

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

На правах рукописи

МАЧУЛИНА СВЕТЛАНА АЛЕКСАНДРОВНА

УДК 552.578.2.061.31 : 552.52

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДОМАНИКОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

04.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени доктора геологических наук

Научный консультант
Евдощук Николай Иванович
доктор геол. наук, профессор

Киев, 2016

Содержание

	стр.
Вступление (общая характеристика работы)	5
Раздел 1. История изучения и обзор представлений об условиях формирования доманикоидных отложений.	11
1.1. Диагностические критерии доманикоидных отложений	30
Раздел 2. Стратиграфические уровни и геолого-геохимическая характеристика доманикоидных отложений	34
2.1. Докембрий	34
2.2. Нижний палеозой	41
2.3. Верхний палеозой	61
2.4. Мезозой	101
2.5. Кайнозой	122
Раздел 3. Пространственно-временные закономерности распространения доманикоидных отложений в геоциклах Земли	146
3.1. Пространственные закономерности распространения доманикоидных отложений	146
3.2. Цикличность и периодичность накопления доманикоидных отложений в докембрии и фанерозое	149
3.3. Генерационный потенциал доманикоидных толщ и закономерности распределения общемировых запасов нефти и газа по стратиграфическим интервалам	164
Раздел 4. Геологические условия формирования и генерационный потенциал доманикоидных отложений нефтегазоносных регионов Украины	169
4.1. Западный нефтегазоносный регион	173
4.2. Южный нефтегазоносный регион (Причерноморско-Крымский)	192
4.3. Восточный нефтегазоносный регион (Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс)	229
4.3.1. Доманикоидные отложения девонского периода	235

	3
4.3.2. Доманикоидные отложения каменноугольного периода	249
4.3.3. Ловушки углеводородов, сопряженные с доманикоидными отложениями	267
4.3.4. Геологическая характеристика северной и южной окраин Донбасса	275
4.3.5. Доманикоидные толщи девона и карбона Донбасса	283
4.3.6. Наложенные процессы в карбонатно-углеродистой формации юго-западной части Донбасса	294
Раздел 5. Факторы, контролирующие формирование и распространение доманикоидных отложений	304
Общие выводы	318
Список использованных литературных источников	325

Перечень сокращений в тексте

УФ – углеродистая формация

ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина

ОВ – органическое вещество

УВ – углеводороды

ЧС – черные сланцы

ГС – горючие сланцы

С_{орг} – органический углерод

РОВ – рассеянное органическое вещество

ВЕП – Восточно-Европейская платформа

ВП – Волыно-Подолія

СД – Складчатый Донбасс

НГО - нефтегазоносная область

НГП – нефтегазоносная провинция

НГМТ – нефтегазоматеринская толща

ЕПО – Европейская палеобиогеографическая область

ОАЕ – океаническое бескислородное событие (Oceanic Anoxic Events)

$Q_{эм}^H$ – коэффициент эмиграции нефти

НІ – водородный индекс

PI – индекс продуктивности

ХБА – хлороформенный битум А

ПК – протокатагенез

МК – мезокатагенез

АП – апокатагенез

ГЗН – зона газонефтеобразования

ГИС – геофизическое исследование скважин

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Программой развития минерально-сырьевой базы Украины до 2030 года и проектом “Енергетична стратегія України на період до 2030 року” предусмотрена необходимость проведения работ по изучению геологического строения территории Украины. С этой задачей тесно связано геологическое изучение углеродсодержащих формаций (УФ) нефтегазоносных регионов Украины, среди которых присутствуют осадочные образования аквагенного генезиса, обогащенные органическим веществом (ОВ), называемые доманикоидами (доманикитами). Их детальное изучение несет важную геолого-геохимическую информацию, которая используется при оценке потенциальных ресурсов углеводородов (УВ) в нефтегазоперспективных регионах. УФ широко развиты в породных комплексах докембрия и фанерозоя всех континентов. В виду сложного геологического строения территории Украины углеродистые доманикоидные отложения остаются недостаточно изученными, как на формационном уровне, так и на породном, особенно, в древних бассейнах с мощным осадочным чехлом.

Актуальность работы. В древних морских бассейнах и океанах накапливались осадки, обогащенные ОВ, с которыми связано формирование отложений так называемого доманикового (доманикоидного) типа, которые в англоязычной геологической литературе называют черными сланцами (ЧС). Это особый литофациальный тип отложений, с которым связан целый ряд горючих (нефть, газ, битумы, горючие сланцы (ГС)) и других полезных ископаемых. При определенных геологических и термобарических условиях доманикоидные отложения могут приобретать нефтегазоматеринские свойства и обладать значительным генерационным потенциалом; они могут входить в состав нефтематеринских свит, выделяясь более высоким содержанием органического углерода (C_{org}) и других параметров. Трещиноватые глинистые и кремнистые разности доманикоидов относятся к коллекторам нетрадиционного типа (кремнисто-глинистые породы девонской формации Вудфорд (США), юрские бажениты Западной Сибири и др.). С доманикоидными толщами связаны такие полезные ископаемые как фосфориты, урановые руды, редкие земли и благородные металлы, которые являются дополнительным

источником рудного сырья и могут использоваться для различных отраслей народного хозяйства. Доманикоиды, как типичные породы депрессионных фаций, по латерали нередко переходят в шельфовые и рифовые, что важно для моделирования ловушек УВ и прогнозирования нефтегазоносности. За последние десятилетия накоплен новый фактический материал по геологии, распространению и нефтегазоносности доманикоидных отложений, который требует научного анализа, обобщения и сопоставления с ранее исследованными углеродными толщами различных регионов нашей планеты.

Связь работы с научными темами и программами. Диссертация обобщает результаты многолетних исследований автора, полученных в процессе выполнение госбюджетных тем по заказу Министерства образования и науки Украины и НАН Украины по темам: "Стратиграфия и корреляция фанерозойских отложений нефтегазоносных и угленосных провинций Украины. Корреляция угленосных и горючесланцевых формаций Украины" (1999-2003 гг., государственный регистрационный номер 0195UO10343) "Геология и условия формирования углегазовых бассейнов Украины. Палеогеографические, палеотектонических и палеотемпературни критерии формирования углегазовых месторождений, бассейнов внутриплатформенные и краевых прогибов территории Украины" (2004-2008 гг., Государственный регистрационный номер 0104U000272) «Этапы Образование углеродных формаций в геологических структурах Украины и смежных территорий» (2008-2013 гг., Государственный регистрационный номер 0109U001078). Исследования соответствуют приоритетным направлениям развития науки и техники, утвержденным Законом Украины «О приоритетных направлениях развития науки и техники» и программам развития минерально-сырьевой базы Украины на периоды 2007-2010 гг. и до 2030 г., а также проекта «Энергетической стратегии Украины на период до 2030 года» и, в частности, стратегии развития Нефтегазовой промышленности.

Цель и задачи исследования. Целью исследования является системное изучение геологии и нефтегазоносности доманикоидных отложений, в частности: определение стратиграфических уровней, пространственно-временных законо-

мерностей распространения и условий, благоприятных для накопления в осадочных бассейнах доманикоидных отложений различного возраста, определение их диагностических критериев, а также основных контролирующих факторов развития. Для достижения указанных целей решались следующие **задачи**:

- систематизировать и проанализировать фактический материал по распространению доманикоидных отложений в криптозое и фанерозое во взаимосвязи с историко-геологическим развитием Земли;
- исследовать закономерности пространственно-временного распространения и периодичность образования доманикоидных отложений в геоциклах Земли;
- определить основные диагностические критерии выделения доманикоидных отложений в геологических разрезах;
- детализировать стратиграфические уровни их развития в нефтегазоносных регионах Украины;
- определить особенности вещественного состава, химико-битуминологические и промыслово-геофизические характеристики, условия накопления доманикоидных толщ в регионах Украины: Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Донбассе, Волыно-Подоллии, Карпатах, Западном Причерноморье;
- составить соответствующие карты, схемы, таблицы, принципиальные корреляционные разрезы и седиментационные модели;
- определить характер вторичных (наложенных) процессов и их влияние на рудо- и битумообразование в области развития доманикоидных отложений (на примере полевых исследований в юго-западной части Донбасса);
- определить главные факторы формирования и распространения доманикоидных отложений.

Методы исследований. Теоретической основой научных исследований были работы по геологии нефтематеринских свит и нефтеобразованию в отложениях доманикового типа. Проводилось обобщение массива фактических данных, в том числе аналитического (содержание органического углерода (C_{org}), элементного состава и уровня зрелости ОВ (пиролиз T_{max}) палеозойских доманикоидных пород, который был получен при исследовании образцов отобранных автором

из глубоких скважин ДДВ, в речных обнажениях и глубоких карьерах юго-западной части Донбасса в ходе многолетних полевых работ. Образцы изучались всеми доступными методами геологических исследований, в том числе: в шлифах, посредством электронной микроскопии, рентгеноструктурного, спектрального и химико-битуминологического анализов. Ряд образцов подвергался изотопному анализу серы и углерода, пиролизу на анализаторе Rock Eval. Проводилась комплексная интерпретация результатов исследований керн доманикоидных толщ совместно с литогеофизическим расчленением каротажных диаграмм и привлечением сейсмических материалов для построения геологических разрезов, карт, седиментационных моделей, корреляционных схем и др.

Научная новизна полученных результатов:

- систематизированы данные по стратиграфическим уровням развития УФ в криптозойском и фанерозойском зонах, в которых выделен ряд периодичностей: в криптозойском зоне ~ 600, 300, 100 млн лет, в фанерозойского зоне ~ 30, 20, 15, 10 млн лет;
- впервые выделены стратиграфические уровни спада в образовании доманикоидных отложений с периодами 20 и 25 млн лет (поздний силур-ранний девон, рубеж палеозойского и мезозойского мегациклов, граница маастрихта-палеоцена), совпадающие с крупными биологическими катастрофами и абиотическими событиями;
- впервые выделена иерархическая система рангов пространственного распространения доманикоидных отложений (планетарный, субпланетарный, региональный, локальный);
- для территории Украины получила развитие планетарная закономерность – смещение во времени бассейнов с доманикоидной седиментацией с древних платформ на периферии континентов и в "молодые" морские бассейны и океаны;
- теоретически обоснована приуроченность доманикоидных бассейнов к зонам долгоживущих планетарных и региональных разломов, что способствует их категенетическому преобразованию и приобретению нефтематеринских свойств;

- впервые для ДДЗ разработана типизация ловушек, связанных с доманикоидными толщами;
- определены главные факторы формирования доманикоидных отложений.

Практическое значение полученных результатов:

- впервые построена карта изопакит рудовской доманикоидной толщи визейского возраста, выполнена оценка ее нефтегенерационного потенциала;
- разработаны принципиальные модели карбонатно-доманикоидной седиментации и корреляционные схемы для сложнопостроенных разрезов, содержащих доманикоидные, карбонатные и терригенные отложения;
- в разрезе подугольной терригенно-карбонатно-углеродистой формации Донбасса (Юго-Донецкий промышленный район) выделены и исследованы пять доманикоидных толщ девонского, турнейского и средневизейского возрастов;
- впервые определена площадь распространения визейской (стыльской) доманикоидной толщи Донбасса, что позволило вместе с другими параметрами выполнить прогнозную оценку ее нефтегазогенерирующего потенциала;
- впервые для Преддобруджинского прогиба определены стратиграфические уровни развития доманикоидных отложений, обозначены контуры их распространения, определены фациально-геохимические условия образования и выявлено фациальное замещение рифогенными образованиями.

Личный вклад соискателя. Все основные результаты и выводы, приведенные в диссертации получены соискателем самостоятельно. В фанерозойском эоне выделены 26 стратиграфических уровней развития доманикоидных отложений планетарного и субпланетарного рангов, определена их периодичность, выделены три эпохи спада в формировании, обосновано влияние разноранговой разломной тектоники на их пространственное распространение. Образцы доманикоидных пород Украины (ДДВ, Донбасс, Северное Причерноморье) отбирались лично в карьерах и кернохранилищах для литологических и геохимических исследований. Для девонских и каменноугольных отложений этих регионов детализированы стратиграфические уровни развития доманикоидных пород и составлены таблицы их геолого-геохимических характеристик. Для девонской задонско-елецкой дома-

никоидной толщи ДДВ построена карта распространения с детальной литофациальной характеристикой, а также карта изопахит визейской доманикоидной толщи, выделены основные типы доманикоидных ловушек УВ, сопряженные с терригенными и карбонатными породами, составлены принципиальные модели карбонатно-доманикоидной седиментации, корреляционные схемы для геологически сложных разрезов и участков ДДВ.

Апробация результатов диссертации. Основные результаты диссертации докладывались и обсуждались на многочисленных совещаниях и конференциях: в Азербайджане (Международная конференция, Баку, 1998), Украине («Нефть и газ Украины – 98», Полтава, 1998), России (3-е Уральское Литологическое совещание, Екатеринбург, 1998), Украине (конференция «Теоретические и прикладные проблемы нефтегазовой геологии», Киев, 2000), России (XVI Губкинский чтения, Москва, 2002), (3-е Всероссийское литологическое совещание, Москва, 2003), (конференция «Генезис нефти и газа», Москва, 2003), Венгрия (56-е заседание международного комитета по петрологии угля, Будапешт, 2004), России (Международное совещание по органической минералогии, Петрозаводск, 2005), (конференция по нетрадиционным коллекторам нефти и газа и природных битумов, Казань, 2005), (конференция к 100-летию со дня рождения проф. В.А. Успенского, С.-Петербург, 2006), (конференция «Новые идеи в науках о Земле», апрель 9-12, Москва, 2013), (VII Всероссийское литологическое совещание, Новосибирск, 2013 г.), Австрии (3-я Европейская конференция наук о Земле, Вена, 2015), Украине (конференция «Новейшие проблемы геологии», 27-28 мая, Харьков, 2016).

Публикации. Основные научные результаты опубликованы в 72 научных работах, из которых 2 монографии, 27 в профессиональных изданиях Украины и 6 в научных периодических изданиях других стран по направлениям, в которых подготовлена диссертация и 37 тезисов и материалов международных и всеукраинских научных конференций.

Раздел 1

История изучения и обзор представлений об условиях формирования доманикоидных отложений.

В 20-30 гг. XX века внимание геологов-нефтяников привлекли темноцветные битуминозные и обогащенные ОВ глинистые, карбонатно-глинистые и глинисто-кремнисто-карбонатные отложения как возможно нефтематеринские. Такой точки зрения придерживались А.Д. Архангельский [14], И.М. Губкин [95], Г.И. Теодорович [308, 309], и другие исследователи. Большой вклад в решение этого вопроса внес Н.М. Страхов [301], предпринявший в 1933-1939 годах ряд экспедиций на Урал с целью изучения состава и распространения пород, составляющих доманиковую свиту среднефранского возраста, получивших в дальнейшем название – доманик (по одноименному притоку р. Ухта в Тимано-Печорской НГО). Под этим термином понималась битуминозная карбонатная толща со специфическим комплексом фауны и переслаиванием кремнистых известняков с силицитами и ГС морского генезиса. Мощность доманика в береговых обнажениях составляет 15-70 м, реже – до 130 м. Породы свиты сформировались при особых палеобиогеографических условиях. По В.Н. Тихому [312] в областях, где располагалось Тимано-Печорское море, климат был теплым, тропическим со среднегодовой температурой около $+20^{\circ}\text{C}$, что основывается на присутствии барьерных рифов в Уральском палеобассейне. Накопление ОВ в осадках происходило при относительной мелководности Тимано-Печорского моря с глубинами 100-200 м [22]. Стратотип доманиковой свиты расположен в Ухтинском районе Волго-Уральской нефтегазоносной области на р. Чуть (рис. 1.1) и впервые был описан А. Кайзерлингом в 1846 г., а позже изучался А.Д. Архангельским [14], Г.И. Теодоровичем [307] и многими другими исследователями, особенно, во второй половине прошлого века. В целом, первыми исследователями было установлено, что для пород собственно доманиковой свиты характерны повышенное содержание ОВ и битума. Девонские доманикиты Урала прослеживаются от Тимана до Пай-Хоя, распространены по всему западному склону Урала и на Новой Земле. Геологами-нефтяниками была обоснована связь доманикитов с нефтеносно-

стью Волго-Уральской области и они стали считаться нефтематеринскими. Позже, после нахождения аналогичных образований в других нефтеносных районах, исследователи стали выделять породы так называемого доманикового типа или доманикиты. В настоящее время термины доманик и доманикиты используют не только в отношении отложений собственно доманиковой свиты средне-франского возраста, но и для пород доманикового облика других возрастов, обра-

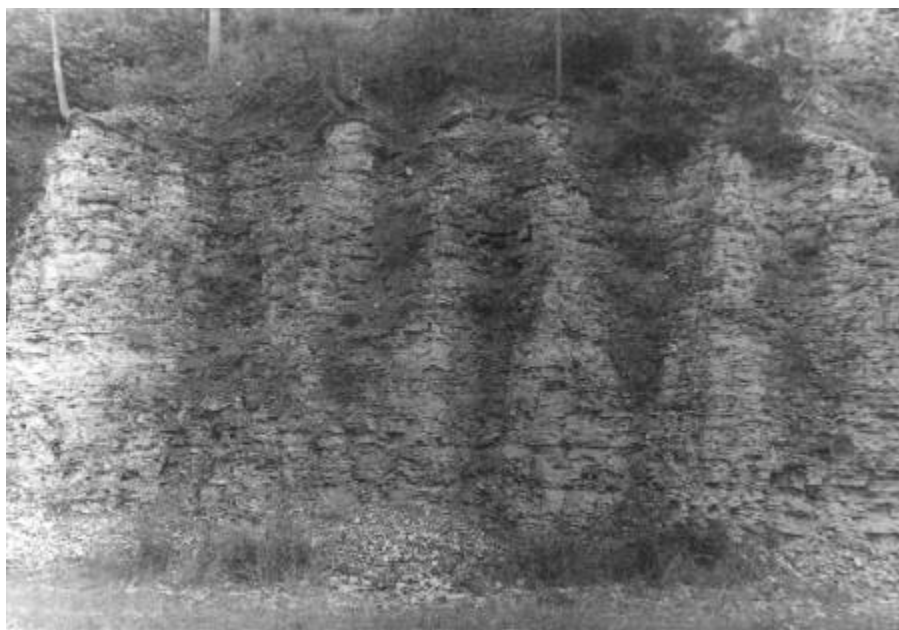


Рис. 1.1. Обнажение пород доманиковой свиты на р. Чуть. Фото С.А. Мачулиной.

зование которых происходит, чаще всего, в морских мелководных, относительно глубоководных, а также глубоководных (например, во впадинах Восточной и Южной Атлантики).

О.В. Горбачев и Н.А. Созинов [93] составили обобщенный схематический профиль через структурно-фациальные зоны, которые соответствуют области перехода от континентальной к глубоководно-морской обстановкам с участками локализации углеродистых отложений (рис. 1.2).

Мощность отложений доманикового типа составляет, как правило, десятки метров в эпиконтинентальных бассейнах или сотни метров в переходных и складчатых областях. Климат в период накопления ОВ в доманикоидных бассейнах может быть жарким гумидным, когда, например, формировалась собственно доманиковая свита ВЕП или аридным – фаменские ГС Припятского бассейна и палеогеновые ГС месторождений Байсун в Средней Азии. Отложения доманико-

вого типа с существенно сапропелевым типом ОВ накапливаются преимущественно в морских бассейнах с нормальной соленостью. ГС могут формироваться в континентальных опресненных и реже в солоноватых водоемах.

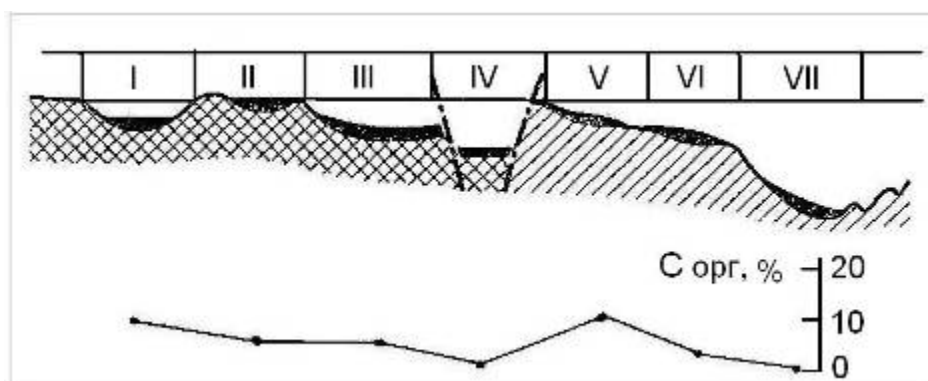


Рис. 1.2. Вариации содержания $C_{орг}$ в углеродистых отложениях на профиле континент – шельф – континентальный склон [93]. I-VII – структурно-фациальные зоны: I – III на континенте (I – озерные, II, III – мелководья и шельфа эпиконтинентальных бассейнов), IV – эпикратонного бассейна трогового типа, V-VI – мелководья и шельфа бассейнов миогеосинклинального типа, VII – склона, гемипелагиали.

В Украине породы доманикового типа были выделены в верхнедевонских отложениях ДДВ Н.Ф. Балуховским [32], исследовались С.М. Пистрак и др. [235]), В.А. Разницыным [253]), В.А. Хоменко [335]), А.Е. Лукиным [81,168] и другими геологами. Также, темноцветные породы доманикового облика были установлены в нижнекаменноугольных отложениях ДДВ и в разных аспектах изучались Д.Е. Айзенвергом, И. Н. Бабко, В.К. Гавришем, Н.М. Комским, Л.П. Кононенко, В.Т. Кривошеиным, А.Е. Лукиным, С.А. Мачулиной, С.В. Онуфришин и др. В частности, В.К. Гавришем, С.А. Мачулиной и др. [67, 68] впервые был сделан акцент на то, что в ДДВ битуминозные кремнисто-карбонатно-глинистые породы доманикового типа средневизейского возраста являются высокоэффективной нефтематеринской толщей в составе нижнекаменноугольных отложений. Доманикоидные отложения присутствуют также в других регионах Украины (Карпатском, Причерноморско-Крымском, Волыно-Подольском, Преддобруджинском прогибе). Различные аспекты их исследований будут рассмотрены в разделе 4 настоящей работы.

Н.Б. Вассоевич [51] к доманикитам отнес породы с содержанием от 2,5 до 10-40% $C_{орг}$. Для ОВ таких пород он предложил термин – сидикахит (аббревиатура: *ка* (carbon) и *хи* (hydrogen), что подразумевает органические соединения захороненные в осадках – седиментитах. Однако, эти термины не приобрели широкого применения. В англоязычной геологической литературе углеродистые породы сланцеватой структуры и черного цвета, которые могут являться источниками УВ и содержать редкие элементы называют черными сланцами (“black shales”). Однако, этот термин, по мнению Я.Э. Юдовича [356], является термином свободного пользования, которым обозначают темноцветные осадочно-метаморфические породы разного состава и происхождения (сапропелевые, горючие, углистые, углеродистые, шунгитовые, графитовые, ванадиеносные, фосфоритоносные, ураноносные и др.).

А.Е. Лукин [170] называет углеродистые отложения черносланцевого (доманикового) типа – гидрокарбопелитами, что отражает их аквагенную природу, обогащенность углеродом и пелитоморфность, но не отражает тех особых эколого-фациальных и геохимических условий образования, которые свойственны отложениям доманикового типа.

Более широкое применение получил термин — доманикоиды, введенный впервые Н.М. Страховым [302] для обозначения битуминозных пород преимущественно глинистого (кремнисто-глинистого) состава, которые отлагаются в депрессионных и относительно глубоководных условиях.

Геохимики-органики в определении терминов доманикиты и доманикоиды используют иной подход. В работе О.К. Баженовой и др. [84] осадочные породы по содержанию в них сапропелевого ОВ разделены на следующие группы: субдоманикоиды – 0,1-0,5% $C_{орг}$, доманикоиды – 0,5-5,0%, доманикиты – 5,0-25%, собственно сапропелиты – 25-100%. Граница доманикоидов и доманикитов проходит по значению 5% $C_{орг}$, что близко к медианному и среднеарифметическому значению $C_{орг}$ в стратотипических разрезах собственно доманиковой свиты Тимано-Печорского НГП по сотням аналитических определений. С.Г. Неручев с соавторами [215] к отложениям доманикового типа отнес также сапропелевые ГС с

содержанием 20-50% $C_{орг}$.

Однако, для нефтегазоносных регионов Украины, чтобы разделить отложения, обогащенные ОВ по такому принципу потребуются тысячи определений $C_{орг}$, что при современном экономическом состоянии научно-исследовательских работ осуществить практически невозможно.

Поскольку, среди исследователей нет единого мнения в отношении общего термина для названия отложений доманикового типа, а в регионах Украины среднее содержание $C_{орг}$ не превышает 5% , поэтому, в данной работе, автор использует термин *доманикоиды* для отложений любого возраста глинистого, карбонатно-глинистого, кремнисто-глинистого или смешанного составов, обогащенных ОВ и сформировавшихся в депрессионных, застойных, аноксидных и/или сероводородных условиях; термин *доманикиты* – для таковых с прослоями ГС. Термины *черные сланцы* и *черносланцевые* отложения как синонимы терминов доманикоиды и доманикоидные отложения; для описания углеродистых отложений зарубежных регионов автор использует термин *черные сланцы*, то есть, как называют их англоязычные авторы. Словосочетание *доманикоидный бассейн* – это бассейн времени накопления доманикоидных осадков и, следовательно, с соответствующими геолого-геохимическими условиями. Под словосочетанием *обогащенные ОВ* или *углеродистые* – автором подразумеваются породы с надкларковым содержанием $C_{орг}$, под термином *высокоуглеродистые* – более 10% $C_{орг}$, согласно работы Я.Э. Юдовича [356]. Отметим, что некоторые доманикоидные толщи имеют собственные региональные названия, например: диктионемовые, оленидные, медистые, тоарские, менилитовые и др.

До 1960 года представлялось, что ОВ – это безлика масса $C_{орг}$, но трудами углпетрографов было доказано, что ОВ представлено двумя основными генетическими типами – сапропелевым и гумусовым. Из сапропелевого ОВ, которое имеет липидный состав и накапливается, преимущественно, в морских условиях, образуются как жидкие, так газообразные УВ. Из чисто гумусового ОВ, накапливающегося в прибрежно-морских и континентальных (но субаквальных) условиях образуются преимущественно газообразные УВ с преобладанием метана. Содер-

жание битуминозных компонентов в сапропелевом материале в несколько раз больше, чем в гумусовом [257], что делает групповой состав ОВ одним из существенных параметров нефтематеринских пород. На основе обработки количественных данных И.Б. Волковой [61] была составлена кривая изменения во времени соотношений гумусового и сапропелевого вещества в осадочных толщах фанерозоя (рис. 1. 3), которое соответственно составляет: в среднем для палеозоя – 29 и 71%, для мезозоя – 44 и 56%, для кайнозоя – по 50%. Данная кривая совпадает с кривой распределения во времени площадей континентальной и морской седиментации, приведенной в работе А.Б. Ронова [267].

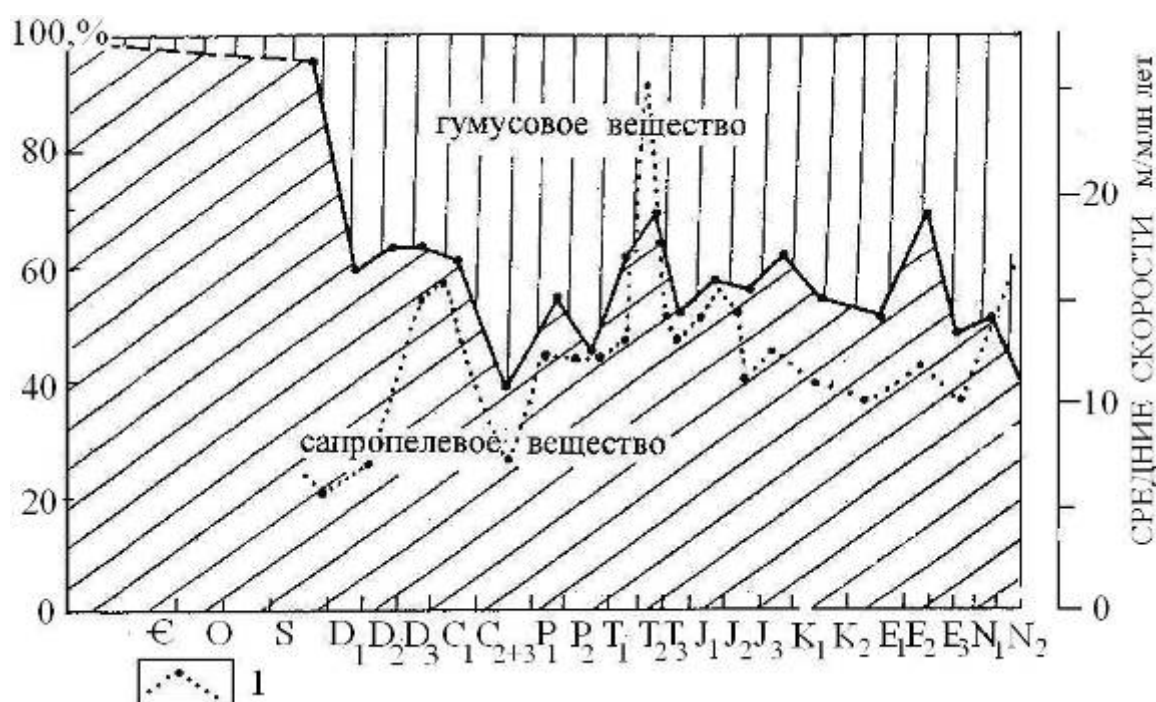


Рис. 1.3. Изменение соотношений гумусового и сапропелевого вещества в сопоставлении с графиком средних скоростей погружения земной коры континентов по [61,267]. 1 – кривая средних скоростей погружения земной коры континентов.

Исследованиями М.Д. Залесского [115], С.М. Манской, Т.В. Дроздовой [176], А.И. Гинзбург [87], Г.М. Парпаровой, [230,231], Л.И. Боголюбовой, П.П. Тимофеева [43], Л.В. Ажгиревич, [4], И.Б. Волковой, М.В. Богдановой [60, 61] и другими было показано, что в ОВ разновозрастных доманикоидов преобладает бесструктурный сапропелевый материал – коллоальгинит, в образовании которого главная роль принадлежала органостенному фитопланктону, а именно: акритархам, желтозеленым, синезеленым и зеленым водорослям, и в меньшей степени – динофлагеллятам. В ОВ

ордовикских, силурийских и девонских доманикоидов установлены остатки хитиновых скелетов граптолитов, тентакулитов и трилобитов. В континентальных, но аквагенных условиях, в накоплении сапропелевого ОВ существенная роль принадлежала желтозеленым водорослям, в частности, роду *Pila* и остаткам высших растений. В архейских и протерозойских доманикоидных отложениях основными биопродуцентами ОВ были цианобактерии и акритархи, что известно из работ Т. Шопф [350], Е. Баргхорн [33], А.В. Сидоренко, С.А. Сидоренко [283] и др..

Таким образом, основным биопродуцентом сапропелевого ОВ в древних и современных морях и океанах является фитопланктон, первичная валовая продукция которого по расчетам Е.А. Романкевича [258] составляет 25-70 млрд т/год или 18-40 млрд т $C_{орг}$ в год; продукция зоопланктона – в 10 раз меньше, а фитобентоса (донные водоросли и морские травы) – незначительна. Из общей биопродукции океана (21,1 млрд т/год), на долю фитопланктона приходится 94,7%, фитобентоса 0,5% и привносимого с суши аллохтонного ОВ (обрывков растительности, спор и пыльцы) – 4,8%. Однако, в некоторых прибрежных зонах морей и океанов бурые водоросли, которые содержат лигнин являются основным продуцентом и могут создавать ОВ намного больше, чем фитопланктон [231]. В отдельные геологические эпохи после вспышки фитопланктона отмечается максимальное развитие зоопланктона (например, граптолиты в ордовике и силуре, девонские тентакулиты ВЕП), который мог быть основным биопродуктом сапропелевого ОВ в морях. Исходным материалом смешанных гумусово-сапропелевых и сапропелево-гумусовых типов РОВ являются фитопланктон и аллохтонные остатки высших растений. Смешанный тип РОВ встречается в породах доманикового типа, в основном, с девона.

В настоящее время установлено, что отложения доманикового типа достаточно широко распространены в осадочных разрезах докембрия и фанерозоя многих нефтегазоносных регионов мира. С ними тесно связана проблема формирования нефтематеринских свит. С позиции теории органического происхождения нефти отложения собственно доманиковой свиты Тимано-Печорской НГП считаются классическим примером нефтематеринских пород. Доманикоиды других стратиграфических интервалов фанерозоя также обладают свойствами генериро-

вать УВ (например, верхнеюрские бажениты Западной Сибири, майкопская серия Индоло-Кубанского прогиба и др.).

Раннечетвертичные и голоценовые (современные) осадки, обогащенные ОВ, также изучались в аспекте потенциальных нефтепроизводящих свит многими известными геологами (А.Д. Архангельский, В.В. Вебер, А.И. Горская, 1927 г., Н.В. Логвиненко, К.Ф. Родионова, Е.Л. Романкевич, Н.М. Страхов, П. Траск и др.)

Если первые работы по изучению современных углеродистых осадков проводились в обособленных морских водоемах типа Черного моря, то в 70-80-х годах прошлого столетия протяженные зоны сапропелевых илов были обнаружены в различных районах Мирового океана. Было установлено, что диатомовые кремнисто-глинистые илы занимают обширные пространства на шельфе юго-западной части Африки в зоне действия Бенгальского течения, присутствуют в Перуанском желобе Тихого океана; глинистые сапропелевые и фораминиферовые илы распространены на материковом склоне п-ова Индостан со стороны Аравийского моря. Исследователями был очерчен ареал распространения углеродистых осадков в Средиземном и других морях.

Большой комплекс исследований в изучении фациальных и геохимических условий накопления современных углеродистых осадков был проведен В.В. Вебером [54]. Им изучены современные донные отложения из многих регионов планеты и было доказано, что современные углеродистые отложения, также как и древние формируются во впадинах в различных фациальных условиях: морских с дефицитом кислорода у дна, лагунно-морских (авандельтах, эстуариях, лагунах, лиманах, полужамкнутых мелководных морских заливах) и озерно-континентальных. Впоследствии, при благоприятных геологических условиях они могут стать источниками УВ. В.В. Вебер придавал большое значение изучению современных осадков Персидского залива, обогащенных ОВ, которые он рассматривал как возможный исходный материал для последующего его превращения в нефтяном направлении.

Исследования современных углеродистых осадков морей и океанов в различных аспектах были продолжены А.И. Данюшевской, К.Ф. Родионовой и др.,

(1972 г.), А.И. Конюховым и П.Н. Куприным (1979 г.), А.Ю. Митропольским, Е.Л. Романкевичем, Е.Ф. Шнюковым (20012, 2014) и другими геологами.

Продолжая обзор работ по отложениям, обогащенным ОВ, следует отметить статью Н.А. Созинова и Св. А. Сидоренко [291], в которой по формационному признаку, в зависимости от главных членов парагенезиса, среди углеродистых отложений выделены четыре основных типа: терригенно-углеродистый (преимущественно глинистый); карбонатно-углеродистый; кремнисто-углеродистый; 4 – вулканогенно-углеродистый.

Примерами доманикоидов *терригенно-углеродистого* типа могут быть рифейские доманикоиды восточного склона Южного и Среднего Урала ($> 3\% C_{орг}$), черные глины вендского доманика ВЕП (до $6\% C_{орг}$), кембрийские квасцовые сланцы ($11-17\% C_{орг}$) грабена Осло (Норвегия), граптолитовые сланцы силура прогибов и складчатых областей Скандинавии ($2-6\% C_{орг}$), апт-альбские черные глины Бискайского залива в Атлантическом океане ($2,6-3,3\% C_{орг}$), олигоцен-миоценовые майкопские глины Крымско-Кавказского региона ($3-5\% C_{орг}$) и др.

Карбонатно-углеродистые доманикоиды развиты, например, в Восточной Сибири (глинистые доломиты (до $0,5\% C_{орг}$) платоновской свиты венда Лено-Тунгусского бассейна), девонская доманиковая свита Тимано-Печорской провинции – $5-10\% C_{орг}$ (среднее), девонские доманикоиды Припятского прогиба и ДДВ – $2-5\%$ и $2-4\% C_{орг}$, соответственно; меловая битуминозная карбонатная формация Ла Луна ($0,2-1,59\% C_{орг}$) бассейна Маракайбо (Венесуэлла) и др. Установлено, что мощность карбонатно-углеродистых формаций изменяется во времени, увеличиваясь от докембрия к кайнозою.

Характерной особенностью *кремнисто-углеродистых* доманикоидов является ритмичное чередование кремнистых пород и углеродистых кремнистых сланцев с подчиненным количеством сланцев глинистого состава (пермская формация Фосфория западных штатов США (до $10-15\% C_{орг}$), средне-верхнетриасовая толща бассейна р. Уссури синклиория гор Сихотэ-Алиня, олигоцен-миоценовые менилитовые сланцы Карпат (от $5-22\% C_{орг}$) и миоценовые кремнистые сланцы свиты Монтерей штата Калифорния в США ($5,4\% C_{орг}$, среднее). Формации этого

типа подразделяются на платформенные и подвижных участков земной коры (геосинклинальные).

Вулканогенно-углеродистые доманикоиды характерны для ранних стадий развития подвижных зон. Они представлены переслаиванием углеродистых кремнистых сланцев, известняков, яшм с продуктами подводного вулканизма. Этот тип углеродистых отложений широко развит, в Западно-Камчатско-Сахалинской области кайнозойской складчатости (пиленгская и курасийская свиты ($>1\% C_{орг}$)) и других регионов планеты [28].

В целом, терригенно-углеродистый и карбонатно-углеродистый типы доманикоидов наиболее широко развиты в отложениях докембрия, палеозоя и мезозоя, а кремнисто-углеродистый и вулканогенно-углеродистый – в кайнозойских отложениях.

Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [356] предложили классификацию осадочных пород на основе химического состава, который принимается ими как основной, а структурные характеристики пород как подчиненные или дополнительные критерии. В этой классификации все высокоуглеродистые породы (ЧС с содержанием $> 10-15\% C_{орг}$) авторы относят к типу кахитолитов. Для метаморфизованных пород докембрия эта граница понижена до $7,5\% C_{орг}$. Во всех остальных петрохимических типах пород (высококремнеземистых силитах, глинистых – сиалитов, карбонатных – карбонатолитах, фосфатолитах и др..) ЧС составляют подчиненную часть.

В 70-80-х годах прошлого столетия появилось множество публикаций о том, что кроме высокого содержания $C_{орг}$ формации ЧС могут заключать в себе повышенные концентрации урана, золота, серебра, марганца, свинца, цинка, ванадия, никеля, титана и других металлов, редких или малых элементов. В связи с этим, многие ученые тех лет подчеркивали необходимость выявления корреляционных связей между рудной минерализацией и наличием $C_{орг}$ в породах (Дж. Тейлор [427], Щеглов А.Д. [353], Г.В. Войткевич и др. [59], И.Б. Волкова, М.В. Богданова [60], и др.). Например, рудоконтролирующая роль ОВ в концентрации золота была установлена на месторождении Карлин (Невада), где в рудах содер-

жится от 0,25 до 0,8 % $C_{\text{орг}}$ (Хаусен Д.М., Керр П.Ф. [330]). В ОВ руд были установлены микроскопические органогенные остатки, похожие на радиолярии и фораминиферы. Биогенные образования замещены пиритом и кремнеземом, а золото концентрируется не в ОВ, а приурочено к фрамбоидальному пириту. Предполагается, что ОВ способствовало созданию восстановительных условий, благоприятных для накопления золота. В медных и свинцово-цинково-медных месторождениях Нового Южного Уэльса наблюдается концентрация металлов в зонах пересечения поднимавшихся из недр гидротермальных растворов с породами, обогащенными ОВ. Присутствие последнего существенно влияло на изменение E_h и pH среды минералообразования в водной низкотемпературной системе. Дж. Тейлор [427] отмечает контролирующую роль ОВ в урановом оруденении ряда месторождений в северных частях Австралии, США, Южной Африки. Многочисленные месторождения золота приурочены к ЧС аккреционных призм Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского складчатых поясов. С полосой ордовикских ЧС связан металлогенический пояс в Аргентине протяженностью около 1200 км. В дикионемовых сланцах Польши содержание молибдена достигает 800, ванадия – 2100, меди – 460, цинка – 2300, никеля – 960, кобальта – 90, свинца – 2025, серебра – 25 г/т. В девонских ЧС месторождений Южного Китая содержится крупное месторождение вкрапленных руд сурьмы Хикуангчан с запасами $82,5 \cdot 10^4$ т (Хунанская провинция). Вмещающие эти руды кремнистые сланцы и мергели содержат от 0,47 до 0,97% $C_{\text{орг}}$.

В зонах развития девонских доманикитов Урала исследователями установлены повышенные концентрации кобальта, олова, свинца, ванадия, хрома, никеля, меди и цинка. Хорошо известны пенсильванские ЧС Мидконтинента (Миссури, Канзасс, Иллинойс), содержащие так называемый миссисипский тип руд (Valey type) и нижнепермский медьсодержащий сланец Купфершифер в предгорьях Гарца (Германия) и его аналоги в бассейнах Англии, Нидерландов, Польши, России [356]. Для них характерно высокое содержание цинка, молибдена, свинца, меди, ванадия. Высокие концентрации иридия, хрома, скандия, ванадия, урана и марганца отмечены в пограничных отложениях сеноман-турона разрезов Богемского

горного массива Чехии [433]. Золотоносность установлена в олигоцен-миоценовых менилитовых сланцах Карпат. Повышенные концентрации молибдена, ванадия, цинка, германия, серебра характерны для обогащенных ОВ аргиллитов нижнемелового и олигоценового карпатского флиша [23].

С.В. Нечаев [222] отмечает, что в Украине формации ЧС распространены преимущественно в структурах обрамления Украинского щита и в слагающих его комплексах на разных стратиграфических уровнях – от докембрия до кайнозоя, однако, их исследование в рудном аспекте только начинается.

В настоящее время механизм концентрации металлов в углеродистых толщах трактуется по-разному. Углеродистое вещество рассматривается как сорбент или как концентратор металлов при жизни различных микроорганизмов, а также, как фактор, влияющий на создание определенной геохимической среды минералообразования.

Другие ученые допускают, что для обеспечения кондиционных содержаний металлов в породах с ОВ необходимо дополнительное поступление элементов из других источников в период седименто- или диагенеза. Предполагается привнос металлов, сорбированных на глинисто-органической взвеси. При этом большое значение принадлежит водорастворимым формам ОВ, когда после отмирания и разложения растительных остатков и зооорганизмов элементы могут выноситься из ОВ, взаимодействовать и мигрировать с другими компонентами растворов и взвесей. При этом, рудный элемент связан не с органикой, а сорбирован на глинистых частицах.

Большую роль в концентрации металлов играют диагенетические изменения ОВ и вмещающих его осадков. Этому вопросу посвящена обширная литература (Юдович Я.Э., М.П. Кетрис [356], Неручев С.Г. [214], Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. [113] и др.). Стадия диагенетического изменения ОВ считается благоприятной для образования органоминеральных соединений и развития процессов сульфатредукции.

С точки зрения накопления малых элементов в осадках, обогащенных ОВ определенная роль отводится бескислородным обстановкам и зонам сероводо-

родного заражения в морях. Некоторые исследователи считают, что золото в ЧС образуется путем взаимодействия морской воды с зоной сероводородного заражения, что, в определенной мере, согласуется с данными по современным морским осадкам [196]. Так, концентрация золота максимальна в осадках Черного моря, где развита мощная зона сероводородного заражения, но, она уменьшается в ряду – Черное, Балтийское, Средиземное море, Атлантический океан. В такой же последовательности падает содержание $C_{орг}$ в осадках.

Таким образом, далеко неполный перечень примеров металлоносности углеродистых отложений и представлений о механизме их формирования позволяют считать этот аспект весьма важным для изучения углеродистых формаций.

С.Г. Неручев [214] предположил, что эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ в осадках обусловлены бурным цветением фитопланктона в следствие повышенной концентрации в водах глубинных биофильных микроэлементов и урана и совпадают с эпохами вымирания наиболее высокоорганизованных организмов. Эти обстоятельства контролировались глобальными причинами эндогенного характера – активизацией рифтовых систем. В то же время эпохи накопления доманикоидных осадков синхронны эпохам относительного тектонического покоя (затухания складчатости, орогенеза) и развития глобальных трансгрессий. Это позволило С.Г. Неручеву предположить, что эпохи уранонакопления и интенсивного накопления планктоногенного ОВ контролировались общим пульсационным ритмом развития Земли.

Существуют и другие точки зрения. По Н.М. Страхову [303], Б.Ф. Игнатову [122], Л.А. Назаркину [203] интенсивное накопление ОВ в осадках связано с определенным соотношением биологической продуктивности бассейна с темпами седиментации минеральной части осадка. С увеличением темпа седиментации происходит усиленный вынос в бассейн биогенных элементов, что способствует увеличению продуктивности гидробионтов. В работах Е.А. Романкевича [258], В.В. Вебера [54] и др. повышенное накопление ОВ в осадках связывается с быстрым удалением его из сферы активного уничтожения микро- и макробентосом за счет высокого темпа седиментации. На ряде примеров С.Г. Неручев и др. [215]

показали, что при одной и той же скорости осадконакопления в зависимости от состава биопродуцентов может накапливаться в одном бассейне разное количество ОВ. Считается, что в каждом бассейне существуют оптимальные скорости седиментации, соответствующие максимальному накоплению ОВ.

Другой популярной точкой зрения, которая развивается иностранными учеными (D.A. Ross, E.T. Degens [417], H.C. Jenkins [392, 393] и др.) является признание главенствующей роли фациально-геохимических условий, особенно, сероводородного заражения наддонных вод, которое определяет консервацию и сохранение ОВ, и обуславливает повышенную и высокую концентрации его в осадках. Подобные взгляды развивают в своих работах Ф.Г. Гурари и Н.И. Матвиенко [97], Л.А. Назаркин [203], А.Е. Лукин [171, 172], и др..

М.С. Афанасьева [22], детально изучив строение и условия образования доманиковой свиты Урала, также считает придонное сероводородное заражение важным фактором, который способствует накоплению ОВ, продуцируемого организмами, и одновременно уничтожает палеонтологические доказательства существования этих же организмов. Известно, например, что кремневые скелеты в условиях сероводородного заражения и нормальной солености вод растворяются примерно за две недели. Сероводородное заражение указывает на отсутствие вертикальной циркуляции в бассейне и на невозможность подъема богатых фосфором глубинных вод. С.Г. Неручев [214, 215] считает, что первопричиной одновременного отмирания организмов и захоронения больших количеств ОВ является массовое цветение фитопланктона, которое ограничивает аэрацию глубоких водных слоев и вызывает гибель бентосных форм и подавление жизнедеятельности аэробных бактерий. При больших количествах ОВ сероводород, не успевая окисляться, отравляет придонный слой и граница между окислительной и восстановительной средами в толще воды проходит высоко над осадком.

Полное или частичное придонное сероводородное заражение имело место во многих случаях доманикоидного осадконакопления (верхнеюрские кашпирские горючие сланцы ВЕП, бажениты Западной Сибири, олигоцен-миоценовые глинистые породы майкопа Кавказско-Скифского региона, голоценовые сапро-

пелевые илы Черного моря и др.). Оно могло привести к резкому обеднению видового состава и даже полному исчезновению бентосных и других организмов и флоры, но им невозможно объяснить одновременно проявляющиеся резкие изменения у планктона, nekтона, а также спор и пыльцы наземной растительности на прилегающих к бассейнам областях суши, что показал в своей монографии С.Г. Неручев. Ученый считает, что биологические особенности доманикоидных осадков, которые обогащены ураном, молибденом, ванадием и другими металлами и редкоземельными элементами, не могут быть обусловлены проявлением каких-либо узких фациальных причин. Однако, сероводородное заражение морских водоемов, где происходит накопление доманикоидных (черносланцевых) толщ, играет большую роль в образовании месторождений фосфоритов, марганцевых и железо-марганцевых руд. В.Н. Холодовым [333] установлено, что в богатых ОВ илах под действием сульфатредуцирующих бактерий на окислительно-восстановительном барьере концентрируются H_2S и CO_2 и накапливается кремнезема в 7-8 раз больше, чем в чистой морской воде, фосфора – 200-210 раз, железа – 50000-80000, марганца – до 1500000 раз. При этом, часто формируются большие скопления и месторождения железо-фосфатные, марганцевых и других полезных ископаемых.

Еще одной гипотезой образования осадков, обогащенных планктоногенным ОВ является действие апвеллинга – регионального подъема глубинных холодных вод, насыщенных фосфором и другими биогенными элементами. Области апвеллинга длительное время сохраняют обстановки высокой биологической продуктивности поверхностных вод. Такое представление возникло в 70-е годы прошлого столетия, когда стало известно, что четвертичные диатомовые кремнисто-глинистые илы и голоценовые сапропелевые илы занимают значительную площадь на обширных пространствах шельфов и континентальных склонах в Мировом океане (в районе Перуанского течения, на шельфе юго-западной части Африки, материковом склоне п-ова Индостан и др.).

В Атлантическом океане широко распространены доманикоидные образования мелового возраста. Во время морских геологических экспедиций на конти-

нентальной окраине Южной Африки и драгирований в северо-западном секторе Атлантики исследователями неоднократно поднимались образцы углеродистых и высокоуглеродистых глин, которые в англоязычной литературе получили название формации черных глин, хотя они сложены тонкослоистыми отложениями различного состава (глины и аргиллиты, известняки, мергели, мел, сапропелиты с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов, песчаников, алевролитов, известняков). А.И. Конюхов [142], Н.Б. Вассоевич [51] и др. сопоставляют их с осадками доманикового типа. Содержание $C_{орг}$ в формации черных глин варьирует от 0,1 до 14,8%, а в Северо-Американской котловине – от 3 до 28% (по данным Дж. Ханта [431]). Однако, апвеллинговая модель обогащения формации черных глин ОВ, подходит не во всех случаях, поскольку их образование происходило не одновременно и не повсеместно. Одни черные глины Атлантики имеют апт-альбский, другие – альб-сеноманский, третьи – сеноман-кампанский возраст. Также, черные глины распространены пятнисто в частично или полностью изолированных бассейнах с застойными условиями и отсутствием свободного кислорода в придонных водах на глубине от нескольких десятков до 3000 м [161]. Такие бассейны прерывистой цепочкой окаймляют восточное побережье Африки и широко распространены в Северо-Американской и Аргентинской котловинах, Карибском море. Однако, в меловых бассейнах Атлантики, в которых придонные воды характеризовались хорошей аэрацией, восстановительная обстановка и консервация ОВ развивались за счет высоких скоростей поступления органики в условиях повышенной биопродукции или сноса с прилегающей суши.

Также, апвеллинговая модель обогащения осадков ОВ не работает для внутренних и большей части древних эпиконтинентальных морей и крупных озер (например, внутриконтинентальное море ВЕП, где накапливались верхнеюрские кашпирские ГС и оз. Грин-Ривер (США) с накоплением ГС).

Д.П. Найдин [204] предложил свою модель развития дефицита кислорода (аноксии) в придонных участках моря на примере меловых океанических бескислородных событий или сокращенно ОАЕ (Oceanic Anoxic Events) на востоке Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Большинству океанических

событий такого типа отвечают биотические кризисы типа массовых вымираний. В настоящее время в геологической литературе предлагается много различных моделей возникновения ОАЕ, среди которых выделяются две основные группы. В моделях первой группы предполагается, что дефицит O_2 развивается на дне бассейна и затем постепенно поднимаясь, охватывает толщу воды; при этом допускается весьма широкое развитие аноксии. В моделях второй группы – развитие стагнации на дне бассейна носит периодический и локальный характер. Обе модели основываются на поступлении ОВ на дно бассейна за счет повышенной продуктивности пелагиали, а также сноса органики с суши. Возникновение аноксии связывается с глобальным развитием в океаносфере вялой циркуляции, ослаблением апвеллинга, потеплением поверхностных вод и временным прекращением вертикального перемешивания водной толщи. Такие условия могли возникать при эвстатических трансгрессиях, расширении эпиконтинентальных морей и общем их углублении.

С глобальными периодами аноксии тесно связано такое явление как Эль-Ниньо и красные приливы. Эль-Ниньо периодически возникает у берегов Эквадора, Перу и Чили, где наблюдается высокая биологическая продуктивность прибрежных вод. Во время Эль-Ниньо происходит подавление берегового холодного апвеллинга и резкое потепление поверхности вод океана на $7-12^{\circ}C$ и находящихся над ними воздушных масс. Резкое потепление океана до $21-23^{\circ}C$, а иногда и до $25-29^{\circ}C$, приводит к развитию красных приливов – цветению (взрывному размножению) одного или нескольких видов динофлагеллят. Эти одноклеточные водоросли воспроизводятся с такой большой скоростью, что нарушается равновесие кремния, растворенного в воде, и появляются их скопления бедные кремнеземом, которые покрывают поверхность водной толщи толстым слоем [1]. При этом создаются бескислородные условия, что влечет за собой массовую гибель организмов и нарушение сложившихся трофических связей — наступает биотический кризис [25]. Впервые самое мощное Эль-Ниньо за весь 130-летний срок наблюдений этого явления отметили в 1982-1983 гг.. Оно началось в декабре и продолжалось до августа 1983 года, распространяясь до берегов Чили и на север к берегам

Северной Америки, охватив район Галапагосских островов, где пагубно отразилось на пресмыкающихся и птицах [325]. Общая площадь Тихого океана, охваченная Эль-Ниньо равнялась 13 млн км². Последними исследованиями установлено, что явление Эль-Ниньо повторяется с промежутком от 4 до 18 лет, но наиболее часто отмечались 6-8-летние интервалы. Красное цветение наблюдается и в северо-западной части Черного моря, когда резко возрастает биомасса диатомовых водорослей. Их концентрация в поверхностном слое воды достигает 10 г/м³, создавая мощные скопления толщиной в несколько метров.

В целом, в меловой истории Мирового океана насчитывают три глобальных ОАЕ. ОАЕ₁ проявилось в апт-альбе и растянулось на многие миллионы лет, не охватив океаны повсеместной эвксинизацией; ОАЕ₂ – проявилось в сеноман-туроне; оно отличается кратковременностью и широким распространением в ЕПО, что отразилось глобальным распространением прослоев ЧС с повышенным содержанием битумного вещества, в частности, в разрезах Горного Крыма и Северного Кавказа [204]; ОАЕ₃ – стратиграфически отвечает верхам коньякского яруса и всему сантонскому. Также, с воздействием Эль-Ниньо Д.П. Найдин связывает биотическое и седиментологическое события на границе маастрихт-дат. По его данным появление пограничных глин, обогащенных ОВ, могло быть обусловлено массовой вспышкой биопродуктивности бескелетных форм, последующей массовой гибелью организмов и дефицитом кислорода. В настоящее время, массовое вымирание организмов на границе мел-палеогена связывается с импактным событием (J. Smit [425], Гуров [99], A. Montanari, C. Koeberl [408], др.).

Учитывая закономерную взаимосвязь бескислородных событий, биотических кризисов и накопление доманикоидных осадков и связанных с ними геохимических аномалий С.Г. Неручев [214] предположил, что в такие эпохи происходило мутационное воздействие на биоту радиоактивного излучения урана, который попадал в морские воды преимущественно эндогенным путем. Вслед за ним А.Е. Лукин [171] предположил, что проявление этой закономерности связано с химическим мутагенезом организмов. Последний обусловлен фазами резкой интенсификации процессов геодинамики и дегазации Земли, во время которых био-

та подвергается мощному воздействию разнообразных химических мутагенов (выбросы радионуклидов, тяжелых металлов, токсичных органических соединений и др.). Ранее, гипотезу о мутагенном действии проникающей космической радиации на органический мир высказывали Фриц-Ниггли [327] и Л.В. Фирсов [326]. С этими гипотезами перекликается точка зрения С.М. Катченкова [130] о возможном влиянии разломов и поступающих по ним элементов на развитие планктона и накопление ОВ, а также В.Л. Сывороткина [306], который предполагает, что участки аномальной биопродуктивности контролируются разгрузкой глубинных флюидов в зонах разломов, в результате которой в океанах формируются поля железо-марганцевых конкреций, а также идет процесс образования полиметаллических руд (черные курильщики). В настоящее время гипотеза о влиянии глубинной дегазации на биологическую продуктивность океана применяется для объяснения массовых скоплений фаунистических остатков типа рыбных сланцев Германии и фосфоритов Подмосковского бассейна, переполненных раковинами головоногих моллюсков.

