розвитку біостратиграфічних чинників Природа реалізувала модель розуму для впровадження аналітичного ме-

ханізму стану речей у вигляді мозку людини, який на 80 % складається з води, тобто вода – це життєзабезпечувальна субстанція як нашої планети, так і, напевне, планет Сонячної системи. Мозок як джерело розуму на сьогодні є виключно універсальним інструментом, який забезпечує управлінські, інформаційні, технічні та ідеологічно-правові позиції людства. Виходячи із результатів сучасних досліджень, людина використовує незначний об'єм можливостей мозку.

2. Людство, як носій технологій та інформації в рамках держав або міждержавних транснаціональних утворів виступає сьогодні як геологічна сила, яка за масштабами своєї діяльності досягає, а в деяких випадках переважає масштаби природних процесів. Із практичного погляду людина може конвертувати геологічні процеси, впливати як на природне середовище, так і на техносферу. Сьогодні стосовно біостратиграфічних (біогеологічних) функцій інтенсивно формується техногенна оболонка Землі, яка із зростаючою інтенсивністю вкриватиме земну поверхню, забезпечуватиме трансформацію природного простору в техноприродний з подальшою тенденцією до формування безприродного (техногеного) простору.

3. Проаналізувавши основні етапи розвитку життя на планеті Земля і врахувавши останні науково-технічні розробки, слід зауважити, що за схожими сценаріями може розвиватись життя на інших планетах як Сонячної системи, так і Всесвіту.

4. Щодо сценаріїв техногену, то тут є наступні шляхи:

- шлях посилення техногенезу, перенаселення планети та жорсткої боротьби за ресурси з усіма наслідками;
- шлях цивілізованої колонізації Космосу та освоєння його ресурсів;
- шлях регулювання населення Землі у відповідності з ресурсами біосфери.

1. *Браун Л.Р. и др.* Мир восьмидесятых годов. – М.: Прогресс, 1989. – 473 с.
2. *Браун Л.Р. и др.* XX век. Последние 10 лет, 1990–1991. – М.: Прогресс, 1992. – 325 с.
3. *Горшков В.Г.* Энергетика биосферы и устойчивость состояния окружающей среды // Итоги науки и техники. Теоретические и общие вопросы географии. – М.: ВИНИТИ, 1990. – Т. 7. – 236 с.
4. *Еськов К.* История Земли и жизни на ней: От хаоса до человека. –М.: НЦ ЭНАС. – 2004.
5. *Реймерс Н.Ф.* Надежды на выживание человечества. Концептуальная экология. – М.: Россия молодая, 1992. – 367 с.
6. *Розанов А.Ю.* История становления скелетных фаун. – Соросовский образовательный журнал, № 12. – 1996.
7. *Яблоков А.* Пробуждение от экологической спячки // Родина. – 1989. – № 4. – С.65–70.

[1] Державна комісія України по запасах корисних копалин, Київ, Україна
office@dkz.gov.ua

[2] ВГО «Спілка геологів України», Київ, Україна
office@nadragroup.com

УДК 550.551

Ю.В. Ростовцева

К ВОПРОСУ СОПОСТАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

В 1975 году в юго-западной части Черного моря скважинами 380 и 381 в ходе рейса 42В научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» были вскрыты отложения миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. Результаты комплексного изучения этих отложений изложены в монографии, опубликованной в 1978 году (Ross, Neprochnov et al., 1978). В отложениях вскрытых скважиной 380 было выделено пять основных литологических комплексов осадков. К миоцену отнесены глины пятого комплекса осадков (V), а также карбонатно-глинистый и галечный прослои нижних интервалов четвертого комплекса отложений (IVe и IVd). В основании плиоцена отмечается маломощный горизонт арагонитовых илов (IVc).

Позднее, накопление галечного прослоя было сопоставлено со временем развития максимума Мессинского кризиса солености, обусловившим формирование эрозионной поверхности в Средиземноморье около 5,61 млн.

лет назад (Gillet et al., 2007). Предполагается, что время образования Мессинской эрозионной поверхности соответствует периоду значительного размыва, выявленному на границе нижнего и верхнего понта (Gillet et al., 2007; Попов, Невесская, 2006; Ростовцева, 2009, 2012). Ряд исследователей формирование Мессинской эрозионной границы сопоставляет со временем накопления киммерийских отложений плиоцена (Семененко и др., 2009).

В 1980 году по результатам глубоководного бурения в ходе рейса 42В в Черном море вышла ещё одна монография (Геологическая история ..., 1980). В ней на основании видового состава диатомей А.П. Жузе и В.В. Мухиной отложения нижних интервалов четвертого комплекса осадков (с середины IVe до IVc) сопоставлены с породами верхнего сармата, вышележащие отложения (нижняя часть IVb) отнесены к образованиям мэотиса и понта. По данным этих исследователей отложения, отвечающие верхнему сармату, характеризуются наличием бентических солоноватоводно-морских видов диатомей *Achnanthes brevipes* Ag., *A. brevipes var. intermedia* (Kutz.) Cl. и др. Осадки сопоставляемые с отложениями мэотиса (верхи IVc и низы IVb интервалов четвертого комплекса) отличаются присутствием морских и солоноватоводно-морских видов *Thalassiosira maeotica* Pr.-Lavr., *Cyclotella castracanei* Brun, *Coscinodiscus perforatus* Ehr. и др. В этих отложениях также отмечается интервал с массовыми находками *Rhaphoneis maeotica*. Выше по слою IVb наблюдается выпадение большинства планктонных морских видов диатомей, в осадках выделяется монотипный комплекс с *Actinocyclus ehrenbergii* и его разновидностями.

Во многом подобная смена комплексов диатомей установлена в отложениях верхнего миоцена Керченского и Таманского полуостров. По последним данным (Radionova et al., 2012), моновидовой комплекс диатомей с *Actinocyclus octonarius*, отмечаемый в Таманских разрезах, характеризует низы нижнего понта. В соответствие с этим, осадки интервала IVb с обилием *Actinocyclus* могут быть рассмотрены как отложения нижнего понта. Горизонт арагонитовых илов (IVc), относимый ранее к плиоцену, может быть сопоставим с трангрессивными морскими осадками нижнего мэотиса, представленными на Таманском полуострове образованиями биогермных мшанковых известняков и глинами с раковинами *Dosinia maeotica* Andr. Накопление галечного материала (IVd) могло происходить в конце сармата в период структурной перестройки бассейнов Восточного Паратетиса, связанной с активизацией орогенеза, начавшейся ещё в конце среднего сармата и вызвавшей интенсивные проявления подводных газовыделений и усиление наземного вулканизма (Ростовцева, 2012). Галечный прослой в этом случае не соответствует времени формирования Мессинской эрозионной границы (5,61 млн. лет назад).

Окончательное выяснение рассматриваемого вопроса требует дополнительных всесторонних исследований и является чрезвычайно важным для восстановления истории геологического развития Черноморского региона.

1. *Геологическая* история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С.52–66.
2. *Попов С.В., Невесская Л.А.* Колебания уровня моря и события в Средиземноморье и в Паратетисе в мессине // Палеострат-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. Москва, 29-30 января 2007 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН. 2007. С.21–22.
3. *Ростовцева Ю.В.* Мессинское событие в Восточном Паратетисе (на примере отложений понта Таманского прогиба). // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т.1. М.: ГЕОС, 2009. С. 280–285.
4. *Ростовцева Ю.В.* Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион). Автореф. дис. д.г-м.н.. М.: 11-й формат. 2012. 48 с.
5. *Семененко В.Н, Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А.* Корреляция неогена Восточного Паратетиса по планктонным микрофоссилиям (фораминиферы, наннопланктон, диноцисты)// Сборник научных трудов Института геологических наук НАН Украины. К., 2009. С.294–298.
6. *Gillet H., Lericolais G., Rehault J.-P.* Messinian event in the Black sea: Evidence of a Messinian erosional surface // Marine Geology. 2007. V. 244. P.142–165.
7. *Radionova E.P., Golovina L.A, Filippova N. Yu. et al.* Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman peninsula, Earsten Paratethys// Central European Journal Geosciences. 2012. Vol. 4. №1. P. 188–204.
8. *Ross D.A., Neprochnov Y.P. et al.* Int. Repts. DSDP, 42. U.S. Govt. Printing Office. Washington. D.C. 1978. 1244 p.

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия
rostovtseva@list.ru

УДК 551.79

А.А. Свиточ

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ БОЛЬШОГО КАСПИЯ

Большой Каспий это огромный водоём, существовавший около 3,5 млн. л.н. на месте современного Каспия и смежных с ним низменных территорий, оставивший после себя толщу осадков суммарной мощностью более 5 км.

Осадки содержат разнообразные ископаемые остатки, среди них основой для стратификации отложений на горизонты, подгоризонты и слои является состав и распределение по разрезу морской и солоноватоводной малакофауны, образующей региональный ярус с провинциальными зонами и фаунистическими комплексами.

Осадки содержат разнообразные ископаемые остатки, среди которых основой для стратификации отложений на горизонты, подгоризонты и слои является состав и распределение по разрезу морской и солоноватоводной малакофауны, образующей региональный ярус с подзонами и фаунистическими комплексами.

Акчагыльский горизонт. Биозона (лона) Cerastoderma-Aktschagylia (Avimactra). Акчагыльские отложения выделены Н.И. Андрусовым по разрезам Красноводского полуострова, где он в 1887 г. обнаружил экзотическую фауну двустворок. На сегодня не существует общепризнанного расчленения акчагыльских отложений. Впервые такая схема предложена Д.В. Голубятниковым [1914] по разрезу Биби-Эйлатской структуры Апшеронского полуострова, где он выделил четыре свиты. Позднее, среди акчагыльских отложений выделились два горизонта [Ализаде, 1931; Невесская и др., 1984]. На сегодня более предпочтительно расчленение акчагыльского горизонта на три части (подгоризонта), предложенное В.П. Колесниковым [1950]: нижний, средний и верхний. Оно подтверждается результатами геологической съемки и поисковых геологических работ на большей части территории распространения акчагыльских отложений в Западной Туркмении, Азербайджане, Северном Предкавказье и Северном Прикаспии, и главное поэтапным развитием акчагыльской фауны в морском бассейне..

На первом этапе (нижний подгоризонт) существовала бедная фауна, представленная: Avimactra subcaspia, A. karabugasica, Cardium dombra, Clessiniola vexatilis и др.; на втором этапе (средний акчагыл) в эпоху расцвета морской малакофауны, появ-ляются разнообразные Avicardium и своеобразные (оригинальные) Avimactra: A. pisum, A. acutcarinata, A. aviculoides и др., вымирающие в верхнем акчагыле.

Акчагыльские отложения трансгрессивно, со следами перерыва и размыва, залегают на разнообразных породах от кунгурской соли нижней перми Северного Прикаспия до карбонатных пород бабаджанского горизонта верхнего понта Апшеронского полуострова. Постепенные переходы акчагыльских отложений в подстилающие породы установлены для кинельских отложений Среднего Поволжья и, местами, для балаханских отложений Азербайджана [Стратиграфия..., 1940] и красноцветов челекенской свиты Туркмении.

Апшеронский горизонт. Биозона (лона). Apscsheronia-Hyrcana-Monodacna.

В 1841 Г. Эйхвальд на структуре Биби-Эйлат Апшеронского полуострова отметил отложения, содержащие раковины двустворок Monodacna intermedia — впоследствие руководящие формы апшеронских отложений этих отложений. Название апшеронский ярус предложено в 1891 г. Шегреном. В фундаментальных работах Н.И. Андрусов дал обстоятельную сводку по фауне апшеронского яруса и обосновал его самостоятельность. Первая попытка стратиграфического расчленения апшеронских отложений предпринята Н. Вебером и К.П. Калицким [1911] на Челекене, подразделивших их на три подъяруса.

Наиболее обстоятельно обосновано расчленение апшерона на три горизонта В.П. Колесниковым [1940, 1950]. В нижнем подгоризонте им отмечены 24 вида и подвида молюллюсков; в среднем — 80,а в верхнем — 39. Важно отметить, что при расчленении горизонта им учитывалась палеогеографическая обстановка и стадиальность развития апшеронского моря.

В последние годы Л.А. Невесской и В.М. Трубихиным [1984], предложено расчленение апшерона на два подъяруса, где нижний соответствует нижнему апшерону В.П. Колесникова [1940] и содержат солоноватоводные и пресноводные моллюски с множеством гастропод, и верхний, отвечает среднему-верхнему апшерону В.П. Колесникова [1940], и включает богатую фауну разнообразных солоноватоводных кардиид. Предложенное двучленное деление апшерона основано на весьма спорном предположении о наличии в истории апшеронского бассейна двух трансгрессивных фаз, разделенных регрессией

в конце раннего апшерона — эпохе активного нарастания трансгрессии. В настоящее время эти интересные построения нуждаются в серьезном фациально-фаунистическом обосновании.

Каспийский горизонт. Биозона (лона) генозона верхнего подрода Didacna.

Первые исследователи Каспия — П. Паллас и К. Бэр предполагали наличие осадков одного постплиоценового уровня моря. Позднее, по мере изучения каспийских побережий и появления данных о сложном строении разрезов морских четвертичных отложений сформировались представления о множественности трансгресий. Современные представления о стратификации заложены работами Н.И. Андрусова и П.А. Православлева.

Предлагаемая региональная шкала стратификации каспийского плейстоцена основана на распределении по разрезу моллюсков рода Didacna, составляющих биозону верхнего подрода Didacna Eichvaid, образубщих по разрезу определенные иерархические сочетания фаун: подзоны, фаунистические комплексы, руководящие виды и т.д. [Андрусов, Православлев, Жуков, Федоров, Невесская, Свиточ, Янина].

В отличие от стратификации акчагыла и апшерона расчленение каспийского плейстоцена существенно более дробное. Кроме палеонтологического фактора этому способствуют два важных обстоятельства:

1) наличие между стратиграфическими подразделениями четких границ в виде следов перерыва, размыва литологического состава и континентальных образований, отражающих трансгрессивно-регрессивныеритмики колебания уровня Каспия и накопления его осадков.

2) четкой геоморфологической выраженности морских толщ в рельефе побережий в виде разновысотных уровней на равнинах и террас в предгорьях.

3) массовое использование для стратификации позднего плейстоцена результатов геохронологического датирования (ЭПР, C^{14}, J-Ur^{17} и др.)

По наличию фаунистических подзон разных групп дидакн в разрезе каспийского неоплейстоцена-голоцена выделяются подгоризонты бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский, состоящие из слоев охарактеризованных комплексами моллюсков, разделенных перерывами морского осадконакопления: тюркянским, сингильским, черноярским, ательским, енотаевским и мангышлакским.

