

УДК 551.734(571.1)

ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ДЕВОНА НЮРОЛЬСКОЙ ЗОНЫ И ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ РАЙОНИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 2011 г. Г. Д. Исаев

ООО Научно-исследовательский Центр “СИБГЕОНАФТ”

630000, г. Новосибирск, ул. Фасадная, 18

E-mail: Sibgeonaf@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2010 г.

Сделан фациальный анализ нижнего, среднего и верхнего девона Нюрольской зоны. Определены геологические, тектонические и фациальные отличия Нюрольской, Сильгинской и Томь-Колыванской зон. Наличие рифовых систем определяет фациальную зональность древних морских акваторий девона, которая может быть взята за основу районирования всей территории Западной Сибири. В качестве критериев рассматриваются: фациальные, структурные, флюидотектонические и тектоно-стратиграфические (перерывы, характер унаследованности, типы прогибов) особенности. Предлагается новая уточненная схема структурно-фациального районирования Западно-Сибирской плиты, которая основывается на авторской модели синхронизации региональных стратиграфических подразделений палеозоя. Сделан вывод о необходимости детализации биостратиграфических исследований с привлечением других методов стратификации для более полного и объективного представления об эволюции Западно-Сибирской плиты – крупнейшей нефтегазоносной провинции мира.

Ключевые слова: критерий, авлакоген, синеклиза, фациальный анализ, флюидотектоника.

ВВЕДЕНИЕ

В литературе не так много найдется публикаций, посвященных структурно-фациальному районированию палеозоя Западно-Сибирской плиты (ЗСП). До 1975 г. в обширной литературе по ЗСП было известно до 25–30 вариантов структурно-фациального районирования, геолого-тектонико-геофизических моделей строения. Главным недостатком этих конструкций был дефицит материала собственно по территории Западной Сибири. В основном, эти модели базировались на данных геолого-тектонического исследования Горного обрамления ЗСП. Основной объем палеонтологическо-стратиграфических работ был выполнен в СНИИГГиМСе, при участии ИГиГ СО РАН и ТГУ с 1977 по 1994 г. и то только по юго-восточному сегменту ЗСП. Эти материалы вошли в Региональную стратиграфическую схему [17], а затем и в монографию [5]. Недостатком региональных обобщений по ЗСП этого периода является неравномерность палеонтологической изученности всех регионов ЗСП, проблемы возраста древнейших отложений и синхронизации региональных подразделений, последовательность которых была изучена и прослежена в пределах юго-востока ЗСП.

В последнее время появляется много работ, посвященных доюрскому фундаменту [1, 6–8, 15, 19, 20 и др.], но палеонтологических исследований собственно по палеозою не так много [2, 3, 4, 14, 21, 22]. Большая часть последних биостратигра-

фических обобщений базируется на старых палеонтологических данных 80–90-х годов. Вместе с тем, только палеонтологическая информация может быть положена в основу определения палеобстановок седиментации, биофациального и фациального анализа. Девонская система ЗСП характеризуется доминированием морских отложений практически в пределах всей плиты, за исключением юго-восточных районов Томь-Колыванской СФЗ. Поэтому при расчленении палеозойских разрезов, в диагностике их фациальной природы, при синхронизации в пределах ЗСП приоритет отдается палеонтологическим данным. Автором с 1977 г. изучено около 700 скважин, вскрывших древнейшие отложения Западно-Сибирской плиты, из них около 400 – расположены в юго-восточной ее части. Палеонтологическое, стратиграфическое и фациальное изучение палеозойских разрезов сначала в типовой местности – в Нюрольской структурно-фациальной зоне (СФЗ), затем и в других регионах юго-востока, центра и севера ЗСП, позволяют автору сделать три вывода:

1) доюрский “фундамент” ЗСП представляет собой не складчатое образование геосинклинального типа, как считалось ранее, а палеозойское основание с параплатформенным строением;

2) ЗСП – это самостоятельный сегмент литосферы, с циклическим унаследованным прогибанием территории, со спецификой эволюции морского и континентального седиментогенеза, отличных от соседних территорий (Урал, Сибирская платформа, Таймыр, Алтай);

3) в пределах всего палеозойского основания ЗСП наблюдается одинаковые соотношения морских силурийских, девонских и каменноугольных прогибов, субконтинентальных врезов и осадочных бассейнов позднего карбона и перми.

Одним из главных критериев любого районирования территории является фациальный. Поэтому на первом этапе внимание автора было сконцентрировано на исследовании фациальной неоднородности, типовой для всей ЗСП местности – Нюрольской СФЗ. Основой регионального фациального анализа является биоседиментологический способ разграничения биолитофаций, ранее охарактеризованный в [9]. На базе обобщения фациальных признаков в силурийских, девонских и каменноугольных разрезах Западной Сибири автором разработана идеализированная модель последовательности фациальных зон и поясов морских обстановок; которая является своеобразным инструментом фациального анализа. Кроме того, в региональном фациальном анализе используется и авторская классификация первичных карбонатных пород, основанная на энергетических признаках среды (текстур, структур) [9].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах центральной части Нюрольской СФЗ автором изучены три фациальные модели для нижнего, среднего и верхнего девона, основные параметры которых продемонстрированы в монографиях [9, 10]. Литофациальная модель нижнего девона Нюрольской СФЗ (рис. 1) характеризуется развитием пояса органогенных построек, расположенных на внешнем крае карбонатной платформы. Этот пояс трассируется с юга на север: от Львовской и Сононовской площадей на юге до Перкатской и Сельской на севере. В зарифовых обстановках формировались глобидные и пелспаритовые известняки, в районе скважин Еллейской и Западно-Еллейской площадей – фации зарифовой лагуны. Передовой склон рифа (эмсский век) определяется в районе скважин Сутыгинской, Сельской, Светлой площадей, а зарифовые биокластиты широким поясом развиты в южной части (от Верхне-Васюганской площади до Северо-Тамбаевской площади) мелководной карбонатной платформы (ундаформы). Вдоль ее восточного края скважинами вскрывается достаточно узкая троговая предрифовая зона, представленная глубоководными кремнисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми отложениями, в северной (Северо-Васюганская пл.) и в южной (Малоичская пл.) частях которой широко развиты эффузивно-осадочные образования. В качестве маломощных покровов последние широко развиты и в разрезах скважин этой троговой зоны (от Осиновской площади на юге до Северо-Восточной и Айгольской площадей на севере). Восточнее этой троговой зоны распространены глинисто-терригенные отложения берего-