Приведенные выше гипотезы и модели не исчерпывают и не решают проблему главных причин периодического накопления углеродистых осадков и формирования доманикоидных отложений. Возможно, для каждого региона (бассейна седиментации) причины свои.

По конкретным доманикоидным толщам существует большое количество публикаций, которые невозможно осветить в данной главе. Поэтому, для каждого стратиграфического уровня доманикоидных отложений даны краткие сведения о их составе и особенностях формирования. В Украине нет монографий и крупных обобщающих работ по геологии и нефтегазоносности доманикоидных отложений, а только статьи по отдельным аспектам их изучения [171, 222, 273, 246, 41, 243, 89, 125, 345, 182, 224 и др.]. Поэтому автор полагает, что комплексное исследование разновозрастных доманикоидных отложений нефтегазоносных регионов Украины будет способствовать решению важных теоретических и практических задач нефтегазовой геологии и познанию углеродистой эволюции литосферы Земли.

1.1. Диагностические критерии доманикоидных отложений.

Идентификация доманикоидных отложений в сложнопостроенных формационных комплексах вызывает определенные трудности, особенно, в древних закрытых нефтегазоносных и мало разбуренных перспективных бассейнах. Поэтому, определение диагностических критериев их выделения в разрезах имеет важное научное и практическое значение. Специальные методики или методические рекомендации по этому вопросу отсутствуют. Изученные автором классические обнажения доманиковой свиты в Тимано-Печорской НГО и фациальные аналоги в других районах Волго-Уральской области и Донбассе, исследования керна и каротажных материалов по девонским и каменноугольным отложениям ДДВ, а также анализ данных о литологическом составе, палеогеографических и структурно-тектонических условиях накопления, палеонтологических и геохимических особенностях доманикоидных отложений различных регионов Земли позволяют сформулировать их основные диагностические критерии.

В литологическом отношении доманикоидные отложения представлены, глинистыми и карбонатными породами с разным количеством других компонентов, например, фосфатных и железистых минералов, соединений кремнезема, туфогенного материала; терригенная составляющая имеет тонкодисперсный состав, незначительную примесь алевролитового материала (не выше 5%) в карбонатных и кремнистых разностях, обогащенность разбухающими минералами (монтмориллонит, гидрослюда), которые создают оптимальные условия для предотвращения ОВ от бактериального окисления при диагенезе и служат катализатором для “созревания” нефти при катагенезе; цвет – темный до черного (иногда темно-коричневый) за счет обогащения ОВ, текстура – слоистая, сланцеватая; для мощных доманикоидных толщ характерно ритмичное переслаивание слагающих ее пород. Доманикоидные толщи содержат специфическую фауну, которая имеет угнетенный характер, повышенное или высокое содержание бесструктурного ОВ преимущественно сапропелевого (коллоальгинит) или гумусово-сапропелевого типов и высокую его битуминизацию. ОВ доманикоидов связано с минеральным веществом прочными химическими связями. Содержание $C_{орг}$ в разностях с РОВ

составляет от 0,5 до 20%, в горючесланцевых разностях с концентрированным ОВ – до 50% [215, 231]; характерным является обогащенность U, Th, V, Mo, Co, Ni, As, Ni, Cu, Ti, Ba, Sr, Re, Se, Hg, Cr и другими элементами, при этом, наблюдается пропорциональная связь их концентраций с ростом $C_{орг}$ [91]. Доманикоидные породы содержат тонкодисперсную примесь диагенетического пирита, поскольку их образование проходит в восстановительных или резковосстановительных геохимических условиях; характерна повышенная радиоактивность (до 50-70 мкР/ч). Это приводит к образованию мощных геохимических аномалий, которые на диаграммах радиоактивного каротажа (РК) скважин выделяются резким повышением значений гамма-активности (рис. 1.4).

Доманикоиды с планктоногенным РОВ приурочены, большей частью, к карбонатным формациям, а со смешанным ОВ с преобладанием гумусового – к терригенным. Важное место среди УФ занимают кремнистые разности (силициты, фтаниты). Среди них различают с биоморфной структурой (радиоляриты, спонголиты, диатомиты и др.), характерные для палеозоя. В мезозое и кайнозое наряду с вышеназванными типами широко распространены радиоляриевые, диатомовые и губковые разности кремнистых пород, формирующиеся в пределах окраинно-континентальных морей и океанических бассейнов.

Мощность классических толщ доманикового типа составляет первые десятки метров, так как они формируются в депрессиях и котловинах при некомпенсированном режиме осадконакопления; как правило, они имеют четкие границы с вмещающими породами. Формации, содержащие доманикоидные толщи наибольшей мощности (сотни метров) достигают в геосинклинальных областях. На платформах доманикоидные толщи могут иметь значительное распространение.

Условия обитания фауны в бассейне с доманикоидным типом осадконакопления отличаются недостатком кислорода, поэтому набор микрофоссилий в них весьма специфичен, что является фациальным индикатором и хорошим диагностическим признаком. Исходный состав сапропелевого ОВ разновозрастных доманикоидов характеризуются высокой продуктивностью и преобладанием нескольких видов простейших планктонных водорослей, например, зеленых и сине-

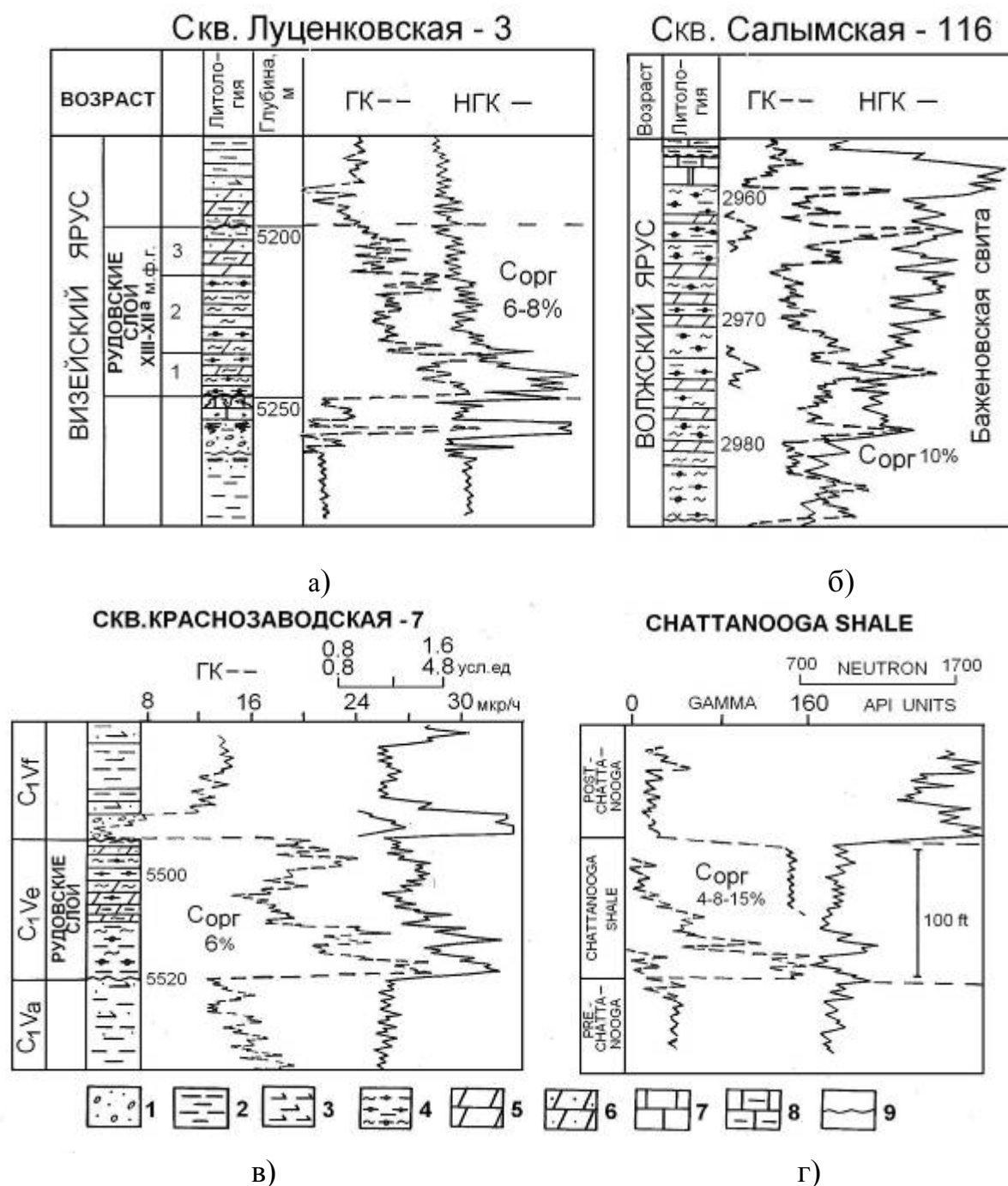


Рис. 1.4. Схожесть промыслово-геофизических характеристик (ГК и НГК) разновозрастных доманикоидных толщ: а) – рудовские слои, скв. Луценковская -3 (Сребненский прогиб ДДВ), б) – баженовская свита юрского возраста, скв. Салымская -116 (Зап. Сибирь), в) – рудовские слои, скв. Краснозаводская -7 (Сребненский прогиб ДДВ), г) – ЧС формации Чаттануга (Канзас, США). Условные обозначения: 1 – песчанистые конгломераты. 2 – аргиллиты. 3 – алевролиты. 4 – доманикоидные кремнистые аргиллиты. 5 – мергель. 6 – песчанистый мергель. 7 – известняк. 8 – глинистый известняк. 9 – поверхность перерыва.

зеленых (цианей), обладающих исключительной экологической выносливостью, при бедности видового состава других групп организмов. Фитопланктон (за некоторым исключением) является основным первичным продуцентом сапропелевого ОВ высокопотенциальных НГМТ [215, 231].

Таким образом, накоплению доманикоидных осадков предшествуют: высокая биопродуктивность бассейна седиментации, возникновение специфических и стрессовых условий для фауны, её отмирание и поступление на дно, что обуславливает развитие сульфидной и бескислородной обстановок, нередко с сероводородным заражением. Эти обстоятельства являются необходимым условием для приобретения доманикоидными осадками битуминозности и нефтематеринских свойств.

Для формирования доманикоидных отложений благоприятными считаются следующие обстановки: эпохи относительного тектонического покоя и глобальных трансгрессий, интенсивного растяжения рифтогенных структур и повышенной проницаемости земной коры, длительного некомпенсированного режима погружения дна бассейна и низкой скорости седиментации. Преимущественно жаркий переменнo-влажный (гумидный) климат, затрудненный водообмен и ограниченный доступ кислорода на дно бассейна создают условия для развития в иловых и придонных морских водах сульфатредуцирующих бактерий и распространения восстановительной или резковосстановительной геохимических сред. Перечисленным условиям отвечают, например: собственно доманиковая свита среднего франа (D_3fr_2) Тимано-Печорской области, ЧС формация Вудфорд бассейна Анадарко (США) позднедевонско-раннекаменноугольного ($D_3-C_{1t_1}$) возраста, доманикоиды задонско-елецкого горизонта нижнего фамена (D_3fm_1) Припятской впадины и ДДВ, баженовская свита Западной Сибири (J_3) и др.. Эти доманикоидные отложения являются примерами классических НГМТ.

Изложенные диагностические критерии и условия формирования доманикоидных отложений должны способствовать их достоверному выделению в обнажениях и разрезах глубоких скважин.

Раздел 2

Стратиграфические уровни и геолого-геохимическая характеристика доманикоидных отложений.

В данном разделе во взаимосвязи с историко-геологическим развитием Земли рассматриваются стратиграфические уровни и геолого-геохимическая характеристика важных в промышленном отношении доманикоидных отложений различных регионов Земли, в том числе Украины.

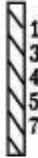
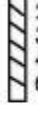
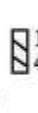
2.1. Докембрий.

Значительный интерес к докембрию вызван не только огромными запасами руд, но и нефтегазоносностью верхнепротерозойских (рифейских и вендских) отложений. В докембрии широко развиты осадочно-метаморфизованные породы, обогащенные сингенетическим ОВ, которые слагают мощные УФ. Их исследованиями занимались А.И. Голубев, О.В. Горбачев [93, 97], А.В. Ильин, Ю.А. Киперман [123], В.З. Негруца и др. [211], С.Г. Неручев и др. [214], И.О. Постникова [249] А.Я. Радзивилл [252], В.А. Рябенко и др. [272], А.В. Сидоренко [284], Н. А. Созинов, Св. А. Сидоренко [292], М.М. Филиппов [21], Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис [356] и др. Поскольку работы этих исследователей содержат обширные сведения о формировании УФ в докембрии, стало возможным составить таблицу уровней их накопления с привязкой к стратиграфической шкале и геологическим событиям (табл. 2.1.)

Стратиграфические уровни формирования УФ в докембрии. Первые вспышки биопродуктивности фитопланктона установлены в раннем архее. Наиболее древние микроскопические органические остатки имеют возраст 3,8 млрд лет и были обнаружены в горных породах на юго-западе Гренландии [33]. Микроорганизмы бактериального происхождения установлены в углеродсодержащих толщах Балтийского и Андского щитов, в Австралии с возрастом более 3,5 млрд лет, сланцах серии Онвервахт (со средним содержанием 0,36% $C_{орг}$) и в углеродистых метаосадках свиты Шеба формации Фиг-Три Свазиленда Южной Африки – ~3,4 млрд лет с содержанием в глинистых сланцах 0,16-0,19% $C_{орг}$. Углеродистые образования залегают в породах в виде графитовых вкраплений, пластов и

Табл. 2.1.

Стратиграфические уровни формирования и периодичность УФ, эпохи вулканизма в архей-протерозойском супермегацикле (составила С.А. Мачулина).

МЕГАЦИКЛ			Возраст млрд лет		Главные этапы развития органического мира, Углеродистые отложения	
Pz	млрд лет	млн лет		€		
П Р О Т Е Р О З О Й С К И Й Э д и а к а р и й В енд		100 ± 0,05	0,542		"Популяционный взрыв" водных скелетных беспозвоночных - начало фанерозоя	
		300 ± 0,05	0,635		Вендский доманик редкинского горизонта ВЕП, калюсские слои Приднестровья и др. Вендодиакарекая биота. Metaphyta, Metazoa ⊗ Лапландское оледенение (600 млн лет)	
	Рифей	~ (1,0 ± 0,1)	1,0		⊗ Точка Пастера (O ₂ - 1% от современного). Клеточное деление эукариотов, появление Metaphyta, пелагических и бентосных Metazoa Малгинский горизонт Сибири, сланцы Насач (Сев. Америка) и др.	
		300	1,3		Сапропелевые сланцы усть-ильинского горизонта Сибири, калтасинской свиты ВЕП, ураноносные сланцы Австралии и Сев. Америки ⊗ Появление одноклеточных эукариотов	
		300	1,6	PR ₂	Сланцы групп Эхо (Сев. Америка), Анабарского щита, Австралии, арланской свиты ВЕП (бурзяний) Строматолиты и др.	
	Афёбий	~ (1,0 ± 0,1)	1,9		Шунгитовые сланцы ятулия Карелии, Финляндии, сланцы Ганфунт (Онтарио). Расцвет строматолитов ⊗ Гуронские оледенения (2,3 - (2,1 - 0,1)).	
		600	2,5	PR ₁	ЧС Карелии, Украинского щита (чарнокитовые толщи с графитом), сланцы Соуден (Канадский щит) и др. Цианобактерии, ферробактерии и др. Содержание O ₂ в атмосфере превышает барьер Юри (0,1% от современного)	
	Архейский	~ (1,0 ± 0,1)	3,1		Черные сланцы Фиг Три Свазиленда, Балтийского щита, графитовые сланцы Азовского кристаллического массива и др. Цианофитные водоросли	
		600	3,7 - 3,5		Графитовые сланцы и гнейсы Сибирской платформы, Миннесоты, УИЦ, Юж. Африки, Юж. Америки, Австралии, Канады, углеродистые формации Кольского п-ова и др. ⊗ Гетеротрофные прокариоты Фотосинтез → O ₂ (кислород в гидросфере)	
		Условные обозначения ⊗ 1  2	3,8		Первые находки микроорганизмов (фотосинтетическое происхождение карбонатов Исуа Зап. Гренландии)	

Условные обозначения: 1 – глобальные природные явления и ключевые события в развитии органического мира. 2 – главные эпохи вулканизма (по [283]) на континентах: 1 – Северо-Американский. 2 – Европейский. 3 – Азиатский. 4 – Африканский. 5 – Австралийский. 6 – Индийский. 7 – Антарктический.

линз небольшой мощности. Их накопление связано с появлением фотосинтезирующих организмов и биогенного накопления кислорода в гидросфере. Некоторые докембрийские микрофоссилии из УФ показаны на рис. 2.1.

Количество углеродистых графитовых сланцев возрастает в верхнеархейском (лопском) комплексе и на рубеже 3,1 млрд лет, что установлено в породах Балтийского, Алданского, Гвианского (Южная Америка) и Гвинейского (Африка) щитов, Станового хребта (Дальний Восток России) и др.

В Украине площадь занимаемая докембрийскими комплексами составляет 136500 км², а доля углеродсодержащих метаосадочных пород в разрезе докембрия 12,5% от мощности. Для сравнения этот же показатель на Канадском, Анабарском и Алданском щитах составляет 7,5%, на Урале 8% [285]. Наиболее древние концентрации ОВ в докембрийском комплексе Украины, превратившегося в процессе метаморфизма в графит, установлены в позднеархейской бугской серии графитоносных гнейсов, кварцитов и кальцифиров (Завальевский карьер) и родионовской свите ингулецкой серии нижнего протерозоя Западно-Ингулецкого района центральной части УЩ [288]. Родионовская свита, мощностью 314 м сложена кварцитами, метапесчаниками, графитсодержащими сланцами и гнейсами, карбонатными породами (кальцифирами, мраморами), которые залегают в грабен-синклиналях. При изучении пород родионовской свиты в шлифах [317] было установлено, что мелкозернистый графит образует вкрапления и нитевидные скопления, напоминающие войлочные скопления сине-зеленых водорослей (цианобактериальных матов), которые схожи на один из видов простейших цианей, обнаруженных в протерозойских породах Карелии. Также, графитовые проявления известны в тетерево-бугской и маренинской свитах УЩ [166], пачки графитистых гнейсов, мощностью 10 м и содержанием 10-30% С_{орг} отмечены в темрюкской свите Приазовья [283, с. 92].

К позднему архею относятся графитовые гнейсы Гренвилля, аспидные сланцы Канадского щита, графитизированные ЧС Либерийского щита (серии Касил, Симанду) и др. Содержание С_{орг} в этих УФ изменяется от 0,18 до 2% [283].

Несмотря на то, что архейские углеродистые отложения еще недостаточно

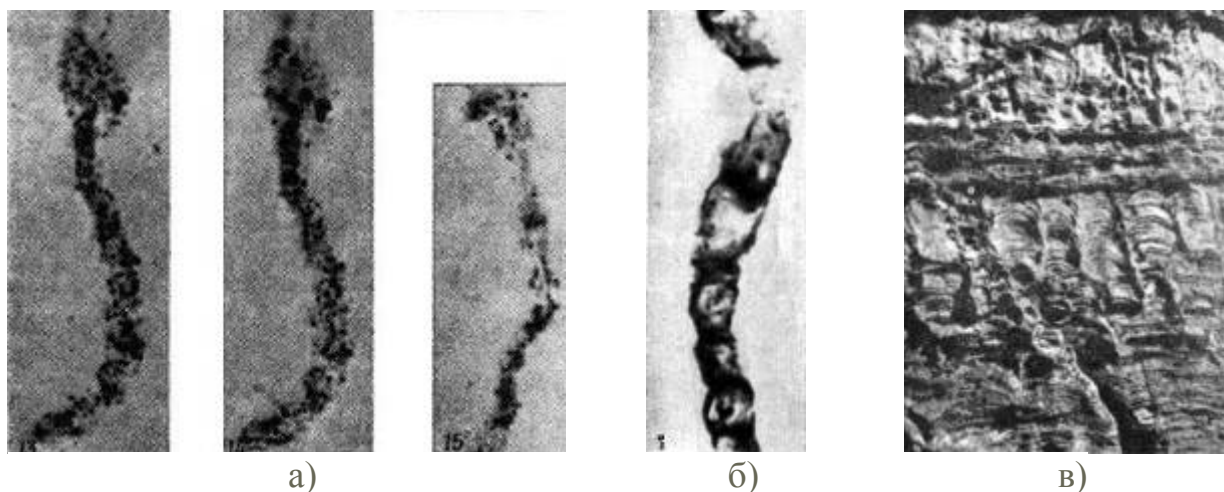


Рис. 2.1. Нитчатые образования (а) из углеродистой формации Фиг-Три Свазиленда (>3 млрд лет, Южная Африка); нитчатые микроскопические ископаемые из формации Ганфлинт (~ 2 млрд лет); строматолитовые образования докембрийского доломита ($\sim 1,78$ млрд лет, Тервола, Финляндия) [271].



Рис. 2.2. Образцы антракосолита (а) и шунгитовых пород (б) с концентрациями углерода: 1 – 30-45%, 2 – 50-60%, 3 – 70-75% (2.1-1,9 млрд лет, Карелия, Россия). Находки и фото С.А. Мачулиной); макроколонии коккоидных микроорганизмов (сканирующий микроскоп) по [21].



Рис. 2.3. Образец чистого графита (а) и образец с прослоем графита в глинисто-селадонитовой породе из Завальевского карьера ($\sim 2,5$ млрд лет, Украина). Находки и фото автора.

изучены, С.Г. Неручев [215] отметил следующие приблизительные рубежи их накопления: AR_1 (3,7-3,5), AR_2 (3,4-3,1), AR_2-PR_1 (2,7-2,5 млрд лет).

В нижнем протерозое УФ приурочены к двум этапам развития земной коры, соответствующих приблизительно 2,5-2,3 и 1,9 млрд лет (см. табл. 2.1). Оба этапа связаны с формированием карельских формаций. На Балтийском щите повышенным содержанием $C_{орг}$ отличаются два типа породных ассоциаций: осадочный (терригенный) и вулканогенно-осадочный. Разброс значений $C_{орг}$ в метаосадках от 0,02 до 15-20% [356]. В отложениях ятулия Онежского синклинория Карелии (2,0 млрд лет) установлены богатейшие проявления продуктов жизнедеятельности строматолитов и одноклеточных сине-зеленых водорослей. Содержание $C_{орг}$ в шунгитовых разностях туфов достигает 12,6%, в шунгит-альбит-хлоритовых породах – 3,7%, в шунгитовых сланцах (максовитах) – 15-45%, в собственно шунгитах – 45-80%, а в жильных шунгита (антраксолитах) – до 98,6 [160, 207]. Антраксолиты – продукты высшей карбонизации битумов являются важным доказательством былой нефти в протерозойских осадках Карелии (рис. 2.1). По Н.В. Лопатину [166] шунгиты в среднем протерозое генерировали около $250 \cdot 10^9$ т нефти.

Повсеместно на рубеже 1,9 млрд лет произошло скачкообразное повышение общего содержания $C_{орг}$, что интерпретируется как отражение глобальных климатических изменений в докембрийской истории Земли. По Б.С. Соколову [293] вспышка биопродуктивности могла быть обусловлена началом проникновения свободного кислорода в атмосферу. Началу оксигенизации атмосферы в конце раннего протерозоя (афебия) предшествовала эпоха древних гуронских оледенений. Эти природные явления подготовили условия для появления древнейших эукариот (1,9-1,6 млрд лет) и возникновения их колониальности (1,6-1,35 млрд лет). Поэтому на рубеже среднего и верхнего протерозоя – рифея (1,6 млн лет) углеродистые осадки получили широкое распространение. Вблизи границы нижнего и среднего рифея (1,3 млн лет) они известны в разрезах Северной Америки (бассейн Мичиган), Сибирской платформы (сапропелевые сланцы усть-ильинского горизонта), ВЕП – калтасинская и арланская свиты конца бурзяния [295], Австралии – ураноносные сланцы и др. [215].

Огромное значение на ход эволюционного процесса оказал эффект Пастера (около 1% свободного кислорода от его уровня в современной атмосфере), что привело к возникновению клеточного деления, появлению первых Metaphyta, пелагических и бентосных Metazoa (1,0-0,9 млрд лет) [293]. Углеродистые породы стратиграфического уровня R_2 - R_3 (1,0 млн лет) распространены на Сибирской платформе – малгинский горизонт [27], в Северной Америке – сланцы Насач [215] и др. В седиментационном отношении рифейский мегацикл отличается от предыдущих более широким распространением на планете УФ. В этом мегацикле 2 главных уровня интенсивного накопления УФ, датируемых 1,3 и 1,0 млрд лет. В составе рифейских УФ преобладают толщи ЧС с концентрацией $C_{\text{орг}}$ от десятых долей процента до 10% на породу (Сибирская платформа). Рифейские отложения рассматриваются исследователями как основной источник УВ для Лено-Тунгусской нефтегазоперспективной области Сибири [27].

На рубеже рифея и венда проявилось глобальное лапландское оледенение. В постледниковых вендских бассейнах началось заселение морского дна многоклеточными животными и растительными организмами. ЧС вендского возраста установлены в разных районах мира. На ВЕП – это глинистые отложения редкинского горизонта, названные Л.Ф. Солонцовым – вендский доманик (2-6% $C_{\text{орг}}$) [295]. По изотопным датировкам возраст вендского доманика ~600 млн лет. Возрастным и фациальным аналогом этих пород являются калюсские слои в районе Приднестровья, которые переполнены органикой, сульфидами и фосфоритами. К границе докембрия и фанерозоя (542 млн лет) приурочены ЧС с сапропелевым ОВ на ВЕП, Сибирской платформе, в Приуралье, впадине Синань (Китай) и др. [215].

Обобщая геологические процессы развития земной коры в докембрии, которые сопутствовали началу углеродистого осадконакопления, следует отметить, что за этот огромный промежуток времени сформировался гранитный слой, появились платформы с синклиналями и подвижные пояса. По Н.М. Страхову [302] развивался вулканогенно-осадочный литогенез. От архея к протерозою существенно изменялся химический состав атмосферы и гидросферы – в океанах исчезли следы сильных кислот и началась карбонатная седиментация; многоклеточная

бесскелетная фауна развивалась в прибрежно-морской зоне под защитным слоем воды, который предохранял ее от ультрафиолетового излучения. Формировалась климатическая зональность. Уже к концу архея были широко распространены фотосинтезирующие Procarvota. Большой коэффициент их фоссилизации (30-40%, против 1% в фанерозое [321]) обусловили высокую биопродуктивность морских бассейнов, а благоприятные геологические условия для накопления и преобразования ОВ обеспечили значительные масштабы генерации нефти, которые, по мнению Н.В. Лопатина, С.Г. Неручева [166, 214] и др. могли превосходить фанерозойские, о чем можно судить по оставшемуся после этапов складчатости и интенсивного метаморфизма графитизированному ОВ в мощных толщах древних щитов. Крупнейшими этапами накопления ОВ в осадках характеризуются ранне-, средне-, и позднепротерозойская эпохи, которые заканчивались складчатостью, региональным метаморфизмом и тектоно-магматическими эпохами, сыгравшими деструктивную роль в сохранении месторождений нефти. На рубеже рифея и венда проявился байкальский этап складчатости с процессами разлома, – и складкообразования. Также, в позднем протерозое начался раскол суперматерика Пангея-I. В северном полушарии образовались Северо-Американская, ВЕП и Сибирская платформы, в южном полушарии – Гондвана [146].

В целом, для архей-протерозойского суперцикла характерна тенденция к возрастающей во времени частоте накопления УФ и их широкого распространения на планете. Это согласуется с данными о росте биомассы и биопродуктивности морей от архея к венду.

2.2. Нижний палеозой.

Кембрийский период. Характерные для кембрийского периода палеотектонические условия сложились еще в позднем докембрии – рифее, когда наметились контуры всех древних платформ и геосинклинальных поясов. По данным работы [265] раннекембрийские платформы занимали 67,5% площади современных материков, а остальное пространство было занято геосинклиналями. Дальнейшее погружение земной коры в пределах последних захватило платформы, поэтому моря покрывали 22% территории платформ, однако, на Сибирской и Китайской – моря имели наибольшее распространение – 76 и 65%, соответственно. Такие платформы как Южно-Африкано-Аравийская и Индостанская были высоко приподнятыми и моря занимали только 10% их площади. В геосинклиналях море покрывало около $\frac{3}{4}$ их общей площади.

В раннекембрийскую эпоху накапливались в основном карбонатные формации, которые вместе с карбонатно-глинистыми составляли ~50% всего объема осадочных пород платформ. Две трети всех карбонатных отложений этой эпохи сосредоточены на Сибирской платформе. В геосинклиналях преобладали морские обломочные (33,6%) и карбонатно-терригенные (34,1%) формации. Чисто глинистые (сланцевые) толщи для раннего кембрия не были характерными. Вулканическая деятельность проявилась в геосинклиналях в небольших масштабах – 11% объема отложений. Кремнистые породы широко отлагались в Центральной Азии (восток Центрального Казахстана, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).

В среднем кембрии в северном полушарии моря стали преобладать над сушей, а значение карбонатных пород возросло до 52,1% от общего объема отложений. Однако, скорость погружения платформ значительно снизилась, что повлекло за собой уменьшение объема морских отложений [265].

Позднекембрийская эпоха характеризуется ослаблением тектонической деятельности, снижением интенсивности вулканизма, разрушением и размывом байкальских и салаирских складчатых сооружений. Расширение трансгрессии происходило преимущественно на Северо-Американской платформе.

В целом, площадь морской седиментации на материках сократилась до раз-

меров раннекембрийской. Данные табл. 2.2. позволяют заключить, что широкое развитие карбонатных формаций в кембрии свидетельствует о преобладающем режиме погружения земной коры, что благоприятно для накопления доманикоидных отложений.

Табл. 2.2.

Средняя распространенность основных литологических формаций на материках в кембрии в % от площади областей осадконакопления (составлено по данным [287]).

Материк	Платформы, геосинклинали	Морская			Подводно-вулканогенная	Континентальная (обломочная)
		Карбонатная	Карбонатно-обломочная	Обломочная		
Евразия	Платформы	40,6	21,1	23,6	—	10,7
	Геосинклинали	25,2	24,6	36,4	9,6	0,4
Северная Америка	Платформы	17,0	33,09	44,06	—	5,6
	Геосинклинали	8,8	54,3	35,7	3,0	0,1
Южная Америка	Платформы	49,3	—	49,3	—	—
	Геосинклинали	2,0	3,0	97,04	—	—
Африка	Платформы	—	10,2	11,3	—	76,3
	Геосинклинали	—	100,04	—	—	—
Австралия	Платформы	32,5	12,8	26,6	—	17,6
	Геосинклинали	—	6,9	83,08	9,3	—

По данным В.М. Синицына [7,б] климат в кембрийском периоде не был везде одинаковым. Развитие красноцветных и соленосных отложений на Сибирской и части Северо-Американской платформ и на севере Индостана, гипсов и ангидритов в Боливийских Андах свидетельствует о существовании жаркого и сухого климата. Развитие моренных образований в Скандинавии, Китае и Австралии указывают на бывшее оледенение на этих территориях. В конце кембрия климат стал более мягким и гумидным в тех районах, где ранее он был аридным.

Доманикоидные толщи. В кембрии обширные бассейны с доманикоидным осадконакоплением развивались на северо-востоке России (бассейны рек Колымы, Пенжины, Корякское нагорье), юго-востоке Сибирской платформы, Восточном Прибайкалье (хребты Баргузинский, Икатский, Курбинский и др., Витимское плоскогорье), Прианабарье (бассейны рек Мойеро, Котуй), в Средней Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская и Тянь-Шаньская складчатые области), на

о. Новая Земля, в Северной Гренландии, Канаде (сланцы Бургесс (Burgess) Британской Колумбии), Аляске, Калифорнии, Австралии, Китае (Сычуаньский бассейн). Протяженные зоны с обнажениями кембрийских ЧС установлены в странах Скандинавии и Балтии (рис. 2.3).

Наиболее типичными доманикоидными толщами этого периода являются: куонамская свита (Є_{1-2}) северо-востока Сибирской платформы (Сухановский прогиб, Оленекское поднятие), ванадиеносные сланцы (Є_1) геосинклиналей Средней Азии, квасцовые сланцы (Є_{2-3}) Швеции и их аналоги в Норвегии, Дании, Канаде.

Собственно куонамская свита ленско-амгинского возраста (Є_{1-2}) и ее аналоги широко распространены на огромной территории – от бассейна р. Оленек до Алданского щита. На севере Сибирской платформы бассейн куонамского типа занимает $\sim 0,7$ млн км² [207].

Куонамская свита представлена аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, мергелями, ГС, известняками и глинистыми разностями последних. Она характеризуется выдержанной мощностью 30-50 м. С.Ф. Бахтуров [34] рассматривает куонамские отложения в ранге формации и относит к ней битуминозные глинисто-карбонатные породы шумнинской свиты северо-западной части Сибирской платформы (Игарский район), собственно куонамскую свиту восточной части Анабарской антеклизы и иниканскую свиту Юдомо-Майского междуречья. Отложения куонамской свиты формировались в период стабилизации платформенного режима и медленного прогибания Сибирской платформы, на фоне которого развивались колебательные движения. Л. Н. Натапов [207] считает, что породы этой свиты генетически очень сходны с породами доманикового горизонта верхнего девона Русской платформы.

Битуминозные кремнисто-глинисто-известковистые породы куонамской свиты характеризуются содержанием 2-6%, чаще 3-4% $\text{C}_{\text{орг}}$. В прослоях ГС среднее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает 14%, максимальное – 27-30% [3]. В составе битумов ГС на долю смол приходится 25,5-30%, а на долю асфальтенов – 5-6%. Элементный состав этих битумов характеризуется содержанием С – 78-79,5 и Н – 10-10,5% [207]. Высокоуглеродистые куонамские ГС имеют промышленное значе-

ние. В них установлены надкларковые содержания следующих элементов, в г/т: U – 34,1, V – 2277, Mo – 109, Zn – 500, Cu – 169, Ni – 211, Sb – 10,0 и др. [356].

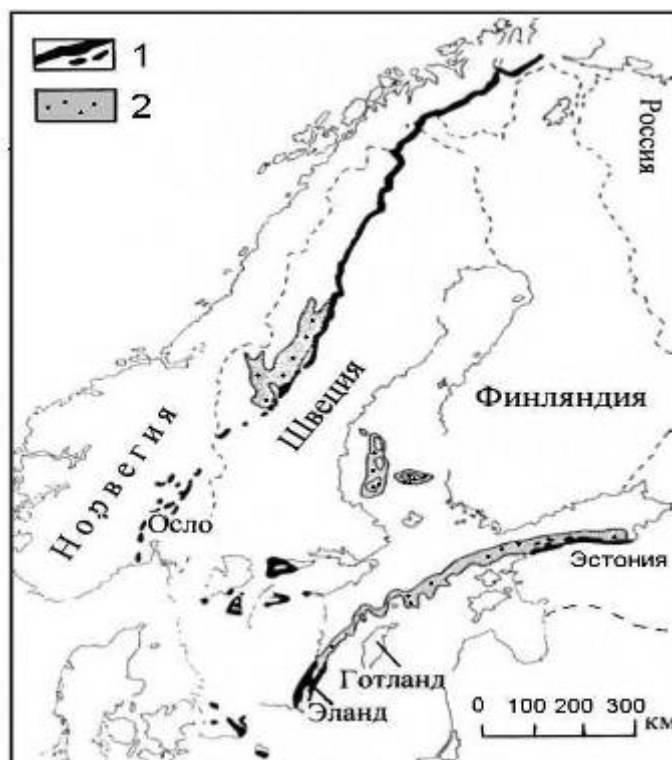


Рис. 2.3. Обнажения кембрийских ЧС в странах Скандинавии и Балтии (по данным [429]). Обнажения: 1 – на суше. 2 – субморские.

Взгляды многих исследователей сходятся в том, что источником ОВ куонамских отложений являлся планктон. В породах отсутствуют следы фитобентоса, а зообентос не играл значительной роли в накоплении биомассы. Разложение ОВ происходило в восстановительной обстановке, о чем свидетельствует наличие аутигенного пирита. Также, ряд исследователей предполагают, что прослой ГС куонамской свиты могли отлагаться в условиях мелководных иловых впадин [101] или на обширных мелководных участках морских бассейнов [4].

В целом, доманикоидные тощи в осадочном чехле Сибирской платформы выявлены от нижнего рифея до верхнего девона включительно. Однако, наибольший ареал распространения среди них имеют кембрийские, особенно, границы нижний-средний кембрий. По данным Т.К. Баженовой [27] ОВ кембрийских доманикоидов претерпело катагенетическое превращение. Большая их часть находится на различных этапах мезокатагенеза (МК). Это определяет значительные масштабы генерации и эмиграции УВ. Так, в куонамской свите (при содержании

3,5% $C_{\text{орг}}$) к концу этапа $МК_1$ $Q_{\text{эм}}^H$ могло составить 1,5 млн т/км³, Q^r – 2,6 млрд м³/км³. К концу $МК_5$ $Q_{\text{эм}}^H$ составило – 25 млн т/км³, а Q^r – 30 млрд м³/км³.

В странах Скандинавии доманикоидные отложения откладывались прерывисто-непрерывно со среднего кембрия по силур включительно. Они известны в Швеции, Норвегии, Дании. В континентальной Швеции они сохранились благодаря грабеновой тектонике и покровам долеритов. Непрерывной полосой они протягиваются вдоль восточного побережья через острова Эланд и Готланд к Эстонии (см. рис. 2.3). Отложения нижнего кембрия здесь отсутствуют. Мощность отложений среднего и верхнего кембрия не превышает 50 м; мощность ордовика – 300 м, а силура ~ 510 м. Кембрий-силурийские углеродистые отложения представлены смешанной фацией так называемых квасцовых сланцев и известняков. Они характеризуются различным содержанием $C_{\text{орг}}$, присутствием пирита и черных кремнистых аргиллитов. В средневековой промышленности эти сланцы играли большую роль в производстве квасцов ($KAl(SO_4) \cdot 12H_2O$) – отбеливающего средства. Квасцы извлекались из золы при сжигании сланцев. По латерали квасцовые сланцы переходят в битуминозные. М.Г. Руттен сообщает, что в Центральной Швеции в квасцовых сланцах содержание $C_{\text{орг}}$ так велико, что "...их можно рассматривать как нефтеносные сланцы" (270], с. 50). В глинисто-кремнистых разностях квасцовых сланцев содержание $C_{\text{орг}}$ – от 10,9 до 17%. Кроме того, в них, по напластованию, в линзовидной форме встречается так называемый кольм – углеподобное вещество, содержащее до 80% ОВ (против 30% во вмещающих породах), в котором выявлены высокие концентрации урана, ванадия, цинка, меди. Источником урана могли быть коры выветривания древних гранитов, а также месторождения уран-альбитовой формации, известные в фундаменте Балтийского щита [222]. По Я.Э. Юдовичу и М.П. Кэтрис [356 накопление этих элементов связано с ОВ. По мнению этих авторов линзы кольма представляют собой своеобразные конкреции ОВ, накапливающиеся в небольших ямках осадка. Линзы кольма имеют мощность 12 см при длине 15-20 см.

В Норвежском грабене Осло доманикоидные образования отмечены среди отложений среднего кембрия. Они представляют собой углеродистые илы или так

называемые парадоксидовые слои с содержанием 1-2% $C_{орг}$, залегающие со стратиграфическим несогласием на древнем фундаменте. Они накапливались как трансгрессивные мелководные осадки, заполнявшие депрессии дна бассейна. Наибольшим распространением пользуются так называемые оленидовые слои верхнего кембрия, мощностью 45 м. Они фациально близки шведским квасцовым сланцами, содержат прослой известняков, накапливались в максимум трансгрессии, интерпретируются как тиховодные и относительно глубоководные. Аналоги этих углеродистых отложений с фауной граптолитов известны в Северном Уэльсе Южной Ирландии, бассейне Мидленд (США) [402].

В последние годы появились новые сведения о самых северных (высокоширотная Гренландия) кембрийских доманикоидных толщах и связанных с ними проявлениях природных битумов. Важность их изучения тесно связана с проблемой нефтегазоносности арктических окраин Евразии (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) и Северной Америки, расположенных сравнительно близко, но разделенных активной рифтовой зоной Срединно-Атлантического и Арктического хребтов. В Северной Гренландии доманикоиды установлены в кембрии и силуре. Б.А. Клубов [134] предполагает их нефтематеринскую природу и распространение в нижней части осадочного чехла севера Баренцевского шельфа. Первые сведения о битумопроявлениях в пределах Северной Гренландии появились в 1984-1987 гг. [372]. Эти проявления природных битумов пространственно связаны с Франклинским бассейном, субшироотно опоясывающим Северную Гренландию. Возраст доманикоидной толщи ледника Хенсона – ранне-среднекембрийский, мощность – 20-40 м; породы представлены темно-бурыми слоистыми аргиллитами с содержанием 2,5-5,0% $C_{орг}$. Остаточный водородный индекс этих пород 400 мг УВ/г $C_{орг}$. Макропроявления битумов выражены твердыми асфальтитами (греэмитами), низшими керитами (альбертитами) и высшими керитами – импсонитами. Рассеянные битумы в виде тонкой пропитки песчаников и кальцитовых жил относятся к асфальтам. Другие проявления природных битумов во Франклинском бассейне связаны с нижнесилурийскими граптолитовыми сланцами.

Так называемые ванадиеносные ЧС кембрия, содержащие пластовые фосфориты были обнаружены в Северо-западном Каратау в 1940 г. и стали интенсивно изучаться многими геологами [2, 11, 331 и др.]. Они распространены в пределах Центрального и Южного Казахстана, в Северном, Срединном и Южном Тянь-Шане и прослеживаются на громадное расстояние (около 2000 км) от Ишимской Луки в Казахстане до хр. Куругтаг в Китае (рис. 2.4).



Рис. 2.4. Схема распространения ванадиеносных ЧС в пределах Тянь-Шаньской складчатой системы (по К.Е. Калмурзаеву, 1978).

1 – основные краевые разломы Тянь-Шаня. 2 – структурно-формационные зоны (на схеме: 1-7 – Северный и Срединный Тянь-Шань. 8-18 – Южный Тянь-Шань).

Ванадиеносная сланцевая толща, развита в разных структурно-формационных зонах и входит в состав миогеосинклинальных, геосинклинальных (в Центральном Казахстане [239]) и орогенных (в Южном Тянь-Шане [317]) отложений. Залегая на обширной территории, ванадиеносная сланцевая толща характеризуется возрастным скольжением и охватывают стратиграфический диапазон от нижнего кембрия до нижнего ордовика. Она с размывом ложится на эппротерозойские грубообломочные породы и перекрывается флишевой терригенной формацией средне-, позднеордовикского возраста. По М.М. Адышеву [2] ванадиеносная сланцевая толща всюду имеет трехчленное строение. Ее нижняя часть существенно кремнистая, средняя – преимущественно карбонатная, верхняя – кремнисто-глинистая. По Л.А. Дытыненко [103] все породы рассматриваемой толщи обо-

гащены ОВ (4,4-5,03% $C_{\text{орг}}$). Ванاديеносные сланцы формировались на пониженных участках быстро распространившегося мелководного моря. По данным киргизских геологов [2, 11], накоплению ванадиеносных сланцев предшествовал континентальный перерыв с развитием коры выветриваний по верхнедокембрийским тиллитоподобным породам. Это согласуется с предположением В.Н. Холодова [331] о терригенном источнике ванадия (наличие базитов в областях сноса).

Ордовикский период. Палеотектонические и палеоклиматические условия ордовикского периода были следующими. В раннем и среднем ордовике большая часть южного полушария была занята Гондваной, а другие крупные массивы суши располагались ближе к экватору. Между Европой и Северной Америкой (Лаврентией) расширялся океан Япетус [146]. На востоке зародился Уральский бассейн с океанической корой, представлявший окраинное море Палеоазиатского океана.

В ордовике началось новое повышение уровня моря, которое было вызвано таянием кембрийских ледниковых покровов. За счет погружения складчатых поясов и платформ расширилась площадь осадконакопления. По сравнению с кембрием она возрасла на 1 млн км². Площадь, покрытая морем на материках достигла наибольших размеров за всю историю фанерозоя. Морем было покрыто 72% поверхности Китайской платформы, 65% – Сибирской и 44% – Северо-Американской. В складчатых областях площадь занятая морями увеличилась до 75% против 70% в кембрии [266]. Особенно широко трансгрессия охватила центральную и южную части Европы, Западную Сибирь и север Центральной Азии. Во всех подвижных поясах широко были развиты подводно-вулканогенные комплексы пород с кремнистыми сланцами и яшмами. В ордовике начала формироваться Среднеевропейская система прогибов, которая охватила территорию от Армориканского массива до Черного моря, но некоторые прогибы этой системы зародились еще в кембрии.

В ордовикском периоде изменилось соотношение литологических формаций. Увеличилась доля морских обломочных (глинистых, песчаных) и вулканогенных формаций за счет снижения карбонатных (табл. 2.3). Однако, карбонатные формации оставались широко развитыми в западной миогеосинклинальной зоне Среднего и Северного Урала, на Китайской платформе и на западе ВЕП. На Северо-Американской платформе карбонатные формации слагают центральные части крупных синеклиз: Мичиганской, Виллингстонской и Гудзонова залива. Увеличилось их накопление на Китайской платформе и на западе ВЕП. Карбонатно-обломочные формации большие площади занимают на Сибирской, Северо-Амери-

канской и Австралийской платформах. Формировались они преимущественно в

Табл. 2.3.

Распространенность основных литологических формаций на материках в ордовике (%) от площади областей накопления (составлено по данным работы [266]).

Материк	Платформы, геосинклинали	Морские			Подводно-вулканические	Кремнистые
		Карбонатные	Карбонатно-обломочные	Обломочные		
Евразия	Платформы	32,8	27,5	36,5	—	—
	Геосинклинали	4,7	21,4	48,8	11,2	1,1
Северная Америка	Платформы	49,9	21,9	26,6	—	—
	Геосинклинали	36,5	21,4	18,0	16,0	1,3
Южная Америка	Платформы	—	—	62,7	—	—
	Геосинклинали	—	2,8	89,4	7,8	—
Африка	Платформы	0,8	—	14,8	—	—
	Геосинклинали	—	18,4	79,1	—	—
Австралия	Платформы	13,7	27,1	59,2	—	—
	Геосинклинали	—	11,2	33,8	14,6	4,5

условиях мелководных полузамкнутых внутриконтинентальных морских бассейнов [296].

Среди ордовикских формаций самыми распространенными являются морские обломочные. В этих формациях преобладают глинистые сланцы с граптолитами, которые присутствуют во всех складчатых зонах. Они переслаиваются с карбонатами, песчаниками и вулканитами. Наибольшие мощности граптолитовая сланцевая формация имеет в Восточном и Центральном районах Кордильер Боливии – от 2-3 до 7 км и северных провинциях Аргентины – свыше 5 км [269].

Важную группу ордовикских формаций представляют кремнистые и подводно-вулканические. Для последних характерно присутствие толщ пелитоморфных известняков, радиоляритов и кремнистых сланцев. Эти породы формировались в глубоководных условиях.

Литологические индикаторы свидетельствуют, что в начале ордовикского периода, в тремадоке, почти на всех континентах господствовал гумидный климат. Исключением была Сибирская платформа с жарким и засушливым климатом, который существовал на протяжении кембрия, ордовика и силура. Во второй половине раннего ордовика аридные зоны появляются во внутренних частях Северо-

Американской (Мичиганский бассейн), Австралийской (бассейн Джорджина) и Китайской платформ. В среднем ордовике новая волна гумизации климата охватила планету, а в начале позднего ордовика аридные зоны возникли почти на всех континентах.

Среди месторождений горючих ископаемых ордовикского периода наиболее известны ГС Прибалтики, залежи нефти и газа в Виллингстонской и Балтийской синеклизах.

Доманикоидные отложения. Наиболее ранний уровень формирования доманикоидных отложений относится к границе верхнего кембрия и нижнего ордовика, прослеживаясь в ряде районов мира: в Северной и Южной Америке (Аргентине), Австралии, Западном Ираке (бассейн Риша), на Пиренейском полуострове, Арденских горах (массив Ставло), Прибалтийской синеклизе и др. [214]. На севере Сибирской платформы доманикоидные отложения этого уровня представлены толщей переслаивания черных аргиллитов, глинистых известняков и мергелей, мощностью ~100 м (Туринская опорная скважина). По данным Т.К. Баженовой [27] эти доманикоиды содержат 0,7-0,8% $C_{орг}$.

Широкое распространение доманикоидные отложения получили вблизи границы нижнего и среднего ордовика. Например, в ордовикских отложениях Северо-Американской платформы известен граптолитсодержащий сланцевый пояс фаций открытого моря. Сапропелевые сланцы границы нижний-средний ордовик распространены в штатах Нью-Йорк, Иллинойс, Айова, Невада, Теннесси и др.. В штатах Кентукки и Теннесси известны фосфатизированные известняки с сапропелевым ОВ. В Канаде ЧС границы нижнего и среднего ордовика развиты на территории штата Юкон. На Сибирской платформе ниже- и среднеордовикские граптолитовые сланцы широко распространены в Тунгусской, Вилуйской и Тасеевской синеклизах, в Иркутском амфитеатре, западном склоне Анабарской антеклизы, Таймыре. В отложениях восточного склона Среднего Урала толщи углеродистых сланцев известны в западной части Тагильского синклиория. Особенно широкое развитие получили сапропелевые диктионемовые сланцы нижнего ордовика и кукерские сланцы (кукерситы) Эстонии среднеордовикского возраста.

Среди ГС кукурситы являются самыми богатыми на ОВ [356]. По данным работы осадки позднеордовикской эпохи, обогащенные ОВ (0,78-3,38% $C_{орг}$, $H_I = 488$) выявлены в глубоководной части юго-западной Гренландии в Лабрадорском море (пролив Дэвиса). Карбонатно-глинистые породы пролива обладают высоким нефтегазоматеринским потенциалом (7,89-48,2 мг УВ/г $C_{орг}$) и керогеном смешанного типа. Эти породы находятся на стадии катагенетического преобразования МК₁-МК₃.

Своеобразные литофации диктионемовых сланцев приурочены к верхней части пакерортского горизонта нижнего ордовика (O_{1pk}). Свое название эти сланцы получили от характерного для них ископаемого дендроидного граптолита *Dictyonema flabelliformis* Eichw. На северо-западе Русской плиты они занимают большие площади, которые измеряются тысячами квадратных километров. На территории Эстонии, в долинах рек Нарвы и Луги Ленинградской области диктионемовые сланцы выходят на поверхность. В центральной части Эстонии сланцы залегают на глубине ~300 м, в Ленинградской области – до 100 м [250]. Диктионемовое сланценакопление на северо-западе ВЕП происходило в момент стабилизации раннетремадокской трансгрессии – наиболее древнего граптолитового моря Южной Швеции, распространившегося на территорию Прибалтики. В пределах Северной Эстонии и Ленинградской области в полузамкнутом морском бассейне, отделенном от граптолитового моря Южной Швеции областью суши, формировалась 4-8 метровая толща диктионемовых сланцев.

Диктионемовые сланцы выделяются темным цветом среди окружающих их светлоокрашенных пород, поэтому они являются хорошим реперным горизонтом. Литологически диктионемовый сланец – это тонкослоистый аргиллит, обогащенный ОВ до 13-15%. Неорганическая часть сланца состоит из глинистых минералов (20-30%), алевролитовых зерен (70-80%) и очень небольшого количества карбонатов. Органическое вещество содержит, %: $C = 61,4-76,0$, $H = 6,6-7,8$, $N = 1,9-4,2$ и $S = 1,3-4,6$. Выход смолы 20,1%, газового бензина 1,3% и газа 13,5% от массы ОВ. Кероген диктионемового сланца по сравнению с керогеном кукурсита имеет более низкое содержание водорода и более высокое азота, се-

ры, кислорода, а также более низкую теплоту сгорания сланца – 1,6-6,3 МДж/кг [78]. Общие прогнозные запасы диктионемовых сланцев в северо-западной части Эстонии превышают 60 млрд т. Однако, из-за большой зольности и низкой теплоты сгорания диктионемовый сланец в качестве топлива пока не используется.

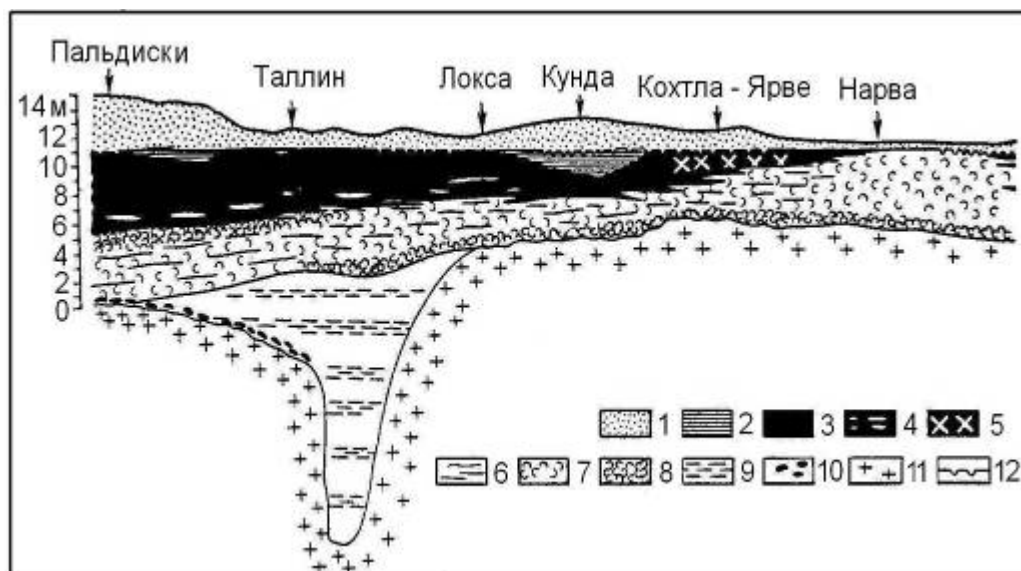


Рис. 2.5. Схематический разрез пачерортского горизонта с диктионемовым сланцем в северной части Эстонии [78]. 1 – глауконитовый песок и песчаник (лээтсеский горизонт). 2-10 – пачерортский горизонт: 2 – сланцевая глина, 3 – диктионемовый сланец, 4 – то же с прослойками песчаника, конкреции антраконита, 6 – кварцевый песчаник с обломками створок брахиопод, 7 – диктионемовый сланец в песчанике, 8 – брахиоподовый “конгломерат”, 9 – прослой глины в песчанике, 10 – галька базального конгломерата. 11 – кварцевый песчаник талсинского горизонта нижнего кембрия. 12 – поверхность перерыва.

Условия формирования толщи диктионемовых сланцев в раннем ордовике на северо-западе ВЕП были следующими. Интенсивное сланценакопление происходило на фоне трансгрессии тремадокского моря и мелких тектонических колебательных движениях, которые приводили к частой смене фаций в вертикальном разрезе. Условия подвижной и хорошо аэрированной водной среды многократно сменялись малоподвижными, зараженными сероводородом застойными водами. Эти воды были населены граптолитовым планктоном и водорослями, которые стали продуцентами сапропеловой части ОВ тонких прослоев диктионемовых сланцев. Многие исследователи склонны считать, что первичная мощность дик-

тионемовых сланцев была значительно больше, чем наблюдается сейчас (4-8 м) и могла приближаться к мощности диктионемовых сланцев Южной Швеции, то есть ~16,5 м. Кроме Эстонии и Ленинградской области аналоги диктионемовых сланцев известны в центральных районах Московской синеклизы (вблизи городов Валдай, Пестово, Вологда) на глубинах более 1000 м.