В настоящее время среди многих вопросов стратиграфии осадков Большого Каспия наиболее актуальными представляются проблемы их более дробного расчленения как методами биостратиграфии, так и внедрением новых (радиометрических, магнитометрических и др.) технологий.

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия
a.svitoch@mail.ru

УДК 551.735.15 (470.57)

К.М. Седаева[1], В.Н. Кулешов[2], В.Н. Пазухин[3]

БАШКИРСКИЙ ЯРУС И ОТРАЖЕНИЕ ЕГО ГРАНИЦ В ЛИТОЛОГИИ И ИЗОТОПИИ УГЛЕРОДА ($\delta^{13}C$) И КИСЛОРОДА ($\delta^{18}O$)

Башкирский ярус – один из пяти «российских» ярусов, закрепленный в глобальной шкале каменноугольной системы. Обоснование маркеров и стратотипов нижней и верхней границы башкирского яруса еще не зафиксированы в международной стратиграфической шкале (МСШ). Его типовым регионом является Южный Урал, где присутствуют непрерывные карбонатные разрезы (по р. Аскын, Басу, Зилим, Зиган, Усолка и др.) пограничного серпуховско–башкирско–московского интервала (C_1s-C_2b-C_2m). В настоящее время идет работа над доизучением разрезов и подготовка материалов по методике GSSP (называемой нередко методикой «Золотого гвоздя») к сдаче Международной стратиграфической комиссии для закрепления названия яруса в МСШ. Одним из требований GSSP являются изотопно-геохимические исследования стратиграфического подразделения. Вследствие этого одной из основных задач стало проведение изотопно–геохимических исследований. Ранее широко использовался метод пошагового отбора проб для изотопии углерода и кислорода, когда пробы отбирались через определенный интервал (обычно 0.5 или 1.0м). По появлению изотопной аномалии на границе стратиграфических подразделений создавалась хемостратиграфия (особенно для докембрия) без биостратиграфических и геохронологических датировок. Авторы предложили новый вариант отбора образцов с учетом строения и состава пород и их изменения по разрезу, т.к. карбонатные породы и, в частно-

сти, известняки микрофациально изменчивы и пошаговый метод либо пропускает, либо вовсе не улавливает изменения обстановок и условий карбонатонакопления, запечатленных в литологических их особенностях. Был детально изучен карбонатный разрез по р. Аскын (разрез Аскын), который многие исследователи рассматривают его как гипостратотип башкирского яруса на Южном Урале. Он находится в центральной части Башкортостана РФ, в Западно–Уральской структурно–фациальной зоне и вскрывает весь разрез башкирского яруса (C_2b). Литостратиграфическое основание и кровля обнажены и ниже приводится их характеристика.

В разрезе отложения башкирского яруса (C_2b) залегают на размытой и неровной, слабо бугристой поверхности (типа «твердого дна») известняков серпуховского яруса нижнего карбона (C_1s), которые представлены неравномерным чередованием биогенных и оолитовых (в виде маломощных прослоев) известняков. Биогенные известняки состоят из остатков брахиопод, реже микробиально-корродированных раковин фораминифер, нитей донецелл, члеников криноидей, створок остракод и темновато–серой микритово-микробиальной цементирующей массы, частично перекристаллизованной и местами замещенной кварцем, с порами и пустотами выщелачивания (по биогенным остаткам), выполненными спаритом (кристаллическим кальцитом). Оолитовые известняки представлены округлыми и округло–овальными образованиями размером 0,15–0,5мм концентрического строения (часто с затравками микритизированных раковин фораминифер), сцементированных микрозернистым кальцитом микробиальной природы, местами спаритом. В качестве примеси в них наблюдаются редкие микробиальные желвачки, остатки тонкостенных раковин остракод, единичные иглы брахиопод и мелкие фораминиферы, большей частью биокорродированные микробионтами (микробными или микробиальными сообществами) и частично перекристаллизованные. Распределение изотопного состава кислорода и углерода варьирует в небольших пределах (от -2,8‰ до -0,7‰ для $\delta^{13}C$ и от 25,5‰ до 26,1‰ для $\delta^{18}O$). В целом, значения соответствуют относительно стабильным условиям карбонатонакопления в мелководно-морском, возможно замкнутом, водоеме, временами с повышенной гидродинамикой, о чем косвенно свидетельствует присутствие микробиальных желвачков и оолитовых известняков в разрезе.

В основании башкирского яруса (C_2b_1) залегает пласт известняков (сл.5 по З.А.Синицыной) мощностью до 3м, представленных неравномерным и частым (через 1-5см) переслаиванием микритово-микробиальных и оолитовых известняков. Для этих известняков характерно экскурсы кривых изотопного состава углерода и кислорода в достаточно большом диапазоне (от -3,0‰ до -0,8‰ для $\delta^{13}C$ и от 24,7‰ до 28,8‰ для $\delta^{18}O$). Вариации величин по кислороду могут быть обусловлены как частыми изменениями обстановок и условий карбонатонакопления, так и постседиментационными изменениями. Литологические исследования показали, что известняки трещиноватые, нередко подвергнуты перекристаллизации (вследствие проявления палеокарста), на отдельных интервалах отмечаются доломитизация и слабая битуминизация. В то же время отмечается достаточно близкое сходство значений параметров $\delta^{13}C$ с нижележащими известняками C_1s, что говорит о близкой природе углекислоты, образовавшейся, вероятнее всего, биогенным путем, за счет окисления ОВ биоса. Эти известняки можно рассматривать как «переходные слои» и они знаменуют собой постепенную смену обстановок, господствовавших в серпуховском веке, на обстановки башкирского века. Возможно, этот пласт следует отнести к породам C_1s.

Выше известняки башкирского яруса (C_2b), обогащены только тяжелым изотопом $\delta^{13}C$ с положительными значениями (от 0,7‰ до 4,1‰) и с вариациями изотопов кислорода $\delta^{18}O$ (от 25,4‰ до 28,6‰) и они представлены неравномерным чередованием детритовых, биоморфных (фораминиферовых, реже донецелловых) и микритово-микробиальных их разностей. Небольшие отскоки в сторону облегчения отмечаются при смене микритово-микробиальных известняков на детритовые. Для разреза C_2b изотопные кривые углерода и кислорода имеют некую цикличность, отклоняясь то в сторону более легких, то более тяжелых изотопов, что косвенно указывает о накоплении осадков в меняющихся обстановках: от более мористых и удаленных от берега (приближающихся к открыто–шельфовой) до заливно–лагунных и прибрежно–морских. Во время их образования бассейн испытывал кратковременное обмеление и возможно осушение. На это косвенно указывает широкое развитие: 1) микритово-микробиальных известняков, 2) микробиальной коррозии вокруг скелетных остатков, 3) повышенное содержание тяжелого изотопа углерода в детритовых известняках и его повышенные значения. Вблизи кровли (C_2b_2) наблюдается равномерное чередование микритово-микробиальных, детритовых, биоморфных и оолитовых известняков. Распределение изотопного состава достаточно однородно и имеет некоторые отклонения лишь при смене литотипов (от 2,9‰ до 4,1‰ для $\delta^{13}C$ и от 24,4‰ до 28,3‰ для $\delta^{18}O$) в связи с повышенным содержанием в них донецелловых водорослей и неравномерной пере-

кристаллизацией. В кровле отмечается наличие глинистого материала.

Для пограничных глинистых (от 25-30% до 10%) известняков $C_2b–C_2m$ характерно некоторое утяжеление изотопного состава углерода $\delta^{13}C$ (от 3,9‰ для C_2b_4 до 3,7-3,8‰ для C_2m_1) и незначительные вариации кислорода $\delta^{18}O$ (от 27,8‰ для C_2b_4 до 27,1- 28,2‰ для C_2m_1). Это обусловлено появлением в них глинистого материала. В основании московского яруса залегают известняки слабоглинистые (до 10%), изотопные данные и вариации их параметров которых близки для известняков, залегающих в кровле башкирского яруса (C_2b).

Заключение. Изотопные характеристики пограничных известняков двух смежных ярусов $C_1s–C_2b$ и $C_2b–C_2m$ не столь жестко связаны с биостратиграфическими границами, в разрезе не отмечаются изотопно-геохимические аномалии, что обусловлено постепенной сменой обстановок и условий карбонатонакопления, что, в свою очередь, отразилось появлением на этом уровне «переходных слоев». Определение местоположения границы между ярусами по изотопным характеристикам затруднительно и создать хемостратиграфию карбона на основании предложенного метода практически невозможно.

Карбонатные породы серпуховского яруса (C_1s) характеризуются относительно легким $\delta^{13}C$ с отрицательными значениями, а известняки башкирского (C_2b) и московского (C_2m) ярусов – более тяжелым $\delta^{13}C$, преимущественно с положительными значениями, что подтверждает глобальный характер изменений геологической среды на границе раннего (миссисипий) и позднего (пенсильваний) карбона.

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
sedaeva-mgu@mail.ru;

[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия
kuleshcjv@ginras.ru;

[3] Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия

УДК [561:581.33]:551.782(477)

Е.А. Сиренко

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Палеогеографические условия формирования отложений плиоцена южных регионов Украины и ее центральной и восточной частей заметно отличались. В восточной части Керченского п-ова (Чегерчинская мульда), Восточном и Северном Приазовье, Северном Причерноморье (южные склоны Украинского щита (УЩ), Причерноморская впадина) в плиоценовое время существовал морской режим и формировались серые глины, железные руды и железистые песчаники киммерия, а также пески, алевриты и алевролиты куяльника. В пределах Днепровсько-Донецкой впадины (ДДВ), Донбасса и значительной части УЩ установился континентальный режим. На протяжении теплых фаз климатических ритмов в пределах перечисленных территорий формировались красно- и буро-коричневые ископаемые почвы, а в периоды похолоданий – буроцветные межпочвенные глины. Существование в центральной части УЩ в конце миоцена – начале плиоцена озерных условий обусловило формирование в пределах этого региона субаквальных серых глин.

Важнейшей проблемой современного этапа исследований является корреляция морских и континентальных отложений плиоцена. Данная проблема усложнена тем, что за последние годы изменились представления о положении границы между миоценом и плиоценом в морских отложениях юга Украины, которая проводится теперь по подошве киммерия. В разрезах центральной и северо-восточной Украины возраст красно-бурых глин определялся как плиоцен – в объеме от кровли меотиса к подошве эоплейстоцена. Но после того как в МСШ понт был отнесен к миоцену – особое значение приобрело установление стратиграфического положения аналогов понтических, киммерийских и куяльницких отложений в разрезах центральной и северо-восточной Украины.

Сложности возникают также при сопоставлении стратиграфических схем плиоценовых отложений, созданных на разной основе. Стратиграфическая схема континентальных плиоценовых отложений Украины 1993 г создана на климато-

стратиграфической основе. В качестве основного при ее создании, использован палеопедологический метод. Необходимо отметить, что рассматриваемая схема не является общепринятой, поскольку некоторые стратотипы верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений, в особенности таких горизонтов как любимовский, севастопольский, ярковский, по мнению ряда исследователей, не валидны. Так, в публикации 2003 года В.Н. Семененко приводит аргументы в пользу морского генезиса и позднемиоценового возраста отложений большей части стратотипического разреза у с. Любимовка, расположенного в пределах Альминской впадины. В то же время, В.Н. Семененко (2003) не отрицает континентальный генезис и плиоценовый возраст пород Степного Крыма, описанных М.В. Муратовым как таврская свита. Стратиграфические схемы морских плиоценовых отложений южных рагионов Украины 1993 г построены на биостратиграфической основе, однако, в них не представлено и палеонтологически не охарактеризовано подъярусное деление регионярусов, что также затрудняет проведение корреляционных сопоставлений разнофациальных пород плиоцена.

Для стратификации морских плиоценовых отложений успешно используется широкий спектр палеонтологических групп: фораминиферы, макрофауна, наннопланктон, споры и пыльца, диатомовые и динофитовые водоросли, остракоды и др. Использование палеонтологических методов для стратиграфии континентальных отложений плиоцена, особенно его субаэральных фаций, затруднено, что связано с обедненностью субаэральных отложений палеонтологическими остатками. Пыльца и споры древних растений, в отличие от других палеонтологических остатков, хорошо сохраняются в породах как морского, так и континентального генезиса, что позволяет использовать их в качестве важной палеонтологической группы при корреляции разнофациальных отложений, а также для сопоставления стратиграфических схем плиоцена, созданных на разной основе.

К сожалению, ни в одной из Стратиграфических схем плиоценовых отложений территории Украины 1993 г, не представлено палинологическое обоснование для стратонов морских и лиманно-морских отложений. До недавнего времени не были палеонтологически охарактеризованы плиоценовые породы первого литогоризонта боярской свиты, развитой в пределах значительной части Центрального района УЩ, а также неверно определено стратиграфическое положение ее в неогеновом разрезе. Представления о палинологической характеристике плиоценовых отложений Украинского щита складывались лишь по результатам изучения плиоценовых пород Киевского Приднепровья.

К основным проблемам сопоставлений разнофациальных отложений плиоцена южных, центральных и северо-восточных регионов Украины по палинологическим данным можно отнести их разную степень изученности. Континентальные плиоценовые отложения Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины изучены с достаточно высокой степенью детальности. Изучение субаэральных отложений плиоцена южных регионов Украины – Приазовья, Причерноморья и Крыма выполнено преимущественно в 70- 80-х годах двадцатого столетия и относится к ранним этапам палинологических исследований, которые отличались не высокой степенью детальности отбора образцов, а также представлением материалов в виде флористических графиков, что заметно затрудняет корреляционные сопоставления. Морские и лагунно-морские отложения плиоцена также изучены неравномерно. Наиболее полная палинологическая характеристика получена Н.А. Щекиной (1977) для киммерийских отложений Керченского полуострова, менее детально изучены киммерийские и куяльницкие породы Северного Приазовья (Щекина, 1964). Начиная с середины 80-х годов минувшего столетия, палинологические исследования морских отложений плиоцена южных регионов Украины, практически прекратились.