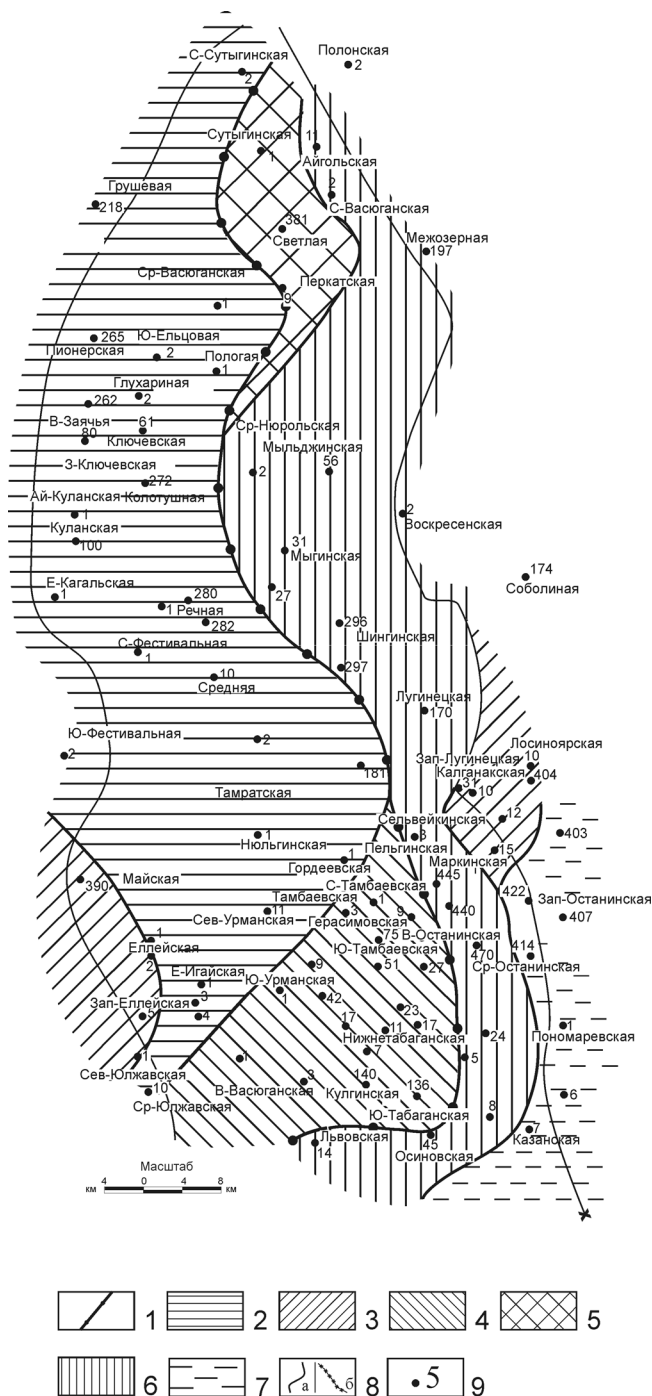


Рис. 1. Литофациальная модель нижнего девона Нюрольской СФЗ.

1 – барьерные, береговые рифы; органогенные постройки, биогермы, биостромы в зонах, поясах; 2 – литофации карбонатной платформы (плато ундаформы, зарифовые); 3 – литофации лагуны, внутришельфовых впадин; 4 – литофации зарифовой клиноформы, шельфового склона; 5 – литофации передового склона, склона платформы; 6 – литофации троговой зоны, предрифового глубоководья, с эффузивами; 7 – литофации береговой клиноформы; 8 – границы: а – литофациальных зон, б – Нюрольской СФЗ; 9 – скважины, вскрывшие палеозой.

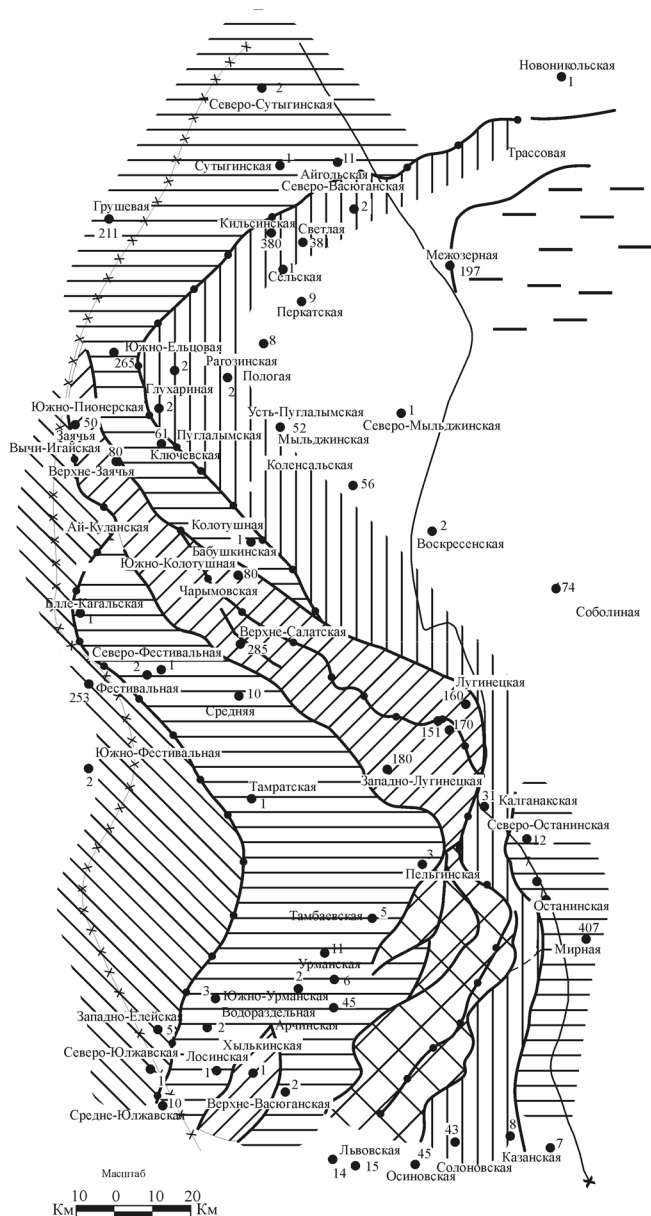


Рис. 2. Литофациальная модель среднего девона Нюрольской СФЗ.