Иной характер носило доманикоидное сланценакопление в среднем ордовике, когда на территории Северной Эстонии сформировалась промышленная толща так называемых кукерских сланцев, распространенная на площади более 17 тыс. км². Накопление ОВ происходило в карбонатных илах с примесью терригенного материала. Морской бассейн был открытый, нормальной солености, о чем свидетельствует разнообразная фауна (остатки мшанок, брахиопод, остракод, трилобитов, иглокожих и др.). Пропластки кукерситов встречаются во всем 50-60-метровом разрезе среднего ордовика Северной Эстонии. В южной части Эстонского месторождения кукерситы залегают на глубине более 100 м. ОВ представлено бесструктурной гомогенной массой буровато-желтого цвета, в которой присутствует большое количество коричневых частиц округлой формы размером от 0,01 до 0,08 мм. Эти форменные элементы рассматривались М.Д. Залесским как остатки сине-зеленых водорослей *Gloeocapsomorpha prisca*, что подтвердилось электронной микроскопией [440]. Элементный состав ОВ постоянный во всех слоях: С = 74-75, Н = 9,3-9,9 и (N+O+S) = 14-16%. По данным технического анализа выход смолы сланца 13-49% на сухой остаток, теплота сгорания 7,5-19,3%, зольность 32-55%, содержание CO₂ = 11-25%, S_{общ} = 0,82-3,1 и летучих компонентов 21,3-77% [78].

По данным Р. М. Мянниль [202] сланцеобразование на территории Северной Эстонии в раннекукрузское время происходило в субширотном пологом прогибе морского дна, в момент максимального развития раннекарадокской трансгрессии и ее последующей стабилизации. После мощного накопления биомассы в карбонатном разрезе вышележащего горизонта появляются тонкие прослои бентонитовых глин, накопление которых явилось результатом вулканической деятельности в каледонидах. Ритмичное строение сланценосной толщи свидетельствует о развитии колебательных движений малой амплитуды.

Позднеордовикский этап накопления доманикоидов имел локальное распространение в Балтийской синеклизе. Южнее современного Рижского залива отлагались карбонатные осадки, которые в разрезе чередовались с граптолитовыми илами, обогащенными сапропелевым ОВ до 20%. С трещиноватыми глинистыми известняками верхнего ордовика связаны проявления нефти в Калининградской области России и Литве.

На территории Украины отложения доманикового типа ордовикского периода не известны, поскольку на большей части территории (к востоку от города Ровно, Хмельницкий, Одесса) ордовикские отложения либо не откладывались, либо были размыты в предсилурийскую эпоху вследствие епейрогенических подъемов ВЕП. Они достоверно установлены вдоль восточно-западной окраины ВЕП от Волынской до Одесской области включительно, где имеют разный вещественный состав и стратиграфическую полноту. На запад и юго-запад от Днестровского перикратонного прогиба откладывались глубоководные алеврит-илистые образования с остатками пелагических граптолитов, однако, в настоящее время они недостаточно изучены.

Силурийский период. Для силурийского периода характерны интенсивные движения земной коры в подвижных областях и на докембрийских платформах. В раннесилурийскую эпоху трансгрессией были охвачены материки северного полушария, слабо затронув Гондвану. В целом, морские породы охватили 73% всей области осадконакопления. Они отложились на обширных платформах окраин континентов. Господствующее распространение получили мелкообломочные породы, свидетельствующие об отсутствии горного рельефа и развитии равнинных площадей. Щиты были значительно с нивелированы до рельефа невысоких плато [146]. Повсеместное распространение известняков, обилие и разнообразие фауны, развитие кораллов и организмов-рифолобов, позволили палеоклиматологам прийти к выводу о существовании равномерно теплого климата, так как пустынные и ледниковые образования в силуре неизвестны [287].

Вторая половина силура ознаменовалась повсеместно восходящими движениями земной коры и регрессией моря вследствие мощных фаз каледонского орогенеза. В связи с этим, во внутренних областях континентов стали накапливаться осадки смешанного типа и континентальные. Перерывы в осадконакоплении, угловые несогласия и интрузивный магматизм указывают на проявление арденской и эрийской фаз тектогенеза. Последние с различной интенсивностью оказали влияние на каледониды Европы, Азии и Северной Америки, которые, испытав складчатость и поднятие, вызвали компенсационные опускания земной коры и обусловили заложение новых герцинских подвижных поясов, предгорных прогибов и межгорных впадин [152]. Каледониды ослабили увлажняющее влияние морских ветров на внутренние области материков и климат начал приобретать черты континентального с пустынным и засушливым режимом [287]. Возможно, это стало одной из причин резкой смены фауны на границе силура с девоном.

Доманикоидные отложения. Этап доманикоидного осадконакопления в силуре связан с широким распространением нижнесилурийских граптолитовых сланцев. Они известны почти везде, где имеются отложения силурийского возраста, например: на Полярном Урале, Пай-Хойе, западе Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза) России, в Средней Азии (Алайский хребет, Тянь-Шань, Цен-

тральный Казахстан (Марьевский, Калмык-Кульский, Стерлитамакский синклинории), Прибалтике, Северной Африке (Арабско-Иранский бассейн), США, Канаде, Перу, Боливии, Аргентине, Великобритании, Швеции, Бельгии, Франции, Германии, Чехии, Польше, Украине (Волыно-Подолія, Придубруджье и др.), Западной Австралии, Шотландии, Тасмании, в Новой Зеландии, на арктических окраинах Евразии (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа), Северной Америке (высокоширотная Гренландия) и других регионах планеты.

Геологи-нефтяники считают граптолитовые сланцы эффективными нефтематеринскими породами, в которых содержание $C_{орг}$ может достигать 20% и более. Особенно высокой производительностью они обладают в нефтеносных системах бассейнов Северной Африки (Западная Ливия, Тунис, Алжир, Марокко) и Аравийском полуострове (Саудовской Аравия, Оман, Иордания, Ирак). Нефтематеринские породы силура внесли свой вклад в УВ-потенциал бассейнов Северно-Американской платформы (Пермский, Мичиганский, Анадарко).

Геохимии граптолитовых сланцев силура и заключенному в них ОВ посвящено значительное количество работ, ссылки на которые приведены в работе Э.Я. Юдовича и М.П. Кетрис [356], поэтому здесь не приводятся.

О фациальных условиях накопления граптолитовых сланцев исследователи расходятся во мнениях. В.И. Бгатов и В.Г. Матухина [35] приводят факты мелководности граптолитовых сланцев, а А.В. Каныгин и др. [126] – убедительные доказательства их глубоководности. В монографии R. Hundt [329], статье А. Зейлахера и Д. Мейншнера (A. Seilacher, D. Meinschner) [423] приведены результаты анализа фаций кембро-силура района Осло, на основе которых авторы высказали предположение о множестве самых различных характеристик изученных ими осадков, которые могли формироваться как в бассейнах мелководных на всем протяжении своего существования, так и в бассейнах с ритмичным типом прогибания и осадконакопления. В настоящее время известно, что среди граптолитовых сланцев есть как мелководные, так и пелагические разности. С долей условности считается, что большинство платформенных глинистых граптолитовых сланцев являются мелководными, а кремнистые миогеосинклинальные – относительно

глубоководными. Последние иногда содержат пластовые фосфориты.

Основными факторами накопления ОВ в граптолитовых сланцах J. Legett [402] считает широкое распространение высокопродуктивных шельфовых акваторий во время трансгрессии в лландовери, а также широкое распространение зоны кислородного минимума в придонных осадках. Последнее исключало обитание бентоса, что способствовало повышенной степени фоссилизации ОВ. Многие особенности состава граптолитовых сланцев связаны с их малыми мощностями, поскольку во время обширных трансгрессий лландоверийского века и некомпенсированного погружения бассейнов, циркуляция океанических вод становилась слабее, а скорости седиментации – низкими. В зависимости от литотипа содержание $C_{орг}$ в нижнесилурийских граптолитовых сланцах варьирует. Среди них есть существенно глинистые и кремнистые разности. Так, в черном кремнистом граптолитовом сланце Тюрингии содержание $C_{орг}$ достигает 29,1% [423]. Для черных граптолитовых аргиллитов и мергелей, развитых вдоль западной и восточной окраин Тунгусской синеклизы характерны средние концентрации 2-4% $C_{орг}$ [27]. В целом, ОВ граптолитовых сланцев представлено сапропелевым (II) типом, часть которого была получена из планктонной фауны (граптолиты, тентакулиты).

В палеогеографических работах О.И. Никифоровой, Б.М. Келлера и Н.И. Предтеченского [223, 16] контур ордовикско-силурийского моря на Сибирской платформе рисуется аналогично Палеобалтийскому бассейну на ВЕП, где с запада, юга и востока оно окружено сушей и открывается в сторону Таймырского геосинклинального моря. Е.И. Мягкова с соавторами [201] считают ордовикско-силурийский седиментационный бассейн на Сибирской платформе крупным заливообразным эпиконтинентальным морем (по аналогии с Палеобалтийским бассейном [217]), глубоководная часть которого совпадает с Тунгусской синеклизой, а устьевая располагается в районе г. Норильска.

В Северной Прибалтике максимум трансгрессии отмечается в середине лландоверийского века, когда распространились тонкоритмичные илистые и глинисто-известковые осадки отдаленной полосы открытого шельфа [355], содержащие фауну граптолитов зоны *Coronograptus cyphus*, ареал которой вытянут на вос-

ток (рис. 2.10). Эти отложения отражают распространение широкой трансгрессии на всю Северную Европу. Ее углубление и максимум достигаются во второй половине позднего лландовери и в раннем венлоке, когда на огромной площади от Восточной Латвии до Центральной Европы (включая Украину) распространились монотонные карбонатно-глинистые отложения с граптолитами, языкообразно проникающие далеко на северо-восток и юго-запад. Граптолитовые аргиллиты Прибалтики – это уплотненные глины с тонкослоистой текстурой, которые характеризуются высоким содержанием ОВ – 25%. Битуминозные компоненты ОВ составляют 1-2% [318]. Мощность граптолитовых аргиллитов лландовери колеблется от 1 до 20 м, в венлоке – до 45м; глубина их залегания изменяется от 360 до 1600 м. По простираию они замещаются мергелями и известняками.

К концу венлока морской бассейн в Северной Прибалтике становится более мелководными (так же как и на Сибирской платформе). На границе венлока и лудлова в обоих регионах отмечается регрессия, на которую указывают лагунные доломиты и гипсоносные отложения. В позднесилурийскую (лудловскую) эпоху в Прибалтийских бассейнах накапливались мелководные нормально-морские отло-

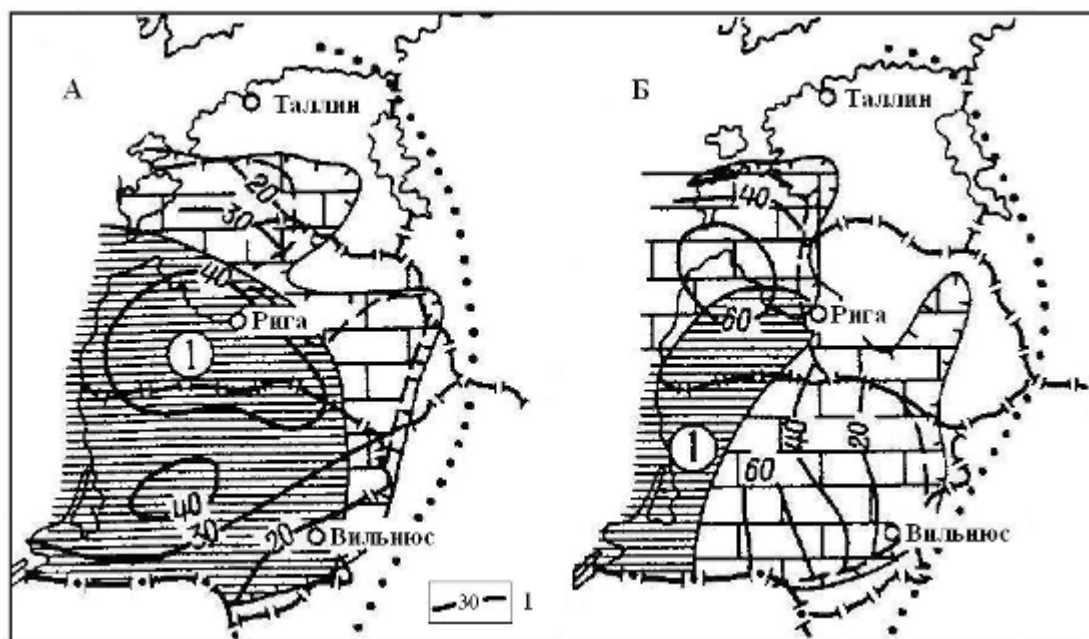


Рис. 3.12. Структурно-формационная схема Прибалтийского региона в силурийский период (по [355]). А – поздний лландовери. Б – поздний венлок; 1 – изопахиты. Цифра в круге: I – Балтийская моноклиналь.

жения, а на севере Сибирской платформы – доломиты и гипсы.

В последние годы у геологов вызывает повышенный интерес изучение силурийских отложений на арктических окраинах Евразии (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) и Северной Америки (высокоширотная Гренландия). Например, в нижнесилурийских отложениях Северной Гренландии выявлены нефтематеринские граптолитовые сланцы, относящиеся к формациям Вулф-Ленд и Лафайет-Багт. Общая мощность этих сланцев 25-100 м. Содержание C_{org} колеблется в пределах 2-6%; остаточный водородный индекс достигает 500 мг УВ/г C_{org} [134]. Нефтематеринские граптолитовые сланцы находятся в стадии термической зрелости от слабо- до высокозрелых. Битумы, мигрировавшие на небольшое расстояние из сланцев, локализуются в брекчированных доломитах, трещинах обломочных известняков (калькаренитах) и полостях кораллов. Они представлены вязкими асфальтами и асфальтитами, а самые преобразованные – керитами.

Силурийские отложения составляют значительную часть разреза палеозоя юго-западных областей Украины. Они залегают трансгрессивно на размытых образованиях среднего и верхнего ордовика, нижнего, среднего и верхнего кембрия и венда. Восточная граница силурийских пород является эрозионной; она проходит западнее городов Ровно, Хмельницкий, старая Ушица, Одесса. В Среднем Приднестровье силурийские породы обнажаются в склонах долины р. Днестр почти в крест простирания, а по простиранию – в долинах рек: Руска, Студеницы, Тернавы, Жванець, Мукша, Смотрич, Збруч, Варница. Благодаря непрерывности разреза силура, незначительным диагенетическим изменениям пород, разнообразию остатков бентосных ископаемых организмов, которые хорошо сохранились, днестровские разрезы силура считаются опорными для ВЕП [80].

2.3. Верхний палеозой.

Девонский период. Раннедевонская эпоха характеризуется геократическим развитием земной коры и завершающей стадией каледонского тектогенеза. Это эпоха расширения общей регрессии, размыва отложений и аридизации климата, которые начались еще в позднем силуре. Моря покрывали 30-35% площади материков, а суши было около 70% территории. Например, на ВЕП Балтийско-Московский бассейн превратился во внутриконтинентальный пересыхающий водоем. Значительно уменьшилась площадь Тунгусского бассейна на Сибирской платформе. Исключение составляла Южно-Американская платформа, которая в раннем девоне погружалась, а трансгрессия охватила Амазонский, Приандский, Парана и другие бассейны [259]. На территории Украины нисходящими движениями и длительным некомпенсированным прогибанием в раннем девоне характеризуется Днестровский перикратонный прогиб, расположенный вблизи тектонической зоны Тейссейра-Торнквиста, где накопилась тиверская серия доманикоидных отложений – черных аргиллитов. В скв. Крехов – 1 их толщина достигает 1000 м. По данным работы [150] в Предкарпатском прогибе эта часть разреза девона также представлена доманикоидными (черносланцевыми) отложениями, на Волыно-Подоллии им соответствует худиковецкая свита переслаивания черных плитчатых микрозернистых известняков с прослоями мергелей и аргиллитов. Подобные отложения известны в Преддобруджинском прогибе.

В целом, на платформах преобладали континентальная красноцветная и морская обломочная формации; в геосинклиналях – морская обломочная и морская карбонатно-обломочная. По данным работы [259] средняя мощность нижнедевонских отложений на платформах составляла 320 м, в геосинклиналях – 680 м.

Аридный, геократический характер раннедевонской эпохи, не способствовал появлению условий для широкого формирования отложений доманикового типа. Они накапливались ограниченно в Балтийско-Приднестровской системе перикратонных прогибов, где осадконакопление шло в едином бассейне. Также, аридный девон не дал значительных накоплений ОВ в отложениях Сибирской платформы, в отличие от гумидного карбон-пермского (C_2 – P_2) периода, когда на-

капливались большие количества ОВ в рассеянной и концентрированной формах.

В среднедевонскую эпоху начались интенсивные опускания земной коры и морская трансгрессия охватила Восточно-Европейскую и Северо-Американскую платформы, проникла в погружающийся Вилуйский бассейн Сибирской платформы. Впервые море проникло в прогибы Австралийской платформы (табл. 2.4); Китайская и Индостанская платформы оставались сушей.

Табл. 2.4.

Площадь морского осадконакопления на платформах в % от общей площади осадконакопления (составлено по данным работы [259]).

Платформы	D₁	D₂	D₃
Русская	19	71	75
Северо-Американская	7	33	38
Сибирская	32	37	39
Южно-Американская	45	23	3
Африканская	35	32	28
Австралийская	—	4	4

В подвижных поясах морем было занято 73%; активизировалась вулканическая деятельность. По данным [259], средняя мощность пород среднего девона на платформах составила 230 м, в геосинклиналях – 660 м. Среди литологических формаций преобладали морская карбонатно-обломочная и морская карбонатная (табл. 2.5). Породы доманикового типа отлагались на Северо-Американской платформе, в бассейнах Южного и Среднего Тимана, на Полярном Урале, где они известны под названием так называемого инфрадоманика. Конец среднедевонской эпохи в развитии земной коры ознаменовался поднятием и складчатостью, которые сопровождались интрузивным магматизмом.

В позднем девоне климат смягчился, по всей Евразии он был тропическим [287]. Осадочные формации сохранили значительное сходство с формациями среднего девона, однако, увеличилась площадь накопления и объем карбонатной (на платформах) и подводно-вулканогенной (в геосинклиналях) формаций (табл. 2.5).

На Северо-Американской платформе крупная трансгрессия охватила область Мидконтинента. На ВЕП отмечается частая смена морских обстановок континентальными и наоборот. В позднем девоне ВЕП была вовлечена в процессы

Табл. 2.5.

Распространение литологических формаций в % от площади накопления (первая цифра) и % от общего объема отложений (вторая цифра) в девоне. Составлено по данным работы [259].

<i>Формации</i>	D ₁		D ₂		D ₃	
	Платформы	Геосинклинали	Платформы	Геосинклинали	Платформы	Геосинклинали
Карбонатно-обломочная	10,5 – 5,3	37 – 32	25,7 – 21,3	46 – 44	38 – 37	46 – 35
Карбонатная	0,8 – 0,3	1,6 – 0,9	11 – 9	5,6 – 2,7	10,6 – 15	8,6 – 4,3
Морская обломочная	58 – 51	29 – 34	30 – 40	22 – 17	24 – 16,3	17,8 – 17
Континентальная (красноцветная обломочная)	31 – 43	12 – 7	29 – 24	5,8 – 6	25 – 24	5,8 – 8
Подводно-вулканогенная	0	16 – 21	0	19 – 26	0	21 – 33,5
Соленосная	0,2 – 0,6	0	4,3 – 5,6	0,2 – 0,1	1,5 – 4,0	0
Континентальная (эффузивно-обломочная)	0	4,1 – 4,6	0	0,9 – 4	1,3 – 3,4	0,9 – 2

растяжения и континентального рифтогенеза со щелочно-базальтовым вулканизмом, особенно, в пределах образовавшегося Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Формирование последнего, а также раздробление Волго-Уральского Формирование последнего, а также раздробление Волго-Уральского свода и образование системы прогибов и поднятий, способствовали возникновению благоприятных условий для формирования бассейнов с седиментацией доманикового типа. На Северо-Американской платформе также образовывались рифтовые структуры и глубокие впадины, в которых при депрессионных условиях отлагались обогащенные ОВ глинисто(кремнисто)-карбонатные породы. В ряде районов планеты позднедевонская эпоха развития земной коры завершилась бретонской складчатостью и вулканизмом.

Доманикоидные отложения. В девоне широкое развитие получили породы богатые сапропелевым и смешанным ОВ. Стратиграфические уровни их накопления имеют субпланетарное и планетарное распространение, например, среднедевонский (живетский) субпланетарный, когда накапливались ЧС в Канаде, в Аппалачском бассейне, на Урале, в Прикаспийской впадине, Западной Сибири; среднефранский (семилукский) планетарный – собственно доманиковая свита Тимано-Печорской НГП и ее аналоги в других регионах мира, а также доманикоиды фаменского яруса и пограничного интервала девон-карбон (D_3-C_1) нефтегазоносных бассейнов ВЕП и Северо-Американского кратона.

На ВЕП отложения доманикового типа начали отлагаться уже в эйфельском веке, особенно, в мосоловско-бийское время. Обогащенные ОВ глинистые известняки, мергели и тонкие прослои битуминозных сланцев формировались в депрессионных участках бассейнов в условиях восстановительной, сидеритово-сульфидной и сульфидной фациях в Предуральском, Кировском, Рязанско-Саратовском прогибах и в Верхнекамской впадине. Содержание $C_{орг}$ в аргиллитах достигает 2,67%, в мергелях – 0,97-1,87%, известняках – 0,14-0,84%. В пределах Куйбышевско-Оренбургского Заволжья доманикоиды диагностируются как “благоприятные” и “хорошие” нефтематеринские породы [257]. Они имеют мощность от 6-8 м до 80-90 м. На Полярном Урале бийская доманикоидная толща эйфель- раннеживетского возраста имеет мощность 33-85 м. Её полные разрезы наблюдаются на Приполярном Урале, грядях Чернова и Чернышева. Некоторые депрессии с осадками доманикового типа обрамлены рифами и биостромами (например, склоны Верхнекамской впадины). На границе эйфель-живет на Восточном склоне Северного Урала распространена флишеподобная доманикоидная толща чередования плитчатых битуминозных известняков с бухиолами и птероподами, глинистых сланцев и песчаников общей мощностью до 200 м.

Эйфельские доманикоидные отложения известны также в Западной Сибири в интервале лоховского и пражского ярусов. Примером может быть опорный разрез скв. Майзасской-1, которая расположена на левом берегу р. Большая Ича (приток Оби). Доманикоиды слагают лесную свиту (инт. 2809-3130 м), которая

представлена черными битуминозными с пиритом известняками и тонкослоистыми окремненными аргиллитами. Из органических остатков преобладают радиолярии, присутствуют брахиоподы, остракоды, водорослевая органика [286].

Более широким распространением и значимыми количествами ОВ обладают доманикоиды живетского возраста. На ВЕП благоприятные условия для их формирования существовали в этапы прогибания и развития обширной трансгрессии, также они известны в Южном Приуралье – в скв. Алябьевской вскрыты черные и серые органогенные известняки, чередующиеся с пачками карбонатно-глинистых и глинистых сланцев. Последние образовались в восстановительной среде и характеризуются содержанием от 13 до 29% $C_{орг}$ [54].

В 1948 году на западном склоне Урала Б.П. Марковским [178] впервые были описаны живетские доманикоидные отложения известные под названием инфрадоманик. В 1951 году они были переименованы в афонинскую свиту, которая распространена на Среднем (бассейн р. Чусовой) и Южном (район Уфимского амфитеатра и р. Белой) Урале. В типичных разрезах эта свита имеет мощность 75 м и представлена битуминозными глинистыми известняками, часто окремненными, которые переслаиваются с известково-глинистыми сланцами и мергелями. Отдельные пласты инфрадоманика значительно обогащены $C_{орг}$. Продуцентами ОВ были многочисленные нектонные организмы. В 2001 г. В.С. Цыганко [341] впервые обнаружил аналоги инфрадоманика на Полярном Урале в 50 км южнее Воркуты, на левом берегу р. Большой Елец. Мощность доманикоидной толщи – 15 м. В этом районе В.С. Цыганко предполагает более молодой возраст инфрадоманика – позднеэйфельский. Прослой битуминозных известняков содержат раковины и обломки аммоноидей, двустворчатых моллюсков рода *Buchiola*, брахиопод, трилобитов, кониконхий, тентакулитов и др.

Прослой черных тонкоплитчатых глинистых сланцев живетского возраста известны среди известняков северного борта Прикаспийской синеклизы, например, на Астраханском своде в скв. Девонская -2, где они представлены битуминозными глинистыми известняками с глинистыми прослоями, которые считаются нефтематеринскими [197]. Возрастные и фациальные аналоги этих толщ яв-

ляются нефтематеринскими для нефти и газа Тенгизского месторождения (наряду с артинскими глинистыми породами). Менее обогащенные $C_{орг}$ доманикоиды среднего девона формировались в центральных и северных районах Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (юктинская свита, мощностью 10-30 м; средние концентрации $C_{орг} - 0,1-0,2\%$ [27].

В целом, на ВЕП в доманикоидных породах живецкого возраста намного больше открыто сингенетичных залежей нефти и газа чем в эйфельских [257].

Более значительные по объему и распространению доманикоидные толщи в составе мощных карбонатных формаций формировались в позднем девоне, особенно, на востоке и юго-западе ВЕП – Тимане, Приуралье, Полярном Урале (Лемвинская зона), Пай-Хое, Припятском и Днепровско-Донецком прогибах, в бассейнах Северо-Американской платформы – Анадарко, Аркома, Иллинойс, Пермском, Аппалачском и др.

В Тимано-Печорском бассейне сформировались небольшие по мощности толщи доманикоидов большого стратиграфического диапазона – от среднефранского до нижнетурнейского подъярусов. Примерами могут служить кочмесская свита, выделенная в Хорейвейской и Большесыненской впадинах, Колвинском мегавале и Предуральском краевом прогибе [310]. На СевероАмериканской платформе – это черносланцевая формация Чаттануга фран-фамен-раннекарбонового возраста юго-восточной части штата Кентукки и ее аналоги в других штатах.

Собственно доманикиты среднефранского (семилукского) возраста и их аналоги развиты на всей территории Урало-Поволжья, за исключением Самарской Луки, Жигулевско-Пугачевского свода и района хребта Кара-Тау. Они сформировались на завершающем этапе трансгрессии в условиях наиболее благоприятных для накопления нефтепроизводящих толщ. Морской бассейн располагался между Воронежским сводом, поднятиями и прогибами Уральской геосинклинальной области. В палеотектоническом плане площади осадконакопления доманиковой свиты (D_3fr_{dm}) приурочены к крупным платформенным поднятиям – Средне- и Южно-Тиманскому, Татарскому и Пермско-Башкирскому сводам и

впадинам – Верхне-Камской, Камско-Кинельской и Печорской синеклизе. Ширина полосы занятая доманиковыми отложениями составляет ~700 км, а длина ее по меридиану – 1000-1200 км (рис. 2.8) [173].

В семилукское время режим неполной компенсации распространился почти на все пространство Тимано-Печорской области, что выразилось в широком развитии кремнисто-глинисто-карбонатных фаций, обогащенных ОВ. К западу от области накопления доманиковых фаций почти на всей площади Московской синеклизы осадки были представлены битуминозными глинами, глинистыми известняками и мергелями, содержащими ОВ в значительно меньших количествах.

Отложения собственно доманиковой свиты (D_3^{dm}) в стратотипах Ухтинского района Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции имеют мощность – первые десятки метров, например, в Печорской синеклизе доманиковая толща имеет мощность 20-40, реже 60 м, изредка 100-200 м.

Особенностями уральского доманика считаются высокая битуминозность и характерный состав пород (чередование темноцветных известняков, черных кремнистых мергелей и аргиллитов с ГС – кахитолитами и силицитами), а также комплекс фауны, в котором отсутствуют кораллы, криноидеи, трилобиты и нормально-морской бентос, а преобладают специфические комплексы планктонных организмов. Последнее впервые было отмечено С.В. Максимовой [173]. Глинистые и мергелистые породы доманика обеднены фауной, в них преобладают планктонные формы – птероподы, пелециподы, радиолярии; встречаются мелкие тонкостенные брахиоподы. Особенно много раковин птеропод *Tentaculites*, *Styliola* на поверхности наслоения горючих сланцев – буровато-черной и бурой породы, которая распадается на тонкие плитки. Тентакулиты очень многочисленны и часто образуют прослои тентакулитовых известняков. М.С. Афанасьевой и М.В. Михайловой [24] были сделаны интересные находки спикул губок, которые вместе с радиоляриями образуют радиоляриево-спонгиевые известняки. В известняках и мергелях преобладают бентосные формы – брахиоподы (беззамковые лингулы, атрипа, спириферы и др.), а также гониатиты, гастроподы, ост-

ракоды. В светлосерых известняках некоторых доманиковых разрезов брахиопод так много, что они образуют своеобразный ракушечник – “брахиоподовую

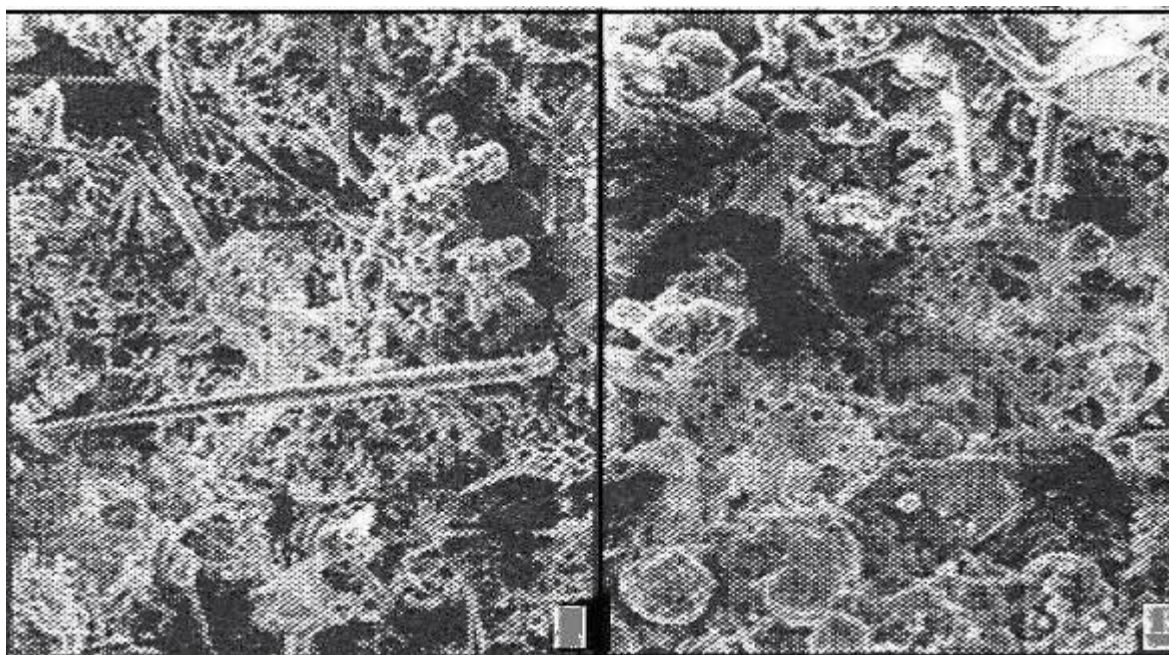


а)



б)

Рис. 2.6. Фауна доманиковых отложений: а – скопление тентакулитов на поверхности доманикового сланца; б – “брахиоподовая мостовая” (скопление брахиопод в известняке доманиковых отложений). Образцы и фото С.А. Мачулиной.



а)

б)

Рис. 2.7. Радиолариево-спонгиевый известняк (микроскоп) с обнажения: а) на р. Ухта, б) на р. Доманик (по [24]).

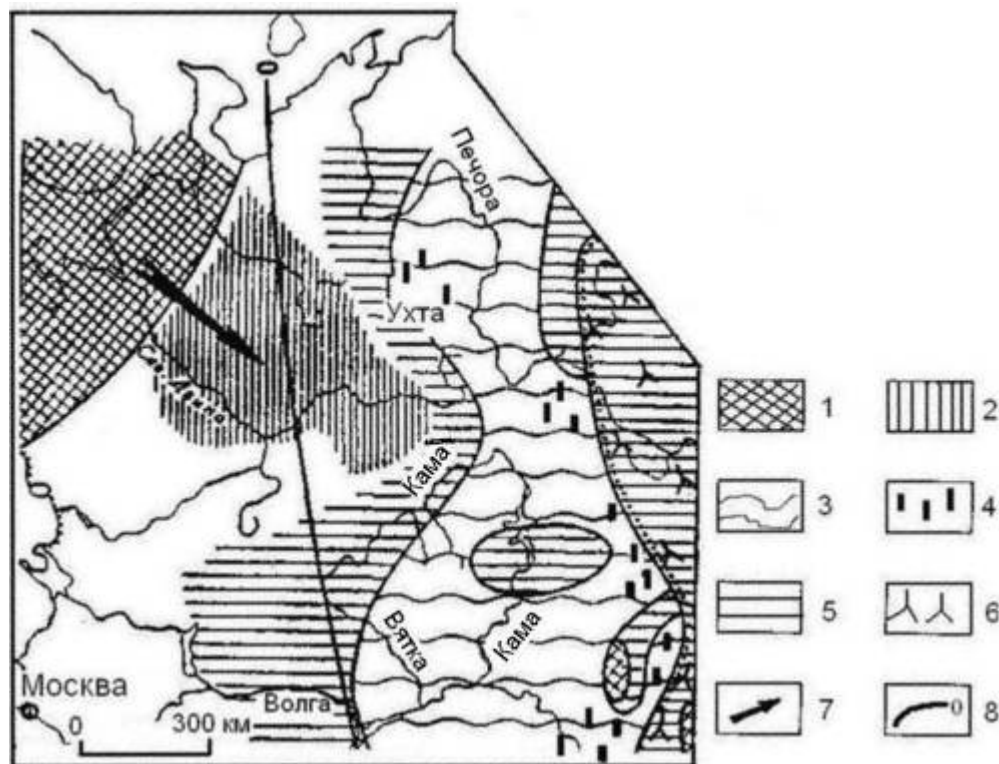


Рис. 2.8. Схема палеогеографии доманикового времени по С.В. Максимовой [173].
Условные обозначения: 1 – суша. 2 – зона отсутствия отложений вследствие последующего размыва. 3 – доманикоидные отложения. 4 – кремнистые линзы и пропластки в доманиковых отложениях. 5 – морские отложения недоманикового типа. 6 – зона подводного вулканизма. 7 – направления сноса с суши. 8 – палеоэкватор.

мостовую”. Автором данной работы такие скопления брахиопод были встречены в обнажениях на р. Лыайоль (Южный Тиман). Некоторая фауна доманикового моря показана на рис. 2.6, 2.7. Для радиоларий доманиковое время характеризуется взрывом таксономического разнообразия. Комплекс радиоларий насчитывает взрывом таксономического разнообразия. Комплекс радиоларий насчитывает представителей 127 видов 35 родов. Существуют микропалеонтологические и геохимические доказательства того, что радиоларии не только обогащали осадки доманикового типа биогенным кремнеземом (скелет радиоларии на 98% состоит из SiO_2), но были также продуцентами ОВ в нефтематеринских породах за счет

накопления в их цитоплазмах запасных жировых включений – липидов. Согласно исследованиям В.С. Вишневской и др. [56], число радиолярий в конце доманикового времени достигало более 1000 экз. на 1 г породы. По С.В. Максимовой [173] присутствие донной фауны в отложениях доманиковой свиты свидетельствует о том, что морской бассейн был открытым, имел глубины около 100 м, обладал нормальной соленостью и газовым режимом, а обеднение глинистых и мергелистых пород донной фауной она связывала с недостаточностью кислорода.

По данным геохимических исследований содержание $C_{орг}$ для различных литотипов доманиковой свиты – различно (табл. 2.6). Максимальное содержание $C_{орг}$ приходится не на глины, а на глины известковистые и глинистые мергели. В этих литотипах нередко встречаются прослои с содержанием $C_{орг} = 20-27\%$. Степень битуминизации ОВ высокая и составляет в среднем $\sim 20\%$; она увеличивается по мере повышения карбонатности пород и уменьшения содержания $C_{орг}$, чем выполняется закономерность Успенского-Вассоевича [84]. Средний элементарный состав битумов (ХБА) всех типов пород очень близок. Битумы доманика относятся к нефтяному ряду (типа асфальтов) с содержанием УВ в масляной фракции 5,84% [257]. Содержание углерода (С) колеблется в пределах 76-84%, водорода (Н) – 8-10%, сумма О+N+S – от 8 до 12%, иногда до 15%. Битумы доманика богаты серой: 4,8-6,70%; пределы колебания азота (N) – от 0,21 до 1,89%. Содержание кислорода (О) – от 2 до 4,99%; состав остаточного ОВ отнесен к смешанному гумусо-сапропелевому типу [96].

В настоящее время установлено, что ОВ доманикитов было образовано за счет обильного развития планктона при значительном участии зоопланктона. Исследование биомаркеров битумоидов доманика (обнажение по р. Лыайоль) позволило Д.А. Бушневу [47] определить в составе исходного ОВ присутствие остатков морского фитопланктона, цианобактерий и сернистых бактерий. На причины высокой продуктивности среднефранского доманикового моря существует много точек зрения. По Н.М. Страхову [103] повышенные содержания $C_{орг}$ возникают в следствие: а) сезонного развития («цветения») фитопланктона и мас-

сового размножения зоопланктона, в частности, тентакулитов; б) пониженного поступления в бассейн разбавляющего терригенного материала.

Еще в 1935 г. Г.И. Теодорович [303] допускал слабое сероводородное зара-придонных вод доманикового бассейна. Позже Л.А. Гуляева и др. [96] отнес-

Табл. 2.6.

Среднее содержание $C_{орг.}$ в различных типах пород доманиковой свиты по [96].

Типы пород	Число образцов	$C_{орг.,\%}$
Глины	15	4,50
Глины известковистые	32	8,57
Мергели глинистые	101	8,44
Мергели известковистые	126	5,32
Известняки глинистые	192	1,70
Известняки	58	0,44

ла отложения доманиковой свиты к осадкам с резко восстановительной обстановкой, что подтвердилось современными методами исследования (газовая хроматография, хромато-масспектрометрия) состава биомаркеров битумоидов этих пород [48].

С.Г. Неручев [214] считает, что одной из важных причин массового накопления планктоногенного ОВ в уральском доманике, являются избыточные концентрации урана и ряда элементов в донных осадках и в водах палеобассейна, которые превышали в 10-20 раз пороговый уровень, допустимый для организмов. Это и явилось мощным фактором исчезновения одних и быстрой смены других групп фауны и флоры в доманиковом бассейне. Г.П. Сверчков и др. [280], повышенное количество ОВ в породах доманиковой свиты объясняют интенсивным поступлением в бассейн седиментации питательных веществ, вносимых локальными гидротермами. По А.Б. Ронову [267] формирование осадков доманикового типа происходило в эпохи усиления вулканической деятельности. При этом атмосфера и гидросфера обогащались углекислотой, что благоприятствовало массово-

му развитию фотосинтезирующих организмов и формированию карбонатных осадков.

Деятельностью подводного вулканизма объясняется присутствие в отложениях типичного доманика прослоев биогенных силицитов, окремненных известняков и аргиллитов [173, 26]. Известно, что содержание кремния в районах поступления ювенильных вод может возрастать в 20-40 раз по сравнению с фоновым и распространяться в морском бассейне на сотни километров [165]. Область развития кремневых организмов (радиолярий, губок) в восточной части Русской платформы была ограничена глубинными разломами и выходами эффузивов и, следовательно, являлась зоной высокой концентрации растворенного кремнезема в морской воде, который осаждался биогенным путем. Развитие линз кремней среди различных пород доманика специалисты связывают со вторичным перемещением кремнезема.

Л.А. Гуляевой и др. [96], К.Ф. Родионовой и С.П. Максимовым [257], С.Г. Неручевым и Е. А. Рогозиной [215], и другими исследователями, обоснован высокий генерационный потенциал отложений доманиковой свиты, который позволяет считать их наиболее продуктивными нефтепроизводящими породами Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

На рубеже средне-позднефранского времени на ВЕП продолжалось накопление осадков доманикового облика. Например, в Волгоградском Поволжье на породах семилукского горизонта с размывом залегают петинские доманикоидные отложения. Для них характерно содержание переходных (семилукско-воронежских) фаунистических комплексов. Они представлены относительно глубоководным комплексом доманикоидных пород – это темные пиритизированные мергели с тонкими прослоями глинистых, битуминозных известняков, которые по западному обрамлению депрессии фациально замещаются рифогенными фациями. Также необходимо отметить, что на позднефранское время приходится максимальная активность рифообразования в Тимано-Печорской провинции, которое началось с середины франского времени. Примером может быть Вежавожский барьерный рифовый массив Южного Тимана. Еще больший стратиграфический

диапазон (от среднефранского до турнейского времени включительно) рифообразование охватило в Хорейверской впадине. Здесь сформировалась относительно глубоководная впадина (до 100 м), по западному борту которой получили развитие нефтегазоносные рифы [198].

В фаменский век накопление доманикоидов происходило в пределах Камско-Кинельской системы некомпенсированных прогибов. Здесь получил развитие карбонатно-глинистый тип разреза относительно небольшой мощности (40-50 м).

Следующий пример доманикоидной седиментации связан с пограничными девонско-каменноугольными отложениями Северного Урала и южной частью гряды Чернышева, где обнажается своеобразная толща доманикового облика выделенная в изьяюскую свиту. Последняя имеет диахронные границы: от верхов фамена до низов верхнего турне. Доманикоиды этой свиты представлены микро-слоистыми микритовыми и тонко-детритовыми кремнистыми известняками с редкими и маломощными прослоями аргиллитов. Для всей свиты характерны окремнение и бедность органическими остатками. Исследователи [290] отмечают, что пограничные фамен-турнейские доманикоидные отложения изьяюской свиты имеют повышенное содержание ОВ и отвечают глобальному геологическому событию Хангенберг, с которым связан биотический кризис.

В юго-западной части ВЕП примером доманикоидных отложений девонского возраста могут быть горючие сланцы полесского горизонта верхнего фамена, глинистые и карбонатно-глинистые нефтематеринские породы подсолевого (франского) и межсолевого (фаменского) комплексов Припятского прогиба. С межсолевыми доманикоидами задонского горизонта связаны промышленные скопления нефти, которые приурочены к рифогенным ловушкам. В последние годы установлена промышленная нефтеносность елецкого горизонта. В Припятском прогибе исходным для генерации УВ явилось планктоногенное ОВ, как рассеянное, так и содержащееся в прослоях ГС, что было доказано сходством состава битумоидов этих пород и масляной фракции нефти [159]. Наибольшее количество ОВ сапропелевого типа содержится в елецких глинистых породах депрессионных фаций межсолевого комплекса, среди которых присутствует три уровня кероген-

содержащих пород, мощностью до 5 м и более, с содержанием от 0,3 до 5% $C_{орг}$. Такие породы развиты в юго-западной части прогиба. Их называют мозыритами (по разрезу скв. Мозырская Р-1 [142]); они имеют повышенное содержание радиоактивных элементов и обогащены ванадием, свинцом, цинком и другими микроэлементами. Согласно работе [144] появление мозыритов в разрезе елецких отложений обязано активизации вулканизма, в результате чего в бассейн седиментации поступали элементы необходимые для бурного расцвета синезеленых водорослей. Биопродуктивность морского бассейна этого времени была наивысшей (табл. 2.7). Отсутствие фауны (за исключением радиолярий) в глинистых породах депрессионных фаций объясняется общей зараженностью бассейна кремнекислотой. Вулканическая деятельность этого времени носила подводный и островной характер, о чем свидетельствует чередование туфов с известковыми туффитами, наличие радиолярий в последних и интенсивное окремнение этих пород.

Табл. 2.7.

Биологическая продуктивность, содержание $C_{орг}$ и битуминозных компонентов в девонских доманикоидах Припятского прогиба (по данным работы [257]).

Возраст доманикоидных отложений	Мощность, м	Биологическая продуктивность, т/км ² в год	$C_{орг}$ %	Битум $A_{хл}$ %
D ₃ fr ₁₋₂ (подсолевые)	75 – 350	326	0,1 – 1,5	0,005 – 0,024 0,018 – 0,032*
D ₃ fm ₁ zd-el (межсолевые)	315 – 600, (до 1200 в С-В части)	963	0,7 – 2,7 0,3 – 2,9 – 5*	0,004 – 0,107 0,018 – 0,104* до 1,56
D ₃ fm ₃ dn-lb (надсолевые)	700 – 1000	867	0,06 – 3,7 0,09 – 1,8*	0,001 – 0,077 0,008 – 0,096*

* в южной и юго-западной частях прогиба

Таким образом, карбонатно-глинистые и глинистые разности межсолевой и подсолевой толщ девона Припятского прогиба, сформировавшиеся в относительно глубоководных восстановительных и резковосстановительных геохимических условиях, содержащие повышенные концентрации ОВ и сингенетические УВ, являются основными нефтегазопроизводящими породами. ОВ нефтегазотеринских подсолевых и межсолевых пород катагенетически изменено от длиннопламенной (МК₁) до жирной (МК₃) стадий, а на отдельных участках – до кок-

совой и отошенно-спекающейся (МК₄ – МК₅). В зону нефтегазогенерации породы межсолевой и подсолевой толщ вошли в конце позднего девона – к концу раннего карбона [4].

ГС Припятского прогиба имеют верхнефаменский-нижнетурнейский стратиграфический объем. Мощность формации ГС изменяется от 32 до 975 м. Кероген сланцев по типу приближается к кукерситам Прибалтийского сланцевого бассейна и характеризуется преобладанием коллоальгинита. В подчиненном количестве присутствует талломоальгинит, обрывки бурых водорослей, примесь микродетрита фюзенизированных растительных тканей [3]. Содержание $C_{орг}$ изменяется от 10 до 20%. В сланцах содержится значительное количество синезеленых водорослей: гирванелл, ортонелл, которые нередко слагают слоевища с прослоями строматолитов; встречаются сульфиды – пирит и сфалерит [5, 86]. Фаменские ГС Припятского прогиба образовались в аридном или субаридном поясе, на что указывают многочисленные трещины усыхания, загипсованность пород озерско-хованского горизонта, тонкие прослои палыгорскита. Накопление ГС происходило в мелководном морском заливе с солеными или несколько опресненными водами с глубинами – первые десятки метров. По степени углефикации ОВ в ГС находится на конечной буроугольной (Б₃) и длиннопламенной (Д) либо переходной (Б₃ - Д) стадиях, соответствующих градациям катагенеза МК₁, МК₂, и МК₁-МК₂, соответственно. Теплотворная способность горючих сланцев в среднем составляет 6390 кДж/кг. Сланценосная формация Припятского прогиба занимает площадь 2-3 тыс км². Только для площади в 50 км² Старобинского участка запасы сланцев составляют 50 млн т. Для всей площади бассейна запасы сланцев оцениваются приблизительно в 11 млрд тонн [5].

На Северо-Американской платформе накопление углеродистых осадков началось с живетского века. Примерами могут быть черносланцевая формация ЧС – Oatka Creek Аппалачского бассейна и толщи сапропелевых сланцев Блочер и Портвуд штата Кентукки. Oatka Creek – одна из наиболее богатых органикой формаций, которая имеет диахронный эйфель-живетский (на большей части территории живетский) возраст; она является частью черносланцевых отложений под

названием “группа Марселлас” (Marcellus), которая залегает в основании серии слоев Гамильтон и изучена американскими геологами в разрезах Аппалачского бассейна (севернее от г. Нью-Йорк) [165]. Формация Oatka Creek залегает на глубинах 330-350 м, имеет мощность 15-20 м и представлена черными мергелями и мелководными глинистыми известняками, в основании которых трансгрессивно залегает пласт черного мергеля, отложившегося в аноксидных условиях. В последнем содержание $C_{орг}$ достигает 18%. Для всей формации характерными являются значения $C_{орг} = 2-6\%$, а для ее глинистой средней части – 8-12% и выше [437]. Эта часть формации обогащена такими элементами как V, Co, Ni, Mo, As. Некоторые прослои характеризуются аномальными значениями Zn от 1200 до 3850 г/т. Повышенные значения Mn и Sr коррелируются с карбонатными прослоями в нижней и верхней частях формации. Прослои черных мергелей содержат примесь вулканокластики, что свидетельствует о тектоно-вулканической активности в Аппалачском бассейне во время формирования доманикоидной формации. Возрастным аналогом формации Oatka Creek на западе Канады является формация Hume [371] диахронного эйфель-живетского (на большей территории живетского) возраста. Формация Hume сложена известковыми сланцами и глинистыми известняками мощностью в среднем ~140 м (450 футов). В кровле формации залегает толща эвксинных слоистых аргиллитов (мощность 6,5 м), называемых тентакулитовыми сланцами.

В западном и центральном районах штата Кентукки распространена формация Нью Олбани, в основании которой залегают среднеживетские толщи ЧС – Блочер и Портвуд [373]. В свою очередь, формация Нью Олбани является возрастным и фациальным аналогом формации Чаттануга, которая распространена в северо-восточной и юго-восточной частях этого же штата. ЧС толщи Блочер и Портвуд обогащены сапропелевым ОВ, содержат более 2,5% $C_{орг}$ [403] и являются нефтематеринскими наряду с ЧС формации Нью Олбани и Чаттануга.

Доманикоидное осадконакопление рубежа франского и фаменского веков может быть представлено ЧС формации Лонг Рапидс (Long Rapids), которые обнажаются в районе Северного Онтарио в Канаде в бассейне реки Лось (760 км к

северу от Торонто). Бассейн реки занимает площадь около 100 тыс км² и содержит 700 м отложений от среднеордовикского до позднедевонского возраста. Формация Long Rapids сформировалась в период последней морской трансгрессии в этом регионе. Её возрастным и фаціальным аналогом является формация Кеттл Поинт (Kettle Point) в юго-западной части Онтарио [419]. Формация Long Rapids сложена переслаиванием карбонатов и пиритизированных глинистых ЧС. Последние имеют высокие значения $C_{\text{орг}}$ (4,5-10,3%), среднее – 5,7%; ОВ характеризуется изотопным составом в пределах $\delta^{13}\text{C} = -27,0-27,6\text{‰}$; количество сульфидной серы (S_{py}) в карбонатных породах 0,7- 0,9%, а в черных аргиллитах – 2,8-3,4%, что свидетельствует о восстановительной и резковосстановительной геохимической среде осадконакопления. Граница между франским и фаменским ярусами проходит внутри данной формации и подтверждена биостратиграфически – конодонтами. Имеется литологический репер данной границы – это прослой известняка, который прослеживается в разрезах Германии, Бельгии и Франции (слой 20 и 22 на рис. 2.9). Важно, что в формации Long Rapids на уровне 85 см ниже границы, то есть в сланцах франского яруса, были определены повышенные концентрации иридия (до 4 г/т), которые в 4 раза превышают среднее содержание его в земной коре. Отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, наряду с другими факторами, указывают на возможные аноксические условия [403]. Поэтому исследователи полагают, что исчезновение некоторых видов конодонтов в конце франского века было связано с колебаниями уровня моря, которые сопровождались аноксией, а не повышенными концентрациями иридия, вследствие импактного события [414], тем более, что отсутствуют другие доказательства внеземного происхождения этого элемента, например, микро-тектиты. Единственная иридиевая аномалия границы фран-фамен обнаружена в южном Китае, которая была слабо выражена (0,23 г/т на фоне 0,016-0,044 г/т) по сравнению с содержанием иридия на границе мезозоя и кайнозоя в разрезах Дании и провинции Альберта, то есть 41,6 и 3,36 г/т, соответственно [435,360]. По Сандбергу [421] вымирание биоты на границе фран-фамен синхронно глобальному аноксическому событию, которое сопровож-

далось повышенным накоплением ОВ в осадках и биологической концентрацией редких элементов.

Наибольшего размаха доманикоидное (черносланцевое) осадконакопление достигло в позднедевонско-раннетурнейскую эпоху. Такие черносланцевые формации как Чаттануга, Вудфорд, Бредфорд, Нью-Олбани Северо-Американской платформы и их аналоги в других регионах имеют переходной девон-миссисипский возраст. Это битуминозные темноцветные, нередко окремненные и пиритизированные аргиллиты с бедной в видовом отношении фауной, которые содержат тонкие прослои известняков, фосфоритовые и/или карбонатные конкреции; имеют повышенную радиоактивность (часто аномальную), высокие концентрации титана, ванадия, молибдена, меди, цинка, марганца, итрия и других элементов по сравнению с вмещающими отложениями.

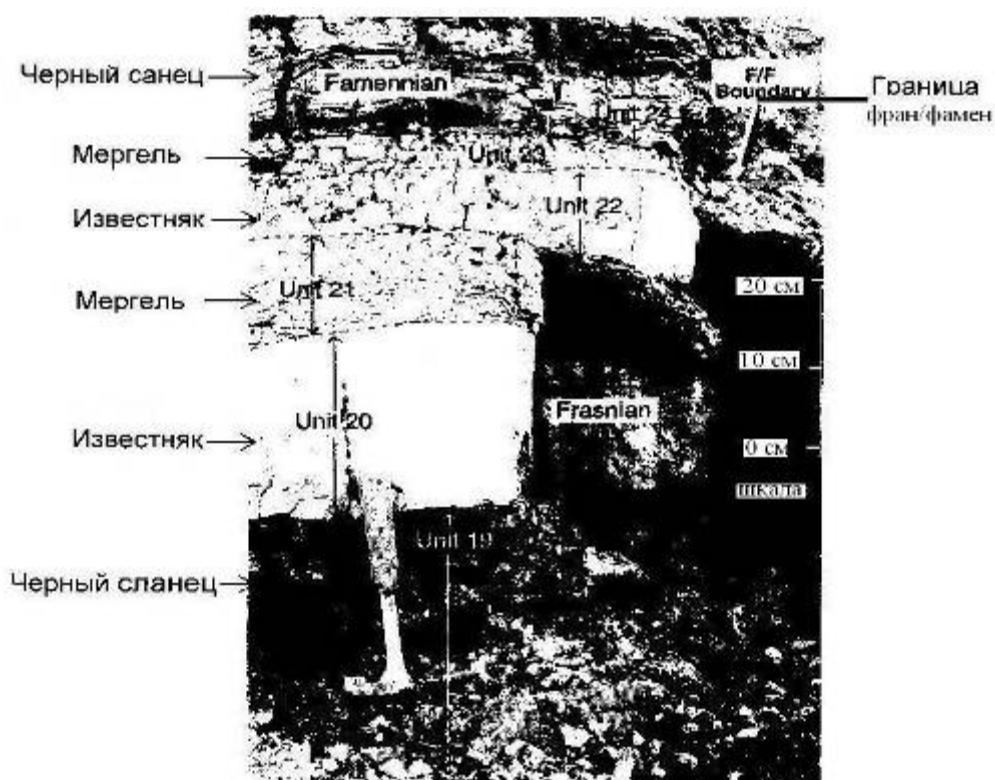


Рис. 2.9. Положение стратиграфической границы между франским и фаменским ярусами в формации Лонг Рапид северного Онтарио в Канаде по работе [414].

Черносланцевая формация Чаттануга известна в штате Канзас с 1925 года (Crouse C.S., 1925) и в разговорной речи бурильщиков именуется как "Киндерхук сланец" ("Kinderhook shale") [378]. Она исследуется более 75 лет и охарактеризо-

вана в многочисленных зарубежных геологических изданиях, в том числе в книге Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [356]. Поэтому в данной главе кратко рассматривается геолого-геохимическая характеристика её возрастных аналогов – формации Нью-Олбани и Вудфорд.

Нефтематеринские ЧС формации Нью Олбани широко распространены в Иллинойском и Аппалачском бассейнах и входят в нефтяную систему Нью Олбани – Честериан, которая простирается на юго-запад штата Индиана, запад Кентукки и разбурена 90 тыс. скважинами. Площадь распространения этой нефтяной системы окружена возвышенностями и рассечена многочисленными разломами.

Формация Нью Олбани сложена битуминозными кремнистыми аргиллитами, мощностью от 9 до 88,4 м. Считается, что они производят более 99% нефти различных стратиграфических уровней этого региона. Средневзвешенное значение $C_{орг}$ в глинистых породах формации – 8,8% [404]. РОВ на 90% состоит из керогена II типа, HI – 400 мг/г $C_{орг}$ [362]. Однородность первоначального сапропелевого ОВ отражена в узких диапазонах значений углеводородных изотопов (от – 28 до – 30‰ $\delta^{13}C$). Как нефтематеринские породы сланцы Нью Олбани находятся на различных уровнях катагенетической зрелости. Исследователями установлено, что эмиграция нефти в южной части бассейна Иллинойс происходила в начале среднепенсильванской эпохи, а ее пик пришелся на позднепенсильванскую и раннепермскую эпохи [404]. Возрастными аналогами сланцев Нью-Олбани являются сланцы Охайо и Санбери штатов Кентукки, Алабама, Теннесси и Аппалачского бассейна, которые образуют громадный “черносланцевый пояс” шириной ~ 300 миль и протяженностью >1200 миль [416].