В рамках выполнения программы «Госгеолкарта-200» нами собрано значительное количество фактического материала по палинологической характеристике разнофациальных отложений плиоцена. Анализ полученных данных позволил внести ряд предложений по решению поставленных проблем. В частности установлено и обосновано семь основных критериев стратиграфии и корреляции отложений плиоцена – нижнего неоплейстоцена равнинной части Украины по палинологическим данным, палинологически охарактеризовано породы континентального разреза верхнемиоцен-плиоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Впервые для территории Украины по палинологическим данным обоснован возраст первого горизонта регионального геологического образования боярской свиты, а также субаэральных и субаквальных верхнеплиоценовых отложений центральной части УЩ; установлены особенности состава киммерийского и куяльницкого спорово-пыльцевых комплексов (СПК) лагунно-морских плиоценовых отложений и СПК из ископаемых почв нижней и средней частей разреза субаэральных верхнеплиоценовых пород Восточного Приазовья; выполнено палинологическое обоснование регионярусов лиманно-морских и горизонтов континентальных отложений центральной части и южных склонов УЩ; на основании палеоботанических материалов первый горизонт боярской свиты включен в плиоценовую часть разреза УЩ; по палинологическим

данным выполнено подъярусное деление отложений киммерийского и куяльницкого регионярусов и проведены корреляционные сопоставления разнофациальных отложений плиоцена УЩ.

Важнейшей задачей современного этапа исследований является выполнение комплексных палинологических, палеопедологических и палеомагнитных исследований наиболее представительных разрезов красно-бурых глин в пределах Скифской плиты, Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, с целью выбора стратотипических разрезов для выделения стратонов нижнего плиоцена и усовершенствования Стратиграфической схемы континентальных плиоценовых отложений Украины, а также проведения более надежных сопоставлений разнофациальных отложений плиоцена в пределах различных регионов Украины.

В связи с продолжающейся дискуссией относительно стратиграфического положения границы плиоцен – плейстоцен особое значение приобретают детальные палинологические исследования субаэральных эоплейстоценовых и лагунно-морских куяльницких отложений Причерноморской впадины, а также верхнекуяльницких пород южных склонов УЩ и Керченского п-ва.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
o_sirenko@ukr.net

УДК 551.782 (477.7+477.9)

Д.А. Старин

ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИФИКАЦИИ КОНКСКО-САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ УКРАИНЫ ПО МОЛЛЮСКАМ

Отложения конкского и сарматского регионярусов, широко развитые на юге Украины, детально исследованы по керну 40 скважин, пробуренных в разное время в Крыму и Северном Причерноморье (Борисфенский залив). Моллюски изучены макро- и микроскопически. Органогенная составляющая крепких перекристаллизованных известняков исследована в прозрачных шлифах. Систематический состав фауны установлен в соответствии с работами по таксономии двустворчатых и брюхоногих моллюсков (Л.Б. Ильина, 1993; Л.А. Невесская и др., 1993). Полученные результаты позволили детально стратифицировать конкско-сарматские отложения Южной Украины с учетом новых данных.

Конкский регионярус. Конкские отложения в объеме эрвилиево-фоладовых (картвельских), сартаганских и веселянских слоев установлены на большей части Борисфенского залива и Крыма (за исключением междуречья Южный Буг – Ингул).

Эрвилиево-фоладовые (картвельские) слои. Присутствуют в восточной и южной частях Борисфенского залива, а также в Крыму. В Мелитопольском районе представлены песчаными отложениями с многочисленными фоладами и спирорбисами, в Северном Присивашье – песчано-гравийными образованиями с детритом эрвилий и барней. В Равнинном Крыму к данному подразделению относятся перекристаллизованные биогенные известняки и песчаники с эрвилиями, фоладами, спирорбисами и серпулами, на Керченском полуострове – глинистые пески с барнеями и подстилающая их почти немая толща глин. Наиболее характерные моллюски: *Barnea pseudoustjurtensis*, *B. scrinia, B. kubanica*,. *Ervilia pusilla trigonula, Hydrobia* aff. *elongata*. Мощность от 0,4-3,2 м в Северном Причерноморье до 30,0 м и более на Керченском полуострове.

Сартаганские слои на площади Борисфенского залива в основном представлены карбонатными глинами. В северной части залива (в Белозерском районе) глины вмещают прослой ракушечника с полигалинными моллюсками *Chlamys*, *Arca*, *Cardita*, *Gafrarium*, *Aporrhais*, *Turritella* (М.Ф. Носовский, 1960). В центральной части и в Мелитопольском районе распространены глинистые породы с маломощными песчаными прослоями, содержащие иной малакоценоз: *Modiolus hoernesi*, *Alveinus nitidus*, *Acanthocardia andrussovi*, *Mactra (Eomactra) basteroti, Ervilia pusilla trigonula*, *Abra* sp., *Potamides (Pirenella)* aff. *nodosoplicatum*, *Hydrobia elongata*, *Turritella pithagoraica, Nassarius (Phrontis) amarus*, *Neritina picta*, *Spiratella konkensis,* etc. Такая фауна свойственна участкам бассейна с илистым типом седиментации. Установлено, что виды родов *Alveinus, Nassarius, Neritina, Spiratella* в средней части конкского разреза наиболее многочисленны; здесь же совместно с ними редко встречаются раковины туррителл. Иногда в сартаган-

ских слоях наблюдаются прослои с эрвилиями, фоладами и сопутствующими им редкими *Alveinus nitidus, Acanthocardia* cf. *andrussovi, Neritina picta, Spiratella* sp. Мощность отложений 0,5-3,8 м.

На Керченском полуострове сартаган представлен толщей известковых глин с прослоями алевритов. Характерные моллюски: *Alveinus nitidus, Acanthocardia* cf. *andrussovi, Mactra (Eomactra) basteroti konkensis, Ervilia pusilla trigonula, Abra* sp., *Spiratella konkensis, Spiratella andrussovi,* etc. Фон комплекса составляют раковинки мелких спирателл и альвейнусов, другие моллюски встречаются спорадически. Мощность до 16,0 м и более.

В Равнинном Крыму сартаганские слои литологически выражены крепкими перекристаллизованными биогенными известняками. Макроскопически моллюски в таких отложениях практически не определяются. При изучении пород в прозрачных шлифах установлены многочисленные срезы раковин гастропод *Hydrobia*? sp., *Turritella* sp., *Chrysallida* sp., *Mohrensternia* sp., *Spiratella* cf. *konkensis.* Мощность 0,7-14,1 м.

Веселянские слои. В Борисфенском заливе широко распространены глины алевритовые, песчаные, в которых присутствуют немногочисленные моллюски: *Modiolus* sp,, *Acanthocardia andrussovi*, *Obsoletiforma lithopodolica ruthenica*, *Plicatiforma praeplicata praeplicata*, *Mactra (Eomactra) basteroti konkensis*, *Parvivenus konkensis, Ervilia pusilla trigonula*, *Abra* sp., *Hydrobia elongata,* etc. Более песчанистым отложениям свойственны: *Mytilaster volhynicus buglovensis*, *Donax (Paradonax) dentiger dentiger*, *Mactra (Eomactra) basteroti konkensis*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Corbula (Varicorbula) michalskii*, *Solen subfragilis*, *Barnea* sp., *Cylichna* sp. В верхней части разреза часто наблюдаются органогенно-обломочные породы с эрвилиями, барнеями и спирорбисами. Мощность 0,5-4,1 м.

На Керченском полуострове веселянские слои представлены глинами алевритовыми с редкими *Alveinus nitidus, Acanthocardia* sp., *Mactra (Eomactra) basteroti konkensis, Ervilia pusilla trigonula, Abra* sp., *Spiratella konkensis.* Мощность отложений до 30,0 м и более.

В Равнинном Крыму к одновозрастным отложениям относятся крепкие известняки с многочисленными кардиидами, мактрами и эрвилиями, а таже обилием мелких гастропод (*Hydrobia* sp., *Gibbul*a sp., *Mohrensternia* sp). Мощность 1,0-13,0 м.

Сарматский региоярус. Породы сармата наиболее широко развиты на территории исследования, однако не везде их разрез наблюдается в полном объеме. Нижнесарматские отложения распространены на большей части Южной Украины, отсутствуют в междуречье Южный Буг – Ингул; образования среднего и верхнего сармата встречаются повсеместно.

Нижний сармат. ***Кужорские слои*** слагаются в основном темными песчано-глинистыми породами, за исключением Равнинного Крыма, где иногда встречаются в виде перекристаллизованных органогенных известняков. Выделяются по однообразной немногочисленной фауне *Venerupis (Polititapes) vitaliana, Obsoletiforma lithopodolica lithopodolica, O. lithopodolica ruthenica, Plicatiforma praeplicata praeplicata, Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi eichwaldi, Ervilia pusilla trigonula, Abra reflexa*. Мощность 1,5-33,0 м.

Збручские слои литологически близки кужорским, палеонтологически –характеризуются значительно более разнообразной малакофауной: *Venerupis (Polititapes) vitaliana*, *O. obsoleta obsoleta, Plicatiforma praeplicata praeplicata*, *P. plicata plicata, P. plicata latisulca, P. plicata plicatofittoni, Inaequicostata nigra, Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi eichwaldi, Ervilia pusilla trigonula*, *E. dissita dissita*, *E. dissita andrussovi*, *Abra reflexa*, *Solen subfragilis, Gibbula sarmates, Potamides (Pirenella*) *pictus mitralis*, *Dorsanum duplicatum*, *Retusa (Cylichna) umbilicata,* etc. Мощность 1,0-25,0 м.

Средний сармат. ***Новомосковские слои*** представлены главным образом песчано-глинистыми отложениями с моллюсками: *Venerupis (Polititapes) ponderosa*, *Obsoletiforma obsoleta obsoleta*, *O. obsoleta ingrata*, *O. fisheriformis fisheriformis*, *Plicatiforma plicata plicata*, *P. plicata latisulca*, *P. plicata plicatofittoni*, *Mactra (Sarmatimactra) podolica*, *M. (S.) vitaliana vitaliana*, *Gibbula sarmates, Dorsanum corbianum*, *Acteocina lajoncaireana*, *Retusa (Cylichna) umbilicata,* etc. Более глубоководным черным и темно-серым глинистым отложениям свойственны *Inaequicostata subfittoni, Cryptomactra pseudotellina.* Мощность 1,0-51,2 м.

Васильевские и днепропетровские слои слагаются в основном мергелями и крепкими известняками; обладают сходной литолого-палеонтологической характеристикой, поэтому разграничить их по фауне моллюсков крайне проблематично. Практически единственным критерием обособления названных стратонов является массовое развитие в васильевских слоях представителей фораминифер рода *Nubecularia* и их исчезновение в днепропетровских слоях (В.Я. Дидковский, 1964; Т.А. Іванова, 1999). Иногда нубекулярии хорошо заметны в породе, но чаще распознаются в прозрачных шлифах. Комплекс моллюсков в васильевских и днепропетровских слоях содержит такие характерные среднесарматские виды, как *Plicatiforma fittoni, Mactra (Sarmatimactra)*

fabreana, Calliostoma (Barbotella) intermedia. В междуречье Южный Буг – Ингул эти слои, сложенные песчано-глинистыми породами, возможно разграничить по снижению численности *Plicatiforma fittoni* в днепропетровских слоях и появлению в них *Mactra (Chersonimactra)* aff. *timida.* Мощность васильевских и днепропетровских слоев 10,0-60,0 м.

Верхний сармат. Данные отложения отличаются литологической пестротой, но чаще представлены глинами, известняками, мергелистыми породами, содержащими отпечатки и ядра *Mactra (Chersonimactra) caspia, M. (Ch.) timida, M. (Ch.) bulgarica*. Мощность 7,0-85,0 м.

НИИ геологии Днепропетровского национального университета имени Олеся Гончара, Днепропетровск, Украина
dstarin@i.ua

УДК 552.5+551.735 (470.5)

Т.И. Степанова

КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕГО ВИЗЕ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

На восточном склоне Среднего Урала на ранневизейском стратиграфическом уровне широко распространены континентальные угленосные и глубоководные карбонатно-терригенные отложения [2]. Карбонатные образования с комплексами микрофауны нижнего визе были зафиксированы в 1970-е годы при производстве геологосъемочных работ и впоследствии изучались М.В. Постоялко и Н.А.Кучевой [4]. Эти отложения, выделенные позднее в мироновскую свиту, развиты на ограниченной территории в пределах Режевской структурно-фациальной подзоны [6]. Вследствие сложного моноклинально-блокового строения данной территории, образования мироновской свиты наблюдаются только в виде различных по мощности и стратиграфическому диапазону фрагментов и с вмещающими породами повсеместно имеют тектонические контакты.

Наиболее представительные разрезы мироновской свиты находятся в районе с. Покровское (разрез «Покровское») и на р. Реж у с. Мироново – разрез «Мироново». В разрезе «Покровское» нижняя часть свиты сложена тонкослоистыми темными битуминозными известняками обручевского горизонта со своеобразным комплексом фораминифер, где на фоне многочисленных и разнообразных однокамерных раковин в небольшом количестве экземпляров наблюдаются многокамерные формы. Среди последних преобладают *Septabrunsiina, Neoseptaglomospiranella, Pseudoplanoendothyra* (подсемейство Septabrunsiininae), *Dainella, Paralysella* (подсемейство Loeblichiinae), *Mediocris и Chomatomediocris*, часто встречается *Eoparastaffella simplex*. Немногочисленные эндотириды представлены *Priscella, Laxoendothyra* и *Eogloboendothyra*. Данное сообщество отвечает региональной фораминиферовой зоне Eoparastaffella simplex – Eogloboendothyra ukrainica Восточного Урала [7, 9].

Выше по разрезу в темных тонкозернистых и афанитовых известняках бурлинского горизонта ассоциация микрофауны еще более однообразна и не содержит зональных видов. Количественно преобладают однокамерные формы, редкие многокамерные фораминиферы встречаются, как правило, в виде неполных сечений, экземпляры, позволяющие установить их видовую принадлежность, единичны. Формами, впервые появившимися на данном уровне, являются *Eoendothyranopsis donica*, *Omphalotis tantilla*, *Paradainella (Neoparadainella) eoendothyranopsiformis* и единичные представители подсемейства Ammarchaediscinae с неотчетливыми систематическими признаками. В зернистых разностях (пелоидные и литокластовые грейнстоуны) верхов разреза наблюдается более разнообразное, чем в подстилающих известняках, сообщество фораминифер с *Uralodiscus rotundus*, что определяет возраст вмещающих их отложений как устьгреховский [8, 9].

Отложения обручевского и бурлинского горизонтов в разрезе «Покровское» являются осадками мелководной тиховодной части шельфа, вероятно, незначительной по площади. Именно небольшие размеры и изолированность являлись главным фактором, лимитирующим развитие биоты. Присутствие значительного количества зеленых и сине-зеленых водорослей свидетельствует о глубинах не более первых десятков метров, а преобладание микритового матрикса – о спокойном гидродинамическом режиме. Формирование битуминозных известняков, включающих однообразное по систематическому составу сообщество фораминифер происходило, по-видимому, застойных условиях [6].