Условные обозначения – см. рис. 1.

вой клиноформы (морские литофации) и доломито-алеврито-глинистые фации изолированной лагуны. Контакт лагунных и троговых глубоководных литофаций объясняется их разновозрастностью (от лохова к эмсу) и их миграцией с востока на запад.

Литофациальная модель (рис. 2) среднего девона отличается от модели нижнего существенной диверсификацией фациальных обстановок, отсутствием близбереговых литофаций, жестким рифовым контролем. Ось рифового барьера прослеживается сначала с юго-запада на северо-восток, а затем – на северо-запад. Барьер имеет причудливую форму, дублируясь на западе и на востоке, что мож-

но интерпретировать как перемещение его в пространстве. Мощные литофации передового склона наблюдались от Львовской площади на юге до Герасимовской – на севере. В зарифовой области широко представлены: литофации внутришельфовых впадин, склона карбонатной платформы (от Северо-Южлавской до Вычи-Игайской), плато карбонатной платформы (от Елле-Кагальской до Водораздельной-Кулгинской площади). Литофации зарифового плато в виде широкой полосы прослеживаются с юга на север западнее рифового барьера, замещаясь на севере (в районе Чкаловской и Новоникольской площадей) биолитокластическими грейн-руд-пакстоунами рифового (?) склона. Вдоль рифовой системы среднего девона с юга на север картируется узкая зона троговых литофаций предрифа, представленная кремнисто-глинисто-карбонатными породами, кремнеизвестняками, кремнеаргиллитами (от Казанской и Калиновой площадей на юге до Сельской и Кильсинской на севере), замещаясь на границе с Сильгинской СФЗ глинисто-карбонатными (лито-биокластовые флаутстоуны) породами Мурасовской толщи (Мурасовская-22). Восточнее троговой зоны развиты литофации зарифового плато (Останинская, Северо-Останинская), видимо, представляющие “эрозийный” останец этой же рифовой системы, но на самых ранних фазах развития.

Литофациальная модель верхнего девона (рис. 3) существенно упрощается и состоит из 6 фациальных поясов с зоной развития органогенных построек, которые трассируются “внутри” карбонатной платформы от Кулгинской площади на юге до Елле-Кагальской – на севере. На западе (Еллей-Игайская площадь) развиты склоновые пакстоуны, аргиллиты, известковые песчаники. Литофации передового склона представлены био-литокластическими известняками, калькаренидами, рудстоунами и кальцирудитами. Троговая предрифовая зона значительно уже, чем в предыдущих моделях, наблюдается в скважинах на Калиновой, Герасимовской, Сельвейкинской и Нюрольской площадях и представлена слоистыми глинисто-карбонатными, кремнисто-карбонатными породами, силицилитами, кремнеаргиллитами и кремнеизвестняками. Восточнее этой зоны, также как и в предыдущей модели прослеживаются мелководные литофации карбонатной платформы, которые замещаются к северу известковыми песчаниками, аргиллитами и слоистыми пакстоунами береговой клиноформы в районе Лосиноярской, Мирной, Останинской и Северо-Останинской площадей, уже в пределах Сильгинской СФЗ.

Автором изучены Сильгинская, Томь-Колыванская СФЗ [11], в которых последовательность фаций совершенно другая. Если в Нюрольской СФЗ последовательность фациальных зон морского бассейна выдерживается для девона в меридиональном направлении, то для Сильгинской СФЗ – на-

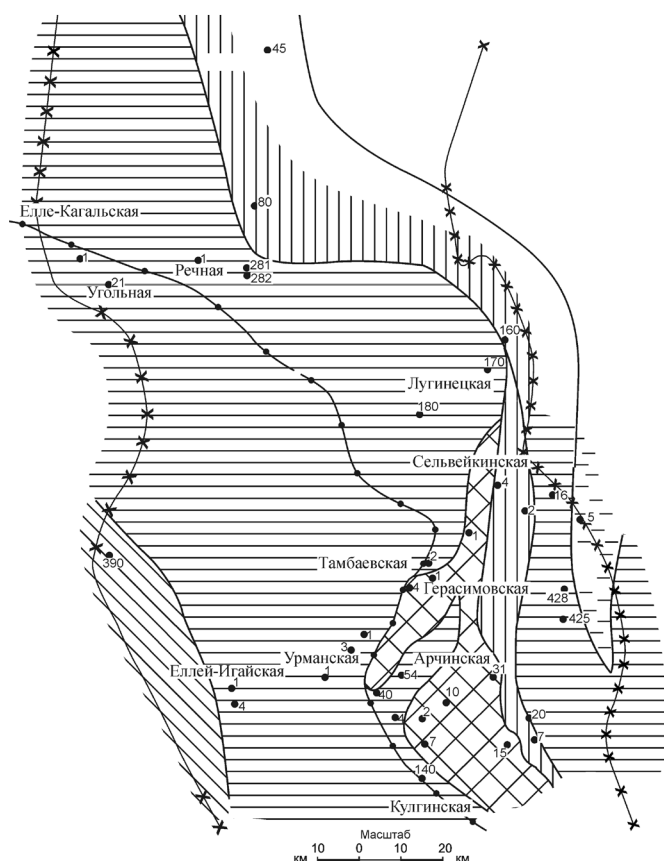


Рис. 3. Литофациальная модель верхнего девона Нюрольской СФЗ.

Условные обозначения – см. рис. 1.

блюдается северо-восток–юго-западное простира-ние зональности морских и прибрежно-морских литофаций, а для Томь-Колыванской СФЗ – почти субширотная дифференциация лагунно-морских и континентальных литофаций девона.

Установление Сильгинской СФЗ, в качестве самостоятельной, базируется на следующих положениях:

1) выдержанность стратиграфической последовательности отложений от кембрия по перми включительно в пределах всей территории СФЗ;

2) устойчивость проявления на всей территории фациальной зональности: глубоководного шельфа на севере; мелководной клиноформы в центральной части и бассейновых, относительно глубоководных фаций – на юге СФЗ;

3) наличие в пределах всей Сильгинской СФЗ перерывов между нижним ордовиком и силуrom; на границе силура и девона, девона и карбона и крупного регионального (инверсионного) перерыва на границе среднего карбона и перми объемом в полтора отдела;

4) устойчивость литологического состава толщ и свит в пределах фациальных районов, часто с выдержанной мощностью.

