



**ГРАНИЦА МИССИСИПИЯ И ПЕНСИЛЬВАНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РАЗРЕЗАХ АНГАРИДЫ
(СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА; МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ)**

Н.Б. Донова

ОАО «Красноярскгеолсъёмка», г. Красноярск; donova_nb@mail.ru

**MID-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN CONTINENTAL SECTIONS
OF ANGARALAND (SIBERIAN PLATFORM; MINUSINSK DOWNWARP)**

N.B. Donova

Open Joint-Stock Company «Krasnoyarskgeolsyemka», Krasnoyarsk

Неоднозначное толкование возраста базальных горизонтов угленосных отложений верхнего палеозоя Сибири создает значительные трудности при межрегиональной корреляции отложений и соотнесении их с ярусами ОСШ. На Сибирской платформе эти отложения имеют сквозную индексацию возраста и датируются серпуховско-башкирским веком, в Минусинском и Кузнецком прогибах – серпуховским. Следует отметить, что введение ярусов ОСШ в региональные стратиграфические схемы Сибири было принято решением МСК в 1982 с формулировкой: «... *Вести во все стратиграфические схемы верхнепалеозойских отложений Сибири ярусы общей шкалы карбона и перми, отразив в объяснительных записках условность сопоставления с ними региональных стратиграфических подразделений*». Сами авторы схемы отметили, что «... *этот шаг был преждевременным, не соответствующим степени изученности региона и, таким образом, дезориентирующим читателя. Дискуссионными и, следовательно, условными являются границы не только ярусов, но и отделов, и даже систем*» [15].

Рубеж раннего и среднего карбона обоснован сменой флор – лепидофитовой на кордаитовую – и смоделирован исключительно на разрезах Кузнецкого бассейна [13]. При этом проигнорирован тот факт, что нижняя часть угленосного карбона в Кузбассе сформирована в условиях прибрежно-морской низменности с заметным количеством лепидофитов в растительном покрове, тогда как базальные слои в Минусинском прогибе образованы в пределах аллювиальной равнины, где упомянутые растения либо отсутствовали, либо были представлены крайне угнетенной популяцией, а представители пионерных сообществ птеридоспермов и архаичных голосеменных еще не освоили новых ландшафтов [6].

Роль внешней шкалы при установлении возрастных соотношений стратонев Сибири выполняет разрез Кузнецкого бассейна, принятый в качестве эталонного. Граница нижнего и среднего карбона в настоящее время проводится в середине острогской подсерии (кровля евсеевской - подошва каезовской свит). Евсеевская свита отнесена к серпуховскому ярусу нижнего карбона, каезовская к башкирскому ярусу среднего карбона [3, 4, 5]. В официально утвержденных стратиграфических схемах верхнего палеозоя Кузбасса, Сибирской платформы и др. практически все литостратиграфические подразделения совпадают с биостратиграфическими, что являлось принципом построения стратиграфических схем на начальных этапах изучения Ангарской палеофитогеографической области [15].

На основании комплекса макрофлоры и палинофлоры с евсеевской свитой Кузбасса сопоставляются нижние части угленосной формации Минусинского бассейна - солёноозерская свита серпуховского яруса нижнего карбона. Свита с размывом пере-

крывается сарской свитой, стратиграфическое положение которой – серпуховский-башкирский яруса. Граница ярусов, соответствующая границе миссисипия и пенсильвания (“Mid-Carboniferous boundary”) в МСШ, здесь проводится внутри угленосной толщи. В Тунгусском бассейне маломощный конденсированный разрез верхнего палеозоя залегает на кембрий-ордовикском цоколе, аналог евсеевского комплекса органических остатков отсутствует, а смена шушукского палинокомплекса позднего визе янготойским палинокомплексом среднего карбона свидетельствует о наличии стратиграфического перерыва в объеме серпуховского яруса и нижнебашкирского подъяруса [7, 14]. Между тем, в легендах Тунгусской и Ангаро-Енисейской серий на этом уровне традиционно принимаются местные подразделения (тушамская, суриндинская, тычанская, ичодинская свиты, каолинит-халцедоновый горизонт) весьма неопределенного двусмысленного стратиграфического положения [12].

Континентальный карбон Ангариды со своеобразной ангарской флорой умеренного климата и внутриконтинентальными «бассейновыми» обстановками наиболее полно представлен в Алтае-Саянской складчатой области в Минусинском прогибе, где на протяжении всего миссисипия и пенсильвания на фоне устойчивого компенсированного прогибания накапливались преимущественно континентальные осадки. Мощная толща карбона с подстилающими отложениями верхнего девона вскрывается в едином береговом разрезе и перекрывается отложениями нижней и верхней перми (правый берег р. Абакан, пос. Изыхские копи). Каменноугольные отложения имеют отчетливое двучленное строение. Наиболее древняя нижняя часть каменноугольного разреза представлена турне-визейским пестроцветным осадочного-вулканогенным комплексом пород (мощностью 1400 м). Верхняя часть разреза – угленосным комплексом пород аллювиально-дельтовых фаций от серпуховского до гжельского яруса включительно (мощностью 1100 м). Эта часть разреза в настоящее время имеет комплексное обоснование возраста по неморским двустворкам, флоре и миоспорам [1, 2, 4, 7]. В пограничных отложениях нижнего-среднего карбона установлены переходные спорово-пыльцевые комплексы с выделением палинозон (ПЗ). Палинокомплексы прослежены по схематическому профилю «межгорный прогиб – платформа», что позволяет говорить об особенностях процессов осадконакопления и состава ПК в сопредельных регионах [8].