В разрезе «Мироново» наблюдается верхняя часть мироновской свиты, представленная серией скальных выходов холмообразной формы высотой 20-25 м. Ядерные части холмов сложены массивными микрозернистыми известняками (мадстоунами и вакстоунами) с характерной узорчатой текстурой, без видимых органических остатков и преобладанием однокамерных сферических организмов над другими группами биоты. Основная масса карбонатного ила, по-видимому, осаждалась непосредственно из морской воды благодаря фотосинтезирующей деятельности организмов, не сохранившихся в ископаемом состоянии. Особенности фаунистических ассоциаций определялись неблагоприятными гидрохимическими условиями среды обитания. На флангах построек распространены криноидные пелоидные пакстоуны и литокластовые грейнстоуны, представляющие собой продукты разрушения как криноидных поселений на склонах, так и собственно холмов. Аналогичные известняки, известные в разрезе «Покровское» на этом же стратиграфическом уровне, являются фрагментами тех же ореолов. Криноидные литокластовые разности содержат наиболее представительный комплекс микрофауны, для которого характерны группы *Eoendothyranopsis donica*, *Plectogyranopsis paraconvexus*, сферические эопараштаффеллы, разнообразны архедисциды – наряду с *Uralodiscus rotundus* постоянно отмечаются *Planoarchaediscus, Glomodiscus* и *Paraarchaediscus* [6, 7].

Карбонатные породы обручевского горизонта с фораминиферами региональной зоны Eoparastaffella simplex – Eogloboendothyra ukrainica Восточного Урала по наличию первого из видов-индексов сопоставляются с зоной Eoparastaffella simplex – Eoendothyranopsis donica Западно-Уральского региона и ОСШ России, а также зоной Eoparastaffella simplex Доно-Днепровского региона и одноименной зоной (MFZ9) Бельгии. Известняки бурлинского горизонта не содержат зональных видов ни региональной, ни общей шкал. С некоторой долей условности ее можно сопоставить с подзоной $C_1^Vd_1$ Omphalotis chariessa – Eoendothyranopsis donica Донбасса [5] – подзоной Uralodiscus primaevus – Planoarchaediscus Доно-Днепровского региона и зоной Viseidiscus – Planoarchaediscus (MFZ10) Бельгийского бассейна. В комплексе фораминифер устьгреховского горизонта содержатся зональные виды Plectogyranopsis paraconvexus – Uralodiscus rotundus, позволяющие сопоставить его с одноименной зоной Западно-Уральского региона и верхней частью зоны Uralodiscus rotundus ОСШ России. Эти отложения коррелируются также с подзоной Uralodiscus rotundus (верхней частью зоны Uralodiscus spp.) Доно-Днепровского региона (зона $C_1^Vd_2$ Донбасса) и зоной Uralodiscus rotundus (MFZ11) Бельгии [1, 3, 7, 9, 10].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561)

1. *Вдовенко М.В.* Фораминиферовые зоны нижнего карбона Доно-Днепровского региона // Геол. журнал. Киев: № 4, 2009. С. 75-86.
2. *Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. №4. С. 107-126.
3. *Постановление* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Каменноугольная система. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. С. 61-68.
4. *Постоялко М.В., Черепанова Н.А.* К стратиграфии нижнего визе восточного склона Среднего Урала // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990. С. 35-56.
5. *Решение* Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Каменноугольная система. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
6. *Степанова Т.И., Кучева Н.А., Постоялко М.В.* Литолого-стратиграфическая характеристика нижневизейских карбонатных отложений бассейна р. Реж (мироновская свита) на восточном склоне Среднего Урала // Литосфера, 2008, № 5. С.15-38.
7. *Степанова Т.И., Постоялко М.В.* Микрофаунистическая характеристика и корреляция отложений мироновской свиты (нижневизейский подъярус) в разрезе «Покровское», восточный склон Среднего Урала // Литосфера. 2012. №1. С. 54-73.
8. *Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Уточнение палеонтологической и литолого-фациальной характеристик нижневизейских отложений в окрестостях с. Покровское (Артемовский район). Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 159, 2012. С. 22-26.
9. *Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.
10. *Poty E., Devuyst F.X., Hance L.* Upper Devonian and Mississippian foranimiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations // Geol. Mag. 2006. Vol. 143 (6). P. 229-257.

Институт геологии и геохимии
Уральского отделения РАН,
Екатеринбург, Россия
stepanova@igg.uran.ru

УДК 551.763.1:563.1(477.9)

Я.М. Тузяк

СУЧАСНИЙ СТАН МСШ ТА ЇЇ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ ОНОВЛЕННЯ ЗСШ УКРАЇНИ

На сучасному етапі активно розробляють новий варіант МСШ шляхом оновлення й удосконалення [4, 5]. За 200-літню історію створення МСШ зазнавала неодноразових змін і ці зміни вводилися шляхом обговорень і прийняття рішень на засіданнях відповідними геологічними органами на міжнародному рівні. І, зрозуміло, що найбільш суттєві зміни у ЗСШ відбувалися під впливом новацій в МСШ. Нововведення, запропоновані в модернізованій МСШ [4, 5], містять як недоліки, так і переваги [1].

Головними недоліками є те, що нинішнє покоління фахівців звикло до традиційних назв глобальних стратиграфічних одиниць (систем, відділів, ярусів), стабільності номенклатури, традиційного поділу систем на відділи, стратиграфічного обсягу систем і відділів та їхнього положення у МСШ (введення пліоцену (неогенова система) до складу четвертинної системи). Стратиграфічний обсяг більшості одиниць в оновленій МСШ змінився і, тому раніше виділені геостратони не еквівалентні новим. Тому, слід негайно публікувати довідники з новими тлумаченнями глобальних хроностратиграфічних одиниць, оскільки, попередні геостратони давно увійшли в національні видання і у світову наукову літературу та публікувалися упродовж більше 200 років на різних мовах. Крім того, оновлення МСШ зводиться до того, що веде за собою ревізію середньо- і дрібномасштабних геологічних карт, а це в свою чергу вимагає серйозних додаткових витрат.

Переваги модернізації МСШ полягають у встановленні стабільності систем – чіткого визначення обсягів головних глобальних стратиграфічних одиниць (геостратонів) – ярусів, під'ярусів. Введення чітких правил встановлення меж ярусів (GSSP) забезпечує легітимність (обсяг та межі проведення) геостратонів.

Отже, модернізація МСШ веде за собою оновлення ЗСШ України. Перші кроки у цьому напрямі вже зроблені: по-перше, вийшла нова редакція Стратиграфічного кодексу України [2], по-друге, фахівці відділу стратиграфії ІГН НАН України (м. Київ) працюють над модернізацією і деталізацією регіональних стратиграфічних схем осадового чохла України, які фактично є основою для удосконалення геологічних карт нового покоління, а отже, й підґрунтям для оновлення ЗСШ України. Цю роботу слід проводити негайно не зволікаючи. Вона потребує залучення великої кількості фахівців різних галузей геології і відповідно фінансової підтримки.

Вихідною одиницею ЗСШ як і МСШ є ярус. Тому при зіставленні регіональних стратиграфічних схем з МСШ виникають проблеми і в першу чергу вони стосуються неув'язки ярусів ЗСШ із нововведеними у МСШ ярусами систем палеозою (за винятком девону). З цього приводу у новій версії Стратиграфічного кодексу України зазначено [2], що вразі суттєвих відмінностей регіональних підрозділів від МСШ на рівні ярусів і хронозон, а іноді – відділів для окремих біогеографічних областей або провінцій земної кулі (Західна та Східна Європа, Північна Америка, окремі провінції Азії, частина Паратетису тощо) при кореляційних побудовах поряд з МСШ наводять провінційні (загальні) стратиграфічні схеми (ЗСШ), в яких відображають існуючі геоісторичні і біостратиграфічні відмінності. Однак далі йдеться про те, що МСШ=ЗСШ, тобто цим шкалам надаються рівні права. Тому, з цією метою слід виконати повний цикл процедури досліджень з обґрунтування нижніх границь ярусів ЗСШ України. Для вирішення цих завдань НСК України мають бути створені комісії та робочі групи з окремих систем, відділів, ярусів. Має бути визначена процедура обґрунтування ярусів шляхом встановлення точок регіонального стратотипу границь українських ярусів на зразок як це запропоновано російськими фахівцями [1]. Вимоги щодо встановлення ТРСГ мають відповідати вимогам щодо визначення GSSP [3].

Отже, процес ревізії ЗСШ України забезпечить комплексне обґрунтування кореляції границь глобальних і національних ярусів. Національні стратони, що будуть ґрунтуватися на стандартизованій процедурі виділення з допомогою ТРСГ, стануть легітимними на міжнародному рівні і будуть використовуватися при обговоренні глобальних подій різної природи. Вони також будуть слугувати хроностратиграфічним еталоном для розробки детальних регіональних стратиграфічних схем нового покоління на території України. Реалізація національної програми з модернізації ЗСШ України забезпечить надійну основу для датування осадових товщ гірських порід. Така програма має стати загальнонаціональною і отримати фінансову і організаційну підтримку з боку керівництва Мінприроди, Міністерства освіти і науки України, НАН України.

1. *Общая* стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. – М., 2013. – 408 с.
2. *Стратиграфічний* кодекс України /Відп. ред. П.Ф. Гожик. – 2-е вид. – К., 2012. – 66 с.
3. *Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Haiwen W.*

Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphical standarts by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Episodes. 1996. – Vol. 19. – P. 77-81.
4. *The Geologic* Time Scale 2012 / *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (eds.). Amsterdam et al.: Elsevier, 2012. – Vol. 1, 2. XVIII+1144 p.
5. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-

Львівський національний університет імені Івана Франка
м. Львів, Україна
tuzyak@rambler.ru

УДК 551.763.1:563.1(477.9)

Я.М. Тузяк

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА В ГЛОБАЛЬНОМ И РЕГИОНАЛЬНОМ АСПЕКТЕ

В числе найболее актуальних и острых проблем стратиграфии мезозоя все еще остается проблема меловой системы. Она состоит в следующем.

1. Не смотря на почти 200-летнюю историю изучения меловой системы яруса нижнего отдела имеют статус нератифицированных (не легитимных), то есть не установлен их объем и поведение нижних границ.

2. Согласно концепции GSSP («золотых гвоздей») границы нижнемеловых ярусов не имеют утвержденных стратотипов.

3. Остается дисскусионной проблема проведения границы между юрской и нижнемеловой системой.

Такое состояние изученности объясняется следующими факторами.

1. Накопление осадков происходило в трех разных седиментационных бассейнах – тетическом, бореальном и европейском, отличающихся между собой по комплексам ископаемых организмов. В таком случае для каждого разреза существующих областей должны быть утверджены стратотипы определенной области и при этом должны быть выбраны критерии (датированные урони) для глобальной (межрегиональной) корреляции.

2. Недостаточной степенью комплексной изученности регионов (тетических, бореальных и европейских областей), в строении осадочного чехла которых принимают участие отложения нижнего мела (то есть изученность тех групп фауны и флоры, которые для меловых отложений имеют статус ортостратиграфических), а также применение других методов физической и хемостратиграфии.

3. Доступность результатов исследований на международном уровне.

Таким регионом долгое время являлся Юг Украины вообще и Равнинный Крым в часности, являющиеся связующим звеном между Западным и Восточным Мезотетисом. Это обстаятельство объясняется рядом причин.

Нижний мел залегает на значительных глубинах (более 3000 м) и его изучение возможно исключительно по материалам бурения, что осложняется разной степенью доступности осадков, ограниченным отбором керна и спорадичностью палеонтологического материала. Вместе с тем, не смотря на очевидный фрагментарный характер палеонтологических и биостратиграфических данных по нижнему мелу их количество за последние 20–30 лет существенно возрасло, что послужило залогом разработки и совершенствования биостратиграфической основы на местном и региональном уровне [1, 2, 3].

Настоящая работа является итогом многолетних биостратиграфических исследований автора нефтегазоносного терригенно-вулканогенно-карбонатно-глинистого комплекса нижнего мела Равнинного Крыма.

В течении последних десятилетий в литературе не имеется обобщяющих работ о комплексах ископаемых остатков фораминифер для отдельных регионов Юга Украины. Этот пробел восполнит биостратиграфическое изучение, способствующее представлению о распространении во времени и пространстве раннемеловых фораминифер Равнинного Крыма.

Комплексный подход к изучению отложений различными стратиграфическими методами позволил наметить предварительную биостратиграфическую схему расчленения нижнего мела рассматриваемой территории, которая при условии проведения дальнейших исследований может стать основой создания параллельных зональних шкал для существенной детализации региональной стратиграфии Юга Украины, а также поможет решить ряд вопросов глобальной стратиграфии, поскольку Юг Украины является связующем корреляционным звеном на границе восток–запад в Тетическом поясе.

1. *Лещух Р.Й.* Нижня крейда заходу і півдня України. – К.: Наук. думка, 1992. – 208 с.

2. Детальное деление альбских отложений Крыма по фораминиферам / Л.Ф. Плотникова // Новые данные по стратиграфии и фауне фанерозоя Украины : сб. науч. трудов ИГН АН УССР. – К.: Наук. думка, 1982. – С. 135–138.
3. *Тузяк Я.М.* Схема біостратиграфічного розчленування нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму за форамініферами // Проблеми вивчення еволюції та хорології таксономічного різноманіття біоти: Матеріали міжнародної наукової конференції (30 вересня–1 жовтня 2011 р.). – Львів, 2011. – С. 131–137.

Львівський національний університет
імені Івана Франка
м. Львів, Україна
tuzyak@rambler.ru

УДК 5567.3:551.781(477.9)

Н.И. Удовиченко

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ АКУЛОВЫХ РЫБ КРЫМА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

В палеогеновых отложениях Крыма дисперсное присутствие зубов акул установлено по всему разрезу, начиная от датских и заканчивая рюпельскими. Значительные их скопления, позволяющие получить относительно полную информацию о таксономическом составе комплексов, установлены на целом ряде стратиграфических уровней.