Глубинный характер границ Сильгинской СФЗ на востоке подтверждается развитием Сенькинского гранитного батолита, а на западе – распространением перидотитов, меймечитов, пикритов, толеитовых базальтов (Северо-Останинская пл.). В пограничных областях Сильгинской СФЗ с Нюрольской и с Томь-Колыванской СФЗ распространены трапповые формации триаса, перекрывающие континентальные пермские траппы. То есть, в пределах СФЗ существовала определенная унаследованность со среднего карбона по триас включительно в отрицательных движениях, в основном приуроченных к системам глубинных разломов северо-западного–меридионального направления.

Особенности Сильгинской и Нюрольской СФЗ и их отличия следующие (рис. 4):

1. Доминирование в Сильгинской СФЗ эффузивного комплекса пород, иногда траппового, покровного типа, не только в триасе, но и в нижнем девоне.

2. Развитие кислых эффузивов самлатской толщи (C_2-P_1) в узких субпараллельных врезках на эрозионной палеозойской поверхности.

3. В Нюрольской СФЗ, в ее центральной части, преобладают рифогенные отложения верхнего силура и девона. В Сильгинской СФЗ рифогенные отложения отсутствуют. Здесь даже для лугинской свиты характерны относительно глубоководные литофации.

4. В отложениях девона Нюрольской СФЗ наблюдается весь спектр литофаций зон палеогеоморфологического профиля девонского бассейна. Для Сильгинской СФЗ спектр обстановок литификации ограничен только зонами склонов и центра внутришельфового бассейна береговой клиноформы. То есть, для Сильгинской зоны типичны “закрытые” бассейновые отложения девонской системы.

5. Стратиграфическая последовательность отложений Нюрольской СФЗ более полная, фаунистически охарактеризованная с доказанными перерывами между нижним и средним девонem, между девонem и карбоном, в основании девона, в основании перми и триаса. Для Сильгинской СФЗ стратиграфическая последовательность установлена по аналогии с близкими по фациальному облику разрезами девона в западных и восточных районах Нюрольской СФЗ. Она имеет некоторую условность, т.к. основана на корреляции толщ и свит. Палеонтологические данные практически отсутствуют, а перерывы в стратиграфической последовательности имеют объемы до одной системы (например, между пономаревской свитой – S_1 и большеичской свитой – D_1 ; между соболиной толщей и пономаревской толщей – в 2 отдела).

6. Высокоуглеродистые литофации наблюдаются в совершенно определенных обстановках (центр внутришельфового бассейна и троговая зона открытого бассейна), которые более характерны для Сильгинской СФЗ, а также для западного и восточного районов Нюрольской СФЗ. В этих зонах фор-

мировались породы варьеганской, лесной, мирной, кыштовской и чагинской свит. Породы чагинской и кыштовской свит формировались в зонах глубоководных депрессий.

Автором изучена стратиграфия Широкого Приобья [12] и Новопортовского региона, построены геологические модели этих районов. В пределах первого выделено 5 структурно-фациальных зон (Ханты-Мансийская, Салымская, Усть-Балыкская, Варьеганская и Никольская), для которых построены уточненные стратиграфические схемы, опреде-

лена фациальная изменчивость девонских стратон в пределах каждой СФЗ.

Горизонты, установленные по палеонтологическим данным и охватывающие всю палеобиогеографическую провинцию, крупные сегменты литосферы, согласно Стратиграфическому кодексу [18] могут быть названы региоюрсами. Таких подразделений в пределах всей ЗСП (рис. 5) выделяется семь. Термин “параседия” предложен Э.Б. Мовшович с соавторами [16]. Он означает парагенетическую “ассоциацию породных тел, сформировав-

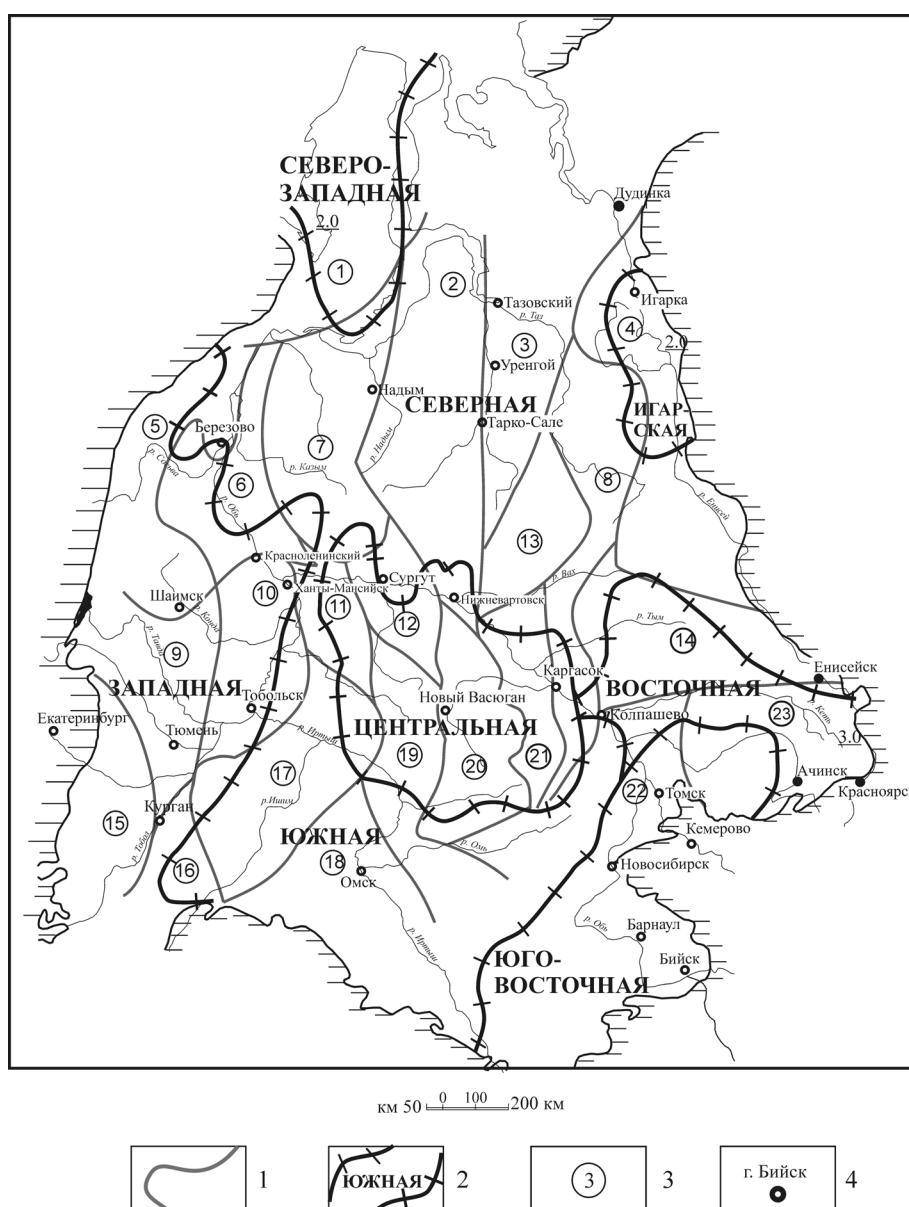


Рис. 4. Схема структурно-фациального районирования палеозоя Западно-Сибирской плиты.