Черносланцевая формация Вудфорд представлена известковистыми пиритизированными аргиллитами с прослоями силицитов, которые вмещают фосфатные нодулы и кальцитовые конкреции. Биогенные кремни содержат радиолярии и спикулы губок. На большей части территории формация Вудфорд имеет позднедевонский возраст, местами – переходной девон-миссиссипский. ЧС значительно обогащены РОВ (более 2-5% $C_{орг}$) и являются крупнейшим источником УВ для 70% нефтей штата Оклахома [374]. В этом штате они распространены во всех его

пяти осадочных бассейнах: Анадарко, Ардморе, Мариетта, Холлис, Аркома. Большой Анадарко бассейн включает шельф Анадарко, который расширяется в западную и северо-западную части штатов Техас, Колорадо, Небраска. Латеральными аналогами формации Вудфорд являются ЧС Чаттануга штата Канзас, Нью-Олбани Иллинойского и Аппалачского бассейнов, Антрим Мичиганского бассейна, Баккен Уилстонского бассейна, Эксшоу (Exshaw) бассейна Альберта и другие, что указывает на широкое распространение аноксидных условий в палеоморях Северо-Американского кратона.

Формация Вудфорд по каротажным диаграммам разделена условно на верхнюю, среднюю и нижнюю части. Сланцы средней части имеют среднее содержание $C_{орг} = 5,5\%$, верхней – $2,7\%$, нижней – $3,2\%$ [387]. РОВ сланцев на 60-65% состоит из сапропелевого материала. Сланцы нижней части формации наиболее радиоактивны, их мощность изменяется от 8 до 50 м; мощность средней части формации – от 8 до 25 м, верхняя часть формации утолщается к оси бассейна, что отражает постепенное его прогибание. Полная мощность черносланцевой формации на шельфе – 38 м, в глубокой части бассейна – 100-235 м. Глубина захоронения сланцев Вудфорд в данном авлакогене – более 9 км. Большой диапазон глубин захоронения обусловил разнообразие их термальной зрелости. Отражательная способность витринита (R_0) сланцев колеблется от $< 0,5\%$ на северо-востоке до $2,5\%$ в осевой части бассейна [370]. В РОВ главную роль играет сапропелевый материал водорослевой природы; термальная зрелость по витриниту $0,6-0,8\%$. Среди продуктов пиролиза на жидкие УВ приходится свыше 90% [412]. В целом, для различных бассейнов Оклахомы содержание $C_{орг}$ в вудфордских сланцах составляет в среднем $4,65-5,5\%$; в РОВ преобладает кероген второго типа, водородный индекс (HI) – $440-800$ мг/г $C_{орг}$. Пиролиз образцов на приборе Рок-Евал свидетельствует о том, что сланцы Вудфорд способны к производству намного большего количества нефти [375]. Так, в скв. Ральф-Лов № 1, пробуренной в Пермском бассейне до глубин 8,7 км, сланцы Вудфорд сохраняют значительный потенциал к нефтегазообразованию на глубинах 7,4 и 8,4 км при температуре $200-230^{\circ}\text{C}$ и преобразованности ОВ на стадии AK_3 [413]. В работе [386] до-

казывается, что через трещины сланцев Вудфорд нефтяные флюиды мигрировали вверх по разломам в пористые песчаники формации Springer пенсильванского возраста и далее в резервуары гор Arbuckle и Wichita. При этом песчаники Springer не были ловушками УВ, а служили своеобразным “трубопроводом”. Сланцы Вудфорд важны как объект горизонтального бурения [388]. По оценкам J. Comer and H. Hinch [374] со сланцев Вудфорд можно получить 39 млрд баррелей нефти.

Каменноугольный период. В начале каменноугольного периода развивалась регрессия, начавшаяся в верхнем девоне. Площадь морского осадконакопления на платформах уменьшилась до 16% против 19% в верхнем девоне. Крупные территории суши были приурочены к группе гондванских материков: Южной Америке – 98%, Австралии – 94%, Африке – 84%, а также Индостану, Аравии и Антарктиде. Морские бассейны были сосредоточены преимущественно в Евразии – 60% и Северной Америке – 47%. В нижнем карбоне и верхнем девоне площади бассейнов осадконакопления в геосинклинальных областях были приблизительно одинаковыми и занимали 79%, морем было занято – 74%. Наблюдавшийся спад эндогенной активности на рубеже девон-карбон (не считая деформаций сжатия в некоторых регионах мира, например, в Кордильерах) был остановлен новым её нарастанием с середины визейского века с последующей кульминацией в поздне-палеозойском герцинском орогенезе, главным итогом которого было формирование нового суперконтинента – Пангеи [328]. В нижнем карбоне площадь материков покрытых морем составила 37%, однако, в среднем и верхнем карбоне она уменьшилась до 28%. К концу каменноугольного периода море сохранилось только на ВЕП и Северо-Американской платформах. В подвижных поясах под морскими водами оставалось около 61% площади [260].

Среди особенностей распространения литологических формаций этого периода следует отметить широкое развитие паралической угленосной, которая составляла 1,8% от общего объема отложений по всем материкам. В верхнем карбоне появилась новая формация – ледниковая обломочная. Она развивалась, преимущественно, на платформах южного полушария (Южная Америка, Африка, Индостан, Австралия), площадь её распространения и объем накопления составили 12,8 и 8,6%, соответственно. По сравнению с верхним девоном резко уменьшились площади и объемы красноцветной, морской обломочной и подводно-вулканогенной формаций. Уменьшилась интенсивность наземного эффузивного вулканизма, однако, происходило нарастание интрузивной магматической деятельности. Значительно увеличилось карбонатное осадконакопление. Если в верхнем девоне накопление известняков и доломитов составляло 30 и 24%, то в

нижнем карбоне – 50 и 41%, соответственно. В среднем и верхнем карбоне накопление известняков и доломитов снова уменьшилось до 32 и 28%, соответственно [267]. Изменения в характере литогенеза были обусловлены крупными перестройками структурного плана – герцинскими поднятиями, которые достигли своего полного развития в судетскую и астурийскую фазы тектогенеза, а также климатом.

По данным работы [260] зонами максимального погружения в нижнем карбоне являлись остаточные прогибы каледонских (Центральный Казахстан, Северные Аппалачи – более 8-8,5 км) и герцинских (Северо-Американские Кордильеры – до 5 км, Тасманская – до 4 км) геосинклиналей. В Евразии значительные погружения происходили в Северо-Восточном Прибалхашье (~ 8,8 км), Донцеком, Карагандинском, Силезском бассейнах (~ 3 км), где накопились угленосные отложения. В то же время карбонатная формация герцинских геосинклиналей Евразии имеет мощность не более 1,5-2 км (Урал, Таймыр, Южный Тянь-Шань). В Африке в Атласской складчатой зоне мощность нижнего карбона (морские обломочные и карбонатные отложения) не превышает нескольких сотен метров. В целом, общий объем отложений нижнего карбона ($33,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) возрос по сравнению с верхним девоном ($31,8 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Объем геосинклинальных отложений в 7 раз превысил платформенные.

В среднем и верхнем карбоне продолжилось погружение каледонских межгорных прогибов (Минусинского, Кузнецкого, Тувинского, впадин Центрального Казахстана). На древней Сибирской платформе возникла крупная Тунгусская синеклиза. На Северо-Американском континенте к северу от горного массива Уошито-Вичита образовался передовой прогиб с бассейнами Анадарко, Ардмор и Арканзас. К северо-западу от этого района возникли поднятия – Скалистые горы. На платформах Южной Америки произошли значительные опускания во впадинах: Амазонской, Парана и др.. Подвижные участки платформ, на которых откладывались преимущественно карбонатные формации, прогнулись на 1,5-1,8 км. Максимальное погружение испытали южная часть Китайской и юго-восточная – Сибирской платформы, меньше прогибалась ВЕП (Куйбышевское Заволжье – 1,6

км), Северо-Американская (бассейн Виллистон – 1,5 км), Австралийская (Северо-Западный бассейн – 1,2 км), Африканская (Капская провинция – 1,2 км) и Южно-Американская (бассейн Параны – 0,7 км). Максимальные мощности отложений пенсильванской системы отмечены в горных системах Северной Америки (Северные Аппалачи, Кордильеры и др.) – от 3,7 до 7,5 км, в Южной Америке (Центральные Анды) – до 2,5 км [260].

В каменноугольную эпоху господствующим являлся теплый и влажный морской климат, о чем свидетельствует преобладание карбонатных пород и широкое распространение углей и бокситов.

Доманикоидные отложения. Как было отмечено в предыдущем подразделе, осадконакопление доманикового типа конца девона – начала карбона (турнейский век) было весьма значительным по объему и площади распространения. Кроме турнейского века доманикоидные толщи с органикой сапропелевого и смешанного гумусово-сапропелевого типов, а также с преобладанием гумусовой составляющей, формировались в ранне- и средневизейскую эпохи преимущественно в крупных областях прогибания типа Прикаспийской впадины, передовых прогибах – Предуральском, Преддобруджинском, палеорифтах – Днепровско-Донецком, Припятском, в бассейнах Мидконтинента (Арком, Иллинойс и др.), в Рейнских сланцевых горах [430].

На ВЕП доманикоидные отложения нижнего карбона широко развиты на её восточной окраине, которая характеризуется прогибанием на протяжении всего каменноугольного периода. Здесь главным структурным элементом являлась Камско-Кинельская система прогибов, где происходило некомпенсированное накопление относительно глубоководных осадков доманикового типа.

В *турнейском веке* карбонатные и карбонатно-глинистые осадки формировались в нормальных морских условиях в резковосстановительной геохимической среде (сульфидная фация), определившей до 5-10% $C_{орг}$. О сапропелевом характере ОВ свидетельствует повышенное значение углеводородного коэффициента (2,9-5,0%). По углеводородной характеристике турнейские доманикоиды диагностируются как благоприятные и хорошие нефтематеринские породы.

В визейском веке доманикоидные осадки в виде глин, глинистых мергелей и известковистых илов, накапливались в мелководно-морском бассейне в восстановительной сидеритово-сульфидной и слабовосстановительной сульфидно-сидеритово-лептохлоритовой фациях. Глинистые породы и аргиллиты характеризуются достаточно высоким количеством $C_{орг}$ (1,6-6%, реже 9,3-11%), но существенная примесь гумусового материала в исходном ОВ отражается на низком углеводородном коэффициенте (0,30-0,99%). Гумусово-сапропелевым типом ОВ обогащены только глинистые известняки и мергели. Повышенный углеводородный коэффициент (до 1,56%) имеют только глины и аргиллиты тульского горизонта.

В целом, визейские доманикоидные породы в Камско-Кинельской системе прогибов характеризуются как газоматеринские и как благоприятные нефтематеринские породы [257].

Нижнекаменноугольные доманикоиды кремнисто-глинистого состава накапливались на Пай-Хойе и в Лемвинской зоне Полярного Урала, на о. Новая Земле. Содержание $C_{орг}$ в них колеблется от 3,45 до 8,15% [10].

В позднекаменноугольную эпоху начался постепенный подъем ВЕП и некомпенсированный режим осадконакопления практически не происходил. В среднем и верхнем карбоне преобладало накопление ГС и углей. ГС морского или лагунного генезиса залегают среди угленосных свит, переслаиваясь с пластами терригенных пород. Примером могут быть ГС Кендерлыкского месторождения Казахстана (в 42,4 км от г. Зайсан) верхнего карбона или переходного C_3-P_1 возраста. Кендерлыкское месторождение представляет собой пологую котловину с расчлененным рельефом и сильно эродированной поверхностью. Котловина с двух сторон окружена горными хребтами. Разрез Титовской копи сложен напластованием угольного сланца с песчаными прослоями и туфогенным песчаником с линзами ракушняковых известняков и ГС. В последнем отмечено совместное нахождение рыб (род *Acrolepis*), пелеципод, остракод и растительных осадков. Внутри толщи отмечен пласт черного битуминозного сланца с известковистым прослоем, мощностью в 1 м. Отдельные листочки сланцев гибкие битуминозные и при поджигании спичкой горят. Протяженность ГС составляет 21,2 км, а запасы ~

8,15 млн т. По данным работы [220] кендерлыкские ГС содержат: влаги – 2,45%, летучих веществ – 44,5%, золы – 41,88%, нелетучего углерода – 11,22%, серы – 0,75%; их теплотворная способность – 4900 кДж/кг. Богатый содержанием летучих веществ кендерлыкский сланец может употребляться для получения жидкого топлива и смазочных масел.

На Северо-Американском континенте черносланцевые породы морского генезиса широко распространены в группе бассейнов Мидконтинента. Они имеют пенсильванский возраст. Вмещающая толща представлена переслаиванием известняков и битуминозных сланцев. Известняки содержат трубообразные (tubes) пустоты, минерализованные по краям кальцитом, вторичным доломитом, баритом, диккитом или сфалеритом. Пустоты заполнены нефтью и были, вероятно, каналами перемещения гидротермальных флюидов (рис. 2.11). ЧС имеют мощность – до 1 м и характеризуются содержанием $C_{орг} > 1\%$. Они обогащены цинком, ванадием, молибденом и другими элементами (табл. 2.8). Содержание урана в пенсильванских ЧС значительно превышает кларковые значения. Возрастные аналоги этих сланцев прослеживаются через штаты: Индиана, Айова, Миссури, Канзас, Оклахома. Как видно из таблицы 2.8 концентрации выше 100 г/т обычны для многих элементов пенсильванских ЧС, называемые Миссиссипи Вaley-тип. Особенно богат этот тип сланцев на руды цинка. R.M. Covey в работе [376]

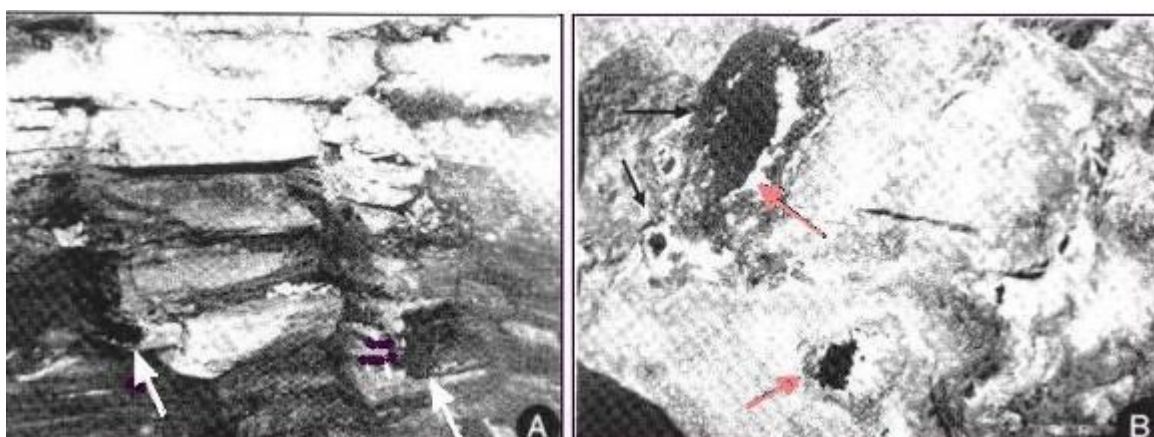


Рис. 2.10. Переслаивание битуминозных сланцев с известняками. А – фрагмент разреза пенсильванских сланцев Старк в Канзасе. В – увеличенное изображение фрагмента разреза А – просачивание нефти вокруг минерализованной “трубы” (показано стрелками) по [376].

предполагает, что металлы адсорбируются из морской воды, куда они попадают путем субмаринных эксгальвативных гидротермальных процессов. Нефтематеринскими он считает черносланцевые породы пенсильвания с сапропелевым составом ОВ и углеродным индексом 200-350 мг УВ/г $C_{орг}$, прослеженные в юго-западной части Канзасса и юго-востоке Оклахомы.

Табл. 2.8.

Концентрации металлов в типичных черносланцевых породах пенсильванского возраста из карьера Мекка (Миссури) и их возрастных аналогов (по [377]).

Штат: Элемент	Миссури	Канзасс	Иллинойс	Среднее значение для земной коры
Ванадий	912	400	3,200	135
Медь	105	85	160	55
Цинк	5,220	1,860	8,290	70
Молибден	160	40	521	2
Торий	7	10	5	7
Уран	71	39	105	2
Свинец	55	85	45	13
Золото (ppb)	3	2	2	4

Все значения кроме золота даны в г/т.

На юге Мидконтинента с ранне- и среднепенсильванскими ЧС связана нефтегазоносность системы бассейнов (Tucumcari, Estancia, Vaughn, Carrizozo) под общим названием “Элеватор”, расположенной в северо-восточной и центральной частях Нью Мехико. Эти бассейны начали формироваться в раннепенсильванскую эпоху, а их тектоническое развитие продолжалось до ранней перми. Они были сформированы по краям позднепалеозойского поднятия Сьерра Грандэ, осложненного разломами. Ширина бассейнов системы “Элеватор” изменяется от 3,5 до 18 км. Пенсильванские формации бассейнов содержат нефтематеринские сланцы с содержанием до 9% $C_{орг}$; кероген сланцев – II и III типов. Грабенообразный тип этих бассейнов, большая глубина захоронения нефтематеринских пород способствовали их тепловому созреванию [369]. По данным [397] самые большие нефтяные запасы пенсильванского возраста находятся в Пермском и Анадарко бассейнах. В этих бассейнах к НГМТ относятся сланцы Атока (Atoka) со средним содержанием 8,6% $C_{орг}$ и Сапуон в Миссури с содержанием 5,3-16% $C_{орг}$. В целом, НГМТ пенсильванского возраста стали важным источником УВ.

Пермский период. Палеотектоническая и палеогеографическая обстановка в раннепермскую эпоху характеризуется сокращением и замыканием герцинских геосинклиналей Западной Европы, Урало-Тяньшанского пояса, Аппалачей. Общая площадь осадконакопления на платформах и в геосинклиналях по сравнению со средним и верхним карбоном сокращается, а площадь областей размыва увеличивается (табл. 2.9). Увеличение морских площадей происходило только на Австралийском и Северо-Американском континентах [261].

Таблица 2.9.

Сопоставление площадей покрытых морем на платформах и в геосинклиналях и доля основных литологических формаций в общем балансе осадконакопления для C_{2+3} , P_1 , P_2 (составлено по данным работ [260, 261]).

Площадь покрытая морем	C_{2+3}		P_1		P_2	
Платформы	$25,1 \cdot 10^6$ км		$22,8 \cdot 10^6$ км		$13,6 \cdot 10^6$ км	
Геосинклинали	$29,5 \cdot 10^6$ км		$29,0 \cdot 10^6$ км		$20,5 \cdot 10^6$ км	
Формации	I	II	I	II	I	II
Морская карбонатная	32,0	28,0	14,5	15,6	0,6	0,1
Морская обломочная	32,0	28,0	12,4	14,7	14,8	28,7
Континентальная обломочная	10,8	9,0	18,7	10,4	31,1	–
Лагунная соленосная	0,05	0,1	3,8	3,4	2,2	1,7
Подводно-вулканогенная	7,7	11,2	12,3	25,7	8,5	12,9
Угленосная	8,0	10,3	5,7	–	4,3	–
Ледниковая обломочная	12,8	8,6	4,0	4,2	1,0	1,1

Примечание: I – % от площади областей накопления; II – % от общего объема отложений

В ранней перми среди литологических формаций возрастает удельный вес континентальных (обломочных и эффузивно-обломочных) и резко – лагунной соленосной и подводно-вулканогенной. Уменьшается площадь распространения и объемы всех морских формаций, а также угленосной паралической и ледниковой обломочной. Уменьшение роли двух последних формаций явно связано с общей аридизацией климата. Морские глинистые и карбонатные формации, среди кото-

рых формируются доманикоидные отложения, отлагались, преимущественно, в Альпийско-Гималайском геосинклинальном поясе Евразии, Южном Приуралье, Северо-Американских Кордильерах, северной части Анд. Крупные барьерные рифы сформировались в штатах Нью Мехико, Техас и на западном крыле Предуральского краевого прогиба в Башкирии. Морские обломочные формации отложились в Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской геосинклинальной области, в Предтаймырском передовом прогибе, на о. Новая Земля и других регионах.

В позднепермскую эпоху продолжалось сокращение площадей, покрытых морем. Особенно сильно это проявилось на платформах. Например, если в ранней перми на платформах площадь покрытая морем составляла 22,8%, то в поздней перми – 13,6%. На этом фоне резко упала роль морских карбонатных формаций: с 14,5-15,6% в ранней перми до 0,6-0,1% в позднепермскую эпоху (см. табл. 2.9.). Планетарное распространение приобрели отложения континентальной обломочной красноцветной формации, которая с Предуральского передового прогиба распространилась на запад ВЕП, а в ДДВ и Складчатом Донбассе она как бы вытеснила галогенную формацию и широкой полосой отложились в Прикаспийской впадине, Северном Тянь-Шане, Северном Китае, западных штатах Северо-Американского континента, Венесуэлле, синеклизах Западной Австралии и других регионах [261].

Морские обломочные формации накапливались в тех же районах, что и в раннепермскую эпоху, а обломочно-карбонатные и карбонатные отложения – в Альпийско-Гималайской подвижном поясе и на Китайской платформе. Известняки и доломиты цехштейнового моря распространились в Польско-Германской впадине и Англии. В Германии (Тюрингии) известны мансфельдские битуминозные сланцы морского генезиса. Рифовые известняки переходного P_1-P_2 возраста сформировались по периферии Делаверского бассейна Северной Америки, в центральных депрессиях которого отлагались битуминозные доманикоидные отложения формации Делавер [282]. В центральной части бассейна Мидлэнд отложились карбонатно-терригенные нефтематеринские породы формации Спрабери.

Доманикоидные отложения. Среди доманикоидных отложений пермского

периода наиболее известны: фосфоритоносная свита бассейна Фосфория (США), имеющая переходной ниже-верхнепермский возраст, медистые сланцы цехштейна Западной Европы и горючие сланцы Нового Южного Уэльса Австралии – сапропелитовые торбаниты и тасманиты приморских лагун, содержащие зеленые водоросли и раковины морской фауны; менее изучены: ниже-верхнепермская сланценосная формация Ирати (Бразилия), протянувшаяся на 1700 км в направлении границы с Уругваем, нижнепермские доманикоиды Франции (месторождение Отен), углеродистые силициты Дальнего Востока, черные битуминозные мансфельдские сланцы Тюрингии, обогащенные медью и др.

На ВЕП нижнепермские доманикоидные отложения, в составе ассельского, сакмарского и артинского ярусов, известны в депрессиях Южного Приуралья и Прикаспийской впадине. В Южном Приуралье депрессионные карбонатно-глинистые доманикоиды, мощностью первые десятки метров, с остатками радиолярий, губок и мелких цефалопод отложились вдоль меридионального бортового уступа сформированного биогермными массивами. К востоку от последних депрессионные фации постепенно увеличиваются в мощности и достигают первых сотен метров (рис. 2.12) [92].

Развитие Южного Приуралья тесно связано с формированием палеозойской Прикаспийской впадины. На территории последней в позднем палеозое существовал глубоководный бассейн [357], в котором и отлагались доманикоидные осадки. Это глинистые отложения артинского возраста с содержанием 5,1-9,4% $C_{орг}$, подсолевые карбонатные (0,3-1,2% $C_{орг}$) и кремнисто-глинисто-карбонатные породы с содержанием 0,7-0,8% $C_{орг}$. Фоновое значение $C_{орг}$ в этих породах составляет 0,5%. В западной части ВЕП отложения перми бедны на породы, обогащенные РОР.

В пределах Балтийской синеклизы только короткое время отлагались богатые сапропелевым РОВ пиритизированные глинистые и карбонатные породы, аналогичные мансфельдским медистым сланцам Германии.

Доманикоидные породы нижней перми изучены Н.М. Страховым на Уфимском плато – это так называемые абдулинские ГС [300]. Среди них выделяется

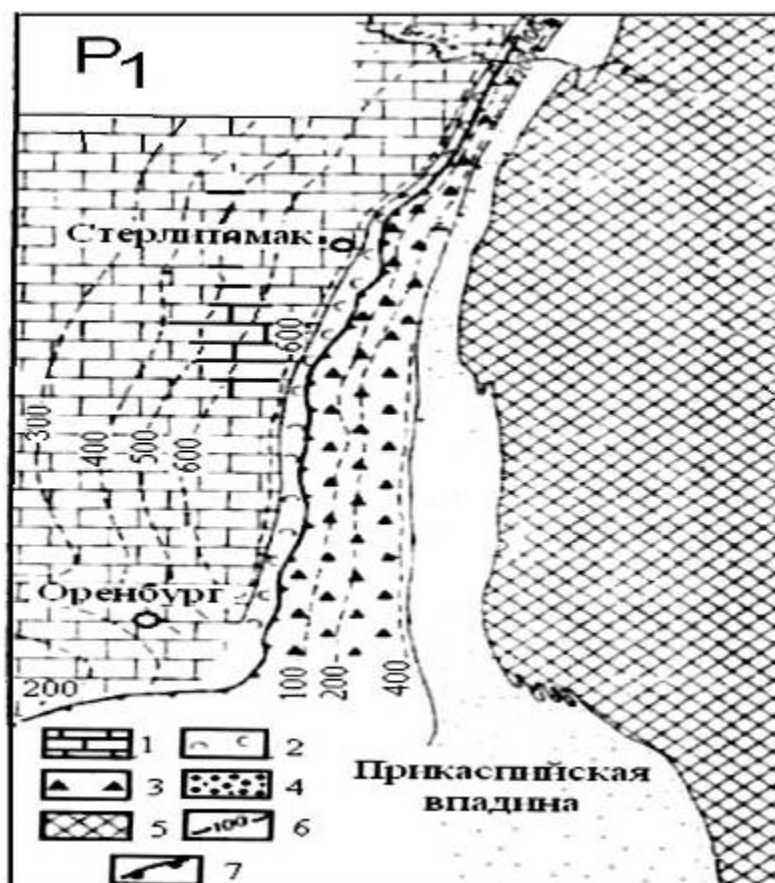


Рис. 2.11. Схема распространения отложений нижней перми в Южном Приуралье (по [92]). 1 – карбонатная мелководная формация. 2 – биогермные массивы барьерного типа. 3 – депрессионные карбонатно-глинистые отложения, обогащенные ОВ. 4 – сероцветная морская формация (нижняя моласса). 5 – область отсутствия отложений C_3 . 6 – линии равных мощностей. 7 – бортовой уступ.

куткан-тауский тип битуминозных мергелей, которые обнажаются в среднем течении р. Юрезани. В большей своей массе мергели обогащены от 2,2 до 4,75% $C_{орг}$, но среди них встречаются высокобитуминозные разности с содержанием 5,2-10% $C_{орг}$, нередко $>14\%$ $C_{орг}$. Толща битуминозных мергелей бедна органическими остатками. Преобладают спикулы губок, часто заполненные битумом, присутствуют обломки фораминифер, брахиопод и пелеципод. По поводу обогащенности этих пород РОВ, Н.М. Страхов сделал вывод о периодически наступавших так называемых цветениях планктона [282]. В рассматриваемом районе битуминозные мергели достигают мощности 250-320 м. Они представляют собой огромную линзу, протяженностью более 40 км. В западной части бассейна они замещаются органогенно-обломочными и рифогенными известняками, а на востоке – глинами

и песчаниками флишевого типа.

Так называемые медистые сланцы цехштейна развиты на огромной территории – 600 тыс. км, прослеживаясь от Англии до Польши. Они представляют собой тонкий пласт мергелисто-глинистых сланцев Купершифер (Kupferschiefer), которые обогащены РОВ (2-8,17% $C_{орг}$ и более, среднее – 6% $C_{орг}$), битумом, металлами-халькофилами, серебром, платиноидами и другими ценными элементами [431]. Некоторые из элементов достигают промышленных концентраций на территории Германии и Польши [356, 336]. Медистые сланцы бассейновой фации имеют мощность 0,2-0,5 м. В этом тонком пласте выявлены слойки богатые карбонатом (до 30%) и более глинистые, мощностью от 5 до 10 см. По Й. Пауль [232] тонкая слоистость пласта медистых сланцев контролировалась изменениями условий среды осадконакопления, такими как первичная биопродуктивность и положение хемоклина (окислительно-восстановительного барьера). Глубина отложения медистых сланцев достигает нескольких сот метров. Бентосные организмы в них полностью отсутствуют, присутствует только нектонная и планктонная фауна.

В позднепермское время на планете преобладали скопления ГС. Одно из крупнейших месторождений ГС аквагенного генезиса – формация Ирати, расположенная в Бразилии. Для этой формации характерно двучленное строение, где нижняя часть представлена темноцветными доломитами (4,5 м), а верхняя (11 м) – чередованием ГС и доломитов. В некоторых штатах формация Ирати содержит прослои бентонитовых глин. В работе [356] сланцы Ирати трактуются как относительно глубоководные образования некомпенсированных прогибов, то есть, как доманикоиды.

Свита Фосфория расположена в Центральных Скалистых горах западных штатов США (Айдахо, Монтана, Вайоминг, Юта, частично Невада) [46]. Она известна как крупнейшее месторождение фосфоритов, содержащих повышенные концентрации ОВ (от 0,4 до 10-15% $C_{орг}$) и промышленные скопления урана, ванадия, редкоземельных элементов. Крупнейший фосфоритоносный бассейн занимает площадь более 180 000 км². Свита Фосфория сложена ЧС кремнисто-

глинистого состава, аргиллитами, мергелями, доломитами и фосфоритами, среди которых встречаются обломки раковин брахиопод, мелких гастропод и рыба чешуя. В западных районах (пояс надвигов Центральных Скалистых гор) мощность формации Фосфория достигает 350 м. Восточнее, в пределах Центрального Айдахо, её мощность уменьшается до 204 м. Здесь она представляет собой типичные геосинклинальные отложения, в которых преобладают сливные кремни и углисто-глинистые сланцы при подчиненном положении фосфоритов. В горах Вайоминг мощность продуктивных фосфоритоносных отложений сокращается до 80 – 87 м; они близки к платформенному типу фаций [405].

Главный максимум накопления фосфоритов находится на юго-востоке штата Айдахо и связан с развитием нижней фосфоритоносной пачки Мид Пик раннепермского возраста, мощностью 60 м. Пластовые фосфориты формации Фосфория содержат P_2O_5 более 13,8%; они представляют собой плотную породу темно-коричневого или черного цвета. В пермских фосфоритах обнаружено 35 элементов. Из них уран, ванадий, редкие земли, йод, мышьяк, селен, бор, молибден, хром, цинк, барий и серебро – в кларковых количествах, а уран, ванадий и селен имеют промышленное значение [391].

Также, среди доманикоидов пермского возраста заслуживают внимания ванадиеносные глинисто-кремнисто-углеродистые сланцы юго-западного Вайоминга и юго-восточного Айдахо. По данным Роби [418] в пласте углеродистого сланца, мощностью около 1 м, содержится от 0,5 до 1% V_2O_5 . Этот пласт прослеживается на большие расстояния и содержит запасы в несколько миллионов тонн ванадиевых руд. Н.В. Холодов [331] предполагает, что ванадий в глинисто-кремнистых сланцах может быть тесно связан с ОВ, слюдистыми минералами или сульфидами.

2.4. Мезозой.

Триасовый период. К началу триасового периода, особенно в древнекеммерийскую фазу тектогенеза, произошли смещения огромных сегментов земной коры, активизировалось рифтообразование, эффузивная деятельность, увеличилась зараженность среды радиоактивными элементами. Большие изменения физико-географических условий, выразились не только в регрессии или трансгрессии эпиконтинентальных морей, но и в переориентировке климатических зон; произошли резкие изменения в составе фауны и флоры (смена палеофитной флоры мезофитной), заканчивалось становление грандиозного аридного климатического пояса, простиравшегося от экватора до 60° северной и южной широты [269].

После складчатых процессов и магматизма *в раннем триасе* установился спокойный режим с преобладанием растяжений в верхней части литосферы на платформах и в пределах тектонически активных зон континентов. В глобальном масштабе снизилась интенсивность магматизма, исключая Сибирскую трапповую провинцию и ее обрамление. Остаточные горные сооружения (Урал, Аппалачи, Праанды) подверглись интенсивному размыву, превращаясь в низкие горы и нагорья. Практически вся территория Южно-Американской и Австралийской платформ в раннем триасе представляли собой сушу, а Атласская орогенная область – невысокий горный кряж. В большинстве разрезов в основании триасовых образований наблюдаются несогласия и перерывы.

Особенности палеогеографии раннетриасовой эпохи определялись компактным положением континентов, объединенных в Пангею. После крупной регрессии в конце перми в индском веке и второй половине раннего триаса морские бассейны наступают, что подтверждается постепенным расширением Средиземноморского залива океана Тетис. Нижнетриасовая морская трансгрессия (ингрессия) покрыла многие районы, которые в перми были сушей (Восточные Альпы, Карпаты, частично Балканы). Однако трансгрессия в геосинклинальные зоны Европы уравнивается регрессией в подвижных поясах Восточной Азии. Сокращение общей площади осадконакопления коснулось в основном платформ с – 15% в поздней перми и до 12% в раннем триасе [263].

Минимальные площади морских бассейнов характерны для начала периода (индский век) и его конца (поздний норий или рэт). Карбонатонакопление контролировалось небольшой площадью мелководных бассейнов; в глубоководных прогибах преобладало накопление терригенно-кремнистой породной ассоциации. Карбонатными породами триас представлен вдоль северного побережья Тетиса. Глубина моря на всей площади залива не превышала 150 м. Значительные площади занимали приливно-отливные зоны [389]. Зона Евразийской окраины Тетиса, где преобладало накопление песчано-глинистых отложений, характеризуется небольшой мощностью отложений – до 500 м (среднее ~ 250 м). Большие мощности (свыше 1000 м) характерны только для прогибов и рифтовых впадин [269].

Теплый и жаркий семиаридный и аридный климаты на большей части континентов были основной причиной мощного накопления эвапоритов и широкого распространения красноцветных формаций.

В среднем триасе наблюдается некоторое увеличение морских площадей, особенно в геосинклиналях, которое продолжилось в поздне триасовую эпоху (табл. 2.10). Денудация горных сооружений и низкий рельеф способствовали широкому распространению карбонатных формаций на континентах, увеличилась роль морских обломочных формаций.

В карнийском и норийском веках широкое развитие получили крупные рифовые образования (Альпы, Карпаты, Балканы, Закавказье, Гималаи, Северная Америка, Эквадор и др.). Заметно возрос объем подводного вулканизма, который был сосредоточен преимущественно в системе Северо-Американских и Южно-Американских Кордильер. На юге Аляски и в восточной части Тихоокеанского кольца получили развитие кремнистые породы. По сравнению со средним триасом увеличился объем красноцветной обломочной формации (Скалистые горы, Аппалачи), несколько возросло значение соленосной (Западная и Центральная Европа, Северная Америка) и угленосной формаций (Тургайский прогиб, Западно-Сибирская низменность, Китай, Австралия, Тасмания).

Характерной чертой *поздне триасовой эпохи* явилось опускание обширных участков древних и молодых платформ, обусловленное разломной тектоникой и

Табл. 2.10.

Сопоставление площадей покрытых морем на платформах и в геосинклиналях и доля основных литологических формаций в общем балансе осадконакопления для триасового периода (составлено по данным работы [263]).

Площадь покрытая морем	T ₁		T ₂		T ₃	
Платформы	4%		5%		5%	
Геосинклинали	45%		48%		62%	
Формации	I	II	I	II	I	II
Морская карбонатная	20,3	14,3	20,6	10,7	8,4	5,0
Морская обломочная	18,5	22,9	21,6	31,1	15,0	21,5
Континентальная красноцветная обломочная	58,4	63,4	14,0	11,4	38,9	31,6
Подводно- вулканогенная	6,0	10,7	10,2	27,3	7,0	13,2

Примечание: I – % от площади областей накопления; II – % от общего объема отложений.

рифтогенезом, которые сопровождались трапповым вулканизмом. В грабенах накапливались большие мощности отложений – до 6 км. В конце триасового периода (рэтский ярус) получила развитие новая волна поднятий и регрессий.

Доманикоидные отложения. В конце палеозоя-начале мезозоя резко уменьшилась интенсивность накопления биомассы, в том числе концентрированной в виде угля. Перестройка биосферы сопровождалась вымиранием многих групп растений и животных, сокращением биопродукции. В настоящее время палеонтологами и стратиграфами признано, что на рубеже перми и триаса имело место биотическое событие глобального масштаба, которое доказано данными по изотопии углерода [133].

В триасовом периоде доманикоидные отложения, содержащие РОВ имели небольшое распространение на планете. А.И. Егоров [111] связывает их накопление в ладинский, карнийский и норийский века с продуктивностью синезеленых и некоторых других гетеротрофных и автотрофных водорослей и реакцией микроорганизмов на перестройку экосистемы. Доманикоиды горючесланцевого типа

отлагались на разных континентах преимущественно в поздне триасовую эпоху.

В нижнетриасовом терригенном комплексе северо-востока Сибири присутствует уникальный регионально выдержанный глинисто-карбонатный битуминозный горизонт, который впервые был выделен Д.С. Сороковым (1958 г.) [296]. Битуминозный горизонт вскрыт буровыми скважинами в Лено-Анабарском прогибе и обнажается в бассейнах нижнего течения рек Лены, Оленека, Омолая, Хараулаха (рис. 2.13), занимая площадь около 110 тыс км². Он имеет изменчивую мощность (0,8-46 м), но занимает четкую стратиграфическую позицию (нижний подъярус оленекского яруса) и является маркирующим в разрезе триасовых отложений, залегая на индских или пермских отложениях. Литологически этот битуминозный горизонт представлен двумя типами разрезов: 1-й тип – это ритмичное чередование листоватых аргиллитов и глинистых известняков, 2-й тип – массивный пласт известняка мощностью от 0,8 до 5 м со слоями (0,1-1 см) черных аргиллитов. Аргиллиты битуминозного горизонта содержат дисперсное ОВ и пирит; тонкая фракция представлена смешанослойными минералами ряда гидрослюда-сметит. Особенностью битуминозного горизонта является высокое содержание ОВ. В нерастворимой части пород содержание $C_{орг}$ составляет 5-7%, что в 4-8 раз больше, чем во вмещающих отложениях. В битуминозных аргиллитах присутствует 1,8-2,4%, а в известняках 0,2-0,3% $C_{орг}$ (на породу); содержание битуминозных компонентов (до 0,31%), анализ которых показал высокое содержание масел, водорода и низкие концентрации гетероэлементов и заметное обогащение ОВ битуминозными компонентами ($\beta=6-10\%$), что свидетельствует о сапропелевом типе ОВ [127]. По наслоению в битуминозных аргиллитах присутствует немногочисленная и однообразная фауна посидоний, в известняках – остатки разнообразных конодонтов, наутилоидей и др.

В целом, накопление уникального для триасового времени битуминозного горизонта пород в северо-восточной части Сибири происходило в условиях жаркого периодически засушливого климата в полузамкнутом бассейне при незначительном поступлении терригенного материала и низких скоростях осадконакопления. Бассейн седиментации был ограничен пенепленизированными поднятиями.

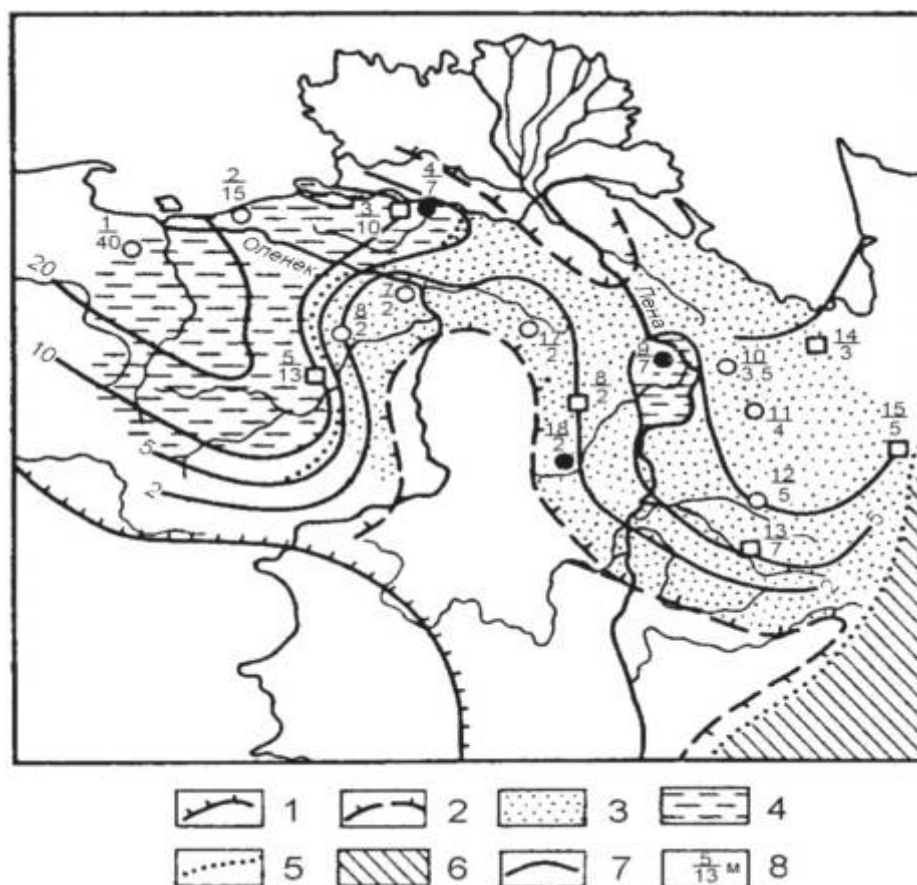


Рис. 2.12. Схема распространения оленекского битуминозного горизонта и палеогеография времени его формирования по [127]. 1-2 – области денудации. 3-5 – полузамкнутый морской бассейн с периодическим нарушением циркуляции: 3 – мелководная зона карбонатной седиментации, 4 – относительно глубоководная зона с глинисто-карбонатной седиментацией. 5 – открытый морской бассейн с песчано-глинистой седиментацией. 6 – границы фациальных зон. 7 – изопахиты горизонта (м). 8 – номер разреза (числитель) и мощность горизонта (знаменатель).

В целом, накопление уникального для триасового времени битуминозного горизонта пород в северо-восточной части Сибири происходило в условиях жаркого периодически засушливого климата в полузамкнутом бассейне при незначительном поступлении терригенного материала и низких скоростях осадконакопления. Бассейн седиментации был ограничен пенепленизированными поднятиями. Спокойные гидродинамические условия, затрудненная циркуляция вод, низкие скорости седиментации, стратификация водной толщи и нарушение нормальной аэрации придонных вод обусловили формирование тонкослоистых глинистых пород со значительной концентрацией сапропелевого ОВ. Это ОВ, преобразованное

до стадий Г-Ж, находится в главной фазе нефтеобразования и является источником углеводородов для вышележащих триасовых и меловых терригенных толщ.

В Северном Предкавказье в нижне-среднетриасовых отложениях присутствуют глинистые и глинисто-карбонатные породы доманикоидного типа с содержанием $C_{орг}$ от 0,8 до 2,5%, где они формировались в лагунно-морских условиях и аридном климате при осолонении вод и ослабленной продуктивности бассейна. По данным работы [257] исходным органическим материалом этих пород был сапропелево-гумусовый и сапропелевый, преимущественно липидный, преобразованный до стадии МК₁-МК₃. Данные породы диагностируются авторами как “благоприятные” и локально “хорошие” нефтематеринские породы.

Битуминозные ЧС среднего триаса известны в Тичианских Альпах (Италия). Они залегают на границе анизийского и ладинского подъярусов среди доломитов и известняков; содержат до 50% ОВ. Битуминозные сланцы представлены тонкослоистыми высокобитуминозными аргиллитами, которые переслаиваются со слоистыми доломитами и глинистыми туффитами. В них выявлены конодонты, пелециподы, раковины аммоноидей, остатки рептилий и рыб. Г. Рибер [340] считает, что отсутствие бентоса и совершенная сохранность скелетов свидетельствуют об отсутствии кислорода в придонных водах во время осаконакпления. Битуминозный горизонт формировался в застойных водах бассейна диаметром 8-10 км, окруженного рифами.

Среднетриасовые глины из обнажения о-вов Шпицберген содержат ОВ II типа и обладают очень высоким нефтематеринским потенциалом (S_1+S_2), достигающим 57 мг УВ/г породы. В разновозрастных пористых породах архипелага Земля Франца-Иосифа встречаются битумы, соответствующие по составу нормальным мальтам. Образец черных аргиллитов со среднетриасовой фауной и содержанием 2,68% $C_{орг}$ был поднят со дна желоба Франц-Виктория НИС “Профессор Логачев” в 1994 г. В пробе зафиксировано повышенное количество хлороформного экстракта, соответствующего по составу мальтам. Все эти находки позволили авторам работы [131] предположить, что среднетриасовые отложения могут являться региональными НГМТ для всего севера Баренцево-Карского шельфа,

включая о-ва Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, где их нефтематеринская роль уже доказана.

В пределах Сихотэ-Алиня (бассейн р. Уссури) известна углеродстая формация терригенно-кремнистых отложений, которая накапливались в период T_1 - T_3 (от оленекского до норийского века). Данная толща имеет мощность 66-72 м. В ее основании залегает пачка плитчатых кремней (силицитов) с прослоями фтанитов (спикуловых радиоляритов) и глинистых кремней оленекско-анизийского возраста. Она имеет мощность 4-20 м и охарактеризована конодонтами и радиляриями. Биогенные и глинистые кремни содержат до 8,5% $C_{орг}$. ОВ (первично морской сапропелевой природы) характеризуется низкой степенью окисленности. Изотопный состав углерода фтанитов и глинистых фтанитов ($\delta^{13}C = -27,3 \dots -30,2\text{‰}$) тождественен изотопному составу многих битумов и нефтей палеозоя и мезозоя. Углеродистые силициты обогащены V, B, Mo, Ni, Cu, Au и Ag. Положительная корреляция Au и $C_{орг}$ отмечена для глинистых фтанитов разреза р. Огородной, содержащих более 0,5% $C_{орг}$ [62]. Углеродистые кремнистые породы в основании триасовой формации Сихотэ-Алиня накапливалась при весьма низких скоростях (2,1-3,4 мм/1000 лет), что свидетельствует о пассивном тектоническом режиме, слабом привносе разбавляющего терригенного материала и отсутствии вулканогенного.

ГС переходного ладинско-норийского возраста распространены в Западной Европе (Австрия, Швейцария, Германия), Восточной Аляске, на о. Шпицберген, западной части о. Новая Земля, о. Сицилия [430]. Сапропелевые ГС выявлены в южной части горного Крыма среди флишоидных отложений таврической серии, а также в верхнетриасовых (карнийских) глинистых отложениях восточного побережья Азовского моря, где они залегают на значительных глубинах (1700-2700 м) и являются мало изученными [111]. Крупнейшее месторождение ГС с запасами 2 млрд т известно в бассейне Стенлейвил (Центральная Африка, Заир).

В верхнем триасе прослои ГС входят в состав разновозрастных глинисто-карбонатных толщ. Так, например, зеефельдские сланцы норийского яруса Западной Австрии залегают среди доломитов и известняков. Мощность сланценосной

толщи составляет 700 м. В ней выявлены остатки рыб и обрывки растительности. Исследователи этой толщи оценивают глубину моря как небольшую [358, 356]. Зеефельдские сланцы представляют собой битуминозные доломитовые мергели с планктоногенным (*Botricoccus*) ОВ и средним содержанием 4% $C_{\text{орг}}$; в богатых органикой пластах $C_{\text{орг}}$ достигает 10-45%. Такие пласты характеризуются повышенным содержанием ванадия, достигающего 1100 г/т [334]. Также высокое содержание ванадия (более 3 %) характерно для морских сапропелевых ЧС Британской Колумбии (Канада) [430].

Юрский период. После регрессии в конце триаса начинается новый трансгрессивный цикл. Распространению морских трансгрессий способствовало снижение темпов роста поднятий на древних платформах Северной и Южной Америки, Африки, Австралии, Сибири, Индостана и одновременное вовлечение в погружение молодых платформ (Западно-Европейской, Скифско-Туранской, Западно-Сибирской). В Западной Европе и Средиземноморском поясе трансгрессия раннеюрских бассейнов носила эпиконтинентальный характер. Через Польско-Германский бассейн и широкие проливы осуществлялась связь Средиземноморского залива Тетиса с бореальными бассейнами и краевыми – Африки, Северной Америки (рис. 2.13).

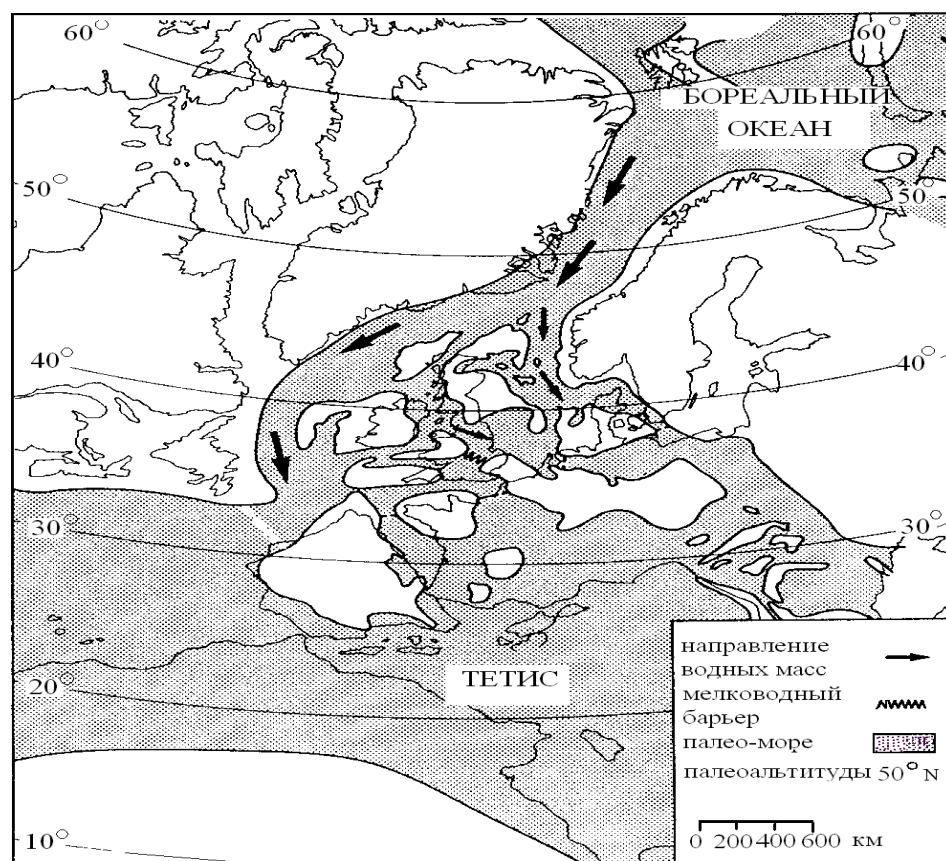


Рис. 2.13. Пролив, соединивший моря Тетиса (Неотетиса) с бореальным океаном (по F. Vaudin и др. [364]).

Море проникло в Карибский регион и область Мексиканского залива, распространилось на Баренцовоморскую и Карскую акватории и через Хатангский пролив прорвалось в Вилуйскую синеклизу Западной Сибири. В то же время не было прямой связи морей Альпийско-Гималайского пояса с Тихим океаном, так

как большая часть площади материков продолжала оставаться сушей [269].

На особенности раннеюрского литогенеза значительное влияние оказывал климат. Его увлажнение с прохладными тенденциями охватило материковые пространства Евразии. В связи с этим среди континентальных толщ стали преобладать сероцветные, отложенные в водной среде и обогащенные растительными остатками. Широкое развитие приобрели угленосные отложения (Сибирь, Европа, Северный Китай, Центральная Америка, запад Австралии, Афганистан и др.). Роль соленосных формаций была незначительной. Снизился наземный платформенный вулканизм; продукты подводного вулканизма накапливались, в основном, в бассейнах Тихоокеанского кольца и глубоких прогибах зоны Тетиса (Пенины, Большой Кавказ) [264]. По сравнению с поздним триасом возросло значение карбонатных формаций (табл. 2.11.). Основным районом их развития был

Табл. 2.11.

Сопоставление площадей покрытых морем на платформах и в геосинклиналях, доля основных литологических формаций в общем балансе осадконакопления для юрского периода (составлено по данным [264]).

Площадь покрытая морем	I ₁		I ₂		I ₃	
Платформы	7%		12%		16%	
Геосинклинали	65%		62%		69%	
Формации	I	II	I	II	I	II
Морская карбонатная	20,6	23,7	22,4	19,7	24,7	25,5
Морская обломочная	28,4	35,2	35,6	48,8	39,0	46,3
Континентальная красноцветная обломочная	30,4	21,6	35,0	18,3	27,6	13,5
Подводно-вулканогенная	3,8	8,7	3,0	8,9	3,4	5,7

Примечание: I – % от площади осадконакопления; II – % от общего объема отложений.

Средиземноморский залив Тетиса. В позднем плинсбахе-раннем тоаре погружения здесь достигли максимума и распространение получили глинистые и глинисто-мергелистые отложения с прослоями известняков. На северо-западе Европы в осевых частях прогибов, например, в Центральном грабене Северного моря, создались благоприятные условия для отложения глин и мергелей, обогащенных ОВ.

В среднеюрскую эпоху гумидизация климата и морская трансгрессия достигли своего максимума (байосское время). Общая площадь осадконакопления и площадь покрытая морем значительно увеличились (см. табл. 2.11), что было обусловлено эвстазией. Больше всего трансгрессия охватила ВЕП и Северо-Американскую платформу. Море распространилось на Скифскую плиту, проникло в ДДВ, западную часть Прикаспийской впадины и достигло верховьев р. Волги [228]. В это время поднимались Фенноскандия, Белорусский, Украинский и Воронежский массивы. На Сибирской платформе морские глинистые осадки накапливались в Лено-Анабарском прогибе, на востоке они заместились угленосными паралическими отложениями. На Северо-Американской платформе опускания происходили на арктической, атлантической и юго-восточной окраинах.

Начиная со средней юры северная граница аридной зоны и экваториальная тропическая смещаются к югу. В конце байосского и батском веке произошли важные структурные перестройки. По данным работ [269, 328] режимы растяжения, рифтогенеза и погружения проявились на будущих пассивных окраинах: на арктическом и атлантическом побережье Северной Америки, на западе – в Кордильерах, на юге – во впадине Мексиканского залива, в Южной Америке – на северо-востоке Бразилии, на западе – в Чилийско-Аргентинских Андах, на севере – в Колумбии, Венесуэле, на юге – в Патагонии, а также на северо-западной окраине Африки, вдоль западной окраины Австралийской платформы, на тихоокеанской окраине Евразии. Наоборот, в зонах активных геосинклинальных окраин и в Средиземноморском подвижном поясе преобладало сжатие. Возникла новая Крымско-Кавказская вулканическая островодужная система.

Все отмеченные явления стали следствием раскола суперконтинента Пангеи и расширения мезозойского Тетиса, что послужило началом нового этапа океанообразования, в результате которого возникли молодые океаны – Атлантический, Северный Ледовитый, Индийский. В Средиземноморском поясе начали формироваться внутренние и краевые моря с океанической корой.

Позднеюрская эпоха характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом, но жарким и аридным климатом [268]. Преобладали погружения и

обширные трансгрессии на континенты. Это было связано с ростом срединных океанических хребтов и ускоренным процессом формирования Атлантического и Индийского океанов. Западно-Европейская платформа подверглась широкой эпиконтинентальной трансгрессии. На ней продолжали формирование относительно глубоководные бассейны с седиментацией черносланцевого типа. В начале позднеюрской эпохи в келловей-оксфорде образовался пролив, соединивший Польско-Датский бассейн с морями Московской синеклизы и ДДВ. На востоке ВЕП морской пролив соединил моря Тетиса с Баренцевоморским бассейном, где в киммеридже отложились известковые и сапропелевые глины, мергели и ГС. На Западно-Сибирской плите наиболее глубоководные условия возникли в центральной её части в волжском веке, где накапливались битуминозные ЧС баженской свиты. Угленосные отложения, продолжали отлагаться на юго-западе (Канско-Ачинский бассейн), востоке и юго-востоке Сибирской платформы.