В основании белокаменского горизонта, который в большинстве разрезов с размывом залегает на маастрихте, повсеместно отмечается повышенная концентрация зубов акул (разрезы Бахчисарай, Скалистое, Аккая, Мичурино). В разрезах Мичурино материал отличается наилучшей сохранностью и максимальным таксономическим разнообразием. В установленном здесь комплексе определено около 35 форм. В его составе присутствуют виды, стратиграфическое распространение которых ограничено датским ярусом: *Heterodontus danicus* (Rosenkrantz, 1920), *Ginglymostoma subafricanum* (Arambourg, 1952), *Paleohypotodus speyeri* (Dartevelle et Casier, 1943). В пользу датского возраста вмещающих пород может свидетельствовать также присутствие зубов *Danogaleus sp.*, рода который распространен только в датском ярусе Марокко и Южной Швеции [4]. Виды *Squalus crenatidens* Arambourg, 1952 и *Isurus shoutedeni* (Herman, 1972) ранее были известны только из верхнего палеоцена Марокко [4]. Наличие в Мичурино общих видов с датскими комплексами Западной Европы, Северной Африки, Поволжья и Мангышлака свидетельствует о хорошей связи палеобассейнов указанных регионов в датском веке.

В разрезе Мичурино на границе нижне- и верхнебелокаменского подгоризонтов в прослое с фосфоритами выявлен обедненный комплекс, включающий *Squalus crenatidens*, *Squalus sp.*, *Scyliorhinus ptychtus* Noubhani et Cappetta и *Carcharias sp.* Первый вид совместно с *S. ptychtus*, распространенным в верхнем палеоцене Марокко, указывают на палеоценовый возраст пород.

Детальные поиски зубов в отложениях качинского региояруса не проводились. В Бахчисарайском разрезе из него определены *Striatolamia striata* (Winkler, 1876) и *Otodus obliquus* Agassiz, 1843, которые не противоречат палеоценовому возрасту отложений.

Комплекс из верхнего ипра (низы симферопольского горизонта, разрез Аккая) немногочисленный и включает 10 видов. Важное значение имеет присутствие формы *Carcharocles sp.* в самом основании толщи (западный сегмент разреза), идентичной форме из верхнего ипра Марокко [3, с. 223, фиг. F-H]. Это указывает на отсутствие в разрезе Аккая нижней части ипрских отложений. Другие виды комплекса (*Squatina prima* (Winkler, 1873), *Heterodontus cf. vincenti* (Leriche, 1905), *Hemiscyllium cf. bruxelliensis* Herman, 1977 и др.) обычны для ипр-лютетских отложений Западной Европы. Этот факт, а также отсутствие в комплексе типичных мелководных североафриканских форм свидетельствует о свободной связи Крымского палеобассейна с западноевропейскими на фоне его затрудненного сообщения с ипрскими морями Северной Африки.

Из нижнего лютета (зона *Nummulites polygyratus*), в верхней части симферопольского горизонта (разрез Пролом) выявлен богатый комплекс зубов эласмобранхий, включающий около 35 видов [1]. Уровень эволюционного развития зубов *Carcharocles auriculatus* (Blainville, 1818) и некоторых других видов соответствует первой половине лютетского века. Комплекс отличается доминированием *Echinorhinus*

caspius Glickman, 1964, а также присутствием в значительных количествах зубов *Isurolamna bajarunasi* Glickman et Zelezko, 1985, *Alopias cf. alabamensis* White, 1956, *Usakias wardi* Zelezko et Kozlov, 1999. Указанные виды не характерны для близких по возрасту отложений Западной Европы и Северной Африки, отсутствуют (за исключением *I.bajarunasi*) в костянецкой и киевской свитах платформенной Украины. В лютете Мангышлака (верхи чатской и аманкизилитская свиты) они обычны. Исключением является *E.caspius*, появление которого зафиксировано здесь в низах шорымской свиты. Приведенные данные свидетельствуют о тесной связи лютетских бассейнов Крыма и Мангышлака.

В местонахождении Аккая из глинистых мергелей, залегающих выше симферопольских известняков, получен еще более богатый комплекс. Он почти полностью включает список Пролома и дополнительно содержит 14 видов [1]. Важным отличием его от раннелютетского комплекса Пролома является присутствие эволюционно более продвинутой формы *Carcharocles cf. sokolovi* (Jaekel, 1895), а также *Parotodus cf. mangyshlakensis* Kozlov, 1999**,** *Iago sp., Galeocerdo cf. eaglesomi* White, 1955 и др. Это дало основание отнести его к позднему лютету. Сходство комплекса Аккаи с близкими по возрасту комплексами Мангышлака еще более ярко выражено, чем у раннелютетского из Пролома.

Из кумского горизонта в районе Бахчисарая опубликован небольшой (12 форм) список акул [2]. Авторы делают вывод о бартонском возрасте отложений, отмечают сходство его с комплексом из кумского горизонта Северного Кавказа и указывают на обедненный состав по сравнению с шорымской свитой Мангышлака. По-видимому, коллекции, которыми они располагали, были недостаточно полными.

По нашим данным, в верхах кумских отложений разреза Бахчисарайского карьера присутствует довольно разнообразный комплекс (28 видов). По сравнению с Аккаей в нем преобладают более глубоководные и пелагические формы, доминируют зубы *Echinorhinus caspius* (около 65 %), много *Burhamia sp., Isurolamna bajarunasi, Alopias alabamensis* и *Eostegostoma angustum* (Nolf et Taverne, 1977). Доля прибрежных и мелководных форм в нем незначительна, что обусловило менее разнообразный систематический состав комплекса по сравнению с Аккаей. Все перечисленные виды, а также *Carcharocles cf. sokolovi, Parotodus mangyshlakensis* и ряд других форм примерно в таких же количественных пропорциях присутствуют в бартонских (шорымская свита) отложениях Мангышлака.

В верхах альминского региояруса (разрез Кызыл-Джар), примерно в 2 м ниже контакта с кызыл-джарскими слоями выявлен бедный, но очень показательный комплекс: *Notorhynchus sp., Squalus alsaticus* (Andreae, 1892*), Squalus sp., Cetorhinus parvus* Leriche,1908*, Lamniformes indet., Triakis sp., Raja cf. cecilae* Steurbaut et Herman, 1978, *Raja sp.* Из трех форм, определенных до вида, *S. alsaticus* известен только из олигоцена, *C. parvus* тоже очень характерен для олигоцена, но его находки (очень редкие) известны также из более древних отложений (от лютета включительно), третий вид распространен в олигоцене [3].

В том же разрезе из кызылджарских слоева получен сходный комплекс, в котором установлены все виды альминского региояруса, кроме *Notorhynchus sp.* и *Triakis sp.*

В зубакинских слоях (с. Зубакино Бахчисарайского района) кроме *Notorhynchus sp.* присутствуют все виды, указанные для верхов альминского региояруса.

То, что в самых верхах приабона фауна акул приобретает олигоценовый облик, было замечено еще Л.С.Гликманом при изучении комплексов адайской свиты Мангышлака [1964]. По-видимому, это явление проявилось и в ряде других палеобассейнов и его нужно обязательно учитывать при изучении акул из пограничных эоцен-олигоценовых отложений.

1. *Братишко А.В., Удовиченко Н.И.* Ихтиофауна верхней части эоценовых отложений в районе Белогорска (Крым)// Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. праць ІГН НАН України.- К.: Нора-прінт, 2007.- с. 238-244.
2. *Малышкина Т.П., Гонсалес-Барба Х., Банников А.Ф.* Находки зубов эласмобранхий в бартоне Северного Кавказа (Россия) и Крыма (Украина) //Палеонт. журн.- 2013.- №1.- С. 76-80.
3. *Cappetta H.* Handbook of Paleoichthyology. Vol. 3E Chondrichthyes. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii: Teeth.- Munchen: Verlag Dr. F. Feil, 2012.- 512 P.
4. *Noubhani A., Cappetta H.* Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Myliobatiformes (Elasmobranchii, Neoselachii) des Bassins a phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutetien basal). Systematique, biostratigraphie, evolution et dynamique des faunes // Palaeo Ichthyologica.- 1997.- Vol. 8.- P. 1-327.

Луганский национальный университет
им. Т. Шевченко,
Луганск, Украина,
udovichenko@mail.ru

УДК 551.24+551.7(47-12)

Т.Е. Улановская, В.В. Калинин, Г.В. Зеленщиков

КАКАЯ ЭПОХА СКЛАДЧАТОСТИ СФОРМИРОВАЛА СКЛАДЧАТЫЙ ФУНДАМЕНТ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ?

Скифская плита – узкая, субширотно вытянутая тектоническая структура, разделяющая древнюю Восточно-Европейскую платформу и Альпийский складчатый пояс. Геологическая изученность трёх структурных этажей, выделенных в вертикальном разрезе Скифской плиты, неодинаковая. Верхний структурный этаж – платформенный чехол – представлен горизонтально залегающими или полого наклонёнными мезозойско-кайнозойскими осадочными породами, обычно палеонтологически охарактеризованными. В геологическом строении этого структурного этажа, изученного в обнажениях, по материалам бурения и геофизическими методами, разобрались удовлетворительно. Сведения о нижнем структурном этаже – кристаллическом фундаменте – весьма ограниченны. Слагающие его докембрийские метаморфические и интрузивные породы, как правило, немые и сильно дислоцированные, были мало доступными для изучения как бурением (скважины до них добуривали редко), так и геофизическими методами (вероятность ошибочных толкований геофизических данных по глубинным частям разрезов возрастает). На рассмотрении среднего структурного этажа – складчатого фундамента – следует остановиться подробнее, так как представления о нём, несмотря на более чем полувековой период изучения, оказались сильно запутанными.

Большинство геологов давно утвердились во мнении, что Скифская плита – это эпигерцинская платформа, а её складчатый фундамент палеозойский (Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож и др., 2010; Геологический словарь, т. 1, 2010). Склоняясь к такому решению, они закрывали глаза на тот факт, что палеонтологически доказанный палеозой имеется в складчатом фундаменте Скифской плиты только на двух сравнительно небольших участках – западнее меридиана г. Одесса (остров Змеиный в Чёрном море и Северо-Западное Причерноморье) и на Донецком кряже. Последняя из структур объединяет Открытый Донбасс (с выходом палеозоя на поверхность) и Закрытый Донбасс (палеозой в котором вскрыт скважинами под платформенным чехлом, в том числе у восточного края структуры; скважина Зимовниковская-1 параметрическая). Главная составляющая складчатого фундамента всего остального пространства Скифской плиты – мощнейшая сероцветная толща терригенного флиша и флишоидов, очень бедная окаменелостями, а частично совершенно немая. Доминирующие породы флишоидной толщи – аргиллиты и глинистые сланцы, обогащённые углистым веществом. Среди них в виде прослоев, пачек, конкреций и галек встречаются алевролиты, песчаники и кварциты, редко гравелиты, конгломераты и карбонатные породы. Гальку в керне не всегда распознавали и зачастую принимали за прослой. Окраска пород серая разной густоты до чёрной, дислоцированность интенсивнейшая. В строении флишоидной толщи участвуют также вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы.

Информации по многим параметрам и характеристикам флишоидной толщи на сегодняшний день нет. Вскрывавшие флишоидную толщу скважины не достигали подошвы и поэтому её мощность оставалась неизвестной. На основании учёта максимальных величин неполной вертикальной мощности флишоидной толщи в разрезах конкретных скважин и естественных обнажений, а также геофизических данных, предполагают, что её истинная мощность превышает 6 км. Вопросы о том, на каком стратиграфическом уровне проходит верхняя граница флишоидной толщи и что представляет собой её нижняя граница, чем она подстилается, непрерывен ли у неё разрез или внутри него имеется скрытое несогласие, пока не получили ответа. Флишоидная толща точно не оконтурена в плане. Но самый главный изъян в результатах предыдущего изучения флишоидной толщи заключается в том, что точно не установлен её возраст. В настоящее время стратиграфический объём флишоидной толщи чаще всего определяют как приблизительно соответствующий интервалу триас – средняя юра. Наибольшее количество окаменелостей, подтверждающих такой вывод, нашли в западной половине Скифской плиты: в Горном и Равнинном Крыму (где флишоидную толщу именуют таврической серией), Северной Добрудже (она там известна как серия Налбант), северо-западной части шельфа Чёрного моря (её

вскрыли скважины Десантная-1, Фланговая-2 и Ильичевская-2), Азовском море (вскрыта на площадях бурения Обручева, Морская-1, Небольшая, Бейсугская и Западно-Бейсугская), Западном Предкавказье (вскрыта огромным количеством скважин на множестве площадей бурения). В нижней части флишоидной толщи, мощность которой может составлять 3 км и более, окаменелости отсутствуют и она включена в интервал триас – средняя юра под вопросом.

Флишоидная толща складчатого фундамента восточной половины Скифской плиты по литологическим признакам не отличима от вышеописанной. Но её возраст многие считают иным – каменноугольным. Линию на геологической карте поверхности складчатого фундамента, по разные стороны от которой проставлялись разные возрастные индексы пород, протягивали между Западным и Центральным Предкавказьем (В.Л. Егоян, 1968). Какова природа этой геологической границы – она дизъюнктивная или стратиграфическая – этого никто не выяснял. Но достоверно ли установлен карбон во флишоидной толще к востоку от Западного Предкавказья? На этот вопрос приходится отвечать отрицательно. Флишоидная толща в Центральном и Восточном Предкавказье, в том числе и на кряже Карпинского – крайней северо-восточной структуре Скифской плиты, преимущественно немая. Находки в ней фауны можно пересчитать по пальцам. В одних случаях эта фауна оказалась переотложенной (Астраханская площадь бурения), в других – осталось непонятным, in situ ли она или переотложенная (скважина Песчанокопская опорная), в третьих – трактовка её комплексов была неоднозначной (Ики-Бурульская и Джанайская площади бурения), в четвертых – это была триасовая фауна (Красногвардейская и Семёновская площади бурения). В массовом же порядке породы относили к карбону по палинологическим данным (Ипатовская, Расшеватская, Озек-Суатская площади бурения) или по литологическому сходству с породами, воспринимавшимися (иногда без достаточных на то оснований) как каменноугольные. Обнаруживаемые спорово-пыльцевые комплексы обычно были очень бедными, часто смешанного таксономического состава, позволявшего делать противоречивые выводы. Под утверждение о принадлежности пород к карбону обоснование часто буквально притягивалось за уши. Например, из нескольких образцов керна скважины Олеговская-1, пробуренной в 2005 г., палинологу Н.А. Вороновой удалось извлечь единственную спору, показавшуюся ей похожей на каменноугольную. На этом основании для пород образцов уверенно указали каменноугольный возраст. Нередко за карбон принимали породы кристаллического фундамента, не замечая их повышенной степени метаморфизма и забывая о возможности вмывания спорово-пыльцевых комплексов (поверхностными водами по трещинам) на большие глубины (разрезы некоторых скважин Ипатовской и Озек-Суатской площадей бурения).