1 – границы установленных структурно-фациальных зон, 2 – границы и название структурно-фациальной области, 3 – наименование структурно-фациальных зон (СФЗ): 1 – Новопортовская, 2 – Варьеганская, 3 – Бахилловская, 4 – Малохетская, 5 – Березовская, 6 – Шеркалинская, 7 – Ярудейская, 8 – Вахская, 9 – Тюменская, 10 – Ханты-Мансийская, 11 – Салымская, 12 – Усть-Балыкская, 13 – Никольская, 14 – Вездеходная, 15 – Косолаповская, 16 – Боровская, 17 – Ишимская, 18 – Тевризская, 19 – Туйско-Барабинская, 20 – Нюрольская, 21 – Сильгинская, 22 – Томь-Колыванская, 23 – Чулымская.

шихся из одновременно отлагавших осадков”. То есть, в определение параседии входит положение о синхронности формирования связанных парагенезом породных тел на стадии седиментогенеза. Это понятие у его авторов выработалось в процессе изучения полициклических разновозрастных рифов, когда требовалась скрупулезная работа по синхронизации фаций разных “рифовых” циклов, а также при исследовании полипородных дельтовых систем. Автор настоящей статьи использует термин “параседия” для сопоставления свит, толщ и фаций в качестве более подробного, чем региоярус подразделения для синхронизации отложений одной фазы (стадии) параплатформенного развития, (в различных СФЗ) ЗСП. Предлагаемая здесь схема сопоставления стратонов (рис. 5) составлена автором на базе принятой Стратиграфической схемы 1999 г. [17] и новых стратиграфических данных [5, 14, 19, 20]. Она демонстрирует фаціальную, стратиграфическую самостоятельность каждого из СФЗ и в то же время синхронное полициклическое развитие всех территорий ЗСП.

Все основные закономерности взаимоотношений комплекса основания параплатформы, параседий параплатформенного этажа и врезов карбон-пермской системы абсолютно характерны и для Широкого Приобья, и для Новопортовского месторождения, и для других регионов Западно-Сибирской плиты. Например, в районе Широкого Приобья, в пределах Ханты-Мансийской, Салымской, Усть-Балыкской СФЗ, наблюдаются крупные унаследованные и не унаследованные девонско-каменноугольные впадины с меридиональным и близмеридиональным простиранием шарниров, пересеченные субширотными и северо-восточными “каньонами”, выполненными образованиями ягунской толщи перми. Глубинность границ между СФЗ подчеркивается трассированием крупных и мелких штоков и батолитов гранитоидного и основного ультраосновного магматизма [10–12].

В пределах Варьеганской СФЗ наблюдается, по крайней мере, четыре каменноугольные синеклизы дискордантного типа, расположенные на разновозрастных отложениях силура-девона и три девонские синеклизы с унаследованным характером формирования, расположенные на ордовикско-силурийском “складчатом” основании. Эта параплатформенная система морских прогибов нарушается развитием меридионального континентального вреза, образованного сочетанием осадочных отложений карбона-перми айлагринской свиты и эффузивов саймовской толщи. Никольская СФЗ в районе Широкого Приобья характеризуется развитием двух каменноугольных впадин (верхняя параседия) на девонском основании, причем, с приличным перерывом (отсутствует средний и верхний девон).

Две дискордантные впадины карбона выявлены и в пределах Новопортовского месторожде-

ния. Причем, они развиты (в отличие от других регионов) на основании, образованном из не унаследованных параседий нижнего параплатформенного этажа (силуро-девонском). Яротинская и ямальская толщи относятся к основанию параплатформы и вскрыты в своеобразной антиклинорной зоне, в западной части месторождения. Если анализировать залегание толщ от докембрия к карбону, то оказывается, что здесь есть определенный тренд, который можно интерпретировать как закономерное углубление в бортах развивающегося “унаследованного” бассейна: для карбона – 10–20–30°; для девона – 40–45–70°; для ордовика – 50–70°, для докембрия – 65–90°. Для других регионов ЗСП характерны все признаки комплекса основания, параседий параплатформы, позднепалеозойских дренажных систем, а также типичных их взаимоотношений, которые автор наблюдал на юго-западе плиты, в Широком Приобье и в районе Нового Порты.

Так как девонская система доминирует по масштабу развития в пределах ЗСП, фаціальная дифференциация девона является главной при определении границ фациальных зон. При этом основными вопросами являются: присутствуют ли континентальные либо морские обстановки; имеются ли в девоне рифовые системы, какую роль играет эффузивно-осадочный комплекс. Кроме того, важным для районирования является и “магматический” критерий – показатель интенсивности насыщения стратонов девона интрузиями разного состава и возраста. Развитие рифовых систем девона является основной фациальной особенностью таких зон как Нюрольская (рис. 4), Ханты-Мансийская, Новопортовская, Ишимская, а для карбона – и Шеркалинская [13]. Присутствие девона в континентальных фациях – один из критериев самостоятельности Тевризской и Томь-Колыванской СФЗ. Распространение эффузивно-осадочного нижнего девона характерно для Сильгинской СФЗ, Везеходского СФР (одновременно с развитием венди-нижекембрийских рифоидов), Ханты-Мансийской СФЗ (сыньеганская толща), Усть-Балыкской СФЗ (полыньяхская толща), Никольской СФЗ (каралькинская толща). Такие же фациальные критерии действительны и для других систем фанерозоя Западно-Сибирской плиты. Например, для каменноугольной системы определенный “шарм” Шаркалинской СФЗ придает присутствие Новомостовского рифа [13], а для Усть-Балыкской СФЗ – развитие покровов базальтов (сургутская толща) [12]. Те же критерии можно использовать и для других систем, развитых в пределах Западно-Сибирской плиты. Исключение может составить фаціальная неоднородность пермской системы. Последняя развита в наложенных врезках на палеозойской поверхности. Она образована одинаковым набором пород (кислые эффузивы и терригенный комплекс осадков) и их близким морфогенетическим типом. В разных СФЗ