Средиземноморский пролив Тетиса в позднеюрскую эпоху вступил в стадию океанического рифтогенеза. Ширина этого океанического бассейна была около 100 км [328, 135]. В опускания были вовлечены периферийные зоны спредингового бассейна (Пелагонийская, Йоническая и др.). В этих зонах отлагались радиоляриты и глубоководные известняки формации аммонитико rosso [364]. На остальной территории Тетиса формировались карбонатные платформы. Вокруг глубоководных бассейнов большое развитие получили рифы. Крупные барьерные рифы сформировались также вдоль внешнего края Большой Ньюфаундленской банки. В сторону Атлантического океана они фациально замещены толщей киммериджских ЧС. Последние особенно широко развиты в области Тетиса. В целом, в осадках нефтегазоносных бассейнов области Тетиса присутствуют ЧС с ОВ II, III и смешанного (II-III) типов (см. табл. 2.12, 2.13). Нефтематеринские породы со вторым типом керогена охватывают более 3/4 области распространения верхнеюрских доманикоидов, что составляет более чем 27% области отложения юрских осадков.

Исследуя феномен высокой концентрации УВ ресурсов в верхнеюрских отложениях области Тетиса и закономерности распространения ЧС, Ф. Боден и др.

[363] пришли к выводу, что зона северного тропического пояса (тропик Рака)

Табл. 2.12.

Примеры бассейнов области Тетиса с установленным типом ОВ в черносланцевых формациях (составлено по данным [363]).

Черные сланцы с ОВ II типа. Регион, (формация)
Восточная часть Мексики (Таман); офшоры о. Ньюфаундленд (Мие-Мак), Ирландии (Поркупайн), Норвегии (Спикк); юг Турции (Аккую); Арабские Эмираты, Катар (Духан, Ханайф), др.
Черные сланцы с ОВ II-III типа. Регион, (формация)
Офшоры Шотландии, Греция, Венский бассейн Австрии, Ливия, Йемен (Мадби), Пакистан, прогиб Киртар, Эфиопия, Сомали, Джибути, др.
Черные сланцы с ОВ III типа. Регион, (формация)
Северная Индия, Такхола (Нупра); Португалия, Естремадур (Абадиа), др.

была более благоприятной для формирования и сохранения ОВ смешанного типа, а также углей. В зоне южного тропического пояса (тропик Козерога) осуществлялось накопление ЧС с ОВ второго типа (Восточная Африка, Персидский залив, др.) (рис. 2.15). При этом, седиментация ЧС преобладала в следующих обстановках: а) относительно глубоководных и изолированных бассейнах – Восточная Мексика, Йонический прогиб Греции, Анатолийский бассейн юго-востока Турции, и др.; б) на пассивных литоральных окраинах континентов или платформ – восток Канады, Африки, Арабского п-ова, и др.. Предполагается, что черносланцевая седиментация развивалась под первичным влиянием бескислородных обстановок, которые контролировались такими факторами как морфология бассейнов и их изоляция от оксигенной океанической циркуляции.

К концу юрского периода проявляется древнекиммерийская фаза тектогенеза, которая сопровождалась вулканической деятельностью, ростом поднятий и аридным климатом. Вследствие этих событий на рубеже эпох поздняя юра – ранний мел в различных районах мира известны месторождения морских ГС.

Доманикоидные отложения. Самыми известными являются ЧС тоара, планетарное распространение которых зарубежные геологи связывают с проявлением глобального бескислородного события (“anoxic event”) [240] на обширных территориях Западной Европы, Альп, Канады, Греции, Ирана и др.

Табл. 2.13.

Примеры доманикоидных отложений юрского периода и их литолого-геохимическая характеристика (составила С.А. Мачулина).

Регион, бассейн, (формация, толща, свита)	Возраст	Литологический сос- тав; мощность, м	C _{орг} %; тип ОВ; НІ, мг УВ/г C _{орг}	Литератур- ный источник
Германия, Нижне- саксонский бассейн (посидониевые сланцы)	J ₁ (тоар)	Аргиллиты и мерге- ли); 25 м	10-12%; ОВ – II тип; НІ = 350-700	[398]
Греция, Йоничес- кая зона, Ипирус, о. Корфу и др. (поси- дониевые сланцы)	то же	Кремнисто-извест- ковистые аргиллиты; 120 м	0,5-5,2%, среднее 1,2%; ОВ – II тип; НІ = 250	[364]
Зап. Швейцария, Альпы, бассейн Моласс (посидони- евые сланцы)	– //–	Ааргиллиты, мергели	до 10%; ОВ – II тип	[422]
Франция, Париж- ский бассейн (“кар- тонные” сланцы)	– //–	Черные мергели	до 10%; ОВ – II тип	[401]
Англия (формация Peterborough)	J ₂ (келловей)	Слоистые черные мергели; 17 м	3-16,6%; ОВ – II тип	[380]
Саудовская Ара- вия (формация Тувайк)	J ₂ (средний- верхний келловей)	Глинистые сланцы; 150 м	3-13%; ОВ – II тип	[380]
Зап. Кавказ, Дигор- ское месторожде- ние	J ₂	Горючие сланцы; 5 м	10,7-24,3%; ОВ – II тип	[250]
Зап. Грузия, Рионс- кое месторождение	то же	Горючие сланцы; 26,5 м		
Северное море, грабен Викинг (формация Дроупн)	J ₂ – J ₃ (бартон- кимеридж)	Глинистые сланцы; 150-250 м	10%, ОВ – II-III тип НІ = 500-800	[390]
Баренцовое море, Норвегия, Россия	J ₃ (киме- ридж)	Радиоактивные ЧС; вся формация с ЧС – 900-1000 м	2,5-12-14% ОВ – II- III тип	[406]
Англия, континен- тальный шельф, бассейн Уэссекс	то же	Слоистые мергели, аргиллиты; 508 м	7% и более; НІ = 700	[407]
Франция, бассейны Парентис и Пире- нейский	– //–	Черные аргиллиты, мергели	до 10% ОВ – II тип	[401]
Персидский залив, офшор Абу-Даби (формация Дияб)	J ₃ (верхний оксфорд- кимеридж)	Известковистые ар- гиллиты, мергели, известняки; 20-400 м	0,3-5,3%; ОВ – II тип	[]
Турция, юго-запад- ная часть, г. Таурус (формация Аккую)	J ₃ – K ₁	Пелагические мерге- ли, известняки, ар- гиллиты; 60-70 м	4-9%, сред-нее – 5%; ОВ – II тип; НІ = 650	[365]

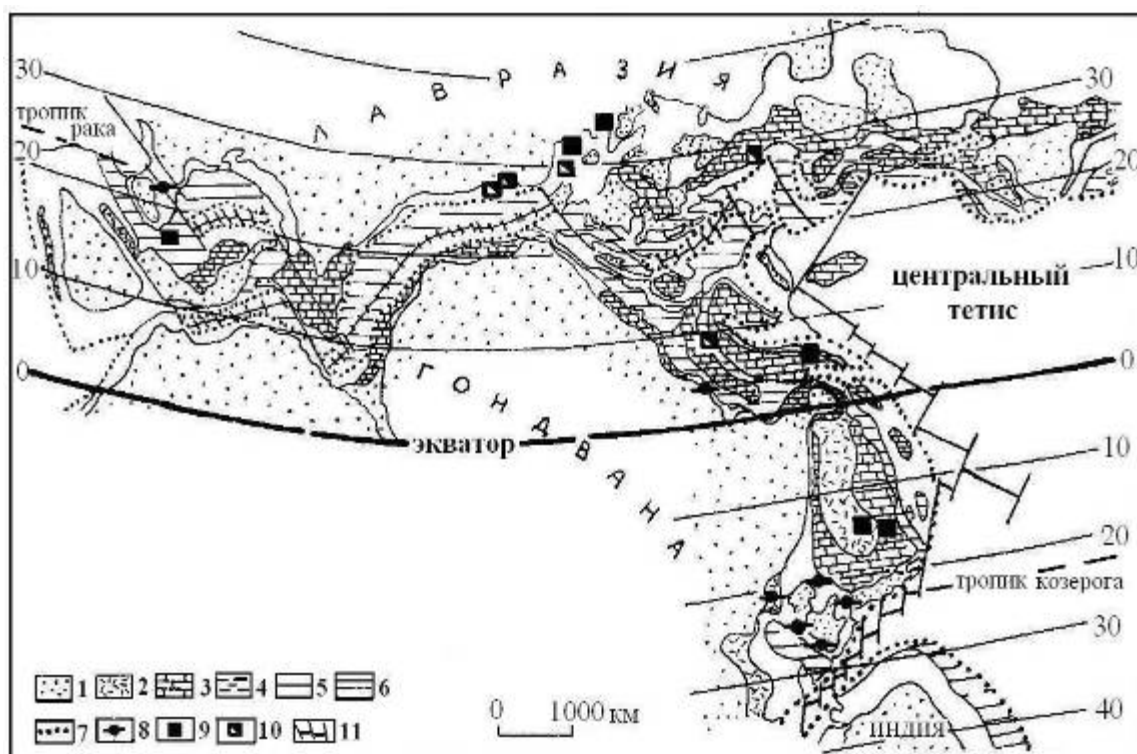


Рис. 2.14. Распространение пород, обогащенных ОВ на палеогеографической карте Тетиса (кимеридж) (по Сесса F. и др. [363] с добавлениями автора).

1 – суша. 2 – литоральная зона. Платформы: 3 – карбонатная, 4 – терригенная. 5 – склон, зона пелагиали. 6 – глубокие бассейны. 7 – граница континентальной и океанической коры. 8 – породы черносланцевого типа: 9 – обогащенные ОВ II (нефтяного) и III (газового) типа. 10 – породы с ОВ смешанного (II+III) типа. 11 – зона активного спрединга.

Наиболее богаты C_{org} (10-12%) ЧС Германии – посидониевые сланцы (Posidonienschiefer). В зависимости от района распространения тоарские сланцы носят различное наименование: “Jet Rock” (Англия), “Schistes cartons” (Франция) и др. Они обладают нефтематеринскими свойствами во многих бассейнах Западной и Центральной Европы: Англии (Кливленд), Германии (Нижнесаксонский), Франции (Парижский, Аквитанский и др.), Австрии, Западной Швейцарии, Италии, Венгрии, Греции (Йонический) и др. Их аналоги известны в области Инуяма и окраинном море Чичибу в Японии, Центральном Иране (формация Шимшак), Испании, Португалии, Аргентине, Канаде, на Мадагаскаре, Арктическом склоне и др. По данным работы [394] тоарские ЧС Западной Европы имеют хороший и высокий нефтегенерационный потенциал, но получение из них нефти ограничено из-за их относительно низкого уровня термальной зрелости.

Нестабильный тектонический режим среднеюрской эпохи не способство-

вал крупным накоплениям аквагенного ОВ. Известны месторождения ГС сланцев в Припятской впадине (Боровское и др.), ДДВ (Оболонское), Западном Кавказе (Дигорское, Рионское, Джварское). Сланценозные формации представлены темно-серыми глинами, мергелями, известняками. Минеральная часть ГС – глинистая, известняково-глинистая; ОВ – сапропелевого типа [140].

Мало сведений о накоплении морских доманикоидов. Примерами могут быть углеродистые аргиллиты преддугового бассейна Чилийско-Аргентинской вулканической дуги (район р. Атуэль) [269], формация Тувайк Саудовской Аравии, ЧС в Сарголи (Ирак) и все их эквиваленты на Арабской плите и в регионе Тетиса, формация Аннеймд Центральной Атлантики келловейского возраста [380, 382a]. Последняя имеет мощность 7-8 м, представлена тонким переслаиванием аргиллитов и известняков с остатками динофлагеллят, содержит 1,1-3,3% $C_{орг}$; ОВ – II и III типов. Битуминозные глины средней юры известны в Предобруджинском прогибе, в западных районах платформенной части Восточного Предкавказья (0,5-3,5% $C_{орг}$) [257], а также в грабине Викинг Северного моря. Глинистые отложения последнего имеют скользящий возраст – от бартона до кимериджа [234].

В позднеюрскую эпоху в грабене Викинг интенсивно накапливались ЧС формации Дроупн (Draupne), которые являются главными источниками нефти Северного моря (см. табл. 2.13). Последняя распространена от офшор Гренландии, Канады и Норвегии до пролива Ла-Манш.

Богатые органическим материалом глинисто-известковистые доманикоиды верхней юры отлагались в Баренцевом море в многочисленных грабенообразных троговых прогибах [116]. В Норвежской части – это формация Хеккинген, в Российской – толща высокорadioактивных битуминозных сланцев. По данным работы [406] в центральной части Баренцевской депрессии содержание $C_{орг}$ в битуминозных сланцах составляет 12-14%, на периферии – снижается до 2,5%; ОВ – II и III типов, соответственно. Катагенетическая преобразованность ОВ варьирует от зрелой стадии к малозрелой ($R_0 = 0,49-0,67$). Черные битуминозные аргиллиты кимериджского яруса с высоким содержанием $C_{орг}$ (10%) обнаружены в Восточной Гренландии, на о. Шпицберген (свита Агардфьеллет, $C_{орг} > 6\%$), Земле Фран-

ца-Иосифа (о. Грезм-Белл) [134]. Высоким нефтематеринским потенциалом обладают верхнеюрские доманикоиды на полуостровах Ямал и Гыданский (3,5-5% $C_{орг}$); в акваториях морей Лаптевых и Восточно-Сибирском (1-1,4% $C_{орг}$) [116].

На востоке ВЕП расположены два крупных бассейна сапропелевых ГС – Волжский и Тимано-Печорский, которые создали огромную по площади ($>90\ 000\text{ км}^2$) Печорско-Волжскую провинцию верхнеюрских (средневожских) ГС, протянувшуюся с севера на юг на 2000 км [383]. В киммериджский и волжский века дно моря подверглось дифференцированным поднятиям, что привело к появлению островов и многочисленных впадин (Сысольской, Средневожской, Бузулукско-Прикаспийской и др.). В них в относительно глубоководных условиях отлагались сапропелевые известковистые глины, мергели и прослои ГС. Иловые впадины, в которых шло накопление исходного ОВ сланцев, были заняты водами нормальной солености и заселены водорослями и зоопланктоном [250]. Донные сообщества ископаемых организмов позволили исследователям оценить глубины бассейна в 80-100-150 м, а температуру воды (по отношению Ca/Mg в растрах белемнитов) $-18-19^0$ [316]. В конце юрского периода процессы денудации, привели к разделению сланценосных полей Волжского и Печорского бассейнов на разрозненные месторождения. Потенциальные ресурсы ГС Печорско-Волжской провинции (20-25 млрд т) не уступают Прибалтийскому. Только одно Кашпирское месторождение содержит 5 млрд т ГС [139].

Типичные разрезы средневожских битуминозных сланцев, названные кашпирскими, известны в обнажениях р. Волга возле д. Кашпир (100 км от г. Ульяновск, стратотип средневожского яруса) и д. Городище (25 км от г. Ульяновск) (рис. 2.16). В обнажении разреза Кашпир, мощностью 6 м, представлен ритмично чередующимися известковистыми глинами и горизонтами битуминозных сланцев. Толщина последних – 0,1-0,5 м. Минеральная часть кашпирских сланцев представляет собой мергелистую глину; в их состав входит органическая и минеральная сера (пиритная и сульфатная) [139]. Они практически лишены ископаемых микроорганизмов и только верхние слои содержат обеднённый по составу набор фоссилий. Элементный состав ОВ сланца характеризуется следующими данными:



Рис. 2.15. Обнажение кашпирских сланцев возле д. Городище. Фото любезно передано автору проф. В.С. Вишневской.

углерод – 70%, водород – 6%, азот – 1,7%, кислород – 16,3%, сера – 6%; влага – 18% и зола – 50% на сухое вещество [415].

Н.М. Страхов [303] считал, что кашпирские сланцы формировались на подводных водорослевых лугах, густо населённых зообентосом в условиях обширного открытого моря с нормальной солёностью и кислородным режимом. Он обосновал бентогенную природу кашпирских сланцев и противопоставлял их девонскому планктоногенному доманику. По его модели при углублении бассейна ниже определённой изобаты луговой покров сильно сокращался или исчезал; при этом снижалось накопление ОВ – отлагалась серая глина. При поднятии дна и возвращении участка в зону фотосинтеза снова появлялись подводные луга и возникал горючий сланец. Новейшие исследования кашпирских сланцев позволяют трактовать условия сланценакопления не как “массовое цветение” различных форм жизни, а как проявление стрессовых условий экосистем. К.М. Седаева и В.С. Вишневская отмечают, что “...сонахождение в ориктоценозе планктонных радиолярий, кокколитофорид, юных форм бентосных и нектонных моллюсков, по видимому, свидетельствует о многократных вымираниях (“массовое кладбище фауны”), происходивших в волжское время” [281, с. 224].

Высокоуглеродистые аргиллиты баженовской свиты (J_3v-K_1br) занимают большую часть Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Её стратиграфические и литофациальные аналоги распространены на территории около 2,2 млн

км² [77, 100]. Только в Тюменской области баженовская свита развита на территории 1,3 млн км². Свита рассматривается как нефтематеринская для месторождений УВ, заключенных в неокме (берриас, валанжин, готерив) Западной Сибири. В ряде случаев, например, на Салымском месторождении, бажениты являются нефтеносными. На большей части территории мощность свиты не превышает 30 м, в отдельных случаях – 50 м, редко – 60-80 м. Карбонатно-кремнисто-глинистые породы баженовской свиты характеризуются высокой радиоактивностью за счет урана ($22-29 \cdot 10^{-4} \%$), По С.Г. Неручеву [214]) обогащение баженитов ураном связано с глубинными разломами рифтовой системы Западной Сибири: Западно-Обь-Пуровским и Восточно-Колтогорско-Уренгойским. Кроме урана в баженитах выявлены высокие содержания молибдена и пиритного железа; они обогащены As, Sb, Zn, V, Ni, Cu, Ti, Ba, Sr.

Баженовская свита – самая богатая ОВ толща в разрезе осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Среднее содержание $C_{орг}$ – более 10%, максимальное – 17,7-29,5%. Максимальное содержание ОВ характерно для глинисто-кремнистых пород (до 20-25%); концентрация ОВ в кремнисто-глинистых породах – 15-20%, в карбонатно-кремнисто-глинистых – 10-15%. В чисто кремнистых породах (радиоляритах) содержание ОВ – 6-8%, в карбонатных – 2-6%, в аргиллитах – ОВ меньше 2%. Макроскопически ОВ представлено рассеянной и концентрированной формами. На долю рассеянной формы приходится от 70 до 90% общего содержания ОВ в образцах, концентрированная – представлена микрослойками, линзочками, сгустками; их толщина изменяется от 0,01 до 1-3 мм.

Геохимическая обстановка в морских бассейнах в период накопления ОВ была резко восстановительная. Сапропелевое ОВ представлено коллоальгинитом и талломоальгинитом. Глубина моря, в котором происходило накопление углеродистых осадков составляла 100-200 м (по С.Г. Неручеву [215]) или 300-350 м (по Ф.Г. Гурари [98]). Широкое распространение радиолярий (свидетелей нормальной солёности моря), наличие бентосной фауны и находки следов илоедов в кремнистых аргиллитах позволяют допускать неравномерное распределение аноксидных условий (дисоксидная среда) в осадках баженовского моря [117].

В.С. Вишневская [58], исходя из значительного содержания кремнезёма и высокой корреляции с ним ОВ, предполагает, что радиолярии наряду с бесскелетным планктоном являлись поставщиками органического материала в осадок. Также, определенный вклад в общий баланс ОВ баженитов вносили организмы с известковым скелетом: кокколитофориды, двустворки, аммониты, белемниты, брахиоподы, фораминиферы.

В центральной части Уренгойского грабена ОВ баженитов на глубинах от 3500 до 5000 м достигает градаций катагенеза МК₃-МК₄. Для данной свиты характерны высокие пластовые температуры (125-135⁰С на глубинах 2750-2850 м), высокий геотермический градиент (6,5⁰С/100 м) и аномально высокое пластовое давление (АВПД). Основную причину возникновения АВПД в кремнистых аргиллитах баженовской свиты С.Г. Неручев и др. [216] видят в генерации УВ (особенно метана) и периодически “взрывной” эмиграции УВ в резервуары. При флюидоразрывах в пластах появляются микротрещины, образуя трещиноватый коллектор. По всей видимости, особенности продуктивности баженовской свиты определяются взаимодействием литологического и тектонического факторов.

Меловой период. В раннемеловую эпоху в истории Земли произошли два важных тектоно-геодинамических события: а) распад континентов Гондваны и частично Лавразии, начавшийся еще в поздней юре; б) раскрытие Южной Атлантики и Индийского океана, что привело к обособлению Африки, Австралии и Индостана [146]. Процесс распада суперконтинентов привел к внутренней дифференциации континентов на области поднятий и опусканий. Образование океанов за счет спрединга вызвало рост срединно-океанских хребтов, повышение уровня океана и наступление морских трансгрессий с конца берриаса, которые через проливы стали проникать в пределы платформ (Западно-Европейскую и ВЕП). Наиболее крупным был пролив через Лондонский и Парижский бассейны. В более мелких проливах, которые соединяли Бореальный бассейн с Тетисом, Бискайский залив с Североморским бассейном и Богемский массив с ВЕП, накапливались прибрежно-морские и карбонатно-глинистые осадки. В альбский век морской бассейн достиг центральных районов ВЕП. От Прикаспия до Тимано-Печорской плиты и в Причерноморской впадине были распространены мелководно-морские песчано-глинистые отложения. Их мощность составила первые сотни метров (в ДДВ – 100-300 м, в Причерноморье до 200 м, Печорская синеклиза – свыше 300 м), достигая 800 м только в Прикаспийской впадине. Средиземноморский прогиб Тетиса в раннемеловую эпоху еще больше расширился, стала свободней его связь с Атлантикой. Однако, к концу эпохи, условия растяжения сменились сжатием в западной части Тетиса. Смена тектонического режима сопровождалась миграцией зон прогибания и резким изменением палеогеографических условий – от глубоководных к мелководным и наоборот. На дне Тетиса и в прилегающих прогибах накапливались глины, пелагические карбонаты, углеродистые ЧС, радиоляриты, а также песчаные осадки (контуриты), флиш и базальты [438].

В раннемеловую эпоху в зрелую стадию развития вступили периокеанические зоны Северо-Американского континента. В валанжинском веке они испытали быстрое погружение, которое сопровождалось трансгрессией на западной (тихоокеанской), восточной (атлантической), арктической и карибской окраинах. Наиболее существенно морские бассейны расширились на юге континента в зоне

Мексиканского залива.

С баррем-апта началось раскрытие Южной Атлантики (раскол Южной Америки и Африки), которое сопровождалось мощным трапповым и рифтовым вулканизмом на большей части Бразильской платформы, где сформировалась система грабенных и полуграбенных. В последних преобладало накопление карбонатно-терригенных отложений, мощностью 2,5-5,5 км [269]. В Северной Атлантике в конце раннего мела Гренландия начала отделяться от Европы. В это время глубины в Центральной Атлантике уже достигли нескольких километров [146].

В течение раннемеловой эпохи отмечалось несколько аридных (берриасготерив, апт) и гумидных (баррем-альб) фаз. Но, в целом, аридный климат постепенно сменился на гумидный и прохладный [268].

Позднемеловая эпоха началась с австрийской фазы тектогенеза, проявившейся перед началом сеномана. После этапа сжатия и повышенной тектонической активности развитие Земли сменилось растяжением, плавным погружением континентов и распространением эпиконтинентальных трансгрессий на территории Западно-Европейской, ВЕП и Северо-Американской платформ, в меньшей степени, Африканской и Южно-Американской. На тихоокеанской окраине Азии от Чукотки до Катазии (Китая) формируется мощный вулcano-плутонический пояс.

На северо-западе Африканского континента активизация апвеллинга сопровождалась кремне- и фосфатонакоплением. На склоне материка отложились терригенно-карбонатные, песчано-глинистые осадки и черные битуминозные глины. Глины и известняки отложились также на шельфе северной окраины Индостанской платформы, а на ее склоне – глубоководные известняки и карбонатные турбидиты [269].

В позднемеловую эпоху продолжалось формирование молодых океанов – Атлантического и Индийского. Важным событием середины позднего мела явилось образование Бискайского залива. Также характерной чертой эпохи было широкое развитие писчего мела в платформенных областях Евразии, Северной Америки и на окраинах континентов. На ВЕП карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, в которых преобладал писчий мел, отложились на территории от Польско-

Литовской впадины до Прикаспия и Предуралья, а также в Причерноморской впадине и Равнинном Крыму. Мощность верхнемеловых отложений была разной: Львовская впадина – 1200 м, ДДВ – 600 м, Тарханкутский прогиб Крыма – около 3 км, Прикаспийская впадина – до 700 м [278]. В конце позднего мела вся ВЕП была охвачена поднятием, за исключением устойчиво прогибавшейся Прикаспийской впадины. Средиземноморский пролив Тетиса в течение позднемеловой эпохи постепенно суживается, спрединг затухает (за исключением территории от Кипра до Омана), наступает преобладание флишевой седиментации в крупных прогибах Альпийско-Карпатской системы, Балкан, Динарид, Большого Кавказа, Загроса. В южной части Тетиса (западный сегмент) продолжали развиваться карбонатные платформы. На сопряженных с океаном территориях (Предкавказье, Закавказье, Анатолия, Таврида, Афганистан, Аравийский п-ов) отлагались карбонатные и терригенно-карбонатные породы, в том числе относительно глубоководные известняки и черные битуминозные глины с радиоляриями. На тихоокеанской окраине Тетиса площадь морских бассейнов постепенно сокращалась.

Крупные изменения палеогеографической обстановки на планете произошли в конце маастрихта (рубеж маастрихт-даний) в эпоху ларамийского тектогенеза, который сопровождался снижением интенсивности вулканизма, отмиранием краевых вулканических поясов, деформацией и поднятием областей активных окраин и частей платформ, морскими регрессиями. Климат, в целом, оставался теплым на всем земном шаре [268].

Рубеж мезозоя и кайнозоя отмечен так называемым великим вымиранием. В относительно короткий промежуток времени бесследно исчезли многие важнейшие группы животного и растительного мира мезозойской эры. На рубеже маастрихтского и датского веков исчезло примерно 17,3% семейств (при фоновом уровне 2,4%) и более 45,7% родов разных организмов (при фоновом уровне 10,6%) [8]. Предполагается, что массовая гибель планктонных организмов могла вызвать исчезновение других групп организмов. Наряду с этим, важную роль сыграли изменяющиеся палеогеографические условия – наступление геократического режима кайнозоя, когда большие пространства континентов превратились в

сушу. Наиболее популярной является катастрофическая гипотеза – падение крупного метеорита или столкновение Земли с крупным астероидом, подкрепляемая фактами высокого содержания иридия на границе маастрихт-даний во многих районах земного шара (в 150 разрезах).

Доманикоидные отложения. Раннемеловые апт-альбские (альбские) доманикоиды отложились во многих внутренних бассейнах Западно-Европейской платформы и ВЕП. Например, альбские доманикоиды интервала Брейстроффе широко распространены в бассейне Воконтъен (юго-восток Франции) [384], где они представлены пелагическими известняками и глинистыми ЧС, содержащими 1-2% $C_{орг}$. Доманикоиды этого же возраста, обладающие нефтематеринскими свойствами, накапливались в прогибах Равнинного Крыма, Северного Причерноморья, Керченского полуострова и прилегающих акваториях Черного и Азовского морей, во внутренней и внешней зонах Предкарпатского прогиба, а также в Западно-Карпатском надвиговом поясе. Например, в Силезском секторе Карпат доманикоидные породы содержат в среднем 2,5% $C_{орг}$. Доманикоиды Польских Карпат обогащены до 3,47% $C_{орг}$ [428] (табл. 2.14). На ВЕП известны аптские сланцы Ульяновской области (разрез Новый мост), которые накапливались в условиях аноксии при сероводородном заражении наддонных вод [48].

Углеродистые темноцветные мергели и глинистые известняки, содержащие пелагическую фауну, отложились на Аравийской плите, включая территорию Саудовской Аравии, Кувейта, Ирака и север Синайского полуострова. Вся формация имеет мощность >300 м; углеродистые породы обогащены от 1 до 11% $C_{орг}$ (в среднем 5%) и рассматриваются в качестве основного нефтепроизводящего комплекса для верхнемеловых карбонатных отложений, содержащих банки и рифы.

По мнению авторов статей [384, 48, 392] доманикоидные породы апт-альба коррелируются с глобальным океаническим бескислородным событием ОАЕ – 1, которое проявилось на обширных пространствах Атлантики, Западного и Восточного Перитетиса. В настоящее время исследователи предполагают, что аноксическим событиям отвечают биотические – малые вымирения. По данным А.М. Левитана [161] апт-альбские черные глины наиболее широко распространены в вос-

точной части Атлантики, прерывистой полосой от севера до юга окаймляют Африку (Капская, Ангольская котловины и др.), развиты в северной Атлантике (Бискайский залив). В западной части Атлантического океана они распространены в Северной Америке (плато Фолкленд, Блейк, Багамская впадина, Бермудские и Ньюфаундленские острова), Карибском море; в Тихом океане – на поднятии Хелопса, плато Манихики, западе срединнотихоокеанических гор – Маркус-Неккер, у северных берегов Японии, на отдельных участках Индийского океана и в районе западных берегов Австралии (штат Квинсленд) [43].

Среди разрезов с океаническими ЧС выделяют два основных типа: карбонатный и глинистый. Карбонатный тип разреза (переслаивание битуминозных и небитуминозных мергелей, известняков, мела) превалирует на поднятиях океанических хребтов и в верхней части континентального склона. Глинистый тип разреза (сапропелиты с прослоями кремнистых глин, обломочных и карбонатных пород) развит преимущественно в котловинах [356]. В ОВ сланцев мелководной седиментационной зоны преобладают гумусовые и сапропелево-гумусовые микрокомпоненты. В ОВ сланцев глубоководной зоны седиментации преобладают гумусово-сапропелевые микрокомпоненты с подчиненным количеством гумусовых. Мощность фомации “черных глин” Атлантики колеблется от 45 до 270 м. По результатам микробиального исследования ОВ показали, что большая часть его состоит из остатков коккоидных колониальных цианобактерий [43].

Планетарное распространение имеют маломощные битуминозные прослои ЧС, которые стратиграфически приуроченные к границе сеноманского и туронского ярусов. Они имеют специфический литологический состав, геохимическую и фаунистическую характеристики (отсутствие бентосных животных) в пределах всей Средиземноморской области, ЕПО и Атлантическом океане. Образование этого слоя ЧС интерпретируется исследованиями как показатель быстрого захоронения громадных масс $C_{орг}$ в осадках и роста биопродуктивности на обширных пространствах Мирового океана. Следы этого события запечатлены в углеродистых осадках Западной, Центральной и Восточной окраин Средиземноморья. Сюда входят разрезы Италии (Апеннины, Южные Альпы), Испании, Туниса, Алжи-

ра, Марокко, Сенегала и Нигерии. В восточной части Средиземноморского пояса и на территории ЕПО породы подобного типа обнаружены в разрезах Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака, Копет-Даге, Таджикской депрессии. Широкое развитие туронских ЧС отмечено в эпиплатформенном чехле центральных и северных районов Западной Европы. Кремнистые сланцы турона развиты также в Атласских горах Северной Африки.

Обширные области радиоляриевых ЧС установлены в Центральном Тетисе и Атлантическом океане. По всей видимости, избыточные количества кремния и других питательных веществ, которые поступали в воды океанов и морей при усилении спрединга и рифтогенеза, приводили к пышному расцвету радиолярий. Этот глобальный эпизод носит название сеноманско-туронского океанического бескислородного события ОАЕ – 2, которое согласуется с массовым вымиранием биоты. По данным А.С. Алексеева [8] уровень вымирания семейств морских и наземных животных составил в сеноманском веке 5,2%, что в два раза выше фона (вымирает примерно 30% морских родов). Кроме этого, характерной особенностью данного отрезка времени считается появление необычно большого (18,5%) числа новых семейств. В результате, с сеномана заметно обновилась морская биота. Однако, причинная связь между массовым вымиранием биоты на границе сеноман-турон, аноксическим событием ОАЕ – 2 и отложением планетарно распространенного горизонта ЧС до конца не выяснена. Геолого-геохимическая характеристика ЧС сеноман-туронского пограничного интервала приведены в табл. 2.14.

Черные глины мелового возраста установлены также в бассейне дельты р. Нигер (Бразильская часть Атлантики – бассейны Сантус и Кампус). Здесь потенциально нефтематеринскими породами являются глины формации Эзе-аку (турон), Авгу (коньяк-сантон) и Нкпоро (сантон-кампан). В настоящее время в глубоководной части дельты р. Нигер открыто более 1 млрд т геологических запасов нефти и более 110 млрд м³ попутного газа (месторождения Джеид, Эбва, Укот, Чота и др.) [255]. Одновозрастные нефтематеринские породы в Маракаибском бассейне характеризуются ОВ – II-го типа и содержанием от 1,3 до 4,5% C_{орг}; в бассейне Сантус – 1,8% C_{орг}.

Табл. 2.14.

Примеры распространения и геолого-геохимическая характеристика доманикоидных (черносланцевых) отложений мелового периода (составила С.А. Мачулина).

Регион, бассейн, (формация, толща)	Возраст	Литологический состав; мощность, м	C _{орг} %; тип ОВ; HI, мг УВ/г C _{орг} .	Литературный источник
Запад Африки, Кванза-Камерунский бассейн	K ₁ (неоком-апт)	Битуминозные аргиллиты, свита Букомези	до 15%	[45]
С-З Германии, Нижнесаксонский бассейн (Блоттершифер, Фишшифе)	K ₁ (баррем-апт)	Слоистые глинистые сланцы	2-5, иногда до 10-12%	[398]
Западно-Карпатский надвиговой пояс, Силезский надвиг	K ₁ (апт-альб)	ЧС и кремни	2,5% (среднее); ОВ – II тип	[428]
Сев. Атлантика, Бискайский залив	K ₁ (апт-альб)	ЧС (глины, известковистые глины); 123,5-171 м	от 0,1-0,4 до 2,6-3,3%; ОВ – II-III тип	[311, 43]
Юж. Америка, штат Колорадо (формация Грин-Хорн)	K ₁ – K ₂ (галиций)	ЧС (мергели и глинистые сланцы)	2,5-5,1%; ОВ – II тип	[411]
Ю-В Франции, бассейн Воконтъен, (формация Марнэ Блю)	K ₁ (апт-альб)	Мергели, глинистые мергели; 30м	1-2%; ОВ – II-III тип	[368]
Побережье Тринидада, бассейн Колумбус	K ₁ – K ₂	ЧС (глинистые сланцы) свиты Напарима Хиллс	2-7%; ОВ – II тип	[162]
Саудовская Аравия, Кувейт, Ирак	K ₁ (альб)	Темноцветные мергели, глинистые известняки; 300 м	1-11%, среднее – 5%; ОВ – II тип	[143]
Перу, бассейн Писко, Портачуэло (формация Париятамбо)	K ₁	Глинистые сланцы, битуминозные известняки	0,5% (среднее), 1,3% (максимальное)	[132]
Каркинитско-Северокрымский прогиб	K ₁ (апт-альб)	Аргиллиты с редкими прослоями алевролитов	0,5-2,0%; ОВ – II-III тип	[243]
Центральная Италия, (бассейн Умбрия-Марче;	K ₂ (сеноман)	Кремнисто-глинистые сланцы; 20 м	13,63%; ОВ – II тип, HI = 454; T _{max} = 422 ⁰ C	[421]
Аппенины (горизонт Бонелли)	K ₂ (сеноман-турон)	ЧС (глинистые сланцы и кремнистые радиоляриты); 0,65-1,2 м	Черные сланцы – 13,5%, кремнистые известняки – 0,5%; ОВ – II тип	Там же

Продолжение табл. 2.14.

Чехия, ю-з Богемского бассейна, карьер Печинов	K ₂ (сеноман-турон)	Черные глины, мергели	4-8%; ОВ – II тип	[433]
Зап. Гренландия, бассейн Нууссуаг	K ₂ (сеноман-турон)	Черные аргиллиты, мергели	ОВ – II тип	[337]
Горный Крым, разрез Аксудере	K ₂ (сеноман-турон)	Черные глины, мергели	до 7,2%; ОВ – II тип	[55]
Зап. Предкавказье	K ₂ (сеноман-турон)	Линзы черных мергелей в терригенно-карбонатной толще; 50-400 м	0,2-0,8%; ОВ – II тип	[305]
США, Южная Дакота, Монтана, Вайоминг и др. (толща Шарон Спрингс)	K ₂	Переслаивание ЧС и светлых бентонитовых глин; 5-15 м	5,4-8,5%; ОВ – II тип	[356]
Восточная Венесуэлла и Колумбия (Средняя Магдалена, формации Курекуал и Ла Луна)	K ₂ (турон-сенон)	Глинистые сланцы, битуминозные известняки	ОВ – II тип	[397]
Арабо-Иранский бассейн (формация Каждуми)	K ₂	То же	ОВ – II тип	[397]
Голф-Кост (США)	K ₂	Глинистые битуминозные сланцы	ОВ – II тип	[397]

В Украине, в меловых разрезах Крымского полуострова также установлен битуминозный горизонт черных глин близ границы сеномана и турона, он охарактеризован в главе 4.2.

Еще один стратиграфический уровень интенсивного накопления ОВ приурочен к верхней части меловых отложений – маастрихтскому ярусу. Во многих районах мира породы этого стратиграфического уровня содержат повышенные концентрации урана и фосфора. Например, в Северной Америке (Вайоминг) промышленной ураноносностью характеризуется формация Форт-Юньон, залегающая на границе верхнего мела-палеоцена. В центральной части Русской плиты (Воронежская антеклиз) с позднемеловой эпохой связано два эпизода фосфогенеза, которые обусловлены периодами резкого падения уровня моря, во время ко-

торых большая часть Европейского континента была покрыта единым эпиконтинентальным мелководным морем, простиравшимся от Западной Атлантики до Восточной части Тетиса.

Примеры распространения и краткая геолого-геохимическая характеристика доманикоидных формаций и отдельных углеродистых толщ мелового периода приведены в табл. 2.14.

2.5. Кайнозой.

Палеогеновый период. В кайнозой происходили важные тектонические и палеогеографические события. В начале палеогена, в **палеоценовую** эпоху продолжалось сближение Африки и Аравии с Евразией. По некоторым палинспастическим моделям средиземноморская часть Тетиса (до Омана) начинает частично закрываться [146, 328]. На обширных пространствах платформ континентов преобладали регрессивные тенденции, особенно сильные – на тихоокеанских активных окраинах Северной и Южной Америки, а также Евразии.

Ларамийский тектогенез существенно изменил геодинамическую и палеогеографическую обстановку в переходных зонах от континентов к океанам, где происходили интенсивные деформации с внедрением интрузий. Складчатости подверглись осадочные бассейны Альп, Динарид, Карпат, Балкан, Понтид, Анатолид, Таврид, Ираниды и Афганиды. Помимо Кордильер, сводовые поднятия охватили юго-восток Гренландии и Бразилии; надвигам и деформациям подверглись юго-восточные районы Шпицбергена. Заканчивали свое развитие протяженные вулcano-плутонические пояса (Охотско-Чукотско-Катазиатский, Тибетский, Кордильерский, Андский и др.) и островные вулканические дуги южной окраины Азии, Карибского региона и др. Осуществлялся переход к очаговому типу вулканизма [269].

Атлантический и Индийский океаны расширялись и погружались. В глубоководных океанических впадинах преобладало накопление пестрых бескарбонатных и красных абиссальных глин. В конце эпохи усилился спрединг на юго-востоке Тихого океана, а общая площадь Средиземноморского пролива сократилась. В связи с этим роль карбонатных пород снизилась и возросла роль терригенно-карбонатных (Динариды, Понтиды, Анатолиды, Малый Кавказ и др.).

В целом, морские бассейны в палеоцене значительно сократились по сравнению с максимумом позднемеловой трансгрессии. Регрессивные тенденции палеоценовой эпохи и активные деформации ларамийского тектогенеза на активных окраинах континентов не способствовали значительным накоплениям ОВ и формированию доманикоидных отложений в морских бассейнах.

В эоцене регистрируются максимальные для кайнозоя скорости наращивания океанской литосферы, которые по Л.П. Зоненшайну и В.Е. Хаину [119] в 1,5 раза превышали современные темпы генерации базальтов. Интенсивная эндогенная и гидротермальная активности сопровождались поступлением в Мировой океан огромных количеств Ca, Si, CO₂, Mn, Fe и других элементов. Эти тектонические события вызвали существенные преобразования системы океанской циркуляции и глубокие климатические изменения. На порядок увеличилось поступление вулканогенной CO₂ в атмосферу ($80-440 \cdot 10^{13}$ г/год⁻¹), что обусловило глобальное развитие парникового эффекта с общим потеплением климата по сравнению с предшествовавшей и последующими эпохами [299]. Суша платформ представляла собой слабо расчлененные денудационные равнины с широким развитием озер, в которых накапливались доманикоидные осадки с горючесланцевыми концентрациями $C_{орг}$.

Важнейшим геодинамическим событием у границы **эоцена-олигоцена** (33,9 ± 0,1 млн лет) было столкновение Индии с Евразией. Следствием такой коллизии явилось сокращение и прекращение существования морского пролива, разделяющего Евразию и материк Гондваны. В то же время продолжали раскрываться Норвежско-Гренландский бассейн, Лабрадорское море, Баффинов залив и другие бассейны. Раскрытие моря Скотия и начавшееся формирование пролива Дрейка завершили распад Гондваны, усилили изоляцию Антарктиды и способствовали дальнейшему изменению климата в сторону похолодания с установлением обширного горного оледенения на этом материке [269, 287]. Начало оледенения Антарктики привело к падению уровня Мирового океана и нарушению системы океанической циркуляции и глобальной регрессии.

В олигоцене, во время рюпельской эвстазии в бассейны Паратетиса вторглись океанские воды богатые марганцем и другими металлами и питательными компонентами, что привело к росту биологической продуктивности.

Тектонические преобразования **олигоценовой** эпохи особенно ярко проявились в Восточном Паратетисе. Здесь формируются бассейны относительно ограниченных размеров с недостаточным водообменом и повышенной биологи-

ческой продуктивностью с отчетливыми признаками эвксинии. Многие такие бассейны характеризуются накоплением осадков значительно обогащенных ОВ.

Однако, на фоне спрединга, расширения и углубления молодых океанских впадин и окраинных морей, к концу олигоценовой эпохи началось общее поднятие суши и сокращение морских бассейнов на континентальных блоках.

В миоцене на фоне роста горных хребтов продолжались расширение и погружение впадин молодых океанов. Морские бассейны расширялись только в зонах раскрытия окраинных и внутренних морей. Усиливался островодужный и задуговой вулканизм, особенно в области современных Курил и других островодужных систем. В океанах и морских бассейнах усилилось углеродистое кремненакопление. Особенно характерным кремненакопление было для западных окраин материков Тихоокеанского и Атлантического поясов.

Еще в олигоцене произошло разделение на Средиземноморский бассейн (собственно Тетис) и Паратетис, простиравшихся от Венского и Паннонского бассейнов на западе до Закаспия на востоке. В раннем миоцене Западный Паратетис превратился в полуизолированный бассейн, который через Предкарпатский прогиб-залив и Молдовский пролив был связан с Восточным Паратетисом.

В целом, возникновение полуизолированных и изолированных бассейнов в олигоценовую и ранне-среднемиоценовую эпохи способствовало развитию аноксидных обстановок, в которых происходило значительное по масштабу накопление осадков, обогащенных ОВ.

Для конца миоценовой эпохи характерными были деформации, шарьяжи, сводово-блоковые вертикальные поднятия, рассеянный очаговый вулканизм и молассовый тип накопления осадков, особенно, для южной активной окраины Евразии и северной краевой зоны Африки и Аравии. В поднятия была втянута почти вся Центральная и Восточная Азия. Сейсмофокальные зоны были активными вдоль западных краев Северной и Южной Америки. Продолжался вулканизм и формирование Восточно-Африканской рифтовой системы, структурно связанной с Аденским и Красноморским рифтами, по которым началось отделение Аравии от Африки. [269].

В плиоцене устанавливаются условия близкие современным. На континентах ускоряется рост горных хребтов и регрессия морских бассейнов, в океанах усиливается погружение котловин и глубоководных желобов. Характерное для миоцена кремненакопление с формированием углеродистых терригенно(туфогенно)-кремнистых толщ сокращается, особенно, в зоне апвеллинга у северо-западной окраины Африки. Основная область кремненакопления сохраняется в южных полярных широтах Атлантического океана, в приэкваториальных и высокоширотных зонах Тихого океана (на хребтах и поднятиях), а также в приконтинентальной зоне Японии и Курил. В океанических желобах накапливаются углеродисто-кремнисто-глинистые илы небольшой мощности (50 м), например, в Аляскинском желобе [269]. Широким распространением в плиоцене пользуются крупные бассейны озерного типа и внутренние моря. Общая площадь суши в плиоцене была максимальной за весь фанерозой.

В целом, преимущественно регрессивный характер конца третичного периода (с позднего миоцена до конца плиоцена) не способствовал накоплению больших объемов морских пород, в том числе, обогащенных ОВ.

Доманикоидные отложения палеогена и неогена отмечаются на трех стратиграфических уровнях: первый – в эоцене, второй – вблизи границы олигоцена-миоцена, третий – вблизи границы миоцена-плиоцена.

В палеогеновый период весьма большое распространение получили доманикоиды эоценового возраста, которые известны в осадочных бассейнах Восточной Камчатки (ветловая свита), Корякии (пылгенская свита), Средней Азии (Таджикская депрессия и Гиссарский хребет), Кавказско-Скифского региона (кумская свита), Западного Узбекистана (сузакские сапропелевые сланцы), Болгарии, Австрии, Турции, Южной Бразилии, Северной Америки (ГС формации Грин-Ривер), а также в кратерных озерах Венгрии (сланцы Пула и диатомовые мергели Варпалотта) и Украины (болтышские ГС). Сапропелевым ОВ богаты фосфоритоносные отложения западного побережья Африки, которые узкой полосой протягиваются от Сенегала до Конго; их аналоги известны в бассейнах Северной Африки (Алжир, Тунис, Марокко). Углеродистые кремнистые сланцы с повышенной радиоактивностью распространены в абиссальной части Северной Атлантики.

К границе олигоцена-миоцена приурочены доманикоидные отложения майкопской серии Крымско-Кавказско-Скифского региона, в частности, высокорadioактивные глинистые отложения Ставрополя (нижняя часть баталпашинской и верхняя часть хадумской свит), доманикоиды ходжаипакской свиты Западного Узбекистана, юга Паннонского массива (депрессия Сава в Хорватии), Югославии (сланцы Алексинац), Германии (район Лейпцига), Украинских Карпат (менилитовые сланцы и их аналоги в Западно-Карпатском надвиговом поясе (Чехия, Австрия, Румыния, Венгрия, Польша), восточной части Сахалина (пиленгская свита) и Корякии (ковачинская свита) в России. Также, сапропелевые сланцы границы олигоцена-миоцена известны в Швеции, Новой Зеландии, Южной (Чили) и Северной Америке (биогенные силициты свиты Монтерей и их аналоги), Бангладеш, Китае, Таиланде, Австралии (сланцы Херингд в штате Кливленд) и др. (табл. 2.15).

С миоцен-плиоценовым стратиграфическим уровнем интенсивного накопления ОВ связаны глинистые осадки Средиземноморья, которые обнаруживают сходство с океаническими ЧС и сапропелевыми глинами Туапсинского прогиба (Черное море). В Припятской впадине и прогибах Восточного Кавказа в сарматское время отлагались одноименные сапропелевые сланцы, на Северном Кавказе – грозненские слои того же возраста, на Апшеронском полуострове – диатомовые слои. Сапропелевые ГС сарматского возраста известны в юго-западной части Украины в Подолии (Тернопольская, Хмельницкая и Черновицкая области), Азербайджане, Армении. Также, сапропелевые осадки позднего миоцена и границы миоцен-плиоцена распространены на о. Сицилия, о. Мадагаскар, Филиппинских островах (диатомиты Сумулонг), юге Италии, в Бирме, США (Калифорния), Перу (бассейн Писко), Японии (кремнистая свита Оннагава) и др. [31].

В качестве примеров ниже приводятся краткие описания наиболее характерных доманикоидных толщ палеогенового и неогенового периодов.

Высоким нефтегазоматеринским потенциалом обладают породы кумской

Литолого-геохимическая характеристика доманикоидных отложений кайнозоя
(составила С.А. Мачулина).

Табл. 2.15.

Регион, бассейн, (формация, толща, свита)	Возраст	Литологический состав; мощность, м	C _{орг} %, тип ОВ; НН, мг УВ/г C _{орг} .	Литератур- ный источник
Эоцен, палеоцен				
Бангладеш, бассейн Сурма (формации Копили, Черра)	Палеоцен- эоцен	Глинистые и кремнистые сланцы	C _{орг} = 5-16%	[379, 359]
Ю-З Узбекистан, Туркменистан, Тад- жикистан (сузакские слои)	Нижний эоцен	Глины и горючие сланцы сузакских слоев; пласты по 0,5-0,8 м	C _{орг} = 30-40%; ОВ – II-III тип	[356, 3319]
Кавказско-Скиф- ский регион, Запа- дно-Кубанский про- гиб (кумская свита)	Средний эоцен	Мергели, извест- ковистые глины; 50-260 м, средняя – 80 м	C _{орг} = 1,5-3,3% (среднее), реже – до 7,5-11,5%; ОВ – II тип	[322]
Штат Юта (США), бассейн Юинта (фор- мация Грин-Ривер)	Средний эоцен	Глинистые карбо- наты (озерные фа- ции); до 550 м	C _{орг} = 14,1% (среднее); НН = 500-700	[129, 410]
Восточный Ко- быстан (“бурый ко- ун”, дженгичайская фация)	Верхний эоцен – нижний олигоцен	Глины с просло- ями (5-15 см) чер- ных горючих сланцев; 180 м	C _{орг} = 7-14%, среднее – 9,6%; ОВ – III тип	[54]
Месопотамский про- гиб (формация Паб- дех)	То же	Мергели и глины; от 200 до 1000 м	C _{орг} = 3-7%; ОВ – II тип	[143]
Перу, бассейн Писко – акватория, (формация Юмак)	То же	Аргиллиты, диа- томиты; до 3 км в акваториальной части	C _{орг} = 8-9%; НН – до 40 кг УВ/т породы; ОВ – II тип	[132]
Олигоцен, миоцен, голоцен				
Равнинный Крым, Каркинитско-Северо- Крымский и Индоло- Кубанский прогибы	Олигоцен- миоцен (майкопс- кое время)	Темноцветные глины; майкопс- кая серия пород – 4-4,5 км	C _{орг} = 0,1-1,5%. В Индоло-Кубан- ском прогибе – C _{орг} – до 2,0%	[322]
Палеодолины Юж- ной Моравии (Че- хия); Альпийские молассы Баварии и Австрии (Венский бассейн);	То же Нижний олигоцен	Аналоги мени- литовых слан- цев; 20 м; “рыбные сланцы“, 100 м;	C _{орг} = 1-9%, сред- нее – 3%; ОВ – III тип; C _{орг} = 1-8%; ОВ – II тип;	[400]
Западно-Карпатский надвиговый пояс, Жданица-Силезская часть (менилитовая формация)	То же	Глинисто-крем- нистая менилито- вая формация, 200-400 м	C _{орг} = 2,1-22,1%, (среднее – 6%), ОВ – II тип; НН = 300-650	

Кавказско-Скифский регион, Восточное Предкавказье, Ставрополье (хадумский и баталпашинский горизонты)	Олигоцен (нижний майкоп)	Битуминозные радиоактивные глины; 70-140 м	$C_{\text{орг}} = 1,3-4,7\%$ (среднее); $HI = 20$ кг УВ/т породы	[257, 322]
Кавказско-Скифский регион (майкопская серия пород)	Олигоцен-миоцен	Глины, глинистые алевролиты, песчаники; вся серия пород – до 4 км	$C_{\text{орг}} = 1,52\%$ (среднее); ОВ – II-III тип; $HI = 110-680$	[323]
Черное море, Туапсинский прогиб (майкопская серия пород)	То же	Темноцветные глины 200-333 м	$C_{\text{орг}} = 0,34-3,3\%$, среднее – 1,23%, ОВ – II-III тип; $HI = 177$	[356]
Бангладеш, Бенгальский бассейн (формация Дженам)	Олигоцен	Глинистые и кремнистые сланцы	$C_{\text{орг}} = 1,4-2,7\%$; $HI = 121-166$	[359, 379]
Бангладеш, бассейн Сурма (формация Бубан)	Средний миоцен;	То же	$C_{\text{орг}} = 1,76\%$ среднее); $HI = 104-225$;	
Миоцен, плиоцен				
Восточный Сахалин (пиленгская свита)	Миоцен	Слоистые глины; 100-500 м	$C_{\text{орг}} = 0,7-1\%$; ОВ – III-II тип	[28, 31]
Северный Сахалин (даехуриинский горизонт)	Миоцен	Глинисто кремнистые породы, 200-500 м	$C_{\text{орг}}$ – до 1,5 %; ОВ – II тип;	то же
С-В часть Охотского моря (мегабассейн Исикари)	Ранний-средний миоцен	Переслаивание глин, алевролитов, песчаников	$C_{\text{орг}} = 1,4\%$ (среднее); ОВ – II-III тип; $HI = 250-300$	[177]
Западное Предкавказье, Западно-Кубанский прогиб	Миоцен (чокрак)	Битуминозные глины	$C_{\text{орг}} = 0,5-2\%$	то же
Восточное Предкавказье	Миоцен (нижний сармат)	Глинистые осадки	$C_{\text{орг}} = 0,16-3,6\%$; ОВ – II-III тип	[257]
Азербайджан (район реки Куба)	Миоцен (верхний сармат)	Горючие сланцы, глины, известняки; 27-255 м	ОВ – II-III тип	[250]
США, Южная Калифорния, Лос-Анжелес (свита Репетто)	Миоцен – нижний плиоцен	Черные аргиллиты	$C_{\text{орг}}$ – от 1-2 до 4-5%	[54]
Сев. Америка, штат Калифорния, (свита Монтерей)	Миоцен-плиоцен	Биогенные силициты (диатомиты) с фосфоритами	$C_{\text{орг}} = 5,4\%$ (среднее); ОВ – II тип	[356, 367]
Черное море	Голоцен	Сапропелевые илы	$C_{\text{орг}} > 10-22\%$	[41]

свиты среднего эоцена, развитые в бассейнах (прогибах) Кавказско-Скифского региона (Азово-Кубанский, Средне-Каспийский, Южно-Каспийский, Восточно-Черноморский, Куринский). Также они выявлены в пределах акватории Черного моря (прогиб Сорокина и Туапсинский).

В Западно-Кубанском прогибе (Западное Предкавказье) доманикоиды кумской свиты является регионально нефтеносными. Их мощность в данном прогибе достигает 260 м. Литологически они представлены темноцветными битуминозными слоистыми мергелями и карбонатными глинами с маломощными прослоями песчано-алевритовых пород. В восточной части Западно-Кубанского прогиба в составе кумской свиты преобладают битуминозные мергели; их мощность колеблется от 50 до 200 м (средняя – 80 м). Породы кумской свиты обогащены $C_{орг}$ (в среднем 1,5-3,3%, реже до 7,5-11,5%) по сравнению с таковыми смежных свит [105]. Накопление ОВ происходило в относительно глубоководном (до 200 м) бассейне нормальной солености при теплом, гумидном климате. Обилие ОВ привело к развитию восстановительной и резко восстановительной геохимических обстановок в бассейне осадконакопления. В работе [64] предполагается, что на некоторых участках имело место придонное сероводородное заражение вод. По вещественно-петрографическому и химическому составу, кероген кумской свиты – гумито-сапропелевый, с резким преобладанием сапропелитовой составляющей. ОВ находится на ранней стадии катагенеза, которая не превышает градации МК₂ (Г). По данным геохимических исследований Л.Р. Дистановой [105] породы кумской свиты Западного и Восточного Предкавказья, а также Крыма имеют генетический потенциал от низкого до отличного, то есть от 0,4 до 28,3 кг УВ/т породы. В разрезах Крыма значения водородного индекса (HI) колеблются от 10 до 250 мг УВ/г $C_{орг}$, что является показателем невысокого качества ОВ (III тип), но в некоторых разрезах западной части региона установлен II тип ОВ, обладающий высоким нефтематеринским потенциалом (HI=450-600 мг УВ/г $C_{орг}$). В целом, на большей части Предкавказья кумская свита рассматривается исследователями как высокопотенциальная нефтепроизводящая толща.