На кряже Карпинского флишоидная толща выделена в семиченскую серию, помещённую (по содержащимся в ней палинокомплексам) в карбон (Е.В. Мовшович, 2000). Неполная мощность семиченской серии (в сводном разрезе, составленном по Цимлянским и Чилгирской параметрическим скважинам) равняется 5600 м. Аналог семиченской серии – дьяковская серия, распространённая в Открытом Донбассе. А.И. Резников (1993), детально описавший дьяковскую серию, обосновывает её принадлежность к карбону ссылками на определения палинокомплексов, а также фауны и флоры. Находки фауны и флоры (гониатитов, каламитов и кордаитов) относятся к 1939 г. и А.И. Резникову не удалось их повторить, в связи с чем возникают сомнения в точности привязок образцов.

Убеждённость в наличии карбона в складчатом фундаменте восточной половины Скифской плиты окончательно исчезнет, если вникнуть в историю изучения флишоидной толщи в Западном Предкавказье. Первоначально по богатым спорово-пыльцевым комплексам она отождествлялась с карбоном. В дальнейшем, после находок фауны, её перевели в интервал триас – средняя юра (К.О. Ростовцев, 1972). При этом совместное нахождение в единой толще триас-среднеюрской фауны и каменноугольных спорово-пыльцевых комплексов превратилось в фигуру умолчания. И объяснение этому противоречию никто не искал.

Из изложенного следует вывод: прежде чем решать проблему, продуктом какой эпохи складчатости является бо́льшая часть Скифской плиты – герцинской или киммерийской, необходимо разобраться в стратиграфии её складчатого фундамента. И в первую очередь требуют ответа два ключевых вопроса: 1) каков возраст флишоидной толщи складчатого фундамента восточной половины Скифской плиты и 2) каков возраст нижней (немой) части таврической серии и её аналогов в западной половине Скифской плиты?

ФГУГП «Южгеология»,
Новочеркасск, Россия
t.e.ulanov@gmail.com

УДК 553.49.068.5:(551.782+551.882)(477)

Д.П. Хрущев, В.Ю. Зосимович, Е.А. Кравченко, С.П. Василенко, Т.В. Свивальнева

МИОЦЕНОВЫЕ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫЕ РОССЫПИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ: СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Актуальность публикации связана с необходимостью разработки стратиграфического и палеогеографического критериев, как базовых для средне- и крупномасштабного прогнозирования рассыпных титано-циркониевых месторождений в связи с требованиями развития соответствующих направлений металлургии. Постановка проблемы вызвана неким кризисом определений возраста и стратиграфических соотношений рудовмещающих горизонтов полтавской серии, что определяет неадекватность производных палеогеографических построений, которые необходимы как с познавательной точки зрения, так и для решения конкретных вопросов прогнозирования.

На сегодняшний день существуют две позиции, касающиеся стратиграфического положения и палеогеографических условий титано-циркониевых россыпей Украинского щита (УЩ) и Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), относимых по Проекту модифицированных стратиграфических схем Украины (В.Ю. Зосимович, А.М. Карпенко, 2012) к миоцену. Первая позиция заключается в выделении двух основных продуктивных стратиграфических горизонтов: полтавской серии и сарматского яруса (Н.Т. Вадимов, 1962; С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов, 1975; Е.А. Кулиш и др., 2005). Вторая позиция предполагает синхронность основного (единого) продуктивного горизонта, относимого к средней подсвите новопетровской свиты, т.е. верха аквитана – бурдигал, нижний миоцен (В.Ю. Зосимович, А.М. Карпенко, 2012; В.Ю. Зосимович, 2003). Обе позиции заключают и второе принципиальное противоречие, касающееся палеогеографических условий. В работах отстаивающих первую позицию, утверждается морское происхождение бассейновых отложений среднего горизонта той же полтавской серии с выделением прибрежно-морских и мелководно-морских фаций нормального моря. В соответствии с Проектом модернизованных схем и рядом трудов В.Ю. Зосимовича (2006 г. и др.) доказывается исключительно континентальное происхождение всей новопетровской свиты, и в частности ее средней подсвиты.

В результате анализа всех имеющихся материалов мы приходим к выводу о большей обоснованности позиции, базирующейся на Проекте Модифицированных стратиграфических схем. Этот вывод основывается на следующих аргументах: палеонтологическом и литостратиграфическом обосновании стратиграфической позиции и трехчастного подразделения новопетровской свиты с корреляционным прослеживанием разрезов в региональном (и межригеональном) масштабе; четком определении погрешностей альтернативной позиции; подтверждении палеогеографическом контролем. Основной парадигмой этой позиции является факт одновозрастности основного рудовмещающего стратиграфического горизонта как производного единого этапа развития бассейна Субпаратетиса.

Принятие вышеупомянутой стратиграфической схемы предоставляет возможность соответствующей литостратиграфической характеристики средней подсвиты новопетровской свиты в региональном плане, как основного рудовмещающего горизонта, а также осуществления соответствующих палеогеографических построений. Фоновый литофациальный состав подсвиты представлен светлоокрашенными мелко- и тонкозернистыми песками, местами глинистыми, каолинистыми, с локальным развитием титано-циркониевой и сопутствующей рудной минерализации. Палеографическая схема, построенная на данной стратиграфической основе, базируется на представлении о существовании в средненовопетровский временной интервал континентального пресноводного бассейна типа море-озеро. Этот бассейн, включавший суббасейны ДДВ и УЩ, относится к т.н. Субпаратетису. Понятие «Субпаратетис» в 1989 г. предложили В.Ю. Зосимович, В.Г. Куличенко и Е.Б. Савронь, как обозначение миоценовой обширной области своеобразного внутриплатформенного пресноводного бассейнового осадконакопления, протягивающейся от северной части Западной Европы до Южного Приуралья, в целом параллельной морским и солоноватоводным бассейнам Центрального и Восточного Паратетиса.

Береговая линия конечного бассейна УЩ – ДДВ приводится экстраполяционно по внешней границе прибрежно-«морских» (т.е. «озера-моря») отложений. Уже в региональном плане по обобщению предыдущих исследований выделяются две группы фациальных зон: прибрежного мелководья и «морского» мелководья. В современном аналоге – Каспийском море, эти зоны имеют субконцентрический характер в нашем случае прослеживается субпаралельная общему простиранию бассейна ориентировка границ

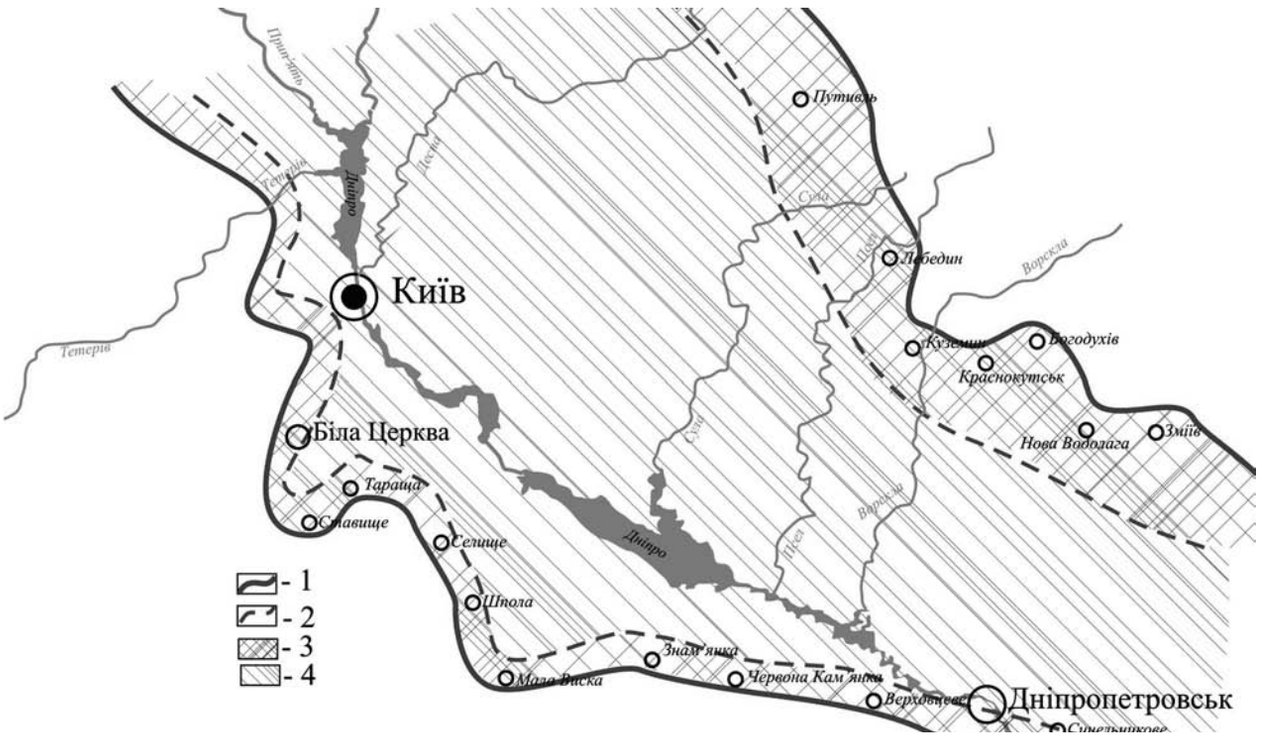


Рис. 1. Палеогеографическая схема седиментационного бассейна УЩ – ДДВ в средненовопетровское время (фрагмент Субпаратетиса)
1 – внешние границы бассейна; 2 – границы зон осадконакопления;
3 – зона прибрежного мелководья; 4- зона «морского» мелководья

этих зон. В пределах выделенных зон могут диагностироваться подчиненные фациальные типы: прибрежное мелководье – пляжевые, лагунные, баровые, эоловые и др., в зоне морского мелководья – подводных (вдольбереговых) течений, а также дельтовые и подводных русел, прорезающие все зоны. Судя по всему, основной зоной россыпеобразования была зона прибрежного мелководья. В пределах собственно континентальных отложений перспективным геолого-генетическим типом являются россыпи аллювиального происхождения, примером которого служит Злобичское месторождение (Д.П. Хрущев, А.П. Лобасов, Е.А. Ремезова и др., 2010).

Выполненные региональные палеореконструкции, как наиболее адекватные по сегодняшнему уровню геологической изученности, дают основу для средне- и крупномасштабного прогнозирования россыпей. Основным методическим инструментом должно быть цифровое структурно-литологическое моделирование зональной и локальной масштабности (разработка текущего проекта Российско-Украинского фонда фундаментальных исследований с участием ИГН НАН Украины).

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
ropyshka@ukr.net

УДК 551.77:552.581:561.26 (265)

И.Б. Цой

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Окраинные моря Дальнего Востока являются важными элементами зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Стратиграфия и геологическое развитие этой зоны до сих пор сохраняет свою актуальность в значительной мере из-за размещения в осадочных бассейнах этого региона углеводородных месторождений. До 70-х годов прошлого столетия

представления о стратиграфии осадочного чехла Японского и Охотского морей служили хорошо изученные геологические разрезы окружающей суши – на Сахалине, Камчатке, Курильских и Японских островах и шельфа, пробуренного скважинами для нефтепоисковых целей. Активные геолого-геофизические исследования дна открытых районов дальневосточных морей проводились Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН (г. Владивосток) с 70-х годов прошлого столетия, в результате которых были получены геологические материалы практически со всех подводных морфоструктур этих морей, позволившие проводить детальные исследования геологии и стратиграфии.

Кремнистые диатомовые водоросли, породообразующие в кайнозойских отложениях Северо-Западной Пацифики, наиболее эффективны для определения возраста благодаря зональным биостратиграфическим шкалам высокого разрешения, разработанным для этого региона (Koizumi, Tanimura, 1985; Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995; Yanagisawa, Akiba, 1998; Гладенков, 1998б 2007). В окраинных морях использование кремнистых микроископаемых ограничено верхними толщами осадочного чехла из-за трансформации аморфного кремнезема в кристобалит, обусловленной большой мощностью чехла и высоким тепловым потоком (Hein et al., 1978; Tamaki et al., 1992; Свинниников, Цой, 2003). В Японском море в отложениях, вскрытых скважинами глубоководного бурения, кремнистые микроископаемые представлены лишь в верхнемиоцен-плейстоценовом интервале (9-0 млн. лет), а самые древние микроископаемые представлены в нижней части осадочного чехла (скв. 797, котловина Ямато) карбонатными нанофоссилиями зоны *Helicosphaera ampliaperta* (15,7-18,4 млн. лет) конца раннего–начала среднего миоцена (Rahman, 1992). В осадочных толщах, обнажающихся на крутых склонах материкового склона и подводных возвышенностей окраинных морей, кремнистые микроископаемые (диатомеи, силикофлагеллаты, радиолярии) сохранились в более древних отложениях: В Японском море они характеризуют отложения конца нижнего миоцена-плейстоцена (16.9-0 млн. лет), а породы нижней части осадочного чехла, представленные аргиллитами, содержат спорово-пыльцевые комплексы нижнего олигоцена-нижнего миоцена (Ващенкова и др., 2009, 2011). В Охотском море, где глубоководное бурение до сих пор не проводилось и данные получены только драгированием, кремнистые микроископаемые плохой сохранности характеризуют отложения конца верхнего палеоцена-нижнего эоцена, нижнего олигоцена, а разнообразны и представительны они в отложениях конца верхнего олигоцена-начала среднего миоцена и конца верхнего миоцена-плейстоцена (Цой и др., 2003; Цой, Шастина, 1999, 2005; Терехов и др., 2008). Большое значение для изучения стратиграфии осадочного чехла окраинных морей имеет метод непрерывного сейсмопрофилирования (Baranov et al., 2002; Карнаух и др., 2005, 2007а, б; Канаух, Цой, 2010).

На основе комплексных микропалеонтологических данных, литологического состава пород и данных НСП осадочный чехол Японского моря подразделяется на два основных осадочных комплекса: нижний (комплекс 2 – олигоцен–нижняя часть верхнего миоцена) и верхний (комплекс 1 – верхний миоцен–голоцен), разделенные стратиграфическим несогласием. Это несогласие верхнего миоцена (11,5-8,5 млн. лет), установленное практически во всех разрезах континентального склона и в большинстве разрезов подводных возвышенностей, связывается со значительным понижением уровня Мирового океана в начале позднего миоцена около 10,5 млн. лет назад (Haq et al., 1987). Стратиграфическое несогласие верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена установлено в большинстве разрезов континентального склона и расположенных рядом подводных возвышенностей, но на профилях НСП оно не выделяется. Это стратиграфическое несогласие образовалось, вероятно, в результате значительного глобального падения уровня моря в позднем плиоцене около 2,6 млн. лет назад.