Нижняя телепирокластическая формация характеризуется: 1) аридными обстановками формирования отложений; 2) резким преобладанием пепловой пирокластики над терригенной составляющей; 3) отсутствием аллювиальных фаций; 4) доминированием макроостатков лепидофитов с маноксилической стелой; 5) доминированием спор лепидофитов. Завершающим звеном в цикле раннекаменноугольного осадконакопления являются байновская и подсиньская свиты. Зеленоцветные туфопесчаники с линзами глинистых известняков байновской свиты постепенно сменяются вверх по разрезу тонкими разностями туффитов подсиньской свиты с заметным количеством углестого аттрита и горизонтами погребенных почв. Нижнекаменноугольный разрез приобретает признаки смежных формаций: характеризуется преобладанием терригенной составляющей, текстурами высокой динамики среды, что является свидетельством увеличения количества атмосферных осадков, во флорах намечается эндемизм. Именно на этой стадии развития Минусинского палеобассейна (байновское-подсиньское время) намечается тенденция гумидизации климата. С середины байновского времени в составе растительного сообщества установлена смена в доминантах макрофлоры – появляются мелкоподушечные лепидофиты, некоторые членистостебельные, здесь же в палиноспектрах наряду с основным лепидофитовым составом зафиксировано первое появление пыльцы древнего морфологического облика *Florinites grandis* и новых представителей спор птеридоспермового сообщества *Cyclobaculisporites trichacanthus* и *Psilohymena psiloptera*, которые определяют позднепалеозойский облик палинофлоры последующих эпох [16].

Верхняя (угленосная формация) в основании представлена солёноозерской свитой, и ее нижняя граница рассматривается в качестве границы структурных подъярусов, соответствующих формациям разного генезиса [17]. Свита с размывом залегает на подсиньской и с размывом же перекрывается сарской свитой. Имеет сильную фациальную изменчивость, обусловленную неустойчивостью режима осадконакопления в период заложения седиментационного бассейна нового облика, и представлена двумя

типами разрезов. Первый тип представлен полимиктовыми конгломератами, гравелистами, песчаниками, переходящими вверх по разрезу в переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослойками углей. Второй тип разрезов представлен более тонкими разностями пород переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов с заметной ролью зольных углей. В основании свиты залегает полифациальная пачка пород мощностью до 30 м, представленная зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и углистыми алевролитами, замещающимися по латерали углями. Ранее эта пачка относилась к подсиньской свите. Мощность свиты претерпевает значительные изменения, в наиболее полных разрезах Изыхского и Бейского месторождений она составляет 140-170 м. Свита охарактеризована комплексом макрофлоры с зональным видом *Chakassopteris concinna* [5] и палинокомплексом ПЗ *Densosporites acerossus* – *Florinites grandis*, и сопоставляется с верхней частью евсеевского горизонта Кузбасса. Возраст с учетом палеоэкологического анализа принимается как ранний башкирский век среднего карбона [7, 11].

Наиболее полно исследованы миоспоры в стратиграфическом интервале на рубеже конца раннего – начала среднего карбона, где установлена последовательная смена развития палинофлор (снизу вверх) от лепидофитового до птеридоспермокордаитового этапа через этап архаичных птеридоспермов (предкордаитовый этап) – солёноозерское и сарское время. Солёноозерское время – перестройка палеогеографического плана, заложение постоянных речных сетей и широкое развитие аллювиальных фаций, реликтовый характер лепидофитовых сообществ; сарское время – формирование устойчивого палеогеографического плана с тундровыми ландшафтами [9, 10] и флорой нового типа в пределах всей системы Минусинских впадин, в ПК отмечается бедность таксономического состава и резкое сокращение спор лепидофитов (ПЗ *Capillatisporites lunatus* – *Cyclogranisporites larvatus*), во флорах с зональным видом *Velonopteris ivanovii* – падение продуктивности биоты [16].