Примерами горючесланцевой седиментации в эоценовую эпоху могут быть

морские ГС коунской свиты (бурый коун) Кавказа (Восточный Кобыстан) и озерные ГС формации Грин-Ривер (США).

Коунская свита – это толща пород сапропелитового характера с прослоями ГС; ее средняя часть носит название дженгичайской фации. Последняя сложена чередованием алевроитовых глин с прослоями и пачками черных аргиллитов ($C_{\text{орг}} = 0,9-3,4 \%$) и глинисто-алевритовых сланцев ($C_{\text{орг}} = 7-14 \%$), общей мощностью 180 м. Осадки дженгичайской толщи отлагались в обстановке мелкого моря, которое периодически сменялось условиями непроточных прибрежных водоемов [54]. При богатой органической жизни и замедленном накоплении терригенного материала в таком водоеме, в восстановительной и резко восстановительной обстановке, формировались сапропелевые ГС коунской свиты.

Битуминозные ЧС формации Грин-Ривер среднеэоценового возраста имеют озерное происхождение. Они известны во внутриконтинентальных впадинах, занятых эоценовыми озерами Юинта и Бигхорн (штат Вайоминг, США). Их аналоги распространены также в штатах Колорадо и Юта. Сланцы Грин-Ривер входят в состав одноименной формации, которая в центральной части бассейна Юинта достигает мощности 2100 м и погружается на глубину до 4500 м. Формация Грин-Ривер сложена озерными отложениями, которые замещаются более крупнозернистыми осадками на краевых участках бассейна. Толща ГС (правильнее их называть доломитовыми мергелями), занимает среднюю часть формации, которая включает кремнистые карбонатные породы и глинистый материал с содержанием ОВ до 50%. Органический материал осадков, отложившихся в центральной части озера, состоит из морских водорослей и микроорганизмов; для отложений краевых частей водоема характерен большой приток наземной растительности. Таким образом, ОВ сланцев имеет признаки I, II и III типов, элементный состав которого близок таковому составу нефтяных битумов ($C - 80\%$, $H - 10,3\%$, $C/H - 7,8$). Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ – 14,1%, но может достигать 50%. Сланцы Грин-Ривер характеризуются высокой битуминозностью (10-20%) [356]. При перегоне они дают около 5,7 % битума на 1 т породы [410]. Их особенностью является присутствие прослоев, обогащенных фосфором (P_2O_5 – до 18%) и

ураном – до 0,15%). В работе [129] предполагается, что при уменьшении площади озер сток вод прекратился и они стали более солеными и химически стратифицированными. Придонные воды стали токсичными и придонная фауна не могла существовать, а близповерхностные организмы, попадавшие в эти воды, моментально гибли. Верхняя часть формации Грин-Ривер состоит из пачек Парачут-Крик и Эвакуэйшин-Крик. Пачка Парачут-Крик – выдержана по мощности (130 м) и несет богатейшие залежи ГС, так называемые нефтяные сланцы “Махогони” – маркирующий пласт в восточной части бассейна Юинта. В сланцах “Махогони” среднее содержание $C_{org} = 9,1\%$. В верхней части формации присутствуют илистые мергели, глинистые сланцы, низкокачественные ГС, вулканические пеплы, ленточные доломитовые мергели, песчаники, известняки.

Из вышеописанного следует, что породы формации Грин-Ривер бассейна Юинта отлагались в большом мелководном озере эоценового возраста. В течении раннего и первой половины среднего эоцена озеро опускалось и расширялось, а во второй половине – стало значительно мелеть и высыхать. Главная зона генерации УВ сланцев Грин-Ривер лежит в пределах глубин 2,550-3,600 м. Количество нефти эмигрировавшей из них, например, в нефтегенерационной области Алтамонт-Блюэбель, площадью 800 км², составляет 17,5-19,0 млрд баррелей [129].

Крупные залежи эоценовых ГС известны и в других регионах мира, например, на Восточном побережье Австралии, где было найдено около десяти крупнейших месторождений ГС (Кондор, Стюарт, Нагурин и др.) эоценового возраста. ГС имеют озерное происхождение. Мощность сланценосной толщи достигает 400 метров; выход смолы – 4-9 %. Разведанные запасы сланцевой смолы составляют более 3 млрд т.

В осадочных бассейнах Восточного Паратетиса значительным нефтематеринским потенциалом обладает майкопская серия (МС) пород олигоцен-миоценового возраста, содержащая около 16% всех залежей УВ в Черноморско-Каспийском регионе. Особенности формирования МС связаны с этапами развития системы передовых прогибов, которые обозначились на рубеже эоцена-олигоцена и продолжали формироваться в течение всего неогена.

МС – это мощная толща темноцветных глин и глинистых алевролитов с тонкими прослоями песчаников. Она обогащена рассеянным ОВ ($C_{\text{орг}}$ – до 3%, реже – до 5%); генерационный потенциал – более 20 кг УВ/г породы (по данным пиролиза) [323]. И ОВ служил морской фитопланктон, в котором доминируют динофлагелляты, меньше – диатомовых, зеленых, акритарх и сине-зеленых водорослей, присутствует зоогенная и континентальная составляющие [322]. Глинистые породы МС несут в себе признаки образования в условиях сероводородного заражения – присутствие так называемых ураноносных рыбных кладбищ (костный детрит с пиритом) и протяженных сульфидных слоев, которые являются прямыми признаками аноксидных условий в бассейне седиментации. Коэффициент стагнации (отношение Mo/Mn) для глинистых доманикоидов колеблется от сотых до десятых, а в районах отсутствия сероводородного заражения – до тысячных долей [55]. Наряду с этим, майкопские отложения обогащены хемогенными и биохемогенными стратиморфными скоплениями Fe, Mn, P, U, Cu и др. элементов. Уникальная марганцевая и комплексная фосфатно-сульфидно-ураново-редкометальная минерализация олигоцен-миоценового возраста по своей мощности и распространению не имеет пока аналогов в фанерозое.

Очаг нефтеобразования в майкопских породах территориально приурочен к Западно-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам Крымско-Каспийского региона [322]. Оценка объема эмигрировавших жидких УВ, например, в глубоководной котловине Восточно-Черноморского НГБ достигает $\sim 1000 \cdot 10^9$ т; газа – $900 \cdot 10^{12}$ м³. Огромные масштабы УВ обусловлены большой площадью очага генерации и мощностью отложений, находящихся в нем. При этом, наибольшей производительностью обладают породы майкопской серии (свыше 50-60% от общего числа УВ). В акватории Каспийского моря эффективность майкопских доманикоидов в 2-5 раз ниже, чем в Восточно-Черноморском НГБ. Это связано с тем, что на большей части Средне-Каспийского НГБ майкопские отложения не достигли главной зоны нефтеобразования. Значительно ниже эмиграционный потенциал Азовской части Индоло-Кубанского прогиба (жидкие УВ – $105 \cdot 10^9$ т, газовые – $65 \cdot 10^{12}$ м³). Здесь главной нефтематеринской свитой являются кум-

ские карбонатно-терригенные породы эоцена, максимально обогащенные сапропелевым ОВ ($C_{орг}$ может достигать $> 11\%$, среднее – $3,3\%$) [323].

Украинскими и зарубежными учеными достаточно подробно изучены олигоценовые (олигоцен-миоценовые) менилитовые сланцы Карпат, которые протягиваются на сотни километров по территории Украины, Польши, Чехословакии, Венгрии, Румынии. Они рассматриваются как перспективное энергетическое и технологическое сырье. Мощная (до 1700 м) менилитовая серия пород сложена битуминозными аргиллитами с силицитами (фтанитами), которые переслаиваются с прослоями доломитов и доломитовых известняков. Пласты горючих сланцев нижней части свиты наиболее обогащены ОВ и содержат $15-20\% C_{орг}$, а в польском сегменте Карпат – $22,15\% C_{орг}$. Геология менилитовых сланцев украинского сектора Карпат рассматривается в главе 4.1.

Также, примером типичных доманикоидных пород олигоцен-миоценового возраста могут быть нефтематеринские глинистые известняки и мергели депрессии Сава (Хорватия), которая расположена вдоль южной окраины Паннонского бассейна. Доманикоидные породы здесь залегают на глубине 1600-3000 м, имеют морской генезис и обогащены ОВ сапропелевого типа с небольшой долей терригенных компонентов. По данным работы [361] ОВ захоронялось в застойных условиях, где возникли аноксидные условия, поэтому глинистые известняки и мергели являются главными нефтематеринскими породами депрессии Сава. В настоящее время эта нефтегазоперспективная область Хорватии насчитывает 18 нефтяных и нефтегазовых месторождений.

В миоцене максимальное распространение получили доманикоиды кремнистого состава, что связано с расцветом наиболее липидсодержащих кремнистых водорослей – диатомей. В меньшей степени поставщиками исходного ОВ являлись желто-зеленые водоросли и бактерии, которые также характеризуются повышенным содержанием липидов ($5-38\%$). Кремнистые доманикоидные породы нередко входят в состав терригенно-кремнисто-фосфоритоносной ассоциации пород, которая развита в районах особых седиментационных обстановок – апвеллингов, характерных для западных окраин материков Тихоокеанского и Атланти-

ческого поясов. Наиболее характерными для этих обстановок являются кремнистые углеродистые формации азиатской континентальной окраины (Приморье, Сахалин, Камчатка, Сихоте-Алинь, Япония) и западной окраины Северной Америки. Примером могут быть диатомовые породы глинисто-туффито-кремнистой формации палеоген-неогена Сахалина и Западной Камчатки, которые обладают хорошими нефтематеринскими свойствами (пиленгская свита Восточного Сахалина, даехуриинская и курасийская свиты Западного Сахалина, ковачинская – Западной Камчатки). Они сформировались в прогибах миогеосинклинального типа. Обогащение пород кремнистым веществом происходило за счет разложения пирокластического пеплового материала и скелетных частей организмов (диатомовых, радиолярий, спикул губок), бурно развивающихся в водной среде насыщенной кремнеземом. Значительные массы диатомовых водорослей в неогеновых осадках Восточного Сахалина создали обилие сапропелевого РОВ ($C_{орг}$ – до 5-6%). Примером может быть пиленгская свита миоцена, представленная глинистыми силицитами (мощность 100-500 м). Глинисто-кремнистые породы пиленгской свиты приобретают нефтематеринские свойства (притоки нефти 155 м³/сут) на грациях катагенеза ПК₃-МК₁ [29].

В Северной Америке примером доманикоидов кремнистого типа могут быть диатомиты и кремнистые сланцы миоценовой формации Монтерей в Калифорнии, которые содержат в среднем 5,4% $C_{орг}$ и характеризуются высокой степенью битуминизации ОВ. С кремнистыми сланцами формации Монтерей, также как с глинисто-кремнистыми породами пиленгской свиты, связаны сингенетичные скопления нефти [367]. Однако, в целом, терригенно-кремнистые и кремнистые формации кайнозоя содержат ОВ в меньших количествах, чем отмеченные выше нефтепроизводящие толщи преимущественно глинистого состава. Так, например, терригенно-туффито-кремнистые толщи осадочных бассейнов Западно-Камчатско-Сахалинской и Восточно-Олюторско-Камчатской областей, достигающие мощности 2,5-4 км (в Восточно-Камчатском и Олюторско-Командорском прогибах – до 6-8 км), содержат ОВ сапропелевого типа в количествах ниже кларковых. Только в Тигильском районе Западной Камчатки и в отложениях Хатыр-

ского бассейна Чукотки модальное значение $C_{\text{орг}}$ достигает 1%. Катагенетические преобразования этих пород в бассейнах Западно-Камчатско-Сахалинской и Восточно-Олюторско-Камчатской областей связаны со стадиями прото- и мезокатагенеза (ПК₁-МК₄) [28].

Доманикоиды глинистого состава миоценового периода известны в Предкавказье. Они накапливались в период развития новой трансгрессии сарматского века в относительно глубоководных условиях. В битуминозных глинистых породах сармата содержание $C_{\text{орг}}$ изменяется от 0,16 до 3,6 % (ХБА – 0,01-0,084 %) – для Восточного Предкавказья и от 0,5 до 2,3 % (ХБА – 0,005-0,07 %) – для Западно-Кубанского прогиба [257].

Другие примеры доманикоидных отложений палеогенового и неогенового периодов представлены в табл. 2.15.

Четвертичный период. Четвертичный период, подразделяемый на плейстоцен и голоцен, начался 1,8 млн лет назад. В последнее время геологи относят к четвертичному периоду также виллафранкское время, которое вместе с ранними стадиями четвертичного периода называют эоплейстоценом или древнейшим плейстоценом. Голоцен, начавшийся 10 000 лет назад и продолжающийся по сей день, нередко называют современным временем. Начало плейстоценовой эпохи отличается сильным похолоданием климата, которое повлияло на рельеф местности и биоту. Горообразование, происходившее в конце третичного периода, предопределило значительное поднятие материков и регрессию морей в четвертичном периоде. Сформировалось большинство современных форм рельефа Земли и произошло множество геологических событий, из которых важнейшим явилось развитие плейстоценовой ледниковой эпохи.

Доманикодные отложения. В современную геологическую эпоху максимумы содержания и абсолютные массы $C_{\text{орг}}$ сосредоточены в периферической зоне Мирового океана – окраинных морях, океанских шельфах, континентальном склоне и краевых частях котловин. Например, на шельфовой окраине Эквадора и Перу известны современные осадки с содержанием $C_{\text{орг}}$ до 10,6%; в заливах западной Африки эта величина достигает 12,8%, а на шельфе юго-западной части Афри

ки – 16-26 % [258].

Структурно-геологические условия формирования углеродистых осадков в океане и внутренних обособленных (или полузамкнутых) морских водоемах различны. В первом случае – это зоны подводных окраин континентов, которые находятся под воздействием апвеллинга; во втором случае – глубоководные котловины и основание материкового склона. Процесс накопления и обогащения осадков ОВ продолжается в океане и в настоящее время. Начало его, по мнению авторов работы [141], следует искать в древнечетвертичное время или в плиоцене, когда установилась близкая к современной система атмосферной и океанической циркуляции. Бурное цветение и отмирание диатомового фитопланктона связывается многими исследователями с явлением апвеллинга. Осадки зоны апвеллинга отличаются высоким содержанием $C_{орг}$ (6-14%), повышенной концентрацией аморфного кремнезема (10-15, реже 30%), низким содержанием карбонатов (несколько процентов), а в ряде случаев, высоким содержанием алевритового (кварц, полевые шпаты, вулканическое стекло) и глинистого материалов.

Сапропелевидные осадки внутренних обособленных и полузамкнутых морских водоемов (Черного и Средиземноморского) датируются как позднечетвертичные и раннеголоценовые. В современную геологическую эпоху их накопление не происходит. В начале XX века вследствие изменения водного режима прекратилось накопление балхашита (молодого сапропелита) в заливе Ала-коль озера Балхаш. Черноморские сапропелевидные илы характеризуются высокими концентрациями $C_{орг}$ (10-22% и более) и представляют собой карбонатно-глинистые осадки с содержанием $CaCO_3$ – 40%. В них редко встречаются остатки диатомовых (исходным ОВ были акритархи и кокколитофорида), а содержание аморфного кремнезема понижено. Геохимические условия среды накопления высокоуглеродистых илов в океанах и во внутренних морских водоемах очень близки – это сероводородное заражение, признаки которого обнаруживаются в современных сапропелевидных осадках океана и глубоководных частях Черного моря.

По данным работы [141] процесс трансформации исходных органических соединений в океанских и морских илах шел в идентичных направлениях, а

именно: а) в условиях отсутствия свободного кислорода, б) при высоких рН, в) низком окислительно-восстановительном потенциале. Таким образом, близость геохимических обстановок позволила исследователям сравнивать ОВ морских и океанических сапропелевидных осадков.

Голоценовые осадки перуанского шельфа Тихого океана, атлантического шельфа Юго-Западной Африки, Средиземного, Черного, Белого и плиоцен-четвертичные отложения Каспийского морей, в большинстве случаев, представлены алевритово-глинистыми, глинистыми и сапропелевыми илами, иногда с небольшой примесью песка, обломков раковин моллюсков или скелетов диатомей. Изучение проб осадков из интервала 0-50 м показали, что содержание $C_{орг}$ (0,41-10,18%), выход битумоидов (0,012-0,61% на осадок), масел (10,90-36,46% на битумоид) и метаново-нафтенной фракции УВ (66,2-96,0 % на масла) изменяются в широких пределах [153]. Корреляционные зависимости между этими параметрами свидетельствуют о наличии прямой связи между содержаниями $C_{орг}$ и битумоидов, выходом масел и выходом метаново-нафтенной фракции УВ, что может быть доказательством автохтонности битумоидов.

В 80-90 гг. началась новая волна изучения современных осадков Средиземного, Ионического, Черного морей, а также шельфовых морей Северного Ледовитого океана. Было установлено, что илы глубоководных впадин Тиро и Кретеус Средиземного моря, расположенные к югу от о. Крит и желоба Страбон, обогащены сапропелевым ОВ. Они накапливались в позднем плейстоцене и голоцене. Органическая масса илов имеет планктоногенный состав (остатки кокколитофорид и фораминифер). Осадки с концентрацией ОВ < 1% имеют генерационный потенциал не превышающий 0,8 кг УВ/т, поэтому они не могут рассматриваться как потенциально нефтематеринские. В субсапропелевых осадках с содержанием ОВ > 2% потенциал керогена илов превышает 2 кг УВ/т осадка, что дает основание авторам считать их потенциально нефтематеринскими. В отложениях впадины Кретеус на глубине более 90 см отмечен повышенный потенциал керогена 5-6 кг УВ/т осадка [145]. Геолого-геохимическая характеристика некоторых углеродистых толщ плейстоцена и голоцена приведены в табл. 2.16.

Геологическая и геохимическая характеристики плейстоценовых и голоценовых (современных) углеродистых толщ. (Составила С.А. Мачулина).

Табл. 2. 16.

Регион, бассейн, формация	Возраст	Литологический состав, мощность, м	C _{орг} , %, тип ОВ, НI, мг УВ/г C _{орг}	Литературный источник
Подводный конус р. Дунай (каламитские и джеметинские слои)	Голоцен (современный)	Сапропелево-карбонатно-кремнистые илы, 1-2, реже 5 м	1-3%	[141]
Черное море (у входа в Днепровский лиман)	То же	Черный, зелено-вато алевроитово-глинистый ил	2,6-3,1%	[54]
Таманский п-ов	То же	Глинистые осадки лимана	2,9%	то же
Черное море (подводный конус р. Южный Буг)	То же	Глинистый ил. Глинисто-сапропелевый ил	0,7-1,7% 5,73%	[153]
Черное море (западная часть, инт. 7-83 см)	То же	Темнобурый органический ил	9,27%	то же
Черное море, (глубоководная впадина)	То же	Карбонатно-глинистый ил	12,6%	[141]
Азовское море	То же	Глинистые осадки	1,46-2,39%	[338]
Мексиканский залив (банка Кампече), гл. 88 м; гл. 1218 м	То же	Карбонатный алевроитоморфный ил; алевроитистая глина	0,5%, 0,81%	[54, 153]
Шельф Эквадора и Перу	То же	Глинистые осадки	10,6%	[161]
Устье Ла-Платы (у берегов Южной Америки)	То же	Коричнево-бурый алевроитово-глинистый ил	0,6%	То же
Индийский океан (область аванделты р. Лимпопо), гл. 103 м	То же	Темно-зеленый и серый известковистый алевроит	0,22%	[54]
Индийский океан (глубоководные фации)	То же	Диатомовый ил, фораминиферовый ил; абиссальная глина	0,21%; 0,33%; 0, 40%	то же
Персидский залив (авандельта Ефрата)	То же	Терригенно-карбонатный алевроитоморфный ил	0,74%	—//—
Персидский залив (гл. 22-88 м)	То же	Пелитоморфные терригенно-карбонатные илы	0,69% (среднее по 13 станциям)	—//—

Продолжение табл. 2.16

Красное море (гл. моря 852 м)	Q _I	Алевро-глинис- тый нанноил	1,39%	[153]
Черное море	Голоцен	Сапропелевые илы	> 10-22%	[41]
Норвежское море (фации материко- вого склона, гл. 360 м; гл. 1200 м)	Голоцен	Темно-серый алевритово-гли- нистый ил; гли- нисто-алеврито- вый ил	1,69-2,0%, 0,57-0,64%	то же
Охотское и Бери- нговое моря (шельф)	То же	Алевритовые и глинистые осад- ки впадин	1,2-1,32%; 1,60% - для глинистых	[48]
Белое море (сублитораль)	То же	Глинисто-алев- ритовый ил	2,4 %	[257]
Тихий океан (шельф Перу, гл. 190 м)	Q _{IV}	Глинисто-диато- мовый ил	6,15%; ОВ – II тип	[153]
Средиземное море (залив Сидра, гл. 1400 м)	Q _{IV}	Глинисто-сапро- пелевый ил	1,86%	то же
Средиземное море (континентальный склон)	Голоцен	Алевритово-гли- нистый ил	1,86%	[141]
Южный Каспий (зап. шельф, гл. 80- 280 м)	То же	Серый глинистый ил, глины	1,41% – мидиевый ил	[153, 54]
Атлантический океан (Бенгаль- ское течение)	То же	Кремнисто-гли- нистый ил	10,18%	то же
Средиземное мо- ре (впадина Ти- ро, гл. 85 см); (впа- дина Кретеус, гл. 40-255 см)	Плейсто- цен-голо- цен	Глинисто-карбо- натно-кремнис- тые илы	1,7%, (среднее– 0,6%; HI = 230- 287;	[145]
		То же, карбонат- ность 40-80%	0,2-0,6-2,2%; HI = 93-130-173	
Японское море, гл. 2599 м	Плейстоцен	ЧС (глинистые отложения)	0,95%; ОВ – II тип	[153]
Гвинейский залив (район высокой биологической продуктивности)	Голоцен	Алевритово-гли- нистый ил	6,0%; ОВ – II тип	[257]

В последние десятилетия исследователи активно изучают закономерности распределения $C_{орг}$ в осадках шельфовых морей Северного Ледовитого океана. Полярные шельфовые моря, в пределах которых доминирует аккумуляция осадков разной зернистости, характеризуются пятнистым распределением ОВ на фоне его генетической гетерогенности. Это связано с вариациями биопродуктивности, которая определяется объемами поступления в арктические моря теплых атлантических и тихоокеанских вод, а также количеством и составом взвешенного терригенного материала – основного поставщика аллохтонного ОВ [101, 234].

Большой фактический материал позволил Л.А. Данюшевой [101] получить первые представления о количестве $C_{орг}$, которое захороняется в арктических акваториях за 1000 лет, и оценить роль этих акваторий в общем балансе $C_{орг}$ Мирового океана. По этому показателю арктические шельфовые моря располагаются в следующем порядке (10^9 т/1000 лет): Баренцево - 1,12, Карское - 1,08, Чукотское - 0,59, Восточно-Сибирское - 0,35, Лаптевых - 0,32. Общее количество $C_{орг}$, которое захороняется в осадках Арктического шельфа, составляет $3,50 \cdot 10^9$ т/1000 лет. Это количество составляет 12-13% $C_{орг}$ аккумулирующегося в морях Мирового океана. В центральной глубоководной акватории Северного Ледовитого океана аккумулируется $0,35 \cdot 10^9$ т/1000 лет $C_{орг}$, что составляет около 4,4% общего количества $C_{орг}$, которое фоссилизируется за 1000 лет в Мировом океане.

Поиски и разведка залежей УВ ведутся во многих районах Мирового океана в диапазоне глубин 500-3000 м – это Мексиканский залив, континентальные склоны Бразилии и Западной Африки в Атлантическом океане, акватории западной, северо-западной и северной Австралии, п-ов Индостан в Индийском океане и континентальные окраины Северной Америки в Тихом океане [114].

Особо следует отметить уникальные проявления УВ и обогащенность $C_{орг}$ (до 1-3%) современных сульфидных гидротермальных построек – высокотемпературных черных курильщиков, приуроченных к гидротермальным полям Срединно-Атлантического хребта [30]. За пределами гидротермального поля, концентрация $C_{орг}$ в породах не превышает 0,3%. Геохимическое изучение сульфидных руд гидротермальных построек показало аномальный изотопный состав ОВ

(-21,5 – -20,9‰), присутствие биомаркеров метаногенных бактерий и состав липидов и фосфолипидов, которые полностью идентичны бактериям прокариотов и эукариотов. Также в хлороформенных экстрактах руд были обнаружены высшие изопреноиды – типичные соединения бактериального происхождения. Это позволило исследователям сделать вывод о том, что ОВ сульфидных руд было образовано при значительном участии процессов бактериального хемосинтеза и метанотрофии.

Выводы к разделу 3

1. В кембрийском периоде осадконакопление доманикового типа получило планетарное развитие в ранне- и среднекембрийскую эпохи, что было обусловлено режимом погружения земной коры и распространением трансгрессий на платформы и складчатые области. Для последних характерными были протяженные пояса углеродистых кремнисто-глинистых сланцев с ванадий-молибденовой и фосфорной минерализацией. На платформах в составе некоторых доманикоидных толщ присутствуют прослои высокоуглеродистых битуминозных ГС, которые накапливались в мелководных иловых впадинах.

2. В ордовикском периоде стратиграфические уровни развития доманикоидных отложений связаны с ранней и среднеордовикской эпохами, когда площадь морских бассейнов значительно возросла в связи с погружением складчатых поясов и платформ. Своеобразные глинистые и карбонатно-глинистые доманикоиды с ГС (диктионемовые, кузерские сланцы и их аналоги) формировались преимущественно при гумидном климате в мелководных полузамкнутых внутриконтинентальных морских бассейнах (реже в складчатых областях) различных регионов планеты.

3. Широкое развитие граптолитовых сланцев в силурийском периоде было обусловлено интенсивным погружением земной коры и распространением обширных трансгрессий в лlandoверийском веке, высокой продуктивностью шельфовых акваторий, некомпенсированным погружением бассейнов и распространением зоны кислородного минимума в придонных осадках вследствие низких скоростей седиментации.

4. Доманикоидное осадконакопление в девонский период носило непрерывно-прерывистый характер, охватывая стратиграфический интервал от эйфель-живетского до фран-фаменского веков, а в некоторых бассейнах до турнейского века включительно. Особенно широкое развитие оно получило в пределах ВЕП и Северо-Американской платформы. Области распространения доманикоидных отложений связаны с крупными областями прогибания (перикратонными прогибами), системами прогибов на платформах, рифтовыми структурами и глубокими

впадинами. В депрессионных условиях, при некомпенсированном осадконакоплении, при слабом движении придонных вод, в восстановительных и резко восстановительных геохимических обстановках накапливались тонкослоистые кремнисто-карбонатно-глинистые осадки доманикового типа, значительно обогащенные ОВ. Многие доманикоидные депрессии получали обрамление рифовыми постройками, которые при благоприятных геологических условиях становились ловушками для УВ.

5. В каменноугольном периоде наиболее благоприятной эпохой для накопления доманикоидов была раннекаменноугольная (раннетурнейская и ранне-средневизейская). В среднем и позднем карбоне широкому распространению депрессионных фаций не способствовали резкие изменения в характере литогенеза, которые были обусловлены крупными перестройками структурного плана, в связи с герцинским орогенезом и его главными тектоническими фазами (судетской, астурийской, пфальцской), а также климатом. Последний, в большей мере, был благоприятен для формирования ГС и угленосных отложений.

6. В ранней перми, несмотря на сокращение площадей морского осадконакопления и возрастание удельного веса континентальных формаций и областей размывов, обогащенные ОВ осадки накапливались во многих бассейнах мира. Однако, в пермском периоде осадконакопление доманикового типа охватило значительно меньшие территории относительно предыдущих периодов позднего палеозоя.

7. Преимущественно геократический характер триасового периода и перестройка биосферы, сопровождавшиеся сокращением биопродукции и вымиранием многих групп растений и животных не были благоприятными для формирования отложений, обогащенных ОВ. В основном, преобладало доманикоидное осадконакопление регионального и локального характера. На рубеже нижнего и среднего триаса доманикоидное осадконакопление было обусловлено нижнетриасовой морской трансгрессией (ингрессией), особенно, в геосинклинальные зоны Европы (Восточные Альпы, Карпаты, частично Балканы), а также северо-восток Сибири. Углеродистые кремнистые породы развиты в районе Сихотэ-Алиня. Средне-

триасовые битуминозные доманикоидные отложения широко распространены на севере Баренцево-Карского шельфа, о-ве Шпицберген и Земле Франца-Иосифа, где предполагается их нефтематеринская природа. Доманикоиды горючесланцевого типа с сапропелевым ОВ отлагались на разных континентах преимущественно в поздне триасовую эпоху.

8. Юрский период характеризуется грандиозным накоплением аквагенного ОВ, которое носило планетарный характер в тоарский (J_1) и киммеридж-титонский (J_3) века. Одной из главных причин этому была структурно-тектоническая перестройка в развитии литосферы, сопровождавшаяся рифтогенезом и погружением бассейнов, особенно на пассивных окраинах континентов, вследствие раскола суперконтинента Пангеи и расширения мезозойского Тетиса. В раннеюрскую трансгрессивную эпоху формирование доманикоидных отложений происходило в глубоководных бассейнах под влиянием бескислородных обстановок, которые контролировались морфологией бассейнов и их изоляцией от оксигенной океанической циркуляции. В позднеюрскую эпоху черносланцевые толщи с ГС накапливались в различных районах мира в относительно глубоководных морских бассейнах с дифференцированным дном в сочетании с аридным климатом. Древнекиммерийский тектогенез и рост поднятий оказывали непосредственное влияние на дифференцированность дна морских бассейнов.

9. В меловом периоде доманикоидное осадконакопление было широко развито в пределах континентов и океанов. Известны два стратиграфических уровня их планетарного формирования: первый – охватывает верхи баррема+апт-альб (чаще апт-альб), второй – приурочен к границе сеноман-турон. Оба уровня накопления осадков с повышенной концентрацией сапропелевого ОВ обусловлены развитием глобальных трансгрессий и аноксических событий (АОЕ 1, АОЕ 2), которым предшествовали тектонические события глобального характера (распад суперконтинентов, спрединг и формирование океанов, рост срединно-океанских хребтов).

10. На протяжении кайнозоя в морях и океанах неоднократно возникали обстановки с аноксидными условиями и накапливались осадки, обогащенные ОВ,

особенно, в бассейнах седиментации Восточного Паратетиса. Доманикоидные отложения аноксидных седиментационных бассейнов этой территории являются потенциальными источниками углеводородного сырья. Повышенные концентрации планктоногенного C_{org} содержатся в донных осадках арктических шельфовых морей – новых перспективных объектах с большими запасами УВ. В четвертичном периоде, обогащенные ОВ осадки накапливались и продолжают накапливаться в разнообразных по типу седиментации и геохимическому режиму морских бассейнах. Распространение их носит субпланетарный характер, преобладая в периферической зоне Мирового океана и региональный – на континентах во внутренних обособленных и полузамкнутых морских водоемах.

Раздел 3. Пространственно-временные закономерности распространения доманикоидных отложений в геоциклах Земли

3.1. Пространственные закономерности распространения доманикоидных отложений.

Анализ палеогеографических карт, эпох трансгрессий и регрессий, а также пространственной распространенности доманикоидных отложений разных стратиграфических уровней фанерозоя позволил, с некоторой долей условности, выделить следующую систему рангов.

Планетарным рангом характеризуется доманикоидные отложения весьма широкого распространения. Характерными для этого ранга являются протяженные зоны и большие площади доманикоидных бассейнов, охватывающие не только внутриплатформенные депрессии континентов, но и шельфовые окраины, а также океанические бассейны. Примерами могут быть доманикоиды силура, представленные граптолитовыми сланцами, которые по данным работы [397] охватили 42% общей области морского осадконакопления силура, а также юрские доманикоиды тоарского и киммериджского веков, развитые, как на древних платформах, так и в области Тетиса, бореально-атлантических бассейнах Северного моря, арктико-бореальных бассейнах Сибири и других областях планеты; углеродистые отложения апт-альба и границы сеноман-турон, которые коррелируются с глобальными океаническими бескислородными событиями ОАЕ-1 и ОАЕ-2, соответственно, а также доманикоиды границы олигоцен-миоцена и др.

Субпланетарный ранг характеризуется распространением одновозрастных доманикоидных отложений в крупных по размерам бассейнах, расположенных на нескольких древних платформах (например, ВЕП, Сибирской, Северо-Американской) или окраинах континентов. Примерами могут быть доманикоиды границы средний/верхний кембрий, нижнего и среднего девона, границы средний/верхний карбон, триаса, средней юры, границы мел/палеоген и др. (см. табл. 3.1). Необходимо отметить, что доманикоидные отложения стратиграфических уровней, отнесенные к субпланетарному рангу, имеют заметно разные масштабы распространения, что можно видеть на примере сопоставления распространенности доманикоидов раннего и среднего девона (последние имели относительно более широкое распространение). Однако, на данном этапе изученности распростра-

нения доманикоидных отложений, выделение подрангов внутри субпланетарного ранга может иметь только предварительный характер, поэтому в данной работе не приводится.

О *региональном ранге* распространения доманикоидных отложений мы говорим, когда рассматриваем их геологию и нефтегазоносность в пределах конкретного региона или бассейна седиментации (например, среднеордовикские кукерситы Северной Эстонии северо-западной части ВЕП) или двух смежных регионов (например, доманикоиды задонско-елецкого горизонта верхнего девона Припятского прогиба и ДДВ) или в одном крупном бассейне (эйфельские доманикоиды Предуралья прогиба, пермские – Прикаспийской впадины) и др.

Доманикоиды локального ранга распространены в отдельных зонах (частях) крупных бассейнов, где они занимают, нередко, значительную по размерам площадь. Например, в Балтийской синеклизе доманикоидные граптолитсодержащие илы распространены в её северной части, в ДДВ – турнейские доманикоиды распространены преимущественно в погруженной юго-восточной части бассейна. Нередко, доманикоидные отложения локального ранга характерны для полузамкнутых и замкнутых депрессий (палеодепрессий) и других подобных структур. Примером может быть битуминозный горизонт аргиллитов анизийско-ладинского возраста, распространенный в одной из палеодепрессий Тичианских Альп (Италия) диаметром 8-10 км, окруженной рифами. Следует отметить, что депрессии с доманикоидными отложениями могут составлять цепочку в пределах крупного бассейна. Таким образом, цепочка из доманикоидных бассейнов локального ранга будет отражать проявление доманикоидной седиментации регионального ранга.

Таким образом, в фанерозойской истории Земли автором выделено 13 уровней планетарного и 13 уровней субпланетарного ранга (всего 26 уровней высоких рангов), которые сведены в табл. 3.1. и схематично изображены на рис. 3.1. Из рисунка следует, что распределение планетарных и субпланетарных уровней носит упорядоченный характер с ритмичной тенденцией, особенно, в палеозое.

Также, автором составлена таблица 3.2., которая содержит размеры площадей, занимаемые доманикоидными отложениями в известных нефтегазоносных и

сланценосных бассейнах мира. Анализ таблицы позволил выделить две града-

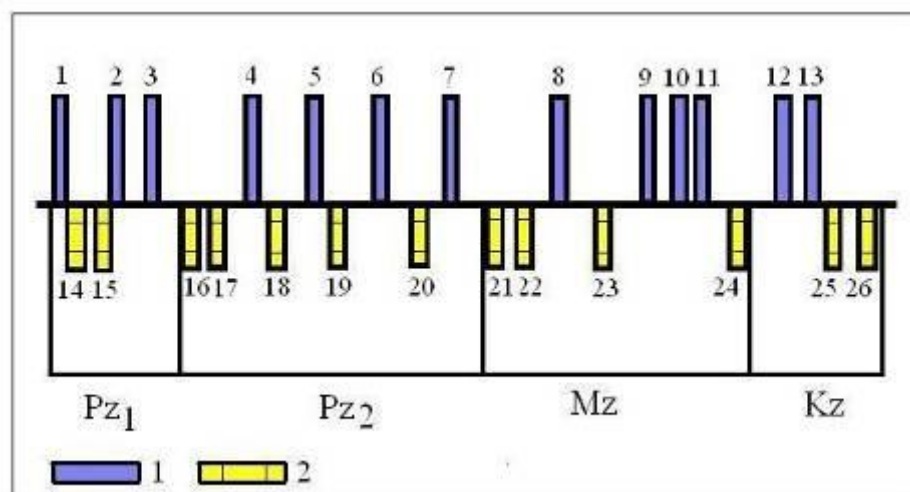


Рис. 3.1. Характер распределения в мегациклах фанерозоя планетарных и субпланетарных уровней пространственного распространения доманикоидных отложений (составила С.А. Мачулина). Уровни: 1 – планетарные (1-13): ϵ_1 - ϵ_2 , O_1 - O_2 , S_1 , D_3fr_2 , D_3fm_3 - C_1t_1 , C_1v_{1-2} , P_1 - P_2 , J_1 , J_3 , K_1 , K_2 , E_2 , E_3 - N ; 2 – субпланетарные (14-26): PRv_2 - ϵ_1 ; ϵ_2 - ϵ_3 , ϵ_3 - O_1 , D_1 , D_2 , C_1t_2 , C_2 - C_3 , T_1 - T_2 , T_2 - T_3 , J_2 , K_2 - E_1 , N , Q .

ционные группы доманикоидных бассейнов по размерам их площадей: 2-1 $\cdot 10^6$ – $800-600 \cdot 10^3$ км²; 2) $600-100-50 \cdot 10^3$ км². Можно предположить, что весьма большие площади бассейнов с доманикоидной седиментацией первой и второй градационных групп отражают планетарный и субпланетарный ранги распространения доманикоидных отложений (например, в кембрии, силуре, девоне, юре и др.). Многие бассейны этих градационной группы содержат не только большие запасы УВ, но и крупные залежи ГС (диктионемовые, кукерские, кашпирские, ирати, грин-ривер и др.).

Выводы. Выделены планетарный, субпланетарный, региональный и локальный ранги распространения доманикоидных отложений. Планетарный и субпланетарный ранги распространения отображают наиболее интенсивное и глобальное накопления ОВ на планете. Впервые отмечена связь между рангами распространения доманикоидных отложений и размерами нефтегазоносных бассейнов, что позволяет говорить о тесной связи доманикоидных отложений с нефтегазоносными бассейнами, а значит и с УВ-потенциалом.

Табл. 3.1.

Таблица рангов стратиграфических уровней доманикоидных отложений

Стратиграфический уровень	Ранг стратиграфического уровня	Примеры доманикоидных отложений (толщ, слоев); структурная приуроченность	Регионы распространения
PRv ₂ – Є ₁	Субпланетарный	Кремнисто-углеродистые сланцы батиальных комплексов; древние пассивные (рифтогенные) континентальные окраины	Западная окраина Северо-Американского континента, Западная и Южная окраины Урало-Тянь-Шаньской складчатой дуги, Австралия
Є ₁ – Є ₂	Планетарный	Ванадиеносные ЧС Средней Азии, куонамамская свита Сибирской платформы, сланцы Бургес (Британская Колумбия); древние пассивные (рифтогенные) континентальные окраины платформенные прогибы	С-В России, Восточная Сибирь, Прианбарье, Средняя Азия, Алтае-Саянская и Тянь-Шаньская складчатые области, о. Новая Земля, Северная Гренландия, Канада, Южная Ирландия (Северный Уэльс), Аляска, Калифорния (США), Австралия, Китай, страны Скандинавии, Балтии, др.
Є ₂ – Є ₃	Субпланетарный	Оленидовы сланцы Норвегии, парадоксидовые и квасцовые – Швеции и их аналоги; грабены, платформенные депрессии	Швеция, Норвегия, Дания, Северный Уэльс (Ирландия), Северная Гренландия, бассейн Мидленд (США)
Є ₃ – O ₁	Субпланетарный	Сапропелевые сланцы Сибирской платформы и Прибалтийской синеклизы; платформенные депрессии, реже складчатые области	Некоторые районы Северной и Южной Америки, Австралия, Зап. Ирак, Сибирская платформа, Пиренейский п-ов, Арденские горы (массив Ставло) и др.
O ₁ – O ₂	Планетарный	Сланцы с граптолитами Сибирской платформы, диктионемовые и куерские ГС Эстонии; преимущественно полузамкнутые внутриконтинентальные морские бассейны	Южная Швеция, Северная Америка, Канада (Юкон), Сибирская платформа (Тунгусская, Вилюйская и др. синеклизы, Иркутский амфитеатр, Анабарская антеклиза, Таймыр), Средний Урал (Тагильский синклиорий) и др.

продолжение табл. 3.1.

S ₁	Планетарный	Граптолитовые сланцы; внутриплатформенные бассейны, перикратонные прогибы, рифты, шельфовые акватории	Полярный Урал, Сибирская платформа, Средняя Азия, США, Канада, архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Гренландия, Австралия, Великобритания, Швеция, Бельгия, Франция и др.
D ₁	Субпланетарный	Глинистые и карбонатно-глинистые толщи; депрессионные участки древних платформ, перикратонные и предгорные прогибы	Балтийско-Приднестровская система прогибов (ВЕР), Северный и Полярный Урал, Пай-Хой, Западная Сибирь
D ₂	Субпланетарный	Формации Уатка Крик (Аппалачский бассейн), Блочер, Портвуд (Кентукки), инфрадоманик (Полярный Урал); предгорные прогибы, платформенные впадины, прогибы	Канада, США, Британская Колумбия, Южное Приуралье, Средний и Полярный Урал, Прикаспийская впадина, Преддобруджинский прогиб, Сибирская платформа (Тунгусская синеклиза) и др.
D ₃ fr ₂	Планетарный	Доманиковская свита Тимано-Печорской НГП, формация Чаттануга и её аналоги (США); платформенные впадины, перикратонные некомпенсированные прогибы, рифты	Припятский прогиб, ДДВ, Преддобруджинский прогиб, Складчатый Донбасс, Камско-Кинельская система прогибов, Пай-Хой, Полярный Урал, Новая Земля, Северо-Американская платформа (бассейны Мидконтинента) и др.
D ₃ -C ₁ t	Планетарный		
C ₁ t ₂	Субпланетарный	карбонатно-глинистые и глинистые толщи; предгорные прогибы, рифты, платформенные депрессии	ДДВ, Складчатый Донбасс, Преддобруджинский прогиб, Прикаспий, Урал и др.
C ₁ v ₁₋₂	Планетарный	Рудовские слои ДДВ (C ₁ ^v e) и их аналоги на ВЕР; предгорные прогибы, рифты, платформенные депрессии	Волыно-Подольская плита, Припятский прогиб, ДДВ, Складчатый Донбасс, Преддобруджинский прогиб, Прикаспий, США (бассейны Мидконтинента), Урал, Бельгия, Англия и др.

Продолжение табл. 3.1.

C ₂₋₃	Субпланетарный	Кендырлыкские ГС Казахстана, ЧС Атока, Вирджил (США); платформенные депрессии, передовые прогибы	Казахстан, Северо-Американская платформа (бассейны Мидконтинента)
P ₁ -P ₂	Планетарный	Абдуллинские сланцы Приуралья, медистые – Западной Европы, свита Фосфория, ГС Нового Южного Уэльса, формация Ирати (Бразилия); передовые прогибы, платформенные впадины	Южное Приуралье, Дальний Восток России, Прикаспий, Австралия, Франция, Германия, Польша, Бразилия, США и др.
T ₁₋₂	Субпланетарный	ЧС Монтней Британской Колумбии, битуминозные сланцы Италии, С-В Сибири; платформенные прогибы, глубокоководные прогибы окраинных морей, рифтовые впадины	Италия (Сичианские Альпы), Северное Предкавказье, Британская Колумбия (Канада), о. Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Баренцево-Карский шельф, Северо-Восток Сибири и Сихотэ-Алинь, Япония
T ₂ -T ₃	Субпланетарный	ГС Заира, зеефельдские сланцы Австрии, ЧС Британской Колумбии; преимущественно платформенные бассейны	Центральная Африка (Заир), Западная Европа (Австрия, Швейцария, Германия), Восточная Аляска, о. Шпицберген, о. Новая Земля, о. Сицилия, Горный Крым и др.
J ₁	Планетарный	Тоарские ЧС (посидониевые сланцы Германии и их аналоги); платформенные и предгорные прогибы	Западная и Центральная Европа, Канада, Греция, Иран, Япония, Аргентина, Испания, Португалия, Мадагаскар и др.
J ₂	Субпланетарный	ГС Припятского прогиба, формация Тувайк Саудовской Аравии и её аналоги на Арабской плите; платформенные и предгорные прогибы, океанические впадины	Припятская впадина, ДДВ, Западный Кавказ, Преддобруджинский прогиб, Восточное Предкавказье, Саудовская Аравия, Ирак, Центральная Атлантика

J ₃	Планетарный	Свита Хейнесвил-Букнер (США), формация Дроупн (грабен Викинг), кашпирские ГС Волжского бассейна, баженовская свита Зап. Сибири; грабенообразные троговые прогибы пассивных окраин континентов, рифты платформ, глубокие морские впадины	США (Восточный Техас), Северное море, офшоры Гренландии, Канады и Норвегии до пролива Ла-Манш, п-ов Ямал, п-ов Гыданский, Зап. Сибирь, Печоро-Волжская провинция
K ₁	Планетарный	Альбские доманикоиды интервала Брейстроффе бассейна Воконтъен (Франция), ЧС Предкарпатского прогиба; внутриплатформенные впадины, предгорные и океанические котловины	ВЕС и Западно-Европейская платформа, Аравийская плита, Восточная и Северная Атлантика, Африка (Капская и Ангольская котловины), Северная Америка, Карибское море, Индийский океан, Австралия (штат Квинсленд) Тихий океан и др.
K ₂	Планетарный	Сеноман-туронские сланцы Итали (бассейн Умбрия-Марче), горизонт Бонерелли (Аппенины, мергели Аксудере (Горный Крым); внутриплатформенные бассейны, предгорные и океанические впадины	Западная, Центральная и Восточная окраины Средиземноморья (Италия, Испания, Тунис, Алжир, Марокко), Сенегал, Нигерия, центральные и северные районы Западной Европы, Центральный Тетис и Атлантический океан, Атласские горы Северной Африки
K ₂ -E ₁	Субпланетарный	Формация Форт-Юньон (США); мелководные впадины на платформах и в океанах	Некоторые районы Северо-Американской платформы и ВЕС, Зап. Атлантика, Восточный Тетис
E ₂ эоцен	Планетарный	Болтышские ГС Украины, формации Грин-Ривер (США), кумская свита Кавказско-Скифского региона, сузакские сланцы (Западный Узбекистан); мелководные впадины на платформах и в океанах	Камчатка, Корякия, Средняя Азия (Таджикская депрессия), Кавказско-Скифский регион, Западный Узбекистан, Болгария, Турция, Австрия, Бразилия, Северная Америка, Венгрия, Украина, Сев. Африка (Алжир, Тунис, Марокко), Австралия, др.

продолжение табл. 3.1.

Е ₃ -N олигоцен- миоцен	Планетарный	Майкопская серия Крымско-Кавказско- Скифского региона, менилитовые сланцы Украинских Карпат, свита Монтерей США; окраинные моря, оке- анические желоба, пе- редовые прогибы	Крымско-Кавказско- Скифский регион, За- падный Узбекистан, За- падно-Карпатский над- виговый пояс, Сахалин, Корякия, Швеция, Но- вая Зеландия, Северная Америка, Бангладеш, Китай, Таиланд, Авст- ралия и др.
N миоцен- плиоцен	Субпланетарный	Доманикоиды Среди- земноморья, Черного моря (Туапсинский прогиб), сарматские сланцы Кавказа; окра- ины материков, внут- ренние моря, предгор- ные прогибы	Кавказско-Черномор- ский регион, Средизем- номорье, Апшеронский п-ов, Украина (Подо- лия), о. Сицилия, о. Ма- дагаскар, Филиппинс- кие острова, юг Италии, Бирма, США (Кали- форния), Перу, Япония
Q голоцен	Субпланетарный	Углеродистые осадки Эквадора, Перу, шель- фа Ю-З Африки, илы Черного и Средизем- ного морей; зоны под- водных окраин конти- нентов, глубоковод- ные котловины и др.	Периферическая зона Мирового океана (в том числе арктические ше- льфовые моря), полуза- мкнутые и обособлен- ные морские водоемы на континентах

Табл. 3.2.

Площади бассейнов с доманикоидными отложениями и запасы полезных ископаемых (составила С.А. Мачулина).

Доманикоидная формация (толща, свита); регион, бассейн, др.	Возраст	Доманикоиды с сапропелевым РОВ, ГС; условия образования	Площадь, км ²	Полезные ископаемые; литературный источник
Сапропелевая толща Черного моря	Q (голоцен)	РОВ (морские)	$400 \cdot 10^3$	Сапропелевый ил 320 млрд м ³ [41, 348]
Формация Грин-Ривер (США, бассейны штатов: Вайоминг, Юта, Колорадо)	E ₂	ГС (озерные)	Для всех бассейнов – $43-65 \cdot 10^3$ (бассейн Юинта – $28,6 \cdot 10^3$)	ГС – 300-600 млрд т; нефть – 20 млрд баррелей, битумы – 30 млн т; [410]
Сузакские сланцы (Сырдарьинский и Верхнеамударьинский бассейны)	То же	ГС (морские)	$100 \cdot 10^3$	ГС – 1,4 млрд т (Узбекистан) и 2,9 млрд т (Таджикистан) [118]
Болтышские сланцы (Украинский щит, Болтышская впадина)	—	ГС (кратерное озеро)	$300 \cdot 10^3$	ГС – 3,79 млрд т (прогнозные) [111]
Кашпирские сланцы (бассейны Среднего Поволжья)	J ₃	РОВ (89%), ГС (11%) (морские)	$90 \cdot 10^3$; другие оценки – $350 \cdot 10^3$	ГС – 500 млрд т (прогнозные); сланцевая смола – 45 млрд т [250]
Баженовская свита (Западно-Сибирский бассейн)	То же	РОВ (морские)	$2,2 \cdot 10^6$ $1,3 \cdot 10^6$ (в Тюменской области)	Запасы сланцевой нефти 50 млрд баррелей [77]
Горючесланцевая формация (Тулебак и другие бассейны Австралии)	P ₁ – P ₂	ГС (приморские лагуны)	$700 \cdot 10^3$	Сланцевая смола – 25 млрд т [118]
Формация Ирати (бассейны Бразилии: Сан-Габриель, Дон-Педри-ту и др.)	То же	ГС (морские)	$1,7 \cdot 10^6$	Сланцевая смола – 112 млрд т; нефть - 7,5 млрд т [118]
Черные битуминозные медистые сланцы Купфершифер (Германия, Польша)	—	РОВ (морские)	$600 \cdot 10^3$	Рудные концентрации Cu, Zn, Pb, Ag [420]
Формация Фосфория (западные штаты США)	—	—	$180-340 \cdot 10^3$	Сланцевая смола, ванадий – 4,5 млн т (металл) [46, 356]

Продолжение табл. 3.2.

Визейская рудовская толща (ДДВ); Стыльская свита (Донбасс)	C_1^{ve}	—" —"	$40 \cdot 10^3$ (ДДВ) + $0,240 \cdot 10^3$ (Донбасс)	Прогнозные*: жидкие УВ ~5-6 млрд т [73] газ ~ 4 млрд м ³ [192]
Доманиковская свита (Тимано-Печорская область, Западный склон Южного Урала)	D_3^{fr}	РОВ, ГС (морские)	$> 800 \cdot 10^3$	ГС – 500-800 млрд т (прогнозные); 400 млрд т в Тимано-Печорской НГО [118]
Нью Олбани (бассейны Мидконтинента США)	D_3-C_1t	РОВ (морские)	$> 1 \cdot 10^6$	39 млрд баррелей нефти [416]
Кетл Поинт (Канада, штат Онтарио)	—"	То же	$100 \cdot 10^3$	Нефть (нет данных по запасам) [419]
Восточно-Сибирский бассейн	S_1 (лландовери)	—"	$\sim 2 \cdot 10^6$	Более 8,5 млрд т нефти (прогнозные) [61]
Кукерские сланцы (Северная Эстония и Ленинградская область)	O_1-O_2 (низы)	РОВ (95%), ГС (морские)	до $100 \cdot 10^3$	ГС – 62,3 млрд т; горючие сланцы – 24,5 млрд т [250]
Диктионемовые сланцы (Прибалтийский бассейн и Ленинградская область)	O_1	Преимущественно с РОВ (морские)	$\sim 50-60 \cdot 10^3$	ГС – 25,2 млрд т (прогнозные); общие запасы – 600 млрд т [250]
Куонамская свита (Сибирская платформа)	E_1-E_2	То же	$700 \cdot 10^3$ $400-500 \cdot 10^3$ (Сухановский прогиб)	ГС – 849 млрд т; битумы – 1,3 млрд т (Оленекское м-ние) [36, 118]

* подсчет прогнозных запасов по нефти и газу выполнен автором данной работы

3.2. Цикличность и ритмичность доманикоидных отложений.

В настоящее время общепризнанным является факт влияния цикличности геологических процессов на ход седиментации, а следовательно, условий накопления ОВ. От раннего архея до голоцена включительно на фоне прерывисто-направленного развития органического мира периодически возникали эпохи интенсивной биопродуктивности и формировались толщи с повышенным и высоким содержанием $C_{орг}$. С.Г. Неручев [215] считает, что это явилось важнейшим фактором циклического распределения УВ в осадочной оболочке Земли. Поэтому изучение периодичности накопления доманикоидных отложений является важной практической и теоретической задачей.

На определенном этапе изучения осадочных формаций исследователи обратили внимание на ритмичное строение углеродистых толщ. Н.М. Страхов [302] и Г.И. Теодорович [307] отметили ритмичное строение доманиковой свиты Волго-Уральской НГО. Среди причин ритмичного чередования битуминозных известняков, мергелей, глинистых и горючих сланцев Н.М. Страхов назвал тектонические, климатические и режима течений. Н.Ф. Балуховский [32] обратил внимание на периодическое накопление толщ доманикового типа в девонских отложениях ДДВ. А.В. Сидоренко и Теняков В.А. [284] выделили шесть крупных эпох накопления УФ в докембрии и четыре эпохи массового развития ЧС в фанерозое. В докембрии – это эпохи во временных интервалах (млрд лет): 1) 3,7-3,5, 2) 2,8-2,6, 3) 2,1-1,7, 4) 1,0-0,9 5) 0,75-0,7, 6) 0,65-0,6; в фанерозое – вендско-ордовикская, карбон-пермская, верхнеюрская и современная эпохи. С.Г. Неручев [215] в геологической истории Земли выделил 28 глобальных эпох накопления осадков, обогащенных ОВ, фосфором и ураном; из них 8 – в докембрии и 20 – в фанерозое. Он отметил периодичность их накопления в фанерозое – 30 млн лет, которая коррелируется с активизацией рифтогенеза. В.З. Негруца и Т.Ф. Негруца [212] выделили три главных (позднеархейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский) и пять соподчиненных уровней накопления ЧС в докембрии (криптозое) и два глобальных уровня в фанерозое (средне-позднекембрийско-девонский и юрско-меловой). В работе О.К. Баженовой и др. [84] отмечается, что в разрезах рифея

толщи доманикового типа своим положением подчеркивают циклы в 90 млн лет, в венде и раннем палеозое – 45 млн лет, позднем палеозое – 22,5, иногда 11 млн лет. Я.Э. Юдович [356] выделяет 10 главных уровней с массовым развитием черных сланцев в фанерозое. А.Е. Лукин [172] выделил в фанерозойской летописи Земли 20 стратиграфических уровней развития эпох гидрокарбонитонакопления, связывая их с биосферными кризисами на хроностратиграфических рубежах, обусловленных фазами резкой интенсификации процессов дегазации Земли, приводящих к бескислородным событиям, повышению радиационного и химического мутагенеза и другим последствиям.

Т.К. Баженова [27] при изучении разрезов осадочного чехла Сибирской платформы отметила, что формирование толщ, обогащенных ОВ, происходило не хаотично, а вполне закономерно и приурочено к определенным фазам тектоно-седиментационных циклов. Примером высокобитуминозных отложений развитых на регрессивных фазах тектоно-седиментационных мегациклов, могут быть углеродистые толщи пермского периода Прикаспия, Предуральяского прогиба, бассейнов Делавэр, Мидленд (США), в том числе горючесланцевого типа (например, формация Ирати). Доманикоидное осадконакопление, которое развивается в период развития трансгрессивных фаз крупных циклов часто коррелирует с проявлениями вулканизма (например, собственно девонская доманиковая свита Тимано-Печорской НГП, доманикоиды франа и фамена – ДДВ, турнейские и визейские – юго-западной части Донбасса и др.). В этой связи В.З. Негруца полагает, что такие периоды являются фактом “самого активного взаимодействия сферы седиментации с мантийным резервуаром” [212, с. 104].