В Охотском море кайнозойский осадочный чехол, залегающий на гетерогенном, преимущественно мезозойском фундаменте, подразделяется на три комплекса: нижний, средний и верхний, разделенные стратиграфическими несогласиями (Терехов и др., 2009). Нижний комплекс (верхний палеоцен–нижний эоцен), развитый на подводном отроге Терпения, сложен преимущественно терригенными породами, которые накапливались в прибрежно-морских условиях относительно обособленного бассейна. Средний комплекс (олигоцен–начало среднего миоцена) установлен на склонах Курильской котловины и в троге Кашеварова. Нижняя часть этого комплекса сложена измененными кремнистыми породами, верхняя часть представлена преимущественно диатомово-глинистыми породами, в которых установлены комплексы диатомей и силикофлагеллат почти полной последовательности зон конца олигоцена–начала среднего миоцена: на склонах Курильской котловины – интервала 24,0-14,9 млн лет, в троге Кашеварова – ~ 28,2-20,3 млн лет. Среднему комплексу соответствуют отложения: 1) сейсмосерии «В» и одянской сейсмосерии Охотского моря

(Структура …, 1996); 2) пиленгской, борской и, вероятно, уранайской свит Пограничного прогиба Восточного Сахалина (Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., 1999; Gladenkov et al., 2000; Гладенков А.Ю., 2007); 3) верхнедуйской и аусинской свит Южного Сахалина (Гладенков, 2008); 4) мачигарской и тумской свит п-ова Шмидта Северного Сахалина (Экосистемы …, 1999); 5) вивентекской и кулувенской свит Западной Камчатки (Орешкина, 2009). Верхний комплекс (верхняя часть верхнего миоцена–плейстоцен), сложенный преимущественно туфогенно-осадочными породами, с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на нижележащих кайнозойских осадочных комплексах и гетерогенном фундаменте. Он характеризуется зональными комплексами диатомей конца позднего миоцена–плейстоцена (7,6-0,0 млн. лет). Полная последовательность диатомовых зон этого интервала установлена в разрезах склонов Курильской котловины, плиоцена – на шельфе Восточного Сахалина, а верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена – в троге Кашеварова. Этот комплекс на склонах Курильской котловины и троге Кашеварова формировался в батиальных, а на шельфе Восточного Сахалина в районе залива Чайво – в шельфовых условиях. Возрастными аналогами данного комплекса частично являются отложения: 1) магаданской и алевинской сейсмосерий североохотского шельфа (Шаинян и др., 1989), сейсмосерий «Б» и «А» Охотского моря (Структура …, 1996); 2) маруямской свиты Макаровского района Южного Сахалина (Опорный …, 1992; Akiba et al., 2000); 3) нутовского и помырского горизонтов Северного Сахалина (Гладенков, 2008) и 3) эрмановского и энемтенского горизонтов Западной Камчатки (Решения …, 1996).

Выделенные кайнозойские осадочные комплексы окраинных морей отражают основные этапы геологического развития этих морей, связанные с геодинамическими процессами, которые активизировались в кайнозойское время и глобальными изменениями уровня моря.

Работа проводилась при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №12-III-А-07-136, №12-II-СО-07-021) и ФЦП «Мировой океан».

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева, Владивосток, Россия
tsoy@poi.dvo.ru

УДК 561:551.782.1(470.326)

В.Г. Шпуль

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ МИОЦЕНА ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ

К северу от Восточного Паратетиса миоценовые отложения занимают большие пространства, где замещаются континентально-морскими и континентальными. На данном этапе исследований не все вопросы расчленения миоцена однозначно решены из-за редкой встречаемости органических остатков. Для этих целей особого внимания заслуживают самые массовые «мелкомерные» объекты, в нашем случае, споры и пыльца, которые являются надежным «инструментом» в расшифровке миоценовой истории экосистем.

Объект исследований – миоценовые отложения бассейна палео-Дона, а именно – Окско-Донской равнины (ОДР), как наиболее изученного района и где имела место глубокая в пределах Русской равнины ингрессия морских вод. Детально отложения были стратифицированы в 70-х годах прошлого столетия Ю.И. Иосифовой и др. (1976, 1977) в процессе проведения тематических работ и геологической съемки масштаба 1:200 000. Для выделения и обоснования стратонов, кроме палинологических исследований, выполненных Е.Н. Анановой (1977), привлекались все имеющиеся данные, полученные при изучении отпечатков листьев, плодов и семян, диатомовых и кремнежгутиковых водорослей, отпечатков рыб. Спустя десять лет в неогеновом томе стратиграфии СССР (1986) Ю.И. Иосифовой и др. для ОДР впервые была предложена «унифицированная региональная стратиграфическая шкала». На тот момент решение проблемы стратификации миоцена ОДР казалось, что было близко к завершению. В течение более 20 лет геолого-съемочные работы с бурением скважин, которые вскрывали бы весь разрез миоцена в пределах ОДР, не проводились, а если и велись, то имели другую направленность.

К 80-м годам вся территория Воронежской серии Госгеолкарты-200 была покрыта геологической съемкой этого масштаба и изданы карты, но они уже нуждались в пересмотре и доработке. Да-

лее проводилось геологическое доизучение того же масштаба (карты не издавались), шестая часть площади была покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000. В последние годы XX и начале XXI веков на рассматриваемой территории имело место ГДП-200 для нового издания Госгеолкарты-200. Эти работы дали большой объем нового материала. В то же время повысились требования к детальной стратиграфической основе. Изучаемые разрезы отличались значительной стратиграфической полнотой, большими мощностями и богатством пыльцы. Детально были изучены стратотипические и опорные разрезы (Шпуль, 2004). Это позволило на основе палинологических исследований провести и подтвердить детальное стратиграфическое расчленение монотонных толщ миоцена, корреляцию разрезов, обоснование выделения стратонов, их границ, пересмотреть местные стратиграфические схемы, выйти на региональный и межрегиональный уровни, осуществить корреляцию с морскими отложениями неогена Восточного Паратетиса.

Новая легенда для геологических карт неогена и эоплейстоцена Воронежской серии разрабатывались на основе Региональной стратиграфической схемы бассейна палео-Дона тематической группой «Геосинтез» по заданию Центрального Регионального Геологического Центра. В 1998 г., с учетом замечаний, она была доработана, в 2000 г. - одобрена на совместном заседании Комиссии МСК по неогеновой и четвертичной системам и Бюро РМСК по Центру и Югу Русской платформы. Разрабатывалась легенда под руководством С.М. Шика, за неогеновую часть отвечала Ю.И. Иосифова. Основным принципом районирования было выделение бассейнов палео-рек (палео-Дона). В качестве картируемых использовались местные стратиграфические подразделения. Современные представления об объеме миоцена, плиоцена, их подотделов, корреляции регионярусов Восточного Паратетиса с ярусами общей шкалы отличаются от предложенных в 70-е годы.

Для миоцена бассейна палео-Дона, включая ОДР, на основании данных о геологическом строении отложений и их палеботанической (в основном палинологической) характеристики, выделены региональные стратоны: байчуровский, каменнобродский, уваровский, тамбовский, гуровский и горелкинский горизонты (регионярусы, регионодъярусы). Они названы по типовым свитам.

Байчуровский горизонт (нижний миоцен). Из вулканического пепла нижнего ритма разреза с. Горелки определен абсолютный возраст – нижний миоцен. Из верхнего ритма выделен горелкинский палинокомплекс. Потребовалось выделение нового стратона – байчуровской свиты. Необходимы дополнительные исследования пород нижнего ритма.

Каменнобродский горизонт (чокракский регионярус). Сохранился на ограниченных участках. Сложен грубыми песками с линзами крепких железистых песчаников, из которых выделен богатый комплекс листовой флоры с обилием магнолий, разнообразных гамамелидовых, буков, ликвидамбров и др. Абсолютная высота его ложа 135 м. Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) выделены только из пород близлежащих обнажений и свидетельствуют об отнесении их к тамбовскому и сосновскому горизонтам. Родовой состав листовой флоры идентичен пыльцевым. Последние палинологические данные свидетельствуют о наличии климатического оптимума и в тамбовское время. Необходимы дополнительные исследования.

Уваровский горизонт (чокрак-караганский регионярусы). Выполняет наиболее глубокую часть долины и залегает на девоне, на склонах – на различных горизонтах юры и мела. Абсолютная высота ложа изменяется от 10-15 до 85 м. Представлен горизонт разнозернистыми часто грубыми песками с галькой и валунами подстилающих пород, в кровле – темными глинами с растительными остатками. Его мощность достигает 45 м. СПК (нижний «ангиоспермовый») характеризуется господством покрытосеменных древесных, большим разнообразием лиственных, голосеменных, обилием тепло- и влаголюбивых, в том числе широколиственных древесных пород из семейств Fagaceae, Juglandaceae, Ulmaceae, Betulaceae, а также присутствием, хотя и в небольших количествах, целого ряда родов и видов субтропических, тропических, вечнозеленых лиственных пород и вымерших таксонов, принадлежащих формальных родам. Для палинофлоры характерно большое разнообразие родов в пределах семейства и видов в пределах рода. Последнее свидетельствует о климатическом оптимуме развития флоры.

Тамбовский горизонт (конкский регионярус). Заполняет среднюю часть погребенной долины. Распространяется шире уваровского. В осевой части налегает на уваровский, в краевых – на нижнемеловые отложения. Абсолютная высота ложа изменяется от 65 до 100 м. Представлен глинами коричневыми и угольно-черными, сланцеватыми с линзами диатомитов, в основании – песками и песчаниками. Мощность горизонта – до 44 м. СПК близок по составу к уваровскому, но значительную его часть составляет уже пыльца голосеменных. Он занимает промежуточное положение между «ангиоспермовым» и «гимноспермовым» СПК. В наиболее полных разрезах горизонта, в его средней части, отмечается палинофлора климатического оптимума.

Гуровский горизонт (нижнесарматский регионодъярус). Распространен шире тамбовского.

Абсолютные высоты ложа долины колеблются от 90 до 130 м. Залегает на тамбовском и лишь на «плечах» террасы – на мезозое. Сложен зелеными глинами с комковатой текстурой, с прослоями и линзами песков, бурого угля, со следами почвообразования. Мощность горизонта колеблется от 30 до 50 м. СПК («гимноспермовый») характеризуется господством голосеменных, преимущественно сосен (особенно секции Mirabilis), небольшим участием пыльцы лиственных с сохранением в ядре флоры еще достаточного их разнообразия. Особое региональное значение имеет СПК из средней части горизонта.

Горелкинский горизонт (среднесарматский регионодъярус). Развит широко, слагает почти все дочетвертичные водораздельные пространства. Залегает с размывом на миоценовых и меловых отложениях. Представлен песками, сиреневыми бентонитовыми глинами с прослоями алевритов и линзами диатомитов общей мощностью до 35 м. СПК с абсолютным господством пыльцы голосеменных характеризует начало существенной трансформации флор.

Открытыми для решения остаются вопросы о границах систем и их отделов.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
kid207@geol.vsu.ru

УДК 551.735(477)

А.К. Щеголев

ОПЫТ МОДЕРНИЗАЦИИ ГЕОЛКОМОВСКОЙ (ЛУТУГИНСКОЙ) РИТМОЛИТОФАЦИАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА

При создании сотрудниками Геолкома под руководством Л. И. Лутугина циклолитологофациальной стратиграфической шкалы карбона Донбасса были использованы уникальные особенности геологического строения, в частности, верхнего отдела карбона Донбасса: стратиграфическая полнота; полифациальность; наличие и широкое распространение на площади слоев известняка, использованных лутугинцами (наряду с некоторыми пластами угля) в качестве маркирующих слоев, т.е. репер-горизонтов, создающих надежный стратиграфический каркас, более детальный, чем любая из биостратиграфических зональных шкал. Отражая процесс смены во времени закономерно повторяющихся в промежутках между маркирующими известняками т. е. морскими трансгрессиями ландшафтных обстановок, Лутугинская шкала имеет историко-геологическую сущность. Она успешно использовалась при разномасштабном геологическом картировании. Служила и служит основой стратиграфических привязок местонахождений палеонтологических объектов. Позволяет устанавливать с какими абиотическими событиями совпадают разнообразные биособытия. Помогает судить о масштабах и причинах геоисторических событий, сопряженности и адекватности абиотических и биотических событий. Является основой представлений об активизации и формах тектонических движений, о причинах и масштабах местных размывов и о генезисе мощных песчаниковых толщ. Фиксирует моменты расщепления известняков и углей. Служит одним из основных показателей палеоландшафта, в особенности рельефа аккумулятивной низменности, а также лагун и пересыпей. Убеждает в том, что объектом палеоботанических исследований является не только сам остаток растения, но в такой же мере и вмещающее растительные остатки геологическое тело, т. е. залежь растительных остатков. Что основным биообъектом, адекватно реагировавшим на абиотические, в первую очередь климатические изменения, были фитоценозы рангом не ниже группы растительных ассоциаций и прежде всего растительные формации, т. е. сообщества обладавшие собственной ландшафтной зоной произрастания.

Большинству маркирующих слоев известняков и углей присущи специфические особенности, позволяющие или облегчающие их идентификацию. Как-то: необычная толщина; структура толщи; скопление остатков морских беспозвоночных; образование биогерм; доломитизация; бедность или богатство фауны; брекчиированность; резкие перепады толщины и т.п.

Именно это направление рекомендуется автором в качестве дальнейшей модернизации Лутугинской шкалы. Для чего параллельно литологической колонке рационально помещать климатическую и динамическую кривые и отмечать специфические признаки реперного горизонта.

Первая проба модернизации Лутугинской шкалы верхнего карбона в виде введения подсвит была предпринята в стратиграфических схемах 1988 и 1993 годов, а краткая характеристика событий, касающихся ряда реперных горизонтов приведена при описании стратотипов основных региональных стратонов верхнего карбона в разделе «Верхній карбон» коллективной монографии «Стратотипи регіональних стратиграфічних підрозділів карбону і нижньої пермі Доно-Дніпровського прогину» К. Логос, 2011р.

Особенно велика роль контрольной функции Лутугинской шкалы: проверка уровней так называемого «первого появления» тех или иных видов и соответственно - надежности принципа появления «руководящих» форм. А также доказательства роли фаз как закономерных состояний биоты.