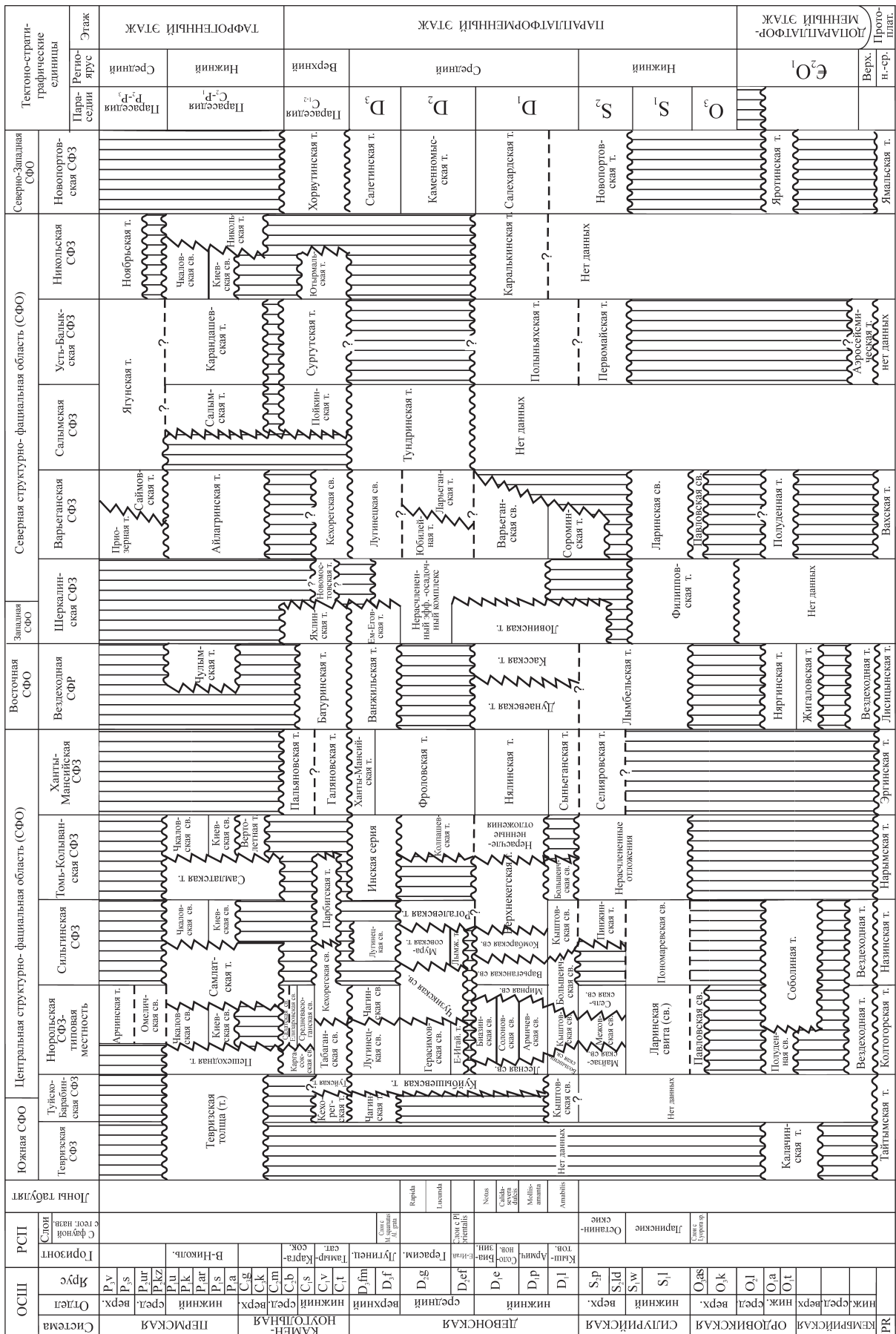


Рис. 5. Схема сопоставления региональных и местных стратиграфических подразделений палеозоя Западно-Сибирской плиты. ОСШ - общая стратиграфическая шкала; РСП - региональные стратиграфические подразделения.

она имеет четкие отличия. Последние заключаются: в разных соотношениях кислого вулканизма и терригенных осадков; в различной природе терригенного комплекса (заполнения трога, заполнения русла, межгорный свал или конус выноса и т.п.).

Структурный критерий районирования палеозоя Западно-Сибирской плиты – это соотношение стратиграфических подразделений, доминирующих на изучаемой территории и определяющих (контролирующих) региональное строение данного сегмента плиты. Определенное значение при этом имеет количество параплатформенных элементов (синеклиз и антеклиз) на единицу площади, а также объем и положение денудационных перерывов. Таким образом, своеобразие структурно-фациальной зоны определяется набором критериев: взаимоотношений свит и толщ, интенсивностью и неравномерностью прогибания (количеством впадин или синеклиз), объемом перерывов, т.е. интенсивностью и “однородностью” размылов в пределах территории. Например, на доюрскую поверхность Широкого Приобья в пределах Варьеганской СФЗ выходит сложный флюидотектонический комплекс [12] разновозрастных свит, от вахской толщи докембрия до приозерной и саймовской толщ перми, причем, с доминированием полисинеклизного параплатформенного девонского–каменноугольного комплекса осадков. Наоборот, в Усть-Балыкской СФЗ – при доминировании тех же отложений, на доюрскую поверхность выходит “моносинеклизная” параплатформенная структура, осложненная тектоническими нарушениями и внедрением plutонических комплексов основного и ультраосновного состава. “Моносинеклизная” – от слова моносинеклиза, а “полисинеклизная” – значит, образованная многочисленными ундуляциями неравномерного опускания параплатформы. Таким же образом можно определить самостоятельность Ханты-Мансийской и Никольской СФЗ, Нюрольской и Сильгинской СФЗ и т.д.