Краткий обзор показывает, что исследователи выделяют периодичности формирования УФ в докембрии и фанерозое разной продолжительности, что связано, по-видимому, с разными подходами в определении рангов циклов, в состав которых они входят, разной датировкой временных границ циклов и неполнотой сведений о распространенности углеродистых толщ во времени и пространстве.

В данной главе приводятся результаты собственных исследований периодичности образования углеродистых отложений в крупных тектоно-

седиментационных циклах докембрия и фанерозоя с учетом известных и новых современных данных и датировок стратиграфических рубежей по новой международной шкале (J.G. Ogg, G. Ogg, F.M. Gradstein, 2009) [410].

Следует отметить, что под *периодичностью* автор вслед за Ю.Н. Карагодиным [128] понимает повторяющуюся размерность промежутков между чередующимися элементами или явлениями; под *ритмичностью* – относительно упорядоченную (иногда с отклонениями) последовательность чередования элементов или явлений во времени и пространстве; под *циклическостью* – наличие циклов в развитии или строении чего-либо.

Архей-протерозойский супермегацикл. На основании описанных в разделе 2.1. стратиграфических уровней УФ в докембрии, формировавшихся в условиях эволюционно-направленного развития органического мира, автором выделен архей-протерозойский суперцикл непрерывно-прерывистого их накопления продолжительностью ~3 млрд лет. Суперцикл охватывает интервал времени от накопления углеродистых сланцев палеоархея с возрастом $\sim 3,5-3,7 \pm 0,1$ млрд лет, когда появилось заметное количество ОБ в осадках и УФ сформировались в разрезах многих континентов и древних щитов, до образования пород так называемого вендского доманика с сапропелевым ОБ позднепротерозойского возраста (635 млн лет) (см. табл. 2.1 в разделе 2).

На поступательное развитие докембрийского органического мира накладывались эпохи интенсивного накопления ОБ в осадках и формирования значимых по распространению и мощности УФ, которые с периодичностью ~600, 300, 100 млн лет дифференцировали разрез докембрия на субмегациклы. Эти субмегациклы группируются в мегациклы продолжительностью $1,0 \pm 0,1$ млрд лет. Последние разделены между собой естественными геологическими границами: структурными и литологическими несогласиями, перерывами в осадконакоплении. На границах мегациклов проявились фазы орогенеза, вулканизма, оледенения, которые привели к изменению физико-химических условий в гидросфере и атмосфере планеты. По данным С.Г. Неручева [214] с этими эпохами связано накопление значительных концентраций урана в осадках.

Также, следует отметить возмужавшую во времени вулканическую деятельность, которая охватывала все большее количество континентов и влияла на формирование слоистой осадочно-метаморфической оболочки земной коры и развитие биосферы. Табл. 2.1. демонстрирует, что главные эпохи проявления вулканизма в архей-протерозойском супермегацикле предваряли этапы формирования УФ. Это свидетельствует о том, что на развитие органического мира большое влияние оказывали тектоническая и вулканическая цикличности, которые могли инициироваться под влиянием разноранговых галактических циклов.

Палеозойский мегацикл. По данным автора в фанерозое частота эпох интенсивной углеродистой седиментации с образованием доманикоидных отложений значительно возрастает. Относительно выдержанной периодичностью характеризуется палеозойский мегацикл продолжительностью 320 ± 20 млн лет.

Табл. 3.4. демонстрирует периодичность доманикоидных отложений в нижнепалеозойском субмегацикле.

В позднесилурийскую и раннедевонскую эпохи отмечается планетарный спад в накоплении ОБ в осадках и, соответственно, масштабов распространения доманикоидных отложений. Продолжительность этого спада составляет ~ 25 млн лет (от верхнего силура до среднего девона, 422-397 млн лет). Он был обусловлен как абиотическими событиями – планетарной позднесилурийской регрессией, тектонической инверсией континентальных блоков, повышенным содержанием в морских водах ванадия, так и биотическими – вымиранием к концу каледонского мегацикла граптолитов, которые были основными поставщиками ОБ в осадок раннепалеозойских морей.

В верхнепалеозойском субмегацикле, продолжительностью ~ 165 млн лет, обогащенные ОБ осадки отлагались в девонском, каменноугольном и пермском циклопериодах, в которых выделен целый ряд мезоциклов [70].

Периодичность накопления доманикоидных толщ в девонском циклопериоде хорошо отражена в отложениях Северо-Американской платформы и ВЕП. Например, доманикоидные толщи живетского мезоцикла (391,8 млн лет) и границы девон-карбон (359,2 млн лет) разделены периодом ~ 30 млн лет. Внутри этого пе-

Табл. 3.4.

Периодичность накопления доманикоидных отложений в нижнепалеозойском субмегацикле (составила С.А. Мачулина).

Стратиграфический уровень и ранг распространения углеродистой толщи	По Международной шкале [376в], млн лет	Периодичность, млн лет	Пример доманикоидных отложений, регион распространения
Граница нижнего и среднего кембрия (планетарный)	510*	~10	Куонамская свита (Сибирская платформа)
Граница среднего и верхнего кембрия (субпланетарный)	499	~10	“Квасцовые” сланцы (Швеция, Дания и др.)
Граница кембрия и ордовика (субпланетарный)	488,3 ± 1,7	~15	Оленелидные сланцы (Скандинавия), ЧС Австралии
Граница нижнего и среднего ордовика (планетарный)	471,8 ± 1,6	~30	Кукерские сланцы Прибалтика и др.
Нижний силур (подошва лландовери) (планетарный)	443,7 ± 1,5		Граптолитовые сланцы разных регионов мира

риода этапы доманикодного осадконакопления повторялись примерно через 10 млн лет во франском и фаменском мезоциклах, так как интервал между нижней границей франского (385,3 млн лет) и фаменского (374,5 млн лет) мезоциклов, вблизи которых формировались доманикоидные толщи, составляет ~10 млн лет.

В каменноугольном и пермском циклопериодах обогащенные ОВ породы отлагались на 5 главных стратиграфических уровнях: 1) ~360 млн лет – нижнетурнейские доманикоидные толщи ДДВ, Складчатого Донбасса, Камско-Кинельской системы прогибов, Урала и др.; 2) ~340-345 млн лет – нижневерхневизейские доманикоиды ДДВ, Прикаспия, сланцы “Caney” формации Мэрамек (Оклахома, США), и др.; 3) ~320 млн лет – среднекаменноугольные черные сланцы ряда бассейнов юга Мидконтинента и др; 4) ~300 млн лет – нижнепермские ванадиеносные сланцы бассейна Фосфория, ЧС бассейна Делавэр, уфимские абдулинские сланцы; 5) ~270 млн лет – верхнепермские “медистые сланцы” Западноевропейских бассейнов, морские ГС Бразилии, Австралии, озерные битуми-

нозные сланцы Китая (бассейн Джунгар) и др.

Таким образом, периодичность накопления доманикоидных толщ в цикло-периодах верхнего палеозоя составила 20 и 30 млн лет и меньше в мезоциклах, которые стратиграфически соответствуют ярусам.

В целом же, в палеозое доманикоидные толщи широкого распространения отлагались через ~20 и 30 млн лет, слагая при этом гармоник более высокого ранга по 100 и 200 млн лет. Рисунок 3.2 позволяет отметить, что периодичность формирования доманикоидных толщ связана с развитием крупных планетарных трансгрессий эвстатического характера с относительно высоким стоянием моря и реже – со снижением уровня моря (регрессией).

На рубеже палеозойского и мезозойского мегациклов (250 млн лет) известна самая крупная биологическая катастрофа и наблюдается второй спад в накоплении ОВ с периодом ~20 млн лет, а именно: от конца норийского века триаса (~203 млн лет) до начала тоарского века (~183 млн лет). В целом же, спад биопродуктивности морей обозначился еще с нижней перми, когда началась аридизация климата, планетарная регрессия и сокращение областей осадконакопления.

Мезозой-кайнозойский мегацикл. В мезозойском мегацикле, продолжительностью ~185 млн лет выделены периодичности ~10, 15, 20, 30 млн лет планетарных и субпланетарных эпох интенсивного накопления доманикоидных толщ: 1) раннеюрская – тоарская (подошва ~183 млн лет), 2) среднеюрская – батская (~167 млн лет), 3) позднеюрская – кимериджская (~155 млн лет), 4) раннемеловая – апт-альбская (~125 млн лет), 5) среднемеловая – рубеж сеноман-турона (~95 ± 1 млн лет). В мезозойском субмегацикле менее значимыми эпохами образования доманикоидных отложений с сапропелевым ОВ были позднемеловая – маастрихская (~70-65 млн лет) и средне-позднетриасовая, когда в ладинский, карнийский и норийский века на разных континентах преобладало накопление преимущественно ГС. С отмеченными эпохами связаны глобальные тектонические и эвстатические события: раскол Пангеи (~180 млн. лет) с отрывом Гондваны от Лавразии, расширение мезозойского океана Тетис, формирование Атлантического, Ледовитого и Индийского океанов. С тоарской, апт-альбской и сеноман-туронской эпо-

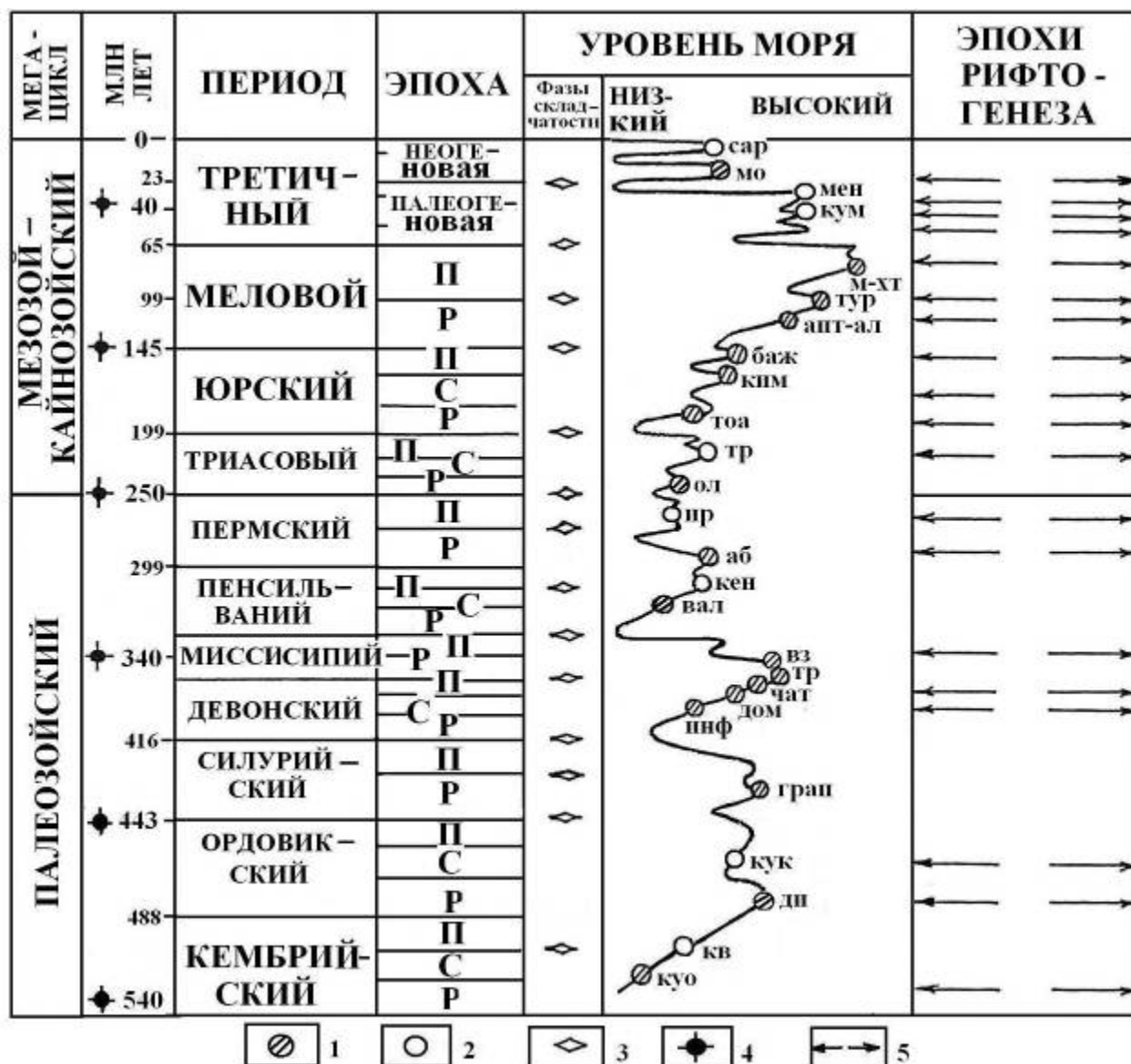


Рис. 3.2. Распространение по стратиграфическому разрезу фанерозоя доманикоидных толщ планетарного и субпланетарного распространения и сопоставление эпох интенсивного накопления ОВ с циклами эвстазии моря (по Вейлу и др. [434]), фазами складчатости и рифтогенеза по Е.Е. Милановскому [195].

Условные обозначения: доманикоидные отложения 1 – преимущественно с сапропелевым РОВ, 2 – горючесланцевого типа. 3 – главные фазы складчатости (снизу вверх): салаирская, таконская, арденская, эрийская, бретонская, судетская, астурийская, заальская, пфальцкая, раннекиммерийская, позднекиммерийская, австрийская, раннеларамийская, савская. 4 – периодичность формирования доманикоидных отложений через 100 ± 10 млн лет. 5 – рифтогенез. Буквами указаны примеры конкретных доманикоидных отложений: куо – куонамская свита, сланцы: кв – квасцовые, ди – диктионемовые, кук – кукерситы, грап – граптолитовые, инв – инфрадоманик, дом – доманик уральский, чат – чаттануга, тр – турнейские, вз – визейские, вал – валеи-тип, кен – кендырлыкские, аб – абдулинские, ир – ирати, ол – онелидные, тр – триасовые, тоа – тоарские, ким – кимериджские, баж – баженовские, апт-ал – апт-альбские, тур – туронские, м-хт – маастрихтские, кум – кумские, мен – менилитовые, мо – монтерей, сар – сарматские.

хами связаны аноксические события в океанах. Согласно эвстатической кривой П. Вейла [434] и палеогеографическим картам А.Б. Ронова и др., К.Б. Сеславинского [269, 275] – это также эпохи максимального развития в юрском периоде морских трансгрессий (тоарская, кимериджская, апт-альбская, сеноман-туронская, маастрихтская) на континентах и усиление скорости спрединга в Атлантике и Тетисе, особенно, в кимериджское время. Таким образом, в мезозойском субмегацikle, также, как и в палеозойском, преобладают периодичности ~20 и 30 млн лет эпох накопления углеродистых осадков.

В конце мезозойского мегацikle наблюдается третий в фанерозое спад интенсивного накопления ОВ в осадках продолжительностью ~25 млн лет (от конца маастрихтского века (~65 млн лет) до бартонского (~40 млн лет). Этот спад был вызван биотическим кризисом на границе маастрихт-палеоцен и танетским аноксическим событием в морях Восточного Паратетиса, а также такими тектоническими событиями, как сокращение океанических пространств в области Тетиса, сближение Евразии и Северной Америки, плит Тихого океана и Евразии [328], глобальный спад скоростей осадконакопления во всех океанах и седиментационные перерывы в большинстве континентальных бассейнов. Однако, уже в конце мела и начале палеогена начинают доминировать в океанах и морских бассейнах богатые липидами диатомовые водоросли, которые входили в состав доманикоидных отложений и стали продуцентами многих нефтематеринских свит кайнозойского мегацikle.

Накопление доманикоидных толщ **кайнозойского мегацikle** предварялось танетским (58-55 млн л) аноксическим событием в морях Восточного Паратетиса. Согласно данным, приведенным в главе 2.5, отметим следующие датировки стратиграфических уровней формирования доманикоидных толщ в кайнозое: средний эоцен (бартонская эпоха) – 40-37 млн лет (формирование нефтематеринской кумской свиты Кавказско-Скифского региона и др.); олигоцен-миоцен – 23 млн лет (доманикоиды майкопской серии, менилиты); поздний миоцен (мессиний) – 7 млн лет (сарматские ГС); миоцен-плиоцен – 5 млн лет (доманикоиды Восточного Средиземноморья); плейстоцен-голоцен – 0,01 млн лет (сапропелевые илы Среди-

земноморья и других регионов); голоцен-современное время – от 0,01 млн лет (сапропелевые илы Черного и Балтийского морей, Перуанского желоба Тихого океана и др., современное сапропелевое осадконакопление в морях и океанах).

Таким образом, в кайнозойском мегацикле доманикоидное осадконакопление происходило с учащающейся периодичностью ~ 15, 5 млн лет и меньше. Продолжительность (период) накопления некоторых доманикоидных толщ кайнозоя составляла от 2 до 6 млн лет (учитывая скользящий характер возраста, например кумской и майкопской свит).

В целом, на рис. 3.2. видно, что на длиннопериодические циклы планетарных трансгрессий, которые осложнялись трансгрессиями более низкого порядка, накладывались планетарные и субпланетарные эпохи интенсивного накопления ОВ в осадках. Для палеозойского и мезозойского мегациклов преобладали периодичности 10-15, 20 и 30 млн лет, слагая, в свою очередь, гармоник более высокого порядка – 40, 60, 100 и 200 млн лет. Периодичностям накопления доманикоидных толщ 20 и 30 млн лет близки периоды волн трансгрессий (20-35 млн лет), выделенные Н.М. Страховым для фанерозоя [299], а также ритмы увеличенных скоростей перемещения литосферных блоков Северо-Американской платформы и ВЕП, выделенные В.П. Апариным [12]. Гармонике 40 млн лет соответствует периодичность основных эндогенных циклов, характерная как для складчатых областей (Алтай, Урал, Кавказ и др.), так и для платформ (Сибирская и др.) [233].

Разноранговая ритмичность и факторы ее контролирующие. В бассейнах, которые отличались халистатическим режимом седиментации интенсивное накопление ОВ в осадках происходило почти непрерывно и могло охватывать несколько систем. Как правило, такой режим седиментации был присущ окраинам континентов (Таймыр, Лемвинская зона Приполярного Урала, Скалистые горы Канады и др.), а также длительно прогибающимся прогибам с некомпенсированным осадконакоплением (например, Камско-Кинельский) и рифтам (грабен Осло, Анадарко, ДДВ и др.). Особенно длительными периодами накопления доманикоидов характеризуются нижнепалеозойский и верхнепалеозойский субмегациклы. Так в грабене Осло накопление доманикоидных осадков охватило три перио-

да: кембрий, ордовик и силур; в Центральном Кентукки черные сланцы отлагались от живетского времени (сланцы Блочер, Портвуд) до раннего турне (сланцы Нью Олбани); такой же стратиграфический интервал охватывают доманикоидные отложения с эвксинными “тентакулитовыми сланцами” каньона северных Гор Макензи (Канада) и др. При этом формируются обогащенные ОВ фомации большой мощности, в которых наблюдается внутриформационная мезопериодичность накопления доманикоидных толщ. Так, в девонских отложениях ДДВ в отрезок времени от франа до нижнего карбона (~25 млн лет) сформировались саргаевско-семилукская (лоевская), воронежская, задонская и лебедянско-никольская доманикоидные толщи. Среди них наибольшую мощность и распространение в рифтогене получили среднефранская (воронежская) и нижнефаменская (задонская) доманикоидные толщи, которые отложились с промежутком ~6 млн лет в трансгрессивные фазы мезоциклов. В свою очередь, внутреннее строение этих доманикоидных толщ также имеет разноранговое ритмичное строение с чередованием карбонатных и глинистых пачек. Например, изученная автором в обнажениях доманиковая свита девона, образовавшаяся в максимум трансгрессии на юге Тимано-Печорского бассейна состоит из ряда более мелких ритмопачек и пар сланец–известняк (рис. 3.3, б, в, г).

Примером микроритмичности доманикоидных отложений может быть девонская формация Вудфорд (США), мощностью 365 футов (~110 м), в которой выделены микроритмы продолжительностью 7,4-11 тыс лет, сформировавшие мезоритмы по 15-21 и 90-125 тыс лет [396]. Глинисто-кремнистые сланцы формации Вудфорд отчетливо тонкослоистые (рис. 3.3,а); ОВ сланцев представлено преимущественно морскими водорослями (тасманитами). Кремнистые разности обогащены 3-9% $C_{орг}$, а черные аргиллиты – 10-25% $C_{орг}$; наиболее обычным является содержание $C_{орг}$ 5-15%. В свете современных представлений продолжительность микроритмов и мезоритмов формации Вудфорд контролируется орбитальными циклами Миланковича. В целом, ЧС формации Вудфорд накапливались в течении 15 млн лет при низкой скорости осадконакопления – 0,01 мм в год (10 мм/тыс лет).



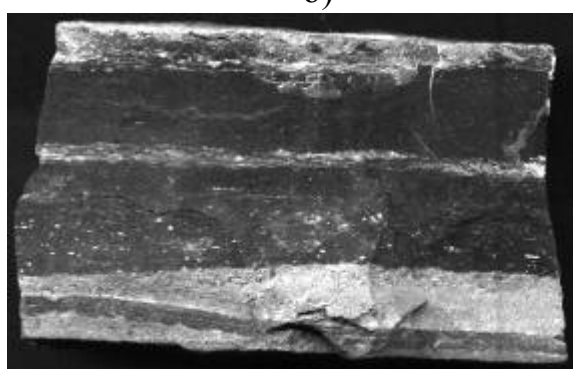
а)



б)



в)



г)

Рис. 3.3. а) – ритмичное переслаивание карбонатно-кремнистых пород и ЧС в формации Вудфорд [396]; б) – ритмичное строение доманиковой свиты в Тимано-Печерской НГП (фрагмент обнажения на р. Лыя-Ель); в) – одиночный ритм и г) – сдвоенный ритм в доманиковой свите (обнажение на р. Ухта). Все образцы из коллекции С.А. Мачулиной.



а)



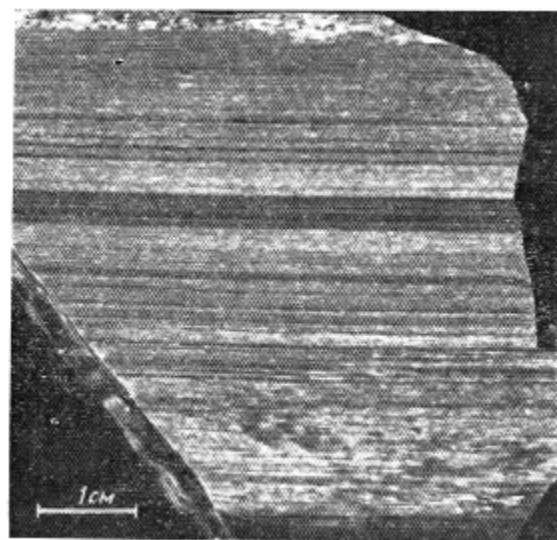
б)

Рис. 3.4. а) – мелкоритмичный разрез средневизейской стильской свиты Донбасса. Переслаивание кремнистых мергелей с ярко-желтыми прослоями бентонитовых глин. Фрагмент обнажения (фото С.А. Мачулиной).

Рис. 3.4. б) – ритмичная пачка (40 см) переслаивания ЧС с карбонатными прослоями в турнейских отложениях Донбасса. Фрагмент обнажения (фото С.А. Мачулиной).

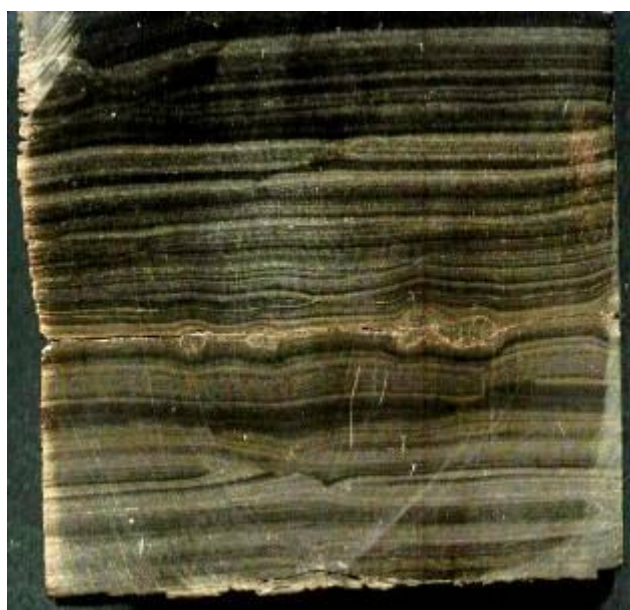


а)



б)

Рис. 3.5. а) – толща микроритмов из пар известняк-черный сланец в силурийских отложениях (р. Мойеро, Сибирская платформа); б) – тоже в тоарских отложениях (фрагмент разреза Мавруди, Ионический трог Греции) по [49].



а)



б)

Рис. 3.6. а) микроритмы в эоценовой формации Грин-Ривер (кern из коллекции С.А. Мачулиной); б) – микроритмы в углеродисто-карбонатной толще туронского возраста (кern из скв. Серебрянская -3, Равнинный Крым, Украина). Образец керн-а из коллекции С.А. Мачулиной.

В ритмично построенном 40-метровом обнажении стильской свиты Донбасса, сложенном переслаиванием черных битуминозных глинистых сланцев (3-15 см), кремнистых мергелей (22-40 см), обогащенных до 6% $C_{орг}$, и ярко-желтых прослоев (0,5-9 см) бентонитовых глин туфогенного происхождения, С.А. Мачулиной вместе с соавторами [69] впервые были установлены микроритмы 300-670 лет, продолжительность которых коррелируется с циклами солнечной активности и климатических изменений (потепления-похолодания) (рис. 3.4,а), а также ритмы по 21,3-21,5, 45 и 100 тыс лет, которые коррелируются с циклами прецессии Земли, наклона ее экватора к плоскости эклиптики и эксцентриситета. Флуктуации этих астрономических циклов в раннем карбоне могли вызывать колебания климата, влияющие на литологический состав пород доманикоидной толщи (количество мергельных и глинистых прослоев, карбонатность, глинистость) и продуктивность планктона в морском бассейне.

Подобная микроритмичность, которая соотносится с астрономическими циклами Миланковича, выделена автором в обнажениях турнейских доманикоидных толщ Донбасса (рис. 3.4,б).

Тонкую ламинационную слоистость выраженную чередованием светлых с карбонатом (до 30%) и темных, с высоким содержанием глины и ОВ (среднее 6% $C_{орг}$), слойков имеют медистые сланцы Центральноевропейского бассейна цехштейна. Период их отложения от 10 до 100 тыс лет был определен Й. Паулем [232] путем подсчета количества тонких слойков в толще мощностью 0,20-0,50 см, сравнивая полученный результат с современными ЧС. По данным этого исследователя микроритмичность медистых сланцев является результатом периодических колебаний продуктивности планктона, метаболизм и разложение которого в значительной степени повлияли на химизм воды и осадков, например, на отложение карбоната и количество захороненного ОВ.

В среднетюркское время в Ионическом троге Северо-Западной Греции существовали мелководные застойные бассейны (Керкира, Игуменица, Калохори и др.), в которых откладывались известковистые посидониевые ЧС. Последние характеризуются ритмичным чередованием ровных темных и светлых слойков,

имеющих мощность от 1 до 10 мм и содержащих радиолярии и *Posidonia* (рис. 3.5,б). Увеличенное содержание радиолярий в верхней части тоарских ЧС трактуется Й. Паулем, как отражение влияния биопродуктивности океанских вод, что имеет место в современных районах апвеллинга. Подобная ровная ламинационная слоистость в известковистых отложениях отмечена автором данной работы в образцах керна в меловой толще Равнинного Крыма (рис. 3.6,б). Тонкая слоистость возникает при изменении характера поступления одного или нескольких компонентов, которые составляют осадок (3.5,а). Слойки могут формироваться в течении разных отрезков времени, например, сезона или года.

В эоценовой ГС формации Грин-Ривер зарубежными исследователями выделены ритмы со средней продолжительностью 21,5 тыс лет при колебаниях от 16,1 до 27 тыс лет [102]. Среднее значение продолжительности очень близко периоду прецессии равноденствия – 21-23 тыс лет. Предполагается, что в ритмичном разрезе формации Грин-Ривер отразились периоды чередования жаркого лета, сопровождаемого расцветом планктона и отложением мергелей и высокобитуминозных глинистых сланцев, с холодной зимой и накоплением карбонатных пластов.

Выводы. В архей-протерозойском супермегацikle I порядка с периодом ~3 млрд лет выделены мегациклы II порядка продолжительностью $\sim 1,0 \pm 0,1$ млрд лет (см. табл. 3.3), в которых УФ формировались с периодичностью: 600, 300, 100 млн лет. В архей-протерозойском супермегацikle прослеживается тенденция к возрастающей во времени частоте накопления и все более широкому распространению УФ, что согласуется с ростом биопродуктивности морей и биомассы от архея к венду, развитием благоприятных структурных и физико-химических условий в атмосфере и гидросфере для качественного и количественного изменений в эволюции организмов.

В фанерозойском эоне выделено 26 уровней (включая современный) формирования доманикоидных толщ, развитие которых происходило в результате крупных планетарных трансгрессий, а также под влиянием тектонических факторов (рифтогенеза, вулканизма). Последнее подтверждается наличием во многих

доманикоидных толщах пепловых слоев, которые подчеркивают их ритмичное строение. Впервые выделены эпохи спада в формировании доманикоидных отложений с периодами 20 и 25 млн лет, совпадающие с крупными биологическими катастрофами и абиотическими событиями.

Исследование периодичности формирования углеродистых отложений в геоциклах криптозоя и фанерозоя позволило установить некоторые корреляционные связи с продолжительностью астрофизических, геотектонических и эвстатических циклов. Представляется, что для нефтегазовой геологии наиболее важными являются периодичности 20 и 30 млн лет, с которыми коррелируют планетарные и субпланетарные стратиграфические уровни накопления доманикоидных отложений.

3.3. Генерационный потенциал доманикоидных толщ и закономерности распределения мировых запасов нефти и газа по стратиграфическим интервалам.

По последним подсчетам ВНИИЗарубежгеологии мировые ресурсы нефти, извлекаемые из недр при современном технологическом уровне, составляют 554,7 млрд т, газа – 634,3 трлн м³ (по данным Геологической службы США – 512,8 млрд т и 485,1 трлн м³, соответственно). Текущие разведанные запасы оцениваются в 188,6 млрд т нефти и 179,4 трлн м³ газа [63].

Вопрос распределения мировых ресурсов УВ по стратиграфическим интервалам важен для определения перспектив нефтегазоносных комплексов в конкретно взятом регионе и направленности геологоразведочных работ на горючие ископаемые в целом.

С.Г. Неручев показал [214], что почти все эпохи интенсивного накопления ОВ в фанерозое (особенно в девоне и карбоне) являлись одновременно эпохами нефте- и газонакопления. В данном исследовании автором выполнено сопоставление выделенных стратиграфических уровней развития доманикоидных отложений с известными НГМТ и нефтегазоносностью породных комплексов различных стратиграфических интервалов фанерозоя.

На рис. 3.7. показано, что с эпохами интенсивного накопления ОВ (кривая по [174]) связано образование доманикоидных отложений планетарного распространения, описанные в разделе 3.1. Авторами работы [397] в фанерозое выделены шесть главных стратиграфических интервалов, которые содержат наиболее эффективные (т.е. с высоким генерационным потенциалом) НГМТ. Так, силурийские НГМТ сгенерировали 9% общемировых запасов нефти и газа, верхнедевонско-турнейские – 8%, пенсильвания (средний-верхний карбон) и нижней перми – 8%, верхней юры – 25%, среднего мела – 29%, олигоцен-миоцена – 12,5%. НГМТ перечисленных стратиграфических интервалов обеспечили более чем 90% общемировых разведанных запасов нефти и газа. Заметим, что на статистические данные силура большой эффект оказала продуктивность бассейнов-супергигантов, например, Арабско-Иранского, в силурийских породах сосредоточено 74% УВ

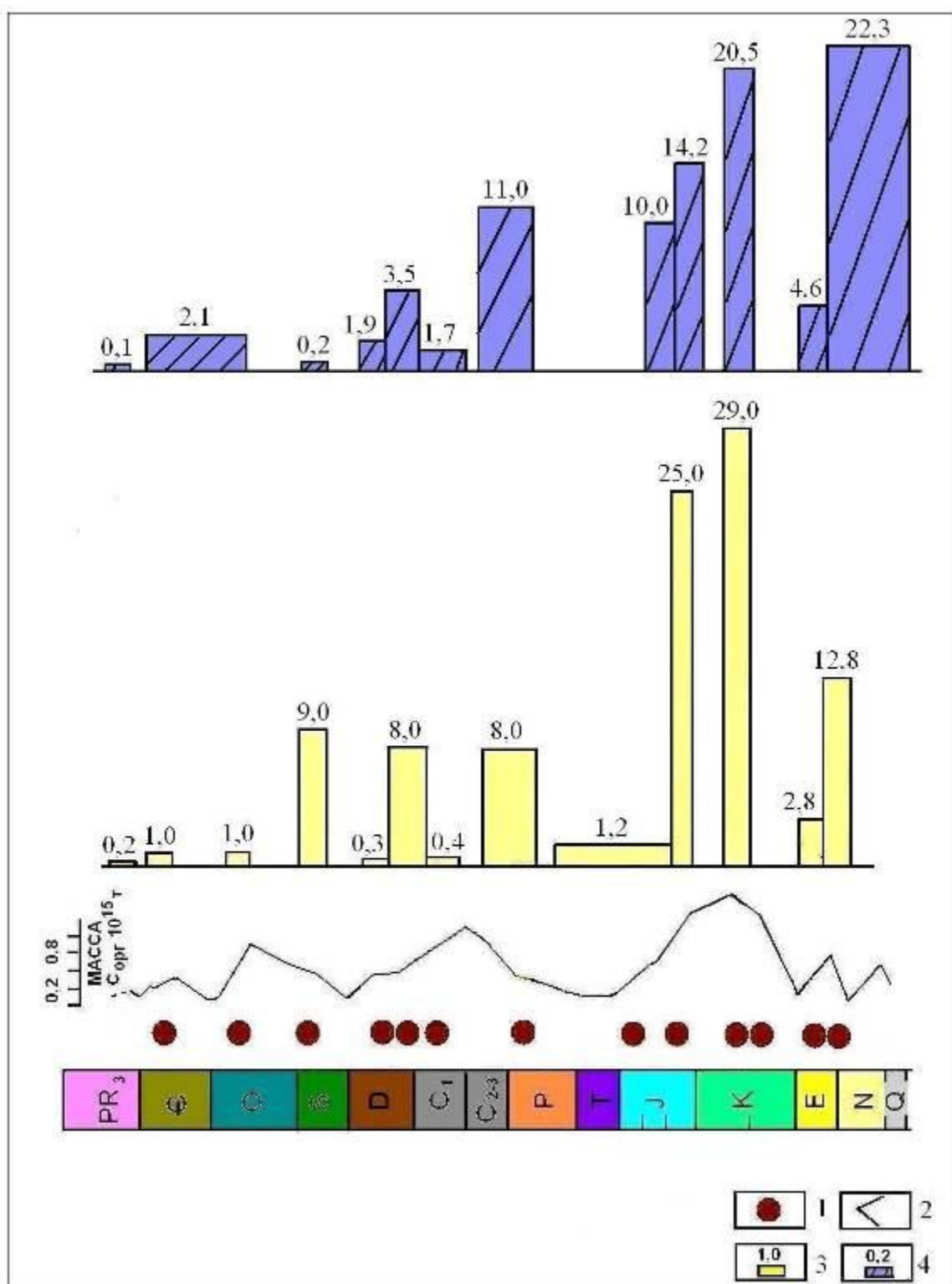


Рис. 3.7. Планетарные (1) и субпланетарные (2) уровни доманикоидных отложений фанерозоя и сопоставление их с эпохами усиления и ослабления (3) накопления $C_{орг}$ (по С.П. Максимова и др. [174]), интервалами продуктивных НГМТ (4) и установленными запасами УВ (5), выраженными как процентное отношение к начальным мировым запасам УВ, которые приведены к 100% (составила С.А. Мачулина по данным работы [397]).

УВ ресурсов силура (преимущественно это газ – 85%). Характерной чертой породных комплексов мезозойского и кайнозойского мегациклов является высокая степень их нефтегазоносности с пиковыми значениями в кимеридж-апт-туроне и олигоцен-миоцене. С названными НГМТ связана нефтегазоносность бассейнов Лавразии и Гондваны, нефтяных поясов Тетиса, внутриконтинентальных бассейнов Северной Америки, Евразии и арктических морей.

Эффективные НГМТ олигоцена–миоцена занимают свыше 25% области развития пород данного возраста и произвели 12,5% общемировых первоначальных запасов нефти и газа, обеспечив нефтегазоносность бассейнов Альпийско-Гималайского пояса и его западного трансатлантического продолжения в Мексиканско-Карибской области Тихоокеанского кольца, а также некоторых зон пассивных окраин Атлантического, Индийского и Арктического океанов.

Важно отметить, что некоторые нефтегазоносные бассейны мира характеризуются наличием двух и более стратиграфических уровней интенсивного накопления ОВ и образования доманикоидных толщ в кайнозое. Например, в бассейне Сурма (Бангладеш) доманикоидные отложения развиты на трех стратиграфических уровнях и представлены следующими формациями: 1) газоносными – Копили и Черра (5-16% $C_{орг}$) палеоцен-эоценового возраста; 2) нефтегазоносной – Дженам (1,4-2,7% $C_{орг}$) олигоценевого возраста; 3) нефтегазоносной – Бубан (среднее содержание 1,76% $C_{орг}$) миоценового возраста. В нефтегазоносных бассейнах Предкавказья доманикоидные отложения известны на пяти стратиграфических уровнях: 1) эоценовые карбонатно-глинистые породы кумской свиты (до 4,7% $C_{орг}$); 2) хадумский и баталпашинский горизонты нижнего майкопа (среднее содержание 1,3-4,7% $C_{орг}$); 3) собственно майкопские глины (до 3,5% $C_{орг}$); 4) чокракские глины (2% $C_{орг}$) 5) сарматские глины (до 2,3-3,6% $C_{орг}$).

Многоуровневое интенсивное накопление ОВ, формирование высоко эффективных НГМТ и обусловленная этим “многоэтажная” нефтегазоносность осадочных комплексов свойственны также палеозойской эре. Например, средний-поздний кембрий и средний-поздний ордовик-ранний силур характеризуются почти непрерывным и интенсивным накоплением ОВ в осадочных комплексах се-

вера и запада Европы, Британской Исландии, северо-востока Сибири. Доманикоиды этих стратиграфических интервалов обеспечили нефтегазоносность грабена Осло (Норвегия), бассейнов Северной Америки (Мидленд и др.), арктических окраин Евразии, а также битуминозность Франклинского бассейна Северной Гренландии и др. [429]. С раннего силура вплоть до турнейского века включительно происходило прерывисто-непрерывное формирование высокопотенциальных доманикоидных толщ в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне, что обеспечило “многоэтажную” нефтегазоносность его породных комплексов.

Таким образом, во многих бассейнах мира палеозойские и кайнозойские формационные комплексы характеризуются многоэтажной нефтегазоносностью, как бы их “сгущением” по сравнению с формационными комплексами других стратиграфических подразделений, особенно, верхней перми, триаса, нижней юры. С долей условности такое распределение нефтегазоносности в породных комплексах фанерозоя можно представить в виде модели гантели, что обусловлено, вероятно, тектоно-геодинамическими особенностями развития Земли.

Согласно статистическим данным [397] наибольший процент ресурсов УВ имеет сингенетическое происхождение и меньший процент УВ “уловлен” породами других стратиграфических интервалов (т.е. имеет эпигенетическое происхождение). Распределение запасов УВ в перспективных комплексах ДДВ подтверждает эту закономерность (рис. 3.8). Небольшие запасы нефти и газа в докембрийском и мезозойском породных комплексах, которые не имеют собственных НГМТ, свидетельствуют о преимущественно сингенетическом формировании большинства нефтегазовых месторождений региона. Последние сосредоточены в палеозойских (D_3-C_2) нефтегазоносных комплексах.

Аномальные значения запасов в (C_3-P_1) нефтегазоносном комплексе ДДВ обусловлены вторичной миграцией УВ и их скоплением под соленосной (P_1) и глинистой (T_1) региональными покрывками преимущественно в месторождениях-гигантах – Шебелинском и Крестищенском.

Выводы. Из схемы 3.7. следует, что в фанерозое с эпохами интенсивного накопления ОВ коррелируются планетарные стратиграфические уровни развития

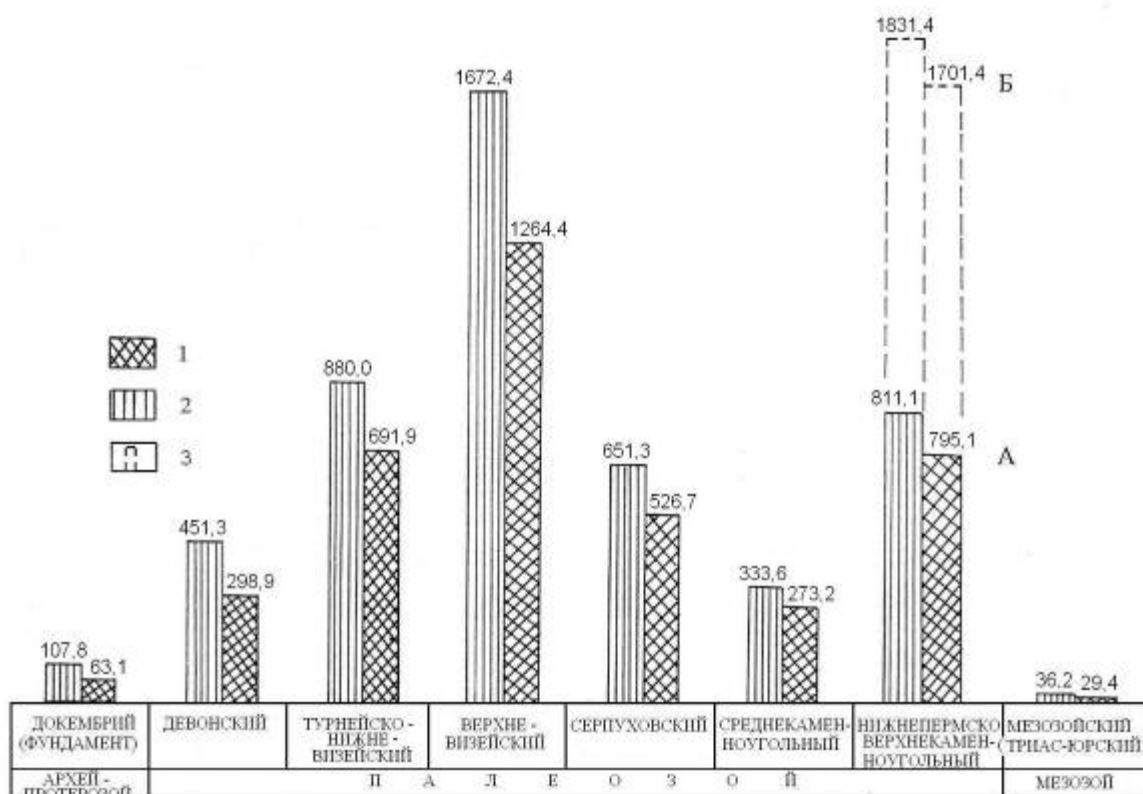


Рис. 3.8. Распределение запасов УВ в перспективных комплексах ДДВ (составила С.А. Мачулина по данным работы [248]). 1 – запасы нефти и конденсата. 2 – запасы газа. 3 – запасы с учетом месторождений-гигантов – Шебелинского и Крестинского.

доманикоидных толщ, стратиграфические интервалы развития НГМТ и разведанные общемировые запасы нефти и газа. Это может служить важным аргументом в пользу органического происхождения нефти. Исходя из общемировых закономерностей распределения запасов нефти и газа по стратиграфическим интервалам, основной нефтегазоносный потенциал Украины связан с девонско-каменноугольными породными комплексами ДДВ и мезозой-кайнозойскими – Карпат и южных регионов страны.

Раздел 4

Геологические условия формирования и генерационный потенциал доминирующих отложений нефтегазоносных регионов Украины.

Территория Украины характеризуется длительным формированием (~3,5 млрд. лет) и многообразием крупных разновозрастных геоструктурных элементов, предопределивших формирование месторождений УВ в осадочном и кристаллическом комплексах. В ее пределах выделяются древняя платформа – юго-западная часть ВЕП, молодая эпипалеозойская Скифская плита, краевые прогибы (Предкарпатский, Индоло-Кубанский и др.) и разновозрастные складчатые сооружения (альпиды Карпат, киммериды горного Крыма, герцениды Донецкого складчатого сооружения (ДСС) или Складчатого Донбасса (СД) (рис. 4.1).

Главным структурным элементом ВЕП является Украинский кристаллический щит, который, погружаясь в северо-восточном направлении под слабо дислоцированные мезозой-кайнозойские и каменноугольные отложения, образует южный борт ДДВ. Последняя расположена между Украинским щитом (УЩ) и Воронежской антеклизой и представляет собой крупный геотектонический элемент (палеорифт), который является частью планетарного Сарматско-Туранского линеамента, протягивающегося от Подляско-Брестского прогиба через Припятский, Деснянский и Днепровский грабены, СД, Манычский грабен, Мангышлакскую миогеосинклинальную складчатую зону и далее на восток [7].

По современным геодинамическим представлениям, вдоль юго-западного края ВЕП простирается Балтийско-Черноморский перикратонный прогиб, в пределах которого расположены три нефтегазоносные области: Балтийская и Преддобруджинская – нефтеносные и Львовско-Люблинская – нефтегазоносная. Формирование этих областей происходило под влиянием тектонической активизации Ботническо-Балтийского, Волынского-Оршанского и Одесско-Джанкойского рифтогенов (рис. 4.2), тесно связанных с эволюцией ограничивающих разломов [37]. Развитие рифтогенов происходило не одновременно и не всегда достигало стадии классической грабеновой структуры. После основной стадии активизации

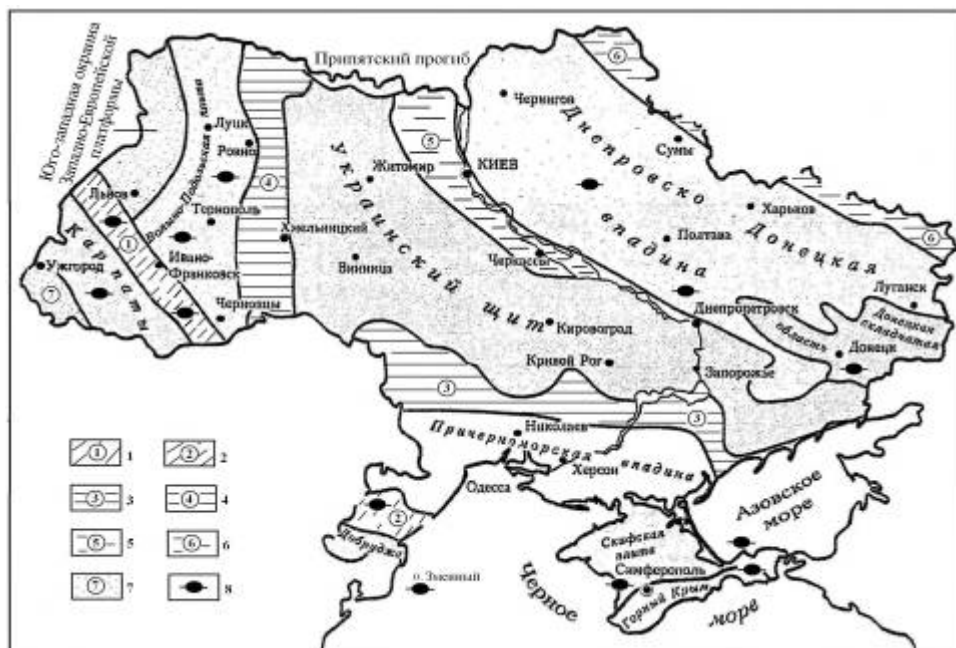


Рис. 4.1. Схема тектонического районирования территории Украины по [352] с дополнениями автора. Цифра в круге: 1 – Предкарпатский прогиб. 2 – Преддобруджинский прогиб. 3 – Юго-западный склон УЩ. 4 – Западный склон УЩ. 5 – Северо-восточный склон УЩ. 6 – Юго-западный склон Воронежского массива. 7 – Закарпатская впадина. 8 – распространение доманикоидных отложений.



Рис. 4.2. Рифтогены и нефтегазоносность юго-западной окраины ВЕП (по [37]). 1 – границы геоструктурных единиц. 2 – разломы рифтогенов. Месторождения: 3 – нефтяное, 4 – газовое. Рифтогены (цифры в круге): 1 – Ботническо-Балтийский. 2 – Люблинский. 3 – Волынско-Оршанский. 4 – Одесско-Джанкойский. 5 – Днепровско-Донецкий. 6 – Припятский. Нефтегазоносные области: А – Балтийская. Б – Львовско-Люблинская. В – Преддобруджинская. Г – Днепровско-Донецкая. Д – Припятская.

какого-либо из рифтогенов на протяжении дальнейшей геологической истории проявлялись тектонические движения молодого возраста. Исходя из этого, Львовский палеозойский прогиб рассматривается исследователями как наложенная синеклиза на Волинско-Оршанский рифтоген, которая относительно него значительно расширила свои границы [44].

Краевой структурой ВЕП является Волыно-Подольская окраина, располагающаяся на западном склоне УЩ. Наиболее значительное погружение фундамента (6-8 км) отмечается во Львовской впадине, наложенной на одноименный палеозойский прогиб и объединяющийся на северо-западе с Люблинской впадиной. Общая площадь Львовской впадины более 10 тыс. км². На юго-западе по системе нарушений она граничит со сложной покровно-складчатой структурой – Предкарпатским прогибом, который разделяет мегаантиклинорий Восточных Карпат и Волыно-Подольскую окраину ВЕП. Юго-западная граница Предкарпатского прогиба проходит под флишевым надвигом Складчатых Карпат. Складчатые Карпаты сложены флишевыми образованиями мелового и палеогенового возрастов, интенсивно смятыми в складки и разбитыми продольными и поперечными нарушениями. Юго-западнее Складчатых Карпат располагается Закарпатский внутренний прогиб, выполненный мощной толщей неогеновых осадков [20].

В пределах южной территории Украины выделяются Скифская плита с герцинско-раннекиммерийским складчатым основанием и мегаантиклинорий Горного Крыма. Строение южной окраины ВЕП характеризуется общим погружением (0,5-1°) архейско-верхнепротерозонского фундамента с севера на юг до отметки 2000-3000 м (Южноукраинская моноклинали), которое сопровождалось наращиванием разреза осадочного чехла. Фундамент моноклинали на территории Северо-Причерноморской зоны перекрыт меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадками, мощность которых достигает 5-7 км. В Западно-Причерноморской зоне, которая погружена относительно Северо-Причерноморской на 500-1000 м за счет увеличения вертикального смещения по Одесскому разлому, появляется толща палеозойских (кембрий, силур, девон) и юрских отложений, перекрытых мелом, мощностью от первых метров на севере до 1500 м у южного края моно-

клинали. Зона сочленения древней ВЕП и молодой Скифской плиты прослеживается в субширотном направлении по системе глубинных разломов; она имеет шовный характер и сопровождается платформенными депрессиями [199, 294]. Основными звеньями шовной зоны является Преддобруджинский и Каркинитско-Северо-Крымский прогибы.

Преддобруджинский прогиб сформирован в южной краевой части ВЕП. Прогиб ограничивается на востоке Одесским разломом, юго-западе – массивом Северной Добруджи, его западная граница располагается за пределами Украины. Преддобруджинский прогиб по Одесскому разлому граничит с Каркинитско-Северо-Крымским. К числу альпийских структур, протягивающихся вдоль южной границы Скифской плиты, относится Индоло-Кубанский прогиб, большая часть которого расположена под водами Азовского моря.

На территории Украины принято выделять следующие нефтегазоносные регионы: Восточный – Днепровско-Донецкая впадина и северная окраина Донбасса; 2) Западный – Карпатский с нефтегазоперспективной территорией Волыно-Подольской плиты и Львовского прогиба); 3) Южный – Причерноморско-Крымский, включая морские зоны Чорного и Азовского морей, территорию Преддобруджинского прогиба и Килийско-Змеиное поднятие.

Основные объемы ресурсов нефти сконцентрированы в Западном – 43,5% и Восточном – 33,7% регионах, свободного газа в Восточном – 49,0% и Южном – 32,7%. В недрах Восточного региона остаются неразведанными 1,8 трлн м³ газа и 326 млн т жидких УВ. Реализация начальных ресурсов составляет 56,6%. В Западном регионе освоено 34% начальных ресурсов, неразведанных – 545 млн т жидких и 614,4 млрд м³ газа. По оценкам специалистов, потенциальные добываемые запасы УВ Чорного и Азовского морей составляют 2,3 трлн м³ в газовом эквиваленте, что составляет 30% всех запасов Украины [110].

На рис. 4.1. показаны регионы исследования доманикоидных отложений в Украине. Доманикоидные отложения известны во всех главных нефтегазоносных регионах страны. Обращает на себя внимание их расположение вокруг УЩ и его склонов.

4.1. Западный нефтегазоносный регион.

Волыно-Подольский нефтегазоносный регион с учетом геоструктурных позиций входит в состав более крупной Львовско-Люблинской нефтегазоносной области. По уточненным данным Ю.З. Крупского [149] граница между древней ВЕП и молодой Западно-Европейской платформами проходит по Нововолынскому и Радехов-Рогатинско-Монастырскому разломам (зона Тейссейра-Торнквиста). К территории ВЕП относятся Волыно-Подольская моноклинали, Ковельский выступ и Львовский палеозойский прогин, контур которого проводится по границе распространения среднедевонских отложений. Во Львовском прогибе выделяется Внешняя и Внутренняя зоны, сформированные на дислоцированных отложениях рифей-среднедевонского возраста и Рава-Русская складчатая зона (рис. 4.3.). Внутренняя зона прогиба относится к Западно-Европейской платформе.

В геологическом строении Волыно-Подоллии (ВП) принимают участие образования рифея (полесская серия) и венда (волынская и валдайская серии), палеозоя (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон), мезозоя (юра, мел), кайнозоя (неоген), залегающие на архей-протерозойском кристаллическом фундаменте [107].