Наметить естественные рубежи и приблизиться к распознаванию границы миссисипия и пенсильвания в континентальных разрезах помогает палеоэкологический анализ, одним из инструментов которого является палинофлора, как отражение материнских флор и особенностей седиментационных процессов. Анализ изменения абиотических и биотических характеристик пород вверх по разрезу позволяет говорить о постепенной смене формаций в сторону антраколизации на протяжении байновско-подсиньского времени и резкой скачкообразной смене на рубеже подсиньского и солёноозерского времени (смена литогенеза), обусловленной климатической перестройкой (многократное увеличение количества осадков), повлиявшей на характер осадконакопления (заложение аллювиальных сетей) и перераспределение растительных сообществ. Лепидофиты в связи с рассолонением почв становятся реликтами в обстановках Минусинского бассейна в солёноозерское время и мигрируют в сторону регрессирующего Кузнецкого моря, сохраняясь там вплоть до каезовского времени в обстановках приморской равнины. Смена литогенеза, перестройка палеогеографического плана и становление новых ландшафтов, сопровождавшиеся массовым переотложением спор лепидофитов, зафиксированы в солёноозерское время. Предкордаитовый этап отражает значительное палеоэкологическое событие, которое претендует на роль маркера, разделяющего стратоны крупного ранга – а именно, миссисипия и пенсильвания в континентальном карбоне. Это событие соответствует нижнему трансгрессивному тракту седиментации – начальной стадии формирования крупной секвенции в наиболее прогнутой части бассейна седиментации Минусинского межгорного прогиба. Поэтому здесь оно проявлено наиболее ярко по сравнению с другими регионами.

Срединную границу карбона (между миссисипской и пенсильванской подсистемами = подошва башкирского яруса) в континентальных толщах с флорой ангарского типа наиболее логично проводить в подошве солёноозерской свиты Минусинского бассейна и в подошве евсеевского горизонта Кузбасса, т.е. по смене типов литогенеза, обусловленной контрастной климатической перестройкой, совпадающей с границами эвстатических циклов крупного ранга и сменой флористических сообществ. На Сибирской платформе устанавливается наличие регионального перерыва в объёме верхотомского-евсеевского (ПЗ *Densosporites acerossus* – *Florinites grandis*) - нижней половины каезовского горизонтов Кузбасса (ПЗ *Capillatisporites lunatus* – *Cyclogranisporites larvatus*, ПК нижнесарской подсвиты Минусинского прогиба).

Литература

1. Бетехтина О.А. Фаунистическая характеристика Изыхского разреза Минусинского бассейна // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография девона и карбона Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 28-35.
2. Бетехтина О.А., Бозуш О.И., Горелова С.Г. Стратиграфия карбона Кузнецкого и Минусинского бассейнов // Доклады VII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Москва: Наука, 1975. С. 117-124.
3. Бетехтина О.А., Горелова С.Г. К вопросу об "острогской свите" Кузбасса // Биостратиграфия девона и карбона Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 93-104.
4. Бетехтина О.А., Горелова С.Г. Палеоландшафты зон угленакопления и методика их использования для корреляции (на примере Кузнецкого и Минусинского бассейнов) // Биостратиграфия и палеогеография девона и карбона Азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1978. С. 20-29.
5. Верхний палеозой Ангариды / Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.
6. Донова Н.Б. Особенности палеогеографических обстановок и палинофлора Ангарской палеофитогеографической области на рубеже раннего-среднего карбона в Южно-Минусинской впадине // Материалы III Международного симпозиума. Томск: ТГУ, 2005. С. 235-236.
7. Донова Н.Б. Палиностратиграфия пограничных отложений нижнего-среднего карбона Южно-Минусинской впадины. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Томск: ТГУ, 2006. 22 с.
8. Донова Н.Б. Модель формирования ангарских палинокомплексов начала позднепалеозойского этапа седиментогенеза // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий. Материалы коллоквиума. Москва: ГЕОС, 2009. С. 40-43.
9. Дуранте М.В. Положение основных геохронологических рубежей во флороносных отложениях верхнего палеозоя Кузбасса (состояние проблемы). // Кузбасс - ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск: ИНТЕРГЕО, 1996. Т. 1. С. 23-35.
10. Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Москва: Наука, 1995. Т. 3. № 2. С. 25-37.
11. Зорин В.Т. Нижний карбон Минусинского прогиба (стратиграфия, флора). С-Петербург: ЗАО «Монитэк», 1998. 143 с.
12. Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 163 с.
13. Мейен С.В. О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 4. С. 186-189.
14. Петерсон Л.Н. Палиностратиграфия отложений карбона и перми тынчанского алмазоносного района (Тунгусский бассейн) // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий. Материалы коллоквиума. Москва: ГЕОС, 2009. С. 37-39.
15. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1982. Ч. II (Средний и верхний палеозой). 129 с.
16. Сивчиков В.Е., Донова Н.Б. Эволюция континентальных экосистем в карбоне Ангариды // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии. Материалы XLIV сессии палеонтологического общества. Санкт-Петербург, 1998. С. 88-90.
17. Сивчиков В.Е. Проект единой региональной шкалы верхнепалеозойских отложений Сибири. // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий. Материалы коллоквиума. Москва: ГЕОС, 2009. С. 70-74.