Очень близки в структурном плане Вездеходный и Новопортовский СФР. И там, и там имеются наложенные прогибы силурийско–каменноугольного комплекса отложений, часто с унаследованным режимом образования. Однако отличаются они: 1 – объемом перерывов на границах ордовика и силура, карбона и девона, ордовика и докембрия; 2 – ролью флюидотектонического фактора в эпоху перерывов; 3 – неравномерной денудацией на границах названных систем. Последнее отличие – особенно важный критерий структурного плана. Именно от него зависит, каким образом разрушалась территория: в подводных либо поверхностных условиях, равномерно, либо локально или в дренажных линейно-ориентированных системах деструкции. Здесь мы не учитываем одного обстоятельства: в каком состоянии, мобильном, либо стационарном находилась сама территория (террейн). Подавляю-

щее количество геологических фактов подтверждает последнее. Однако, на примере этих двух регионов – Вездеходного и Новопортовского СФР, можно предположить активную вулcano-тектоническую деятельность именно в эпохи стабилизации. Именно этим объясняется несовпадение региональных структур рифея–кембрия и девона, ордовика–силура и девона–карбона. Возможно, латеральное перемещение террейн было ограничено вращательным движением, а не развитием коллизионных взаимоотношений и поглощений плит.

Флюидотектонические критерии имеют большое значение для прогноза нефтегазоносности территорий. Тектонические нарушения (с разрывом сплошности), имеющие большое значение в строении различных СФЗ, в большинстве своем имеют унаследованный характер, современные по происхождению и четко фиксируются в современных волновых полях. Ошибочность большинства тектонических моделей доюрского основания состоит в том, что в их основе лежит “унаследованный” тектогенез, четко диагностируемый на сейсморазрывах и часто сопровождаемый флюидными процессами. Ошибочность этих моделей состоит и в тектонической “складчатости” – лжедислоцированности стратонов палеозоя – отчего любая скважина воспринимается как выработка, вскрывшая единый (и стратиграфически, и фациально) тип образований. Тот факт, что подавляющее число скважин палеозоя вскрыло разновозрастные отложения, часто прослеживаемые на огромных пространствах, такая “вертикально-складчатая” концепция полностью отвергает.

Критерий тектонической дезинтеграции, с разрывом сплошности стратонов, формированием современных поднятий (так называемых выступов “фундамента”) может использоваться для определения самостоятельности СФЗ: например, Сильгинская СФЗ этим отличается и от Томь-Колыванской, и от Нюрольской СФЗ. При отсутствии мощных экранов в чехле и на контакте с палеозоем эти нарушения, прослеженные в чехле, могут сопровождаться сквозными зонами флюидомиграции, либо сами разрушить формирующиеся залежи УВ.

Основной причиной современной деформации стратонов чехла и доюрского комплекса (т.е. перемещение их в пространстве) автор считает флюидотектонику. В результате последней образуются не только локальные поднятия – меняется положение в литосфере толщ, свит, пород, а также происходит преобразование пород, минералов, изменение текстурных особенностей, флюидонасыщенности до дезинтеграции первичных соотношений минералов и их ассоциаций. Основываясь на предположении, что такой режим (дегазации Земли) происходит и происходил в течение всей геологической истории, можно утверждать, что на стадиях стабилизации параплатформы (средний кембрий, средний ордовик, москов-

ский век и т.д.) происходила точно такая же обработка этажа наложенными процессами флюидотектогенеза. Надо здесь добавить, что магматизм – это тоже элемент флюидотектогенеза, иногда его главная часть (в активные тектонические эпохи). Полициклическое, многократное полиминеральное преобразование глубоких горизонтов параплатформы, катагенез и более интенсивный их “метаморфизм” доказывает то, что они были первыми и неоднократно попадали под воздействие глубинных флюидов.

Многие толщи и свиты в стратиграфических схемах автора и в стратиграфической схеме 1999 г. [17] выделены не на основе палеонтологических данных, а на базе литологического, фациального и петрографического сопоставления пород ЗСП и его горного обрамления. Это касается, чаще всего, древнейших толщ докембрия и низов палеозоя (до верхнего силура). В основе стратификации этих пород лежит степень их преобразованности (метаморфической, катагенетической, флюидотектонической). Если “древние” образования обнажаются скважинами на доюрской поверхности, это значит, что в пределах данной СФЗ существовали длительно унаследованные (в течение всей геологической истории!) вертикальные флюидотектонические процессы. Подобные явления наблюдаются и в чехле, когда баженовская свита, например, перекрывает палеозойские гранитоиды с пермской корой выветривания. Таким образом, флюидотектонический критерий районирования палеозоя ЗСП заключается не только в диагностике степени преобразованности минерально-вещественных породных ассоциаций, но и в определении роли унаследованных сопряженных локализованных аномалий – поднятий, сложенных измененными породами в структуре более молодых образований.

Структурно-фациальная область – это не механическое объединение структурно-фациальных зон. Их выделение базируется на несколько иных принципах. В качестве критериев самостоятельности автор использует следующие: тип бассейна, объемы перерывов (и их изменчивость) между параседиями и этажами, характер унаследованности развития палеозойских бассейнов. Тип бассейна зависит от “морфологии” опускания осадко-принимавшей “территории”. В геологии мы имеем дело только с той частью “осадочного” бассейна, (возможно, наиболее глубокой), которая не попала в область абразии и сохранилась в геологической истории. В палеозойском основании Западно-Сибирской плиты, это комплекс осадков, образующих синеклизу (или впадину), обнажающуюся на доюрской поверхности. По морфологии выходов на эту поверхность синеклиз или прогибов, мы можем судить о геометрии и стереометрии опускания территории при формировании осадков, а значит и о типе прогибов.

Для параплатформенного этажа ЗСП в палеозое характерны синеклизный и авлакогенный типы прогибов. Реже встречается еще один тип прогибов –

промежуточный по морфологии между синеклизным и авлакогенным. Это узкие, линейно-протяженные пригибы, близкие к авлакогенным, но отличающиеся нестабильной латеральной миграцией плоскости пригибания. Появление таких бассейнов в пределах параплатформы обусловлено особым ундуляционным (волновым) характером тектонических движений. Возможно, что именно такой механизм существовал в верхней юре на ЗСП в васюганское время, когда происходило перемещение прибрежно-морских обстановок с юго-востока на северо-запад с постепенным заполнением юрского “бассейна” авлакогенными осадками. Именно такой тип бассейнов характерен для Западной и Юго-Восточной СФО. Поднятия или антеклизы для параплатформы не характерны, хотя в ее геологической истории установлено три этапа тектонической инверсии территории. Поднятия сводового типа фиксируются в виде “эрозионных” окон, чаще они наблюдаются в виде “эрозионных останцов между синеклизами, представляя собой разновозрастную поверхность параплатформы, сохранившуюся после внутрибассейновой либо поверхностно-континентальной абразии.