В результате проведения геолого-геофизических работ в осадочном чехле ВП были выделены кембрийский, силурийский и каменноугольно-девонский перспективные нефтегазоносные комплексы, а также открыто два небольших месторождения газа (Великомостовское и Локачевское) с залежами в девонских отложениях, где ловушками послужили антиклинальные складки. Считается, что кембрийские отложения могут быть перспективными во Львовском прогибе (на запад от Радеховского разлома) и на моноклиналином склоне, где они залегают на небольших глубинах. В настоящее время нефтегазоносность кембрийских отложений в пределах юго-западной окраины ВЕП установлена только в Балтийской синеклизе. В западной части Львовского прогиба в отложениях карбона и девона выявлен ряд узких антиклинальных структур, которые прослеживаются с северо-запада на юго-восток на расстояние от 100 до 150 км. В соседнем Люблинском прогибе девонские отложения также нефтегазоносны, залежи нефти и газа связаны со средне- и позднедевонскими (фаменскими) карбонатными породами рифо-

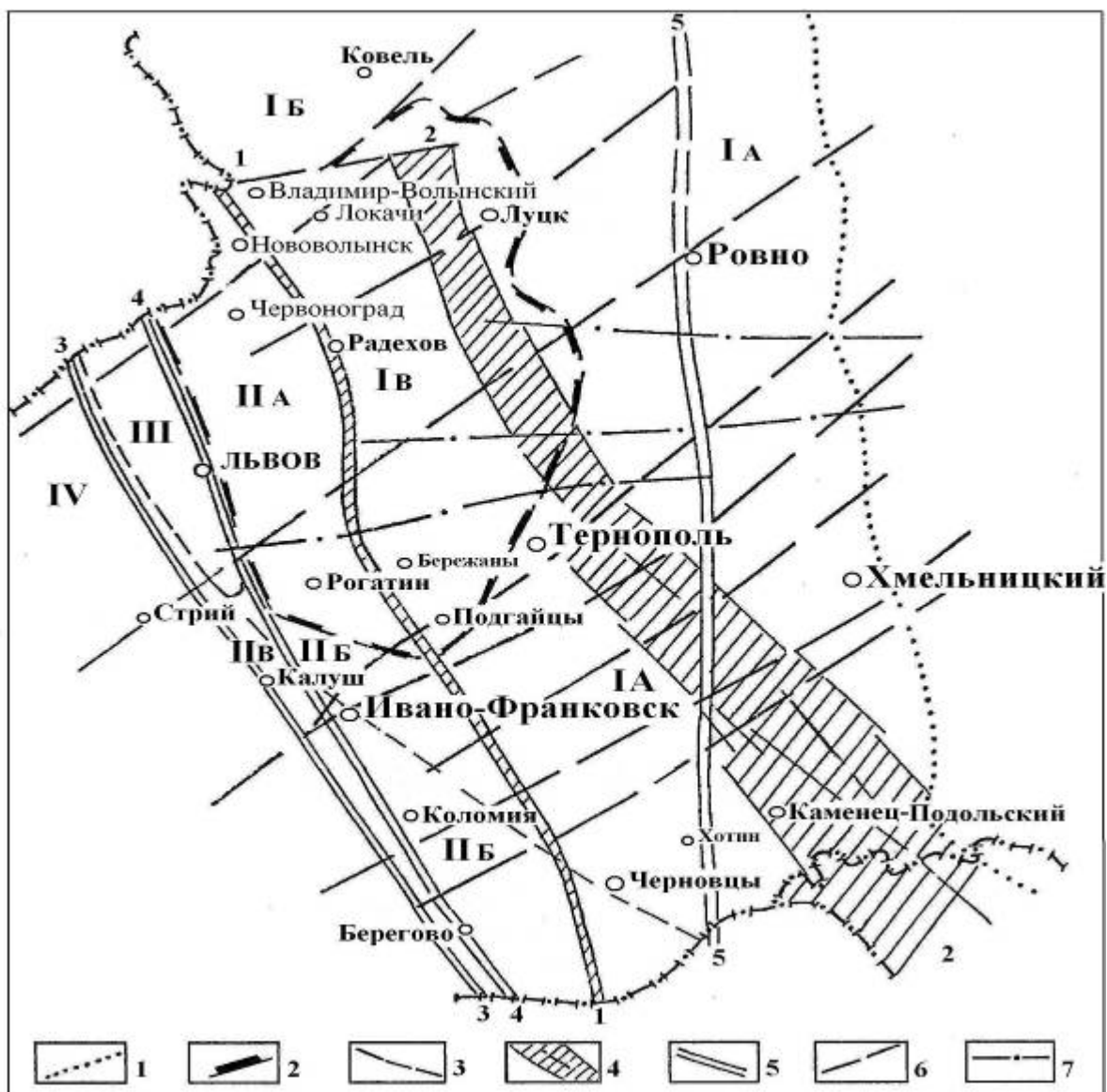


Рис. 4.3. Схема тектонического районирования Волыно-Подоллии по [149].

Границы: 1 – Украинского щита, 2 – Львовского палеозойского прогиба. 3 – Предкарпатского прогиба. 4 – зоны трансформных разломов: 1-1 – Нововолынского и Радехов-Рогатинско-Монастырского, 2-2 – Луцко-Збарзского-Каменец-Подольского. 5 – основные разломы северо-западного и меридионального направления: 3-3 – Городоско-Калушский, 4-4 – Рава-Русский, 5-5 – Ровенско-Борщевско-Новоселковский. 6 – основные разломы северо-восточного направления. 7 – основные разломы широтного направления. I – ВЕП: I_А – Волыно-Подольская моноклинал, I_Б – Ковельский выступ, I_В – Внешняя зона Львовского палеозойского прогиба. II – Западно-Европейская платформа: II_А – Внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба, II_Б – Милеевская зона, II_В – Рава-Русская зона, III – Львовская меловая мульда, IV – Предкарпатский прогиб.

генных фаций (газовые месторождения Комарув и Цецежин). В некоторых районах Львовского прогиба разведочными скважинами были вскрыты пористые доломиты золочевской свиты девона, которые имеют биогермную природу. Однако, перспективы нефтегазоносности каменноугольно-девонского и кембрийского комплексов на территории ВП остаются невыясненными.

Отложения силурийского возраста, в которых развиты доманикоидные отложения со стратиграфическим несогласием залегают на породах кембрия и ордовика; они распространены на всей территории ВП на небольших глубинах (1200-1500 м). На большей части плиты отложения силура представлены относительно полно. Наиболее глубокому размыву они подверглись в пределах Ковельского поднятия. Силурийская система представлена двумя отделами – нижним и верхним в составе венлокского (нижний отдел), лудловского и пржидольского ярусов (верхний отдел). Венлокский ярус подразделяется на китайгородский и баговицкий горизонты, лудловский представлен малиновецким, а пржидольский – скальским горизонтом. Представлены силурийские породы в основном известняками и глинистыми известняками. Широкой полосой (около 180 км) силурийские отложения простираются от Брестской впадины на севере до границы с Румынией на юге. На территории ВП они вскрыты более чем 80 скважинами. Перспективы нефтегазоносности этого комплекса связываются с органогенными известняками рифовой фации, которые образуют барьерный риф или биогермную гряду, протягивающуюся узкой полосой около 5 км через всю Волыно-Подолию от г. Владимир-Волинский через Радехов-Золочев-Бучач до г. Черновцы. Рифогенные породы вскрыты скважинами вблизи городов Бучач и Локачи, где они представлены коралловыми и криноидными кавернозными известняками с резким битуминозным запахом, мощностью до 60 м. (рис. 4.4).

Тектонические движения на краю ВЕП в силуре обусловили периодическое развитие региональных трансгрессий и регрессий. При этом, границы фациальных зон перемещались на значительные расстояния, а разрезы силурийских отложений приобретали циклическое строение. Регрессии и обмеления палеобассейна были значительными только в баговицкое и в начале скальского времени. Транс-

грессия максимально проявилась в малиновецкое время, когда отложились толща глинистых известняков и мергелей открытошельфовой зоны предрифовых образований (Ковельско-Хотинская зона), которая прилегает к подножию рифо-биогермного барьера. В сторону обрамляющей Галицийской складчатости эти известняки и мергели сменяются глинистыми граптолитовыми сланцами (Львовско-Коломыйская зона), накапливавшихся в депрессионных условиях остаточных прогибов. Верхнесилурийский разрез сложен мелководно-морскими органогенными известняками, распространенными преимущественно в восточной части ВПП, где в лудловское время терригенный материал с суши почти не сносился. Обнажаются известняки на Подольском выступе кристаллического фундамента в долине р. Днестр, а также в долинах рек Студеница, Тернава, Смотрич, Збруч и др.

Толща *доманикоидных граптолитовых сланцев* (жалдецкая свита во Львовском и Предкарпатском прогибах) повсеместно сложена глубоководными тонкослоистыми известковистыми аргиллитами, переходящими в верхней части в черные глинистые известняки. По сравнению с карбонатной мелководно-морской фацией для описываемых пород характерен обедненный состав бентосной фауны. Из органических остатков преобладают граптолиты, встречается мелкий детрит брахиопод и остракод. Особенности состава пород и наличие характерной фауны этой толщи указывают на увеличение глубин, слабую подвижность придонных вод и, возможно, ненормальный газовый режим морского бассейна. Мощность всех глинистых пород в районе г. Львова достигает 1000 м. Важно отметить, что на протяжении малиновецкого времени на территории Украины существовал тропический или теплый умеренно влажный климат. Это подтверждается палеогеографическими реконструкциями, которые показывают, что древняя ВЕП (в том числе и территория Украины) находилась на протяжении силурийского периода в приэкваториальном поясе [94]. По данным Е.Ф. Шевченко, Н.М. Габинет и др. [344, с. 150] содержание $C_{орг}$ в граптолитовых сланцах силура Волыно-Подоллии не высокое (0,5-1%), но выше, чем в породах кембрия, ордовика и девона (0,1-0,3 $C_{орг}$). Генерационный потенциал карбонатно-глинистых силурийских отложений составляет 170 жидких и $340 \cdot 10^3$ т/км³.

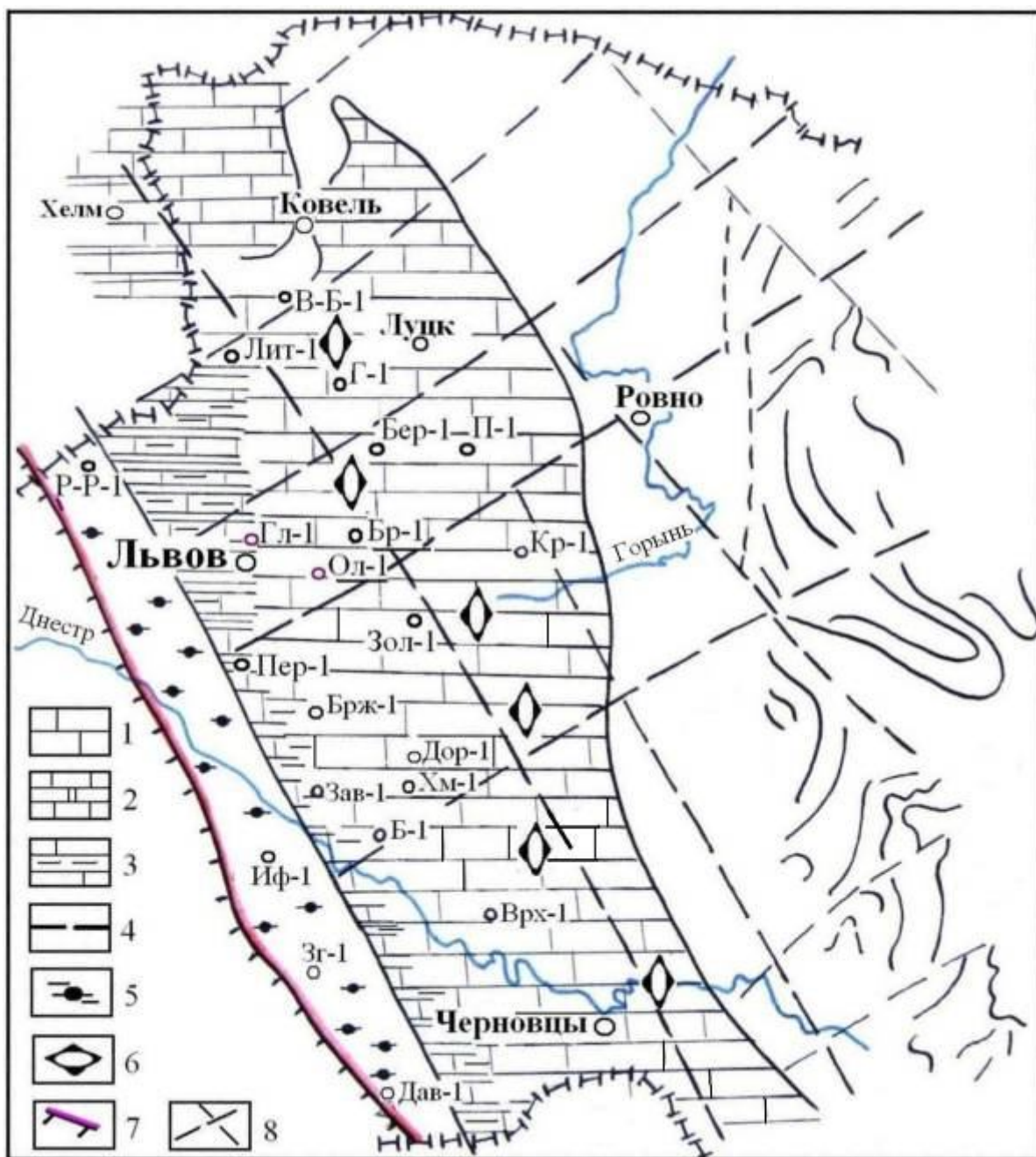


Рис. 4.4. Схема распространения литофаций силурийских отложений ВП по [106] с упрощениями (условные обозначения 5 и 6 поданы в рисовке С.А. Мачулиной, принятой для всех рисунков данной работы).

1 – нормально-морские известняки органогенно-детритовые, комковатые, глинистые. 2 – мелководные и лагунно-морские карбонатные породы. 3 – карбонатно-глинистые, переходные от платформенных. 4 – трансформный Нововолынский и Радехов-Рогатинско-Монастырский разлом (юго-западная граница ВЕП). 5 – граптолитовые сланцы. 6 – рифогенные образования. 7 – граница с Предкарпатским прогибом. 8 – основные разломы ВП.

Таким образом, мелководно-морской терригенно-карбонатной формации силура Ковельско-Хотинской структурно-фациальной зоны соответствует почти одновозрастная граптолитовая терригенно-глинистая формация Львовско-Коломыйской зоны. По всей видимости, в силуре имело место фациального перехода битуминозных доманикоидных граптолитовых сланцев в рифогенные образования, что повышает перспективы нефтеносности последних. Простираание обеих формаций субмеридиональное – параллельное простираанию зоны трансформных разломов – Нововолынского и Радехов-Рогатинско-Монастырского. Прогибание Волыно-Подольского края ВЕП в силуре сопровождалось интенсивным вулканизмом. В результате вулканической деятельности отложились туфы и метаботониты, мощностью 0,05-3,0 м, которые хорошо выражены в разрезах и служат реперами при корреляции [108].

В конце силурийского периода на ВП прекратилось рифообразование, что было вызвано изменением тектонического режима, вызванного проявлением эрийской фазы складчатости. В раннем девоне (тиверское время) на ВП развивается компенсированное песчано-глинистое осадконакопление, переходящее в распространение континентальных красноцветных пород.

В средне-позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи значительных погружений и режимов некомпенсированного осадконакопления на ВП не происходило, поэтому доманикоидные толщи не отлагались. Только в олесковское время (визейский ярус), когда значительная часть ВП была покрыта мелководным морем отлагались глинистые осадки доманикоидного облика. Олесковские породы окремнены, в них отмечается значительное количество кремнистых организмов – губок и радиолярий. Однако, небольшие глубины морского бассейна (первые десятки метров) и окислительная среда осадконакопления ($Eh = 350-480$ мВ по [289]) не способствовали сохранению значительных количеств ОВ.

Выводы. Полифациальная терригенно-карбонатная толща силура ВП образовалась в условиях теплого климата на стабильном шельфе периконтинентального бассейна Ковельско-Хотинской структурно-фациальной зоны. Ширина этой зоны составляла около 100 км. К западу от Ковельско-Хотинской зоны распро-

странена Львовско-Коломыйская структурно-фациальная зона шириной около 80 км. В морском бассейне последней преобладал терригенно-глинистый тип осадконакопления с распространением доманикоидных бескарбонатных или слабоизвестковых (до 20% карбонатов) аргиллитов с граптолитами.

Основные направления поисков залежей нефти и газа на ВП могут быть связаны с антиклинальными структурами в отложениях кембрия и девона, в рифогенных образованиях силура и карбонатных – верхнего девона и, возможно, сланцевого газа в доманикоидных толщах силура (граптолитовых сланцах) при условии детального комплексного исследования сланценосных толщ. В целом, Волыно-Подольская нефтегазоносная область обладает хорошими перспективами. В настоящее время степень освоения начальных потенциальных ресурсов УВ составляет здесь всего 7% [44].

Карпатский нефтегазоносный регион объединяет нефтегазоносные области, приуроченные к Предкарпатскому краевому прогибу, Складчатым Карпатам и Закарпатскому внутреннему прогибу на территории западных областей Украины, Румынии, Чехословакии, Польши. Общая площадь перспективных земель региона достигает 38 тыс. км² [352]. На украинской территории Предкарпатье и Складчатые Карпаты – нефтегазоносны, а Закарпатье – газонефтеносны. Наиболее перспективным является Предкарпатский прогиб.

Орогенная стадия для Карпатского региона началась в конце раннемеловой эпохи после завершения процессов поглощения океанической коры в зоне субдукции и установления режима сдавливания. С этого периода формируется Карпатский ороген и Предкарпатский прогиб. На протяжении позднего олигоцена-позднего сармата и плиоцена окончательно были сформированы Карпатский ороген, Предкарпатский и Закарпатский прогибы [149]. Наиболее популярной является схема тектонического районирования западных областей Украины С.С. Круглова (рис. 4.5) [76].

Предкарпатский прогиб – сложная покровно-складчатая структура, которая протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 300 км и разделяет мегантиклинорий Восточных Карпат и Волыно-Подольскую окраину ВЕП. Юго-западная граница Предкарпатского прогиба проходит под флишевым надвигом Складчатых Карпат (рис. 4.6.).

В Предкарпатском прогибе выделены три зоны: Бориславско-Покутская, Самборская, Бильче-Волицкая. Первая из них – Бориславско-Покутская, образована рядом надвинутых друг на друга антиклинальных складок, опрокинутых в северо-восточном направлении с подвернутыми или срезанными крыльями. Значительная юго-западная часть этой зоны перекрыта надвигом флишевых Карпат. Бориславско-Покутская зона, в свою очередь, надвинута на Самборскую, представляющую собой сложно построенный синклиний, сорванный со своего основания и образующий тектонический покров, лежащий на Бильче-Волицкой зоне. Для последней характерно наличие крупных, протягивающихся на большие расстояния синклиналей и разделяющих их антиклиналей. Бильче-Волицкая зо-

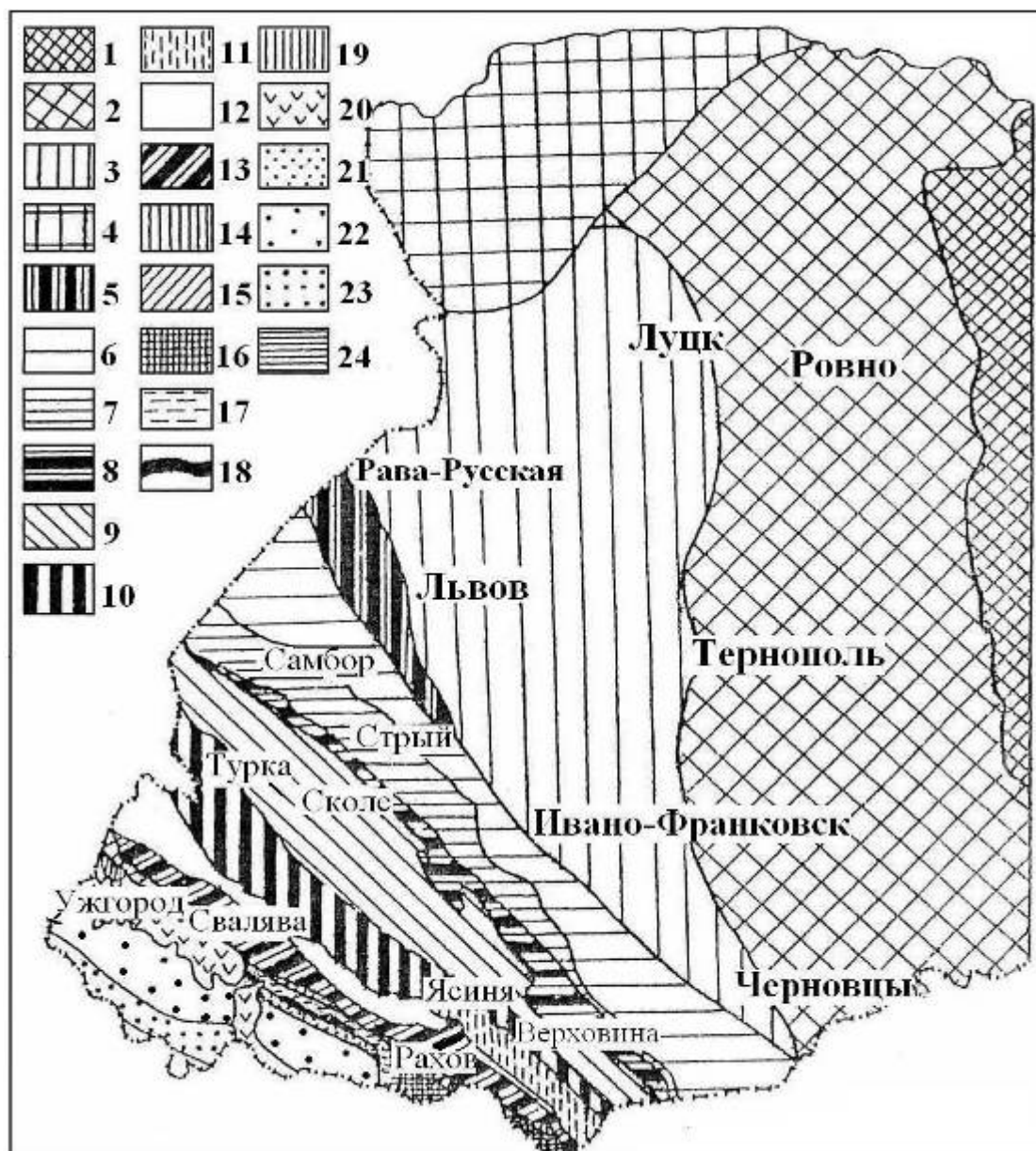


Рис. 4.5. Схема тектонического районирования западных областей Украины (по С.С. Круглову и др.[76]).

Волыно-Подольская окраина ВЕП: 1 – Украинский щит (УЩ), 2 – Западный склон УЩ, 3 – Львовский прогиб, 4 – Волынский выступ, 5 – Рава-Русская складчатая зона. Зоны Предкарпатского прогиба: 6 – Бильче-Волицкая, 7 – Самборская, 8 – Бориславо-Покутская. Зоны Украинских Карпат: 9 – Скибовая, 10 – Кросненская, 11 – Черногорская, 12 – Дуклянская, 13 – Могурская, 14 – Поркулецкая, 15 – Раховская, 16 – Марморошского кристаллического массива, 17 – Марморошских скал, 18 – Пеннинских скал, 19 – Подгальская, 20 – Выгорлат-Гутинская, 21 – Краевая, 22 – Центральная, 23 – Припанонского глубинного разлома, 24 – Панонская межгорная впадина.

на – автохтонна. Выполняющие ее баденские и сарматские отложения перекрывают рифейско-палеозойские структуры и наложенные на них юрские и верхнемеловые прогибы краевой части платформы (рис. 4.6).



Рис. 4.6. Схематический геологический разрез юго-восточной части Предкарпатского прогиба (по Ю.З. Крупскому [149]). Отложения: 1 – флишевые. 2 – платформенные. 3 – молассовые. 4 – глубинные разломы: У – Ужозкий, П – Предкарпатский, Н – Наддвернянский, К – Калушский. 5 – надвижки и покровы.

Складчатые Карпаты имеют очень сложное покровно-складчатое строение. В. В. Глушко [88] здесь выделяет 8 структурных зон, сложенных мел-палеогеновой флишевой формацией. Во внутренней части Складчатых Карпат обнажаются древние (протерозой-палеозойские) кристаллические породы Мармарошского массива и узкая полоса Пенинских утесов, разделяющая Альпийскую складчатую систему Карпат на Внутренние (массивы Центральных и Западных Карпат) и Внешние (флишевые) Карпаты. Начало формирования флишевого пояса Карпат связано с образованием в поздней юре-раннем мелу глубокого трога, в пределах которого в течение мела и палеогена шло интенсивное накопление ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже мергелей и пелитоморфных известняков. Суммарная мощность мел-палеогенового флиша достигает 9-10 км. На рубеже палеогена и неогена вследствие сжатия земной коры во флишевых Карпатах завершился главный геосинклинальный этап развития. Ин-

версия геотектонического режима сопровождалась складчатостью с возникновением систем надвигов.

Юго-западнее Складчатых Карпат располагается *Закарпатский внутренний прогиб*, отделенный региональным разломом. Мощные неогеновые отложения прогиба перекрывают структуры Внутренних Карпат. По региональному разлому в верхнем неогене происходили мощные вулканические излияния, образовавшие Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду, сложенную покровами базальтов, андезитов, дацитов, липаритов и их туфов мощностью до 1000 м. Этой грядой неогеновых зффузивов Закарпатский прогиб делится на Солотвинскую и Мукачевскую впадины. Береговая зона горстовых поднятий отделяет указанные впадины от Паннонской. На западе прогиб сливается со Словацкой впадиной и на юго-востоке сменяется Трансильванской. Под неогеновыми образованиями развита интенсивная мезозойская складчатость, покровы (северо-западная часть) и мощные толщи мел-палеогеновых флишоидных пород, смятых в складки (юго-восточная часть). Основание прогиба разбито серией разломов. В Солотвинской впадине и на востоке Мукачевской – развит галокинез [04y].

Предкарпатская нефтегазоносная область является второй в Украине по значимости и перспективам нефтегазоносности. Это одна из наиболее старых нефтегазодобывающих областей. Промышленная нефтегазоносность прослежена до глубины более 5000 м. Нефтяные, газоконденсатные и газовые залежи связаны с антиклинальными складками, моноклинальными блоками и эрозионными выступами. Они находятся в отложениях юры, мела, палеогена и неогена. Нефтегазоносными являются Бориславско-Покутская и Бильче-Волицкая зоны. Отсутствие флишевых отложений, надежных экранирующих горизонтов и развитие интенсивной складчатости исключают Самборскую зону из числа перспективных районов [352].

В *Бориславско-Покутской зоне* регионально нефтегазоносными являются палеогеновые и на отдельных структурах верхнемеловые отложения. Основные запасы нефти и газа сосредоточены в отложениях эоцена и олигоцена. Большая часть неразведанных ресурсов этой зоны приурочена к глубинам 5-7 км. В разре-

зе эоцена выделяют три основные продуктивные толщи, которые отвечают ма-
нявской, выгодской и быстрицкой свитам. Нефтяные и газоконденсатные эоцено-
вые залежи установлены на Бориславском, Долинском, Битковском и других ме-
сторождениях. Коллекторы представлены песчаниками и алевролитами.

Наибольшее количество выявленных в зоне залежей нефти и газа связано с
менилинтовой серией олигоценовых отложений (Долинское, Битковское и другие
месторождения). Коллекторами служат песчаники и алевролиты с пористостью от
5 до 21,7% и проницаемостью до 10 мД.

В *Бильче-Волицкой* зоне продуктивные горизонты приурочены к терриген-
ным верхнемеловым и карбонатным верхнеюрским отложениям, а также к песча-
но-глинистым порода миоцена (баден-сармат). В этой зоне сосредоточено около
2/3 неразведанных ресурсов нефти Закарпатского региона, однако большая их
часть (около 97 %) сосредоточена на глубинах более 5 км.

Нефтегазоносная область *Складчатых Карпат* охватывает структурные зо-
ны Внешних Карпат. Проявления нефти и газа известны во всех зонах нефтегазо-
носной области, но особенно многочисленны в Скибовой зоне. На территории
Украины в Скибовой, Кросненской, Ужок-Дуклянской и Магурской зонах выяв-
лены нефтяные месторождения, связанные как с меловыми, так и палеогеновыми
осадочными комплексами (Сходницкое, Битковское месторождения). Залежи пла-
стовые, сводовые. Нефть на обоих месторождениях легкая, малосернистая, мало-
парафинистая с невысоким содержанием газа.

Закарпатская газонефтеносная область располагается в пределах Закар-
патского внутреннего прогиба. Здесь выявлены брахиантиклинальные структуры,
осложненные сбросами и внедрениями соли и вулканических пород. Их формиро-
вание произошло в конце альпийского тектогенеза. Признаки газонефтеносности
приурочены к различным стратиграфическим горизонтам палеогена и неогена.
Наиболее значительные притоки газа получены из палеогеновых отложений Со-
лотвинской структуры, осложненной галокинезом. Коллекторами газа служат ту-
фы, туффиты и песчаники новоселицкой, буркаловской свит и нижнетереблян-
ской подсвиты. Среднее значение пористости терригенных и туфогенных разно-

стей от 6 до 43%. Нефтегазоупором служит глинисто-соленосная толща верхнетереблянской подсвиты, мощностью от 200 до 1000 и более метров [20].

Доманикоидные отложения. В данном нефтегазоносном регионе как доманикоидные можно рассматривать следующие толщи. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах: 1) морские глинистые отложения нижней и средней юры, 2) глинистые известняки и мергели верхней юры, 3) глинистые отложения нижнемелового возраста (барем-альб) – спасская и шипотская свиты, которые являются возрастными аналогами. В Складчатых Карпатах (Скибовая зона) и Предкарпатском прогибе – олигоценые кремнистые и кремнисто-глинистые отложения менилитовой серии.

В Предкарпатском прогибе (Бильче-Волицкая и Самборская зоны) ниже- и среднеюрские терригенные отложения накапливались в морских условиях и восстановительной обстановке ($Fe_{\text{пир}} = 1,2\%$). Содержание РОВ в глинистых породах Предкарпатского прогиба – от 0,8 до 2, 2% (средневзвешенное – 1,2%). В Закарпатском прогибе средневзвешенное количество РОВ в глинистых породах составляет только 0,5%. По данным химико-битуминологических исследований петрографический тип РОВ – сапропелево-гумусовый; его катагенетическая превращенность соответствует стадиям мезокатагенеза – МК₂-МК₃. Генетический потенциал ниже- и среднеюрские терригенных отложений составляет: для газообразных битумоидов – $40-500 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$, жидких – от 30 до $300 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$ [344].

Верхнеюрские глинисто-карбонатные отложения в Предкарпатском и Закарпатском прогибах имеют более широкое распространение, нежели предыдущие образования. Известняки и мергели откладывались в относительно глубоководных условиях морского бассейна. В верхнеюрских известняках Предкарпатского прогиба РОВ достигает 0,7%, в Закарпатском прогибе – не более 0,1%. Тип РОВ в известняках – сапропелевый, в мергелях – гумусово-сапропелевый. В глинистых известняках и мергелях доля гумусового ОВ составляет 20-50%. Генерационный потенциал верхнеюрских карбонатных доманикоидов Предкарпатского прогиба составляет: для жидких УВ – $30-200 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$, для газообразных – $60-400 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$. Генерационный потенциал этих же отложений для Закарпатского прогиба

составляет не более $100 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$ [344].

Северный склон Складчатых Карпат сложен барем-альбскими флишеподобными темноцветными окремненными аргиллитами спасской свиты, мощностью более 900 м. В ней присутствуют 3-4 пачки преимущественно песчаного состава, которые разделяются прослоями аргиллитов. Средневзвешенное количество $C_{\text{орг}}$ в спасских доманикоидах – 1,2%. Содержание до 5% $C_{\text{орг}}$ и более характерно для глинистых разностей. Количество ХБА в кремнисто-глинистых разностях шипотской свиты (возрастного аналога спасской) весьма значительно и составляет 0,14-0,44%. Фациально-генетический тип ОВ спасской и шипотской свит – гумусово-сапропелевый. По данным [245] основными продуцентами ОВ были диатомовые водоросли и в меньшей степени – радиолярии. Гумусовые компоненты спасской свиты могут слагать до 30%. Генерационный потенциал спасской свиты составляет в среднем $350 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$ жидких и $600 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$ газообразных УВ. В целом, средний генерационный потенциал для нижнемеловых отложений складчатых Карпат – $150 \cdot 10^3 \text{ т/км}^3$. Для уточнения потенциально нефтематеринских пород в Карпатском регионе значительное количество образцов спасской и шипотской свит были исследованы современным методом пиролиза на анализаторе Рок-Эвал. В результате было установлено, что наилучший начальный потенциал имеет нижнемеловая шипотская свита – до 26 кг УВ на тонну породы (УВ/т п) в Черногорской и Кросненской зонах. Также, высокий начальный потенциал (20,6 кг УВ/т п) имеет менилитовая свита олигоцена [138].

Менилитовая серия пород широко распространена в Восточных Карпатах, от границы с Польшей до границы с Румынией, на площади более 15 тыс. км². На территории Украинских Карпат в юго-западном направлении она постепенно замещается фациальным аналогом – кросненской свитой, которая представлена песчано-глинистым флишем и имеет мощность до 1000 м. Верхняя часть кросненской свиты датируется миоценовым возрастом. Отложения менилитовой свиты выходят на дневную поверхность или перекрыты четвертичным аллювием незначительной мощности (до 20 м). В зоне Береговой скибы Складчатых Карпат (в окрестностях Борислава) они имеют мощность до 250 м (рис. 4.7).

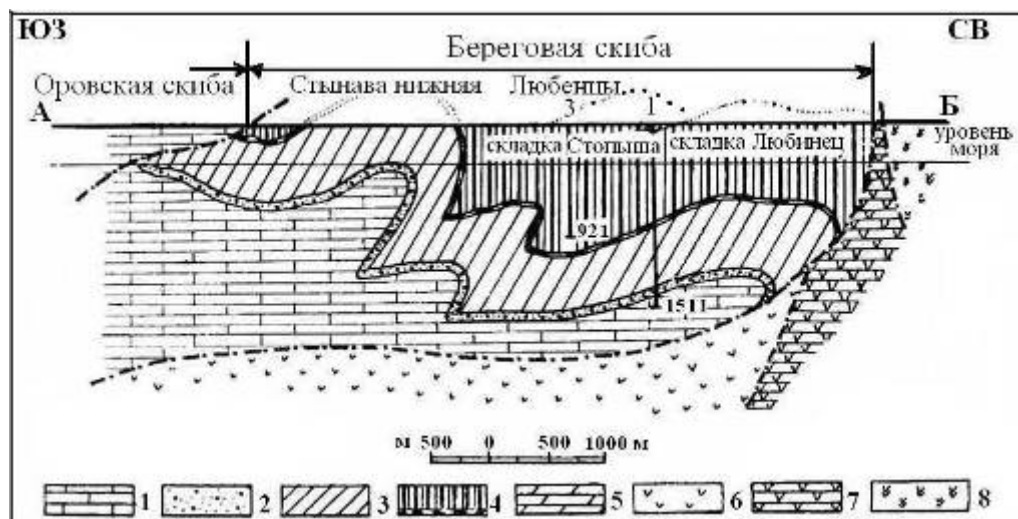


Рис. 4.7. Поперечный геологический профиль через отложения Береговой скибы вдоль р. Стрый по Н.Р. Ладыженскому [156]. 1 – иноцерамовые слои (стрийская серия) мелового возраста. 2 – ямненский песчаник (еоцен). 3 – породы попельской и ветвицкой серий (эоцен-палеоцен). 4 – менилитовая серия с роговиками (олигоцен). 5 – поляницкая серия (олигоцен). Воротыщенская серия: 6 – Бориславской подзоны, 7 – Трускавецкой подзоны, 8 – Мондрычской подзоны.

Менилиты представлены в различной степени битуминозными темно-коричневыми глинистыми сланцами, которые расслаиваются на тонкие листочки, а на глубине переходят в кремнистые аргиллиты. Менилитовые сланцы переслаиваются с “кливскими” безслюдистыми песчаниками небольшой мощности (10 м). В этих песчаниках установлен глауконит, поэтому они приобретают зеленоватый цвет. Глауконит доказывает морское происхождение песчаников. В подошвенной части менилитовой серии залегает слоистая толща так называемых “роговиков” (силицитов). Последняя имеет мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров. Среди силицитов залегают коричневые кремнисто-глинистые сланцы и реже песчаники, мощностью до 50 см. В районе Борислава менилитовые отложения не подразделяются на три свиты, как это имеет место в окрестностях Биткова, долинах рек Стрый, Чечва, Прут и др.. Так, в обнажениях рек Стрый и Чечва отложения менилитовой серии хорошо подразделяются на три свиты: верхнюю менилитовую, среднюю – лопянецкую и нижнюю менилитовую. Здесь их общая мощность достигает 1200 м. На верхнюю менилитовую свиту приходится 550 м, на лопянецкую – 150 м, на нижнюю – 500 м, а мощность чечвинского гори-

зонта достигает 80 м.

Стрыйский разрез менилитовой серии состоит (снизу вверх) из 30-ти метровой толщи линзовидных силицитов среди окремнелых известняков. Затем следуют темно-серые мергелистые и глинистые сланцы с прослоями слюдистых песчаников лопянецкой свиты, мощностью 100-150 м; местами она на 70-80% замещается черными аргиллитами. В подошве верхней менилитовой свиты залегает толща роговиков (силицитов) ~ 10 м. Верхняя менилитовая свита состоит из темно-коричневых глинистых, местами мергелистых тонкослоистых сланцев и черных аргиллитов. Сланцев в этом разрезе ~ 95%. Встречаются прослои сидеритовых мергелей. Важно отметить, что в верхней менилитовой свите в глинистом материале встречаются примеси вулканических туфов (в обнажениях по рекам Танява, Чечва и др.), их прослои достигают 10 м и более. В тех местах, где привнос туфогенного материала был значительным, образовались туффиты, отвечающие чечвинскому горизонту. Имеет место постепенный переход туфогенных пластов в менилитовые. Менилитовые сланцы с высоким содержанием ОВ являются радиоактивными, что свойственно классическим доманикоидным отложениям. Значения бета-гамма активности достигают в них 50-120 мкр/час, содержание урана от 0,01 до 3%. Над отложениями менилитовой серии с перерывом залегают отложения поляницкой серии, состоящие из песчанистых и слюдистых темносерых мергелистых сланцев.

В.Б. Порфирьев [247] считал, что менилитовые сланцы образовались в морском бассейне путем выпадения в форме геля аморфного кремнезема в форме опала и халцедона в результате значительных подводных вулканических эксгаляций с одновременным выпадением в форме геля фитопланктонной органики. Оба эти геля смешивались, затвердевали и подвергались диагенетическим процессам. ОВ менилитовых сланцев (до 20-25% с преобладанием гуминовой органики) находится на стадии метаморфизма между лигнитами и бурыми углями. Однако, И.Т. Попп, Ю.М. Сеньковский и Ю.П. Гаевская [246] считают, что силициты Украинских Карпат являются продуктом катагенетических преобразований мезопелагических биогенных кремнистых илов преимущественно диатомового состава.

Глубинные воды океана Тетис, которые поднялись в зоне апвеллинга, были обогащены питательными веществами, но обеднены свободным кислородом. Одновременное расширение зоны кислородного минимума и бурный расцвет кремниевых планктонных организмов (диатомей, силикофлагеллят, радиолярий) способствовали накоплению мезопелагических кремнистых илов с повышенным содержанием РОВ. Сравнительно узкий океанический бассейн Тетиса был полностью изолированным континентальными блоками от полярных областей, которые являются источниками формирования обогащенных кислородом глубинных вод. Такая обстановка благоприятствовала возникновению бескислородных обстановок в различных его частях, особенно в конце эоцена, когда началось завершение коллизионного этапа в истории океана Тетиса. В этот период происходит закрытие западной и восточной глубоководных проливов между Африко-Аравией, Индией и Евразией. Изоляции в конце эоцена бассейнов Западного Тетиса от динамической системы Атлантического и Индийского океанов привела к резкому изменению характера биогенной седиментации. Это событие зафиксировано в разрезах карпатского флиша, где глобигериновые мергели шешорского (эоцен) и “роговикового” (олигоцен) горизонтов перекрываются пачкой битуминозных силицитов и черных кремнистых аргиллитов нижнеменилитовой свиты. Во времени этот фрагмент разреза коррелируется с эоценовым событием (38 млн лет), к которому приурочены глобальное изменение климата и океанической циркуляции и биотический кризис [9]. Авторы работы [246, 273] этот этап в истории седиментации в Карпатском сегменте океана Тетис выделяют как подфазу ОАЕ-4а океанического бескислородного события ОАЕ-4, которое зафиксировалось в летописи стратисферы после аналогичных фаз ОАЕ-1 (баррем-альб), ОАЕ-2 (сеномантурон) и ОАЕ-3 (коньяк-сантон).

Таким образом, толщи углеродистых силицитов и черных аргиллитов, которые развиты в основании ниже-, и верхнеменилитовых свит, являются не только хорошими маркирующими горизонтами в стратиграфии флиша Карпат, но и важными событийными коррелятивами, которые фиксируют резкие изменения в океанологических обстановках в Карпатском седиментационном бассейне; также,

их можно считать индикаторами анаэробной восстановительной среды, которая существовала в седиментационном бассейне и способствовала фоссилизации большого количества РОВ и формирования нефтематеринских отложений.

С позиций осадочно-миграционной теории нефтеобразования источником карпатской нефти послужило ОВ менилитовых сланцев, которые имеют региональное распространение. Важным аргументом является и тот факт, что подвергая менилитовые сланцы сухой перегонке, можно получить из них сланцевую смолу, а из нее – бензин, керосин и масла. Методом экстрагирования из менилитовых сланцев извлекают около 20% керогена, 0,33 – 12% битумной и 0 – 11,1% гуминовой органики. Остальная неэкстрагируемая часть 76,6 – 99,5% – образует высшие конденсаты, которые поддаются преобразованию только путем глубокой термической деструкцией. Результат элементного анализа битума менилитов, экстрагированного бензолом следующий: С – 78,52%, Н – 10,93%, N – 0,38%, S – 5,18%, О – 5,99%. Высокое содержание серы, азота и кислорода в керогене объясняется условием обезвоживания исходного ОВ и избытка минеральных соединений при его превращении [156]. В.Б. Порфирьев, И.В. Гринберг и В.Ф. Линецкий предположили, что нефтематеринскими для карпатской нефти могут быть битуминозные глинистые сланцы и мергели нижней юры (лейас) Пракарпат, которые широко развиты в пределах Альпийской складчатой структуры [164, 247]. Тем не менее генерационный потенциал менилитовой свиты олигоцена составляет в среднем 600 жидких и 1300 тыс. т/км³ газообразных УВ. По данным пиролитических исследований [138] нефтяной потенциал (параметр S₂) менилитовых пород находится в границах 2,33-97,3 мг УВ/г породы и характеризуется хорошим и очень хорошим нефтегенерационным потенциалом; водородный индекс (НІ) составляет 250 мг УВ/г С_{орг} и более 500 мг УВ/г С_{орг}. Большинство образцов содержат кероген II типа морского происхождения. Их термальная зрелость находится в диапазоне от незрелых – к нижней границе зоны образования нефти. Исходя из этих параметров и весьма широкого распространения и большой мощности отложений менилитовой свиты авторы работ [273, 149] считают возможным их участие в формировании нефтегазовой системы на всей территории Внешних Карпат.

Кроме нефтематеринского аспекта менилиты интересны для энергетической отрасли как горючесланцевые породы, так как среди них встречается до 20% прослоев и пластов с зольностью меньше 78% и теплотой сгорания более 1450 ккал/кг, что позволяет использовать их как топливо при определенных технологических схемах переработки. Однако, большая часть менилитовых сланцев имеет более высокую зольность (до 92%), высокое содержание серы (1,9-7,6%), низкий выход смол (1,5-7%) и низкую теплоту сгорания (1177-1413 ккал/кг). Выход газа составляет 0,8 м³ с одного килограмма сланцев [250]. Сегодня менилитовые сланцы используются в изготовлении различных стройматериалов – рубероида, шлако-блоков, заполнителей бетона, асфальтобетона и др. Также, изучается возможность их использования как комплексных месторождений редких металлов. Имеются данные, которые определяют AU-Pd металлогеническую специализацию менилитовых сланцев с повышенными концентрациями Mo, Ni, V. Содержание золота на отдельных участках достигает 2-3 г/т, а палладия – 0,008-0,15 г/т [222].

4.2. Южный нефтегазоносный регион (Причерноморско-Крымский).

Южный регион нашей страны занимает площадь более 150 тыс. км², в том числе около 100 тыс. км² принадлежит акваториям Черного и Азовского морей. Поэтому основные перспективы этого региона связываются, в первую очередь, с Азово-Черноморским регионом. В настоящее время начальные ресурсы шельфа акваторий реализованы только на 4%, а освоение континентального склона Черного моря еще только начинается.

При изучении геологического строения южных территории Украины большинство исследователей развивают взгляды М.В. Муратова [199], который выделил между краем докембрийской ВЕП и альпийскими сооружениями Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и Копетдага область палеозойско-раннемезозойской складчатости – Скифскую плиту. С планетарных позиций Причерноморско-Крымский регион входит в состав Средиземноморско-Аравийского межконтинентального ареала нефтегазоносных бассейнов (Южно-Европейский, Афро-Аравийский, Аравийско-Азиатский и др.), которые сформировались в обширной зоне сопряжения континентов Европы и Азии [37].

В размещении месторождений Южного региона выделяются три основные нефтегазоносные зоны: первая – связана с Каркинитско-Северо-Крымским прогибом, вторая – с Индоло-Кубанским передовым прогибом, третья – охватывает северный склон Центрально-Азовского поднятия (Азовский вал). При этом, газовые и газоконденсатные месторождения тяготеют к Каркинитско-Северо-Крымскому прогибу и северному склону Азовского вала, а нефтяные – концентрируются преимущественно в Индоло-Кубанском прогибе [107]. Нефтеперспективная территория Преддобруджинского прогиба входит в состав Причерноморско-Крымской провинции и рассматривается в подглаве 4.2.1. Нефтегазогеологическое районирование Южного региона Украины показано на рис. 4.8.

В акватории Черного и Азовского морей выявлена 431 положительная структура, в том числе на северо-западном шельфе Черного моря – 272 структуры, на Керченско-Таманском шельфе, склоне и в глубоководной впадине – 83, в украинской части Азовского моря – 72. Ресурсы украинской части Азово-

Черноморского бассейна специалисты оценивают в 1,3 трлн м³ газа и 100 млн т конденсата [208].

В целом, практическое значение украинского сектора Азово-Черноморского нефтегазоносного региона состоит в том, что в последнее время здесь открыты 4 месторождения УВ в акваториях Чорного (Безымянное) и Азовского морей (Северо-Казантипское, Восточно-Казантипское, Северо-Булганакское). Здесь сосредоточено около 80% от всех 431 структур и 14 месторождений УВ [112].

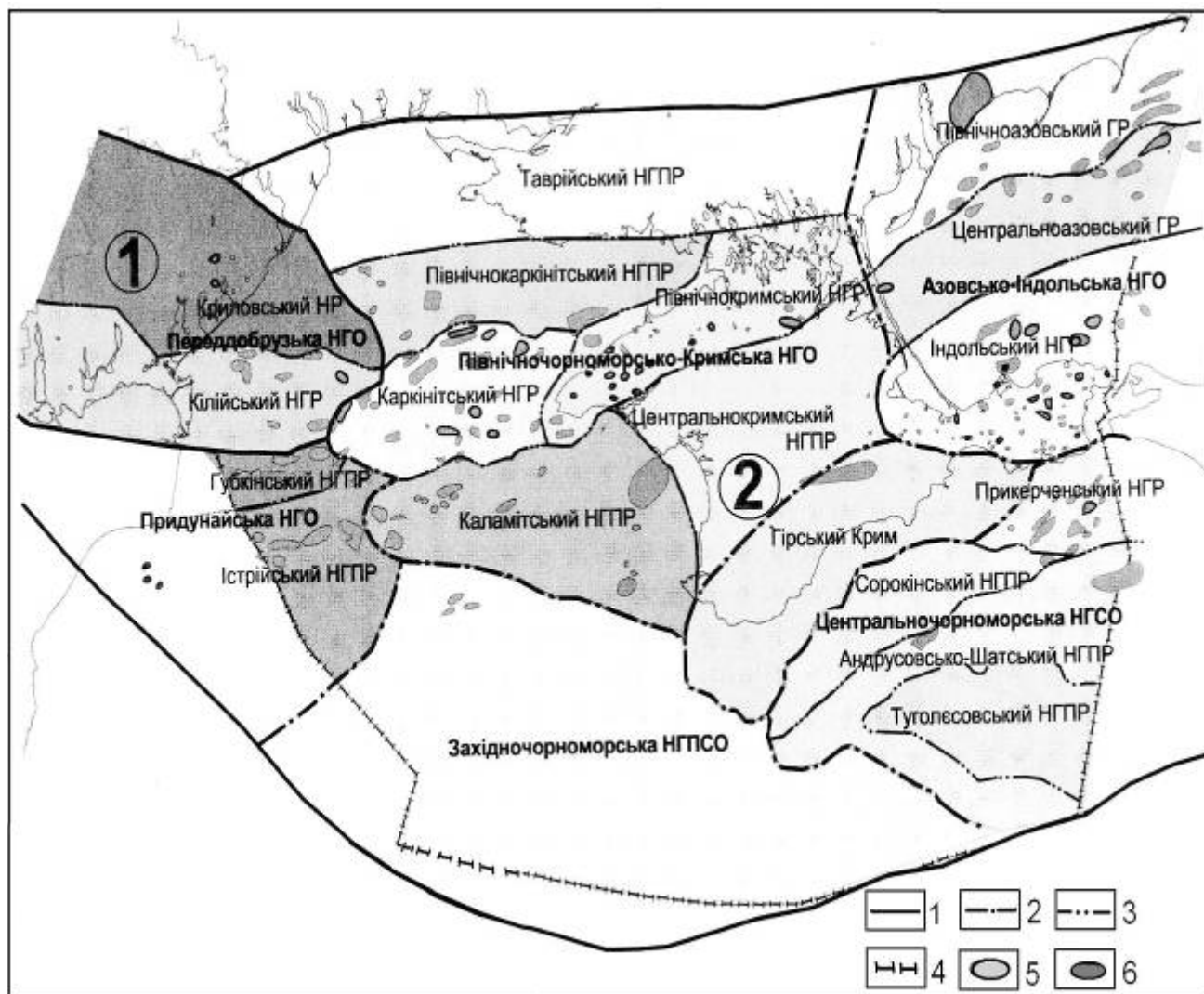


Рис. 4.8. Карта нефтегазогеологического районирования Южного региона Украины [208]. Цифра в круге: 1 – Балтийско-Предбурдужинская нефтегазоносная провинция. 2 – Черноморская-Северокавказско-Мангизлацкая нефтегазоносная провинция. Граница: 1 – нефтегазоносной провинции, 2 – нефтегазоносной области, 3 – нефтегазоносного района. 4 – государственная граница Украины. 5 – месторождение. 6 - выявленная структура.

Ниже рассматриваются основные стратиграфические уровни формирования доманикоидных отложений в пределах Южного нефтегазоносного региона, опуская известные данные о его геологическом строении.

Доманикоидные отложения. В стратиграфическом разрезе мезозой-кайнозоя Скифской плиты Г.Н. Доленко и др. [107] выделили четыре главных нефтегазоносных комплекса: нижнемеловой, верхнемеловой-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) и среднемиоценово-антропогеновый (неогеновый). В отложениях нижнемелового и олигоцен-нижнемиоценового нефтегазоносных комплексов присутствуют нефтегазоматеринские (генерирующие) толщи и входящие в их состав доманикоидные образования.

Первый стратиграфический уровень развития отложений доманикоидного типа представлен толщами апт-альба нижнемелового возраста. Их накоплению предшествовал седиментогенез готерива-раннего апта, при котором отлагались аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские алевро-псаммитовые образования. Эвстатический подъем уровня океана и развитие трансгрессии в позднем апте-альбе обусловили накопление морских алевро-пелитовых пород, среди которых отложились углеродистые глинистые осадки. В начале мелководное море, с глубинами до 100 м, существовало только в конседиментационных впадинах (Михайловская, Альминская) [89]. В пределах Равнинного Крыма такая фациальная обстановка сложилась в раннем апте, а в Северном Причерноморье – с раннеальбской эпохи. К раннеальбскому времени относятся первые проявления вулканической деятельности, распространение которой ограничивается Каркинитско-Северо-Крымским прогибом. В среднем альбе осадконакопление начинается глубоководными фациями открытого моря – углеродистыми черными глинами с кремниевыми губками, пелагическими видами фораминифер и радиолярий. В них часто присутствуют туффиты и линзы пирокластов. Продукты вулканизма разносились течениями на большие расстояния и способствовали окремнению пород. Суммарная мощность пород в осевой части прогиба превышает 500-700 м. В позднеальбское время трансгрессия достигла своего максимума и в погружение были вовлечены Южно-Украинская моноклиналь, Северо-Азовский прогиб, зна-

чительная часть акватории Азовского моря, северо-западная часть Черного моря, Преддобруджье, Симферопольский выступ. Устойчивыми областями сноса в это время были Приазовский выступ, Западно-Причерноморская моноклиналь, Украинский щит, Килийско-Змеиный выступ, Азовский вал, Горный Крым. Вулканическая деятельность также значительно активизировалась.

К доманикоидам апт-альба мы относим обогащенные РОВ морские ($Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг.}} - 0,3-1,3$ по Б.М. Полухтовичу [243]) преимущественно глинистые с прослоями мергелей и примесью туфового материала (в Равнинном Крыму) отложения верхнего апта-альба, которые широко распространены в Каркинитско-Северо-Крымском (дивненский и сусанинский горизонты) и Индоло-Кубанском прогибах. Эти отложения сформировались при относительно глубоководных условиях, преимущественно в восстановительной геохимической среде ($Fe_{\text{пир}} 0,5 - 1,0\%$), особенно, в Индоло-Кубанском прогибе, где проявились наибольшие прогибания раннемелового времени. Здесь в тонкоотмученных разностях глин повсеместно среди аутигенных минералов преобладает пирит. Среднее содержание $C_{\text{орг.}}$ в доманикоидах этого прогиба – $0,9\%$; ХБА – от $0,1$ до $1,8\%$. Для апт-альбских глинистых пород Каркинитско-Северо-Крымского прогиба характерна примесь кремнезема и туфогенного материала, обилие кокколитофорид, присутствие мелких планктонных фораминифер, радиолярий, спикул губок [236]. Детально по керновому материалу минералого-петрографическая характеристика литологических комплексов апт-альбских отложений описана в работах [210, 298], поэтому здесь не приводится. Содержание $C_{\text{орг.}}$ в глинистых породах этого прогиба – $0,5-2,0\%$, а в редких прослоях алевролитов – до $0,7\%$; значения ХБА – $0,01$ и $0,2\%$, соответственно; в карбонатных породах $C_{\text{орг.}} - 0,2-0,6\%$. РОВ в апт-альбских доманикоидах имеет смешанный сапропелево-гумусовый и гумусово-сапропелевый типы. По цвету микроспор степень катагенеза РОВ соответствует стадиям МК₁-МК₃ и МК₄₋₅ конкретно для Каркинитско-Северо-Крымского прогиба [243]). Генерационный потенциал апт-альбских доманикоидов составляет (в средних величинах) $200 \cdot 10^3$ жидких и $400 \cdot 10^3$ тыс. т/км³ газообразных УВ [344].

В среднем альбе область наиболее благоприятных условий для преобразова-

ния ОВ переместилась с юго-востока на северо-запад, а в позднем альбе существовала в Каркинитско-Северо-Крымском прогибе. Таким образом, охарактеризованные апт-альбские доманикоидные отложения нижнего мела могут рассматриваться как потенциально нефтегазоматеринские для пород-коллекторов ниже,- и верхнемелового возрастов.

В позднемеловую эпоху продолжились опускания бассейнов и развитие трансгрессии. Терригенный седиментогенез сменяется биогенным карбонатнакоплением (пелитоморфные илы, органо-детритовые и биоморфные образования), суммарная мощность которого составляет 500-4000 м. Основное влияние на характер изменения мощностей оказывали субширотные разломы и субмеридиональные нарушения.

Второй стратиграфический уровень развития отложений доманикоидного типа связан с карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными породами сеномана и верхнего эоцена, широко распространенных в Равнинном Крыму; содержание в них $C_{орг}$ повышается до 1,5-2,5% и более; ХБА – до 0,1-0,15%. Особенно интересна в этом отношении углеродсодержащая толща в верхней части сеноманских отложений, которая содержит прослой черных битуминозных мергелей с повышенной радиоактивностью (аномалией на диаграммах РК) (рис. 4.9). Эта доманикоидная толща имеет ритмичное строение и характеризуется различными значениями содержания ОВ. В средней части битуминозной толщи Бахчисарайского района Крыма залегают слои с максимальными значениями $C_{орг}$ от 1,5 до 7,2% (рис. 4.10). Подобные высокобитуминозные слои сеноманского возраста широко распространены в мире. Особенно высокими содержаниями $C_{орг}$ (15%) характеризуются прослой черных мергелей на р. Басс (окрестности г. Грозного) и южном склоне Большого Кавказа – ананурский горизонт, где содержание $C_{орг}$ – 10%

[204]. Формирование подобных высокоуглеродистых толщ исследователи связывают, в первую очередь, со вспышкой продуктивности фитопланктона. В Европе их аккумуляцию связывают с “пленусовой трансгрессией” и коррелируют с аноксическим событием – ОАЕ-2, проявившемся на рубеже сеноманской и туронской эпох [204]. Вспышка продуктивности фитопланктона, трансгрессия и углубление