Институт геологических наук НАН Украины
Киев, Украина
dir@igs-nas.org.ua

УДК 551.782.1 (479.4)

М.А. Эфендиева

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Введение. На протяжении достаточно длительного периода времени сложилось мнение, что осадочный комплекс олигоцен-нижнемиоценовых отложений в пределах территории Азербайджана преимущественно сформировался в глубоководной части этого палеобассейна. Однако последние исследования опровергли существовавшие ранее, представления о его глубоководности.

Материалы и методики исследования. Данное исследование осуществлено на основе современного комплексного подхода в изучении осадочных пород, интерпретаций имеющегося геолого-геофизического материала с привлечением значительного количества литературных и фондовых источников.

Анализ полученных данных позволил проследить характер изменения мощностей и литофаций пород майкопского возраста в пределах территории Азербайджана для каждого стратиграфического подразделения по отдельности. В результате этого появилась реальная возможность с новых позиций взглянуть на условия седиментации в этом палеобассейне и объяснить ранее не подлежащие объяснению факты.

Обсуждение. На протяжении столетия изучения отложений олигоцен-нижнего миоцена в пределах территории Азербайджана сложилось мнение о его глубоководности. Это объяснялось тем, что литологически этот комплекс отложений преимущественно представлен, толщей темно-серых, бурых сланцевых, некарбонатных глин слабо фаунистически охарактризованных, включающих в основном обильные растительные и рыбные остатки: чешую, отолиты и даже целые скелеты рыб *Meletta* .

Однако, бурением было установлено, что мощности отложений майкопской серии на территории Западного Азербайджана, в пределах НГР Междуречья Куры и Габырры достигают 3000 м (мощностью 2863 м был вскрыт олигоцен-нижнемиоценовый комплекс отложений при бурении скважины Саждаг № 2, при этом даже не достигнув его подошвы). Возможность накопление отложений такой значительной мощности в глубоководных условиях невозможно, что и позволило усомниться в правильности предшествующих исследований.

Собранный и проанализированный фактический геологический материал позволил составить базу данных значений мощностей для каждого стратиграфического подразделения майкопа. Эти данные и легли в основу построения карт мощностей для каждого стратиграфического подразделения по отдельности, что позволило выявить наличие большой по площади суши, в пределах которой породы этого возраста вообще не отлагались. А характер расположения этих территорий позволяет считать, что территория Азербайджана в майкопское время представляла собой палеобассейн в пределах, которого размещался архипелаг как постоянных, так и временных островов. Литолого-петрографические анализы образцов, отобранных как на разрезах отложений олигоцен-нижнего миоцена выходящих на дневную поверхность в ряде нефтегазоносных районов, так и керновых образцов вскрытых при бурении скважин, пробуренных в пределах всей территории Азербайджана, позволили проследить характер изменения литофациальных характеристик пород отложившихся на протяжении майкопского времени в объеме каждого стратиграфического возраста.

На протяжении майкопского этапа развития одна из основных горных систем Азербайджана - Малый Кавказ представляла собой молодую, толь-

ко начинавшуюся развиваться горную систему, которая в некоторых участках вплотную подходила к береговой зоне палеобассейна, а в ряде мест представляла собой пологий, мало расчлененный берег.

Имевшиеся участки с крутыми берегами, с которых быстрые горные реки сносили на шельф бассейна много крупнообломочного материала, и которые в сочетании с проливными дождями сформировали галечный прибрежный пояс, что является типичной особенностью гористого побережья (разрез Хархапут). Но этот пояс быстро исчезал, как только гористые берега уступали место пологому и низкиму побережью. Здесь же в ряде разрезов присутствуют гипсовые слои, прослойки и даже целые линзы гипса, что позволяет утверждать, что эти отложения сформировались в условиях замкнутого бассейна (разрезы Зейва, Аджидере). Именно в таких мелководных морских заливах, главным образом в лагунах, а также на тех участках, куда не в падали реки формировались преимущественно глинистые образования с включениями гипса.

В это же время другие горные системы - Большой Кавказ и Талыш являли собой части малорасчлененной суши, которые со всех сторон были окружены водами этого палеобассейна. А территория, прилегавшая к Большекавказской суши (Шамаха-Гобустанский НГР), представляла собой пологое побережье. По данным органической геохимии на территории НГР Шамаха-Гобустана значения ТОС этих пород варьируют от 0,1 до 6,3 %, а по данным биомаркеров они сформировались в морских условиях, но в дальнейшем были обогащены высшими растениями. Процессы трансгрессий и регрессий на протяжении майкопа неоднократно сменяли друг друга. Эти данные позволяют говорить о том, что этот комплекс богатый органикой был сформирован в прибрежной полосе, так как только тогда морские осадки во время трансгрессий могут быть обогащены высшими растениями , а это возможно только при наличии близлежащей, нерасчлененной суши.

В пределах всей Среднекуринской впадины в майкопском бассейне располагался линейно расположенный архипелаг островов с равнинным рельефом. Но при этом с обширных островов, вытянутых вдоль геосинклинали сносилось большое количество обломочного материала. В период их существования откладывались преимущественно глинистые породы, так как приток пресной воды в бассейн седиментации с этих областей вызывало расслаивание морских вод в нем. Пресная вода распространялась ближе к поверхности, а во впадинах на глубине располагались более тяжелые воды нормальной солености. Результатом такого устойчивого расслоения являлось сероводородное заражение этих вод, что и было причиной того, что на дне лагун скапливались черные глинистые породы, включающие только редкие планктонные формы и рыбные остатки. Известно, что малочисленность или полное отсутствие фаунистических остатков в породах не всегда, является доказательством глубоководности палеобассейна. Это может характеризовать и мелководный бассейн с неблагоприятными условиями для жизнедеятельности организмов, в особенности из-за изменения солености и газового режима. Причиной такого сероводородного заражения являлось отсутствие течений между многочисленными как постоянными, так и временными островами, что несомненно имело место на протяжении олигоцен-нижнемиоценового этапа развития в пределах территории Азербайджана. А из-за возможного обилия временных островов и малой площади зеркала воды вокруг них образовывались значительно меньшие по высоте волны, чем в открытых глубоководных морях. В результате всех этих процессов наблюдается уменьшение количества временных островов с одновременным увеличением накопления преимущественно глинистых однообразных осадков.

Активная вулканическая деятельность в пределах ряда континентальных островов (Нахичевани и Талыша), привела к формированию на их территориях осадочных комплексов представленных вулканогенными формациями.

Выводы. Анализ полученных материалов по результатам проведенных исследований позволил пересмотреть существовавшее ранее представления – о глубоководном характере майкопского палеобассейна и его особенностях.

В результате проведенных исследований установлено:

- получило свое подтверждение ранее имевшееся мнение, о том что формирование отложений майкопа происходило в различных палеогеографических условиях седиментации, а также наличие островных суш в пределах территории Азербайджана;
- было установлено, что это был не глубоководный, как считалось ранее, а преимущественно мелководный палеобассейн, аналог современных архипелаговых морей, в проливах между островами которых происходило формирование осадочного комплекса, сложенного преимущественно глинистыми мелкозернистыми породами, включающих редкие представители планктонных фораминифер, а также большое количество рыбных и растительных остатков.

Данное исследование базируется на личных разработках, а также результатах двух грантовых проектов CRDF (AZG1-BA-2-2618, AZG2- BA-07-2881), проведенных под непосредственным руководством автора.

Институт геологии АНАС,
Баку, Азербайджан
m.efendiyeva@mail.ru
m.efendiyeva@gia.ab.az

УДК 551.337 (571.51)

Г.Ю. Ямских

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Согласно стратиграфическому кодексу России (2006) в общей стратиграфической шкале четвертичной системы голоцен является надразделом. В региональных стратиграфических шкалах голоцен отвечает горизонту. Все подразделения четвертичной системы (общей, региональных схем) являются одновременно климатостратиграфическими подразделениями. Как климатостратиграфическое подразделение голоцен является климатолитом. Биостратиграфическая сущность голоцена заключается в проявлении фазы ландшафтно-климатических изменений, соответствующей смене перигляциального типа осадконакопления на межледниковый тип с формированием разногенетического комплекса отложений. Существующие и общепринятые стратиграфические схемы голоцена, разработанные на основе палеогеографических схем периодизации этого короткого отрезка геологической истории с подразделениями на периоды (Nilsson, 1964; Хотинский, 1977 и др.), отражают климатостратиграфические изменения. Они учитываются в региональных схемах детального стратиграфического расчленения голоцена. Материалы исследований по Южно-Минусинской котловине показали как синхронные с глобальными изменениями климата, так и региональные их проявления. Эти особенности наиболее четко проявляются в несовпадении границ региональных хроноинтервалов с межрегиональными схемами голоцена. Для восстановления истории короткого отрезка геологического времени - голоцена потребовалась большая детальность стратиграфического расчленения отложений. Это было достигнуто послойной палинологической, малакофаунистической и ботанической характеристикой всей толщи разрезов субаэрально-фигогенннх осадков, а также применением радиоуглеродного датирования. Главное внимание при выделении региональных стратиграфических подразделений голоцена на климатостратиграфической основе уделено экологическому анализу комплексов ископаемых палинофлор как средства реконструкции климатической обстановки. Длительность времени, соответствующего выделенным стратиграфическим подразделениям, определяется продолжительностью климатических фаз, для которых характерны специфические комплексы растительности. Общепринятым таксономическим рангом дробного стратиграфического расчленения голоценовых отложений являются палинозоны, представляющие вспомогательные стратиграфические подразделения. Учитывая требуемую точность стратиграфического расчленения голоценовых континентальных отложений и детальную корреляцию их разрезов, дробные климатостратиграфические подразделения на уровне палинологических зон и климатических фаз охарактеризованы восемью элементами палеоклимата посредством математической обработки палинологических данных. Благодаря этому стратиграфическое расчленение произведено на объективной основе, а также более обоснованными являются и хронологические рубежи выделенных стратиграфических подразделений.

На территории Южно-Минусинской котловины голоценовые отложения имеют повсеместное распространение и представлены различными генетическими типами: аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, озерными, эоловыми и фитогенными. Для отложений характерна пестрая фациальная изменчивость, относительно малые мощности (первые метры), сложные соотношения их в разрезах, залегание на разно высотных поверхностях. Неполнота разрезов и бедность органическими остатками затрудняет дробное стратиграфическое расчленение голоценовых отложений.

Наибольшей полнотой геологической летописи среди отложений голоцена отличаются субаэрально-фитогенные осадки, представленные в котловине преимущественно низинными торфяниками, на основе комплексного изучения которых стало возможным дробное климатостратиграфическое голоцена. В соответствии с принятой схемой Блитта-Сернандера, модернизированной Н.А.Хотинским (1977), эпоха торфяных накоплений в Южно-Минусинской котловине ограничивается суббореальным и субатлантическим периодами. Вероятно, в некоторых районах, судя по специфике климатических условий, торфообразование начало проявляться и в позднеатлантическое время. Позднеплейстоценовые отложения Южно-Минусинской котловины, соответствующие финальным стадиям сартанской эпохи, представлены перигляциальным аллювием разновысотных террас и

субаэральными осадками. Большую группу составляет склоновый ряд отложений: коллювий обрушения (обвальные, осыпные накопления), коллювий сползания (оползневые, солифлюкционные накопления), коллювий смывания (делювий) Изучением позднесартанского перигляциального аллювия террас, а также исследованием субаэральных осадков востока соседней Сыдо-Ербинской котловины установлено накопление в конце сартанской эпохи преимущественно лессовых и лессовидных отложений. Они включают горизонты слаборазвитых почв, соответствующих кокоревскому и таймырскому потеплениям Сибири. Накопление перигляциального аллювия, подверженного криогенным деформациям, происходило в фазы похолоданий климата, отвечающих ньяпайской и норильской стадиям сартанского оледенения.

Из осадков подучены спорово-пыльцевые спектры холодных лесостепей и степей с преобладанием полынно-маревых ассоциаций, а по дну долин и в логах произрастали береза, сосна, лиственница, ель и пихта, Завершение накопления перигляциального аллювия произошло до потепления, датированного от 11,1 до 10,9 тыс. л.н., что позволяет предполагать этот рубеж как один из вариантов границы плейстоцена и голоцена. Но последующее затем накопление субаэральных склоновых осадков перигляциального облика, перекрывающих сартанский аллювий, дает основание придерживаться существующих взглядов на эту границу. Полученные по ископаемым почвам ^{14}C даты от 10,45 до 10,36 тыс.л.н. фиксируют потепления и первый максимум ели в спорово-пыльцевых спектрах, что свидетельствует о смене перигляциальной климатической обстановки на близкую к современной, но климат был более прохладным и влажным.

Отложения раннеголоценового времени, соответствующие предбореальному и бореальнсму периодам (10,5-9,0 и 9,0 и 8,0 тыс.л.н.), представлены русловым аллювием перстративной фазы аккумуляции и полицикловым пойменным аллювием с горизонтами почв.

Ранний голоцен на территории котловины ознаменовался обширными размывами на дне речных долин, в связи с чем аллювиальные осадки имеют лишь фрагментарное распространение и незначительные мощности. В это время продолжалось накопление отложений склонового ряда. С начала голоцена (в фазы размывов) до суббореального периода происходило прерывистое накопление аллювиальных осадков первой надпойменной террасы. На некоторых участках долин продолжалось формирование полицикловых толщ этой террасы до субатлантического периода включительно (Ямских, 1989). Поэтому раннегологеновые аллювиальные отложения, включая и первую половину атлантического периода, выражены фрагментами в разрезах и характеризуются бедностью спорово-пыльцевых спектров. На территории региона не обнаружено фитогенных раннеголоценовых отложений. Подученные радиоуглеродные даты от 8.7, 8.3, 8.2 до 6.8-6.6 тыс.л.н. по ископаемым почвам сопредельных районов свидетельствуют о фазах потепления климата в раннем голоцене.

Возраст аллювиальных свит современной поймы ограничивается суббореальным и субатлантическим периодами.

Отложения поймы также включают комплекс ископаемых почв, датированных от 4,5 до 4,0 тыс.л.н. и 0,4 тыс.л.н.

Начало торфообразования на территории Минусинской котловины датировано началом суббореального периода (4,56 тыс.л.н.). Торфяники подстилаются старичными илами и гумусированными песчаными осадками пойменной фации, залегающими на размытой эрозионной поверхности.

На территории Южно-Минусинской котловины на основании палинологических данных и радиоуглеродного датирования для второй половины голоцена выделено 12 (для зоны настоящей степи) и 14 (для зоны южной лесостепи) более дробных подразделений в ранге пыльцевых зон и построены обобщенные кривые элементов палеоклимата. Временные рубежи этих зон рассчитаны по полученнда радиоуглеродным данным (Ямских, 1993, 2005).