Объем перерывов между параседиями и этажами – это важнейший признак для ранжирования территории палеозойской параплатформы. Наиболее существенен он для Южной, Центральной, Северной, Северо-Западной и Восточной СФО, где перерыв между тафрогенным этажом и параплатформой имеет объем от одного отдела до целой системы (отсутствует триас или пермь, карбон). Отсутствие отделов или ярусов между каменноугольными и девонскими прогибами приводит к формированию дискордатных синеклиз, характерных для Центральной СФО, а отсутствие (или незначительный объем) перерыва между ними – к образованию унаследованных прогибов, т.е. к развитию каменноугольных отложений в центре впадин. Такой тип унаследованности характерен для Юго-Восточной, Западной (с ундуляционным типом бассейнов), Игарской (синеклизный унаследованный тип) СФО. По характеру унаследованности прогибов карбона, девона и тафрогенного этажа в пределах Западно-Сибирской параплатформы наблюдается определенная симметрия или “одинаковость” тектонической истории отдельных ее сегментов. Например, очень близки по типу прогибов и характеру унаследованного прогибания Юго-Восточная и Западная СФО, Южная и Северная, Восточная и Северо-Западная СФО. Определенной спецификой отличаются Игарская и Центральная СФО. Для первой характерна унаследованность тафрогенных прогибов в соотношении с девонскими (отсутствует карбон!), а для Центральной СФО характерна вся гамма унаследованных и дискордантных взаимоотношений девонских, карбоновых и тафрогенных впадин с преобладанием синеклизного и авлакогенного типов бассейнов.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в качестве критериев структурно-фациального районирования Западно-Сибирской парaplatformы на низких уровнях ранжирования (выделение СФР и СФЗ) преимущественно используются литолого-фациальные признаки, а на более высоких уровнях (СФО) – в основном, тектонические.

В процессе районирования территории ЗСП используются четыре группы критериев: фациальные, структурные, флюидотектонические и тектоно-стратиграфические (перерывы, характер унаследованности, типы прогибов). Несовпадения границ СФЗ и СФО объясняются тем, что границы фациальных зон могут наблюдаться и внутри осадочных бассейнов (фациальное замещение толщ и свит), а выделение СФО базируется на исследовании морфологии самих осадочных прогибов и характере взаимоотношений в них параседий и этажей. В основе фациального районирования основания ЗСП лежит фациальная зональность морских акваторий девонской системы, так как девонские отложения доминируют в палеозойских разрезах и по распространенности, и по разнообразию фаций.

Синхронизация фаций СФР и СФЗ, как и картирование параседий, должно базироваться на сверхточной (желательно ярусной) биостратиграфической основе с использованием самых современных геохронологических датировок. Именно комплексные стратиграфические исследования дают возможность оценить эпохи перерывов и переотложений, тектонических перестроек и смену режимов, объективно и правильно понять все особенности эволюции крупнейшей нефтегазоносной провинции мира – Западно-Сибирской плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. № 1-2. С. 120–143.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Перегудов Л.Г., Смирнов Л.В. Природа карбонатных отложений девона на правобережье реки Щучья и Новопортовского месторождения п-ва Ямал // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 100–104.
3. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 95–109.
4. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 34–58.
5. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2001. 163 с.
6. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484–501.
7. Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др. Строение зоны расчленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера, 2004. № 2. С. 108–124.
8. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
9. Исаев Г.Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ. Новосибирск: Гео, 2006. 132 с.
10. Исаев Г.Д. Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2007. 248 с.
11. Исаев Г.Д. Стратиграфия и геологическая модель палеозоя Томь-Колыванской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской плиты // Ученые записки Казанского государственного университета. Естественные науки. 2009. Т. 151, № 3. С. 192–204.
12. Исаев Г.Д. Стратиграфия палеозоя Широкого Приобья // Региональная геология и металлогения. № 41. 2010. С. 29–41.
13. Исаев Г.Д., Кудамаев А.И., Сайфутдинов А.Р. Уникальный разрез рифогенного карбона // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы 5-го Всерос. литол. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ Уро РАН, 2008. С. 276–280.
14. Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К. и др. Палеозой Щучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 59–78.
15. Клец А.Г., Контарович В.А., Иванов К.С. и др. Геодинамическая модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазовой провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 79–90.
16. Мовшович Э.Б., Кнеппель М.Н., Несмеянова Л.И., Польштер Л.А. Принципы выявления зон фациального контроля нефтегазоаккумуляции. М.: Недра, 1981. 288 с.
17. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / В.С. Бочкарев, Ф.Г. Гурари, В.Н. Дубатов и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 79 с.
18. Стратиграфический кодекс России. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
19. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень–Новосибирск: РАН, 2008. 250 с.
20. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Новосибирск: РАН, 2010. 215 с.
21. Чувашов В.И., Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Морской девон на севере Западной Сибири // Докл. АН.

2009. Т. 429, № 2. С. 234–237.
22. Чувашов Б.И. Шуйский В.П. Нижнедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платфор-

мы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (Стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–27.

Рецензент К.С. Иванов

Devonian facial models of Nyurolskaya zone and general criteria of Paleozoic districting of the Western-Siberian plate

G. D. Isaev

Com. Ltd. of Research Center "SIBGEONAFТ"

Facial analysis of the Lower, Middle and Upper Devonian of Nyurolskaya zone is made. Geologic, tectonic and facial differences of Nyurolskaya, Silginskaya and Tom'-Kolyvanskaya zones are determined. The presence of reef systems determines facial zonality of ancient Devonian marine aquatories which can be taken for the basis of divide into districts all terrain of Western Siberia. Facial, structural, fluid-tectonic and tectonic-stratigraphic properties (hiatuses, tectonic inheriting, types of basins) are considered as the criteria of divide. The new updated scheme of structural-facial zoning of the West-Siberian plate which is grounded on the authors model of synchronisation of Paleozoic regional stratigraphic subdivide is offered. A conclusion on necessity of detailing of biostratigraphic investigations with engaging of other methods of stratification for more complete and objective understanding of evolution of the largest oil-and-gas-bearing province – the West-Siberian plate is drawn.

Keywords: *criterion, avlakogen, synecclise, facial, emanation-tectonics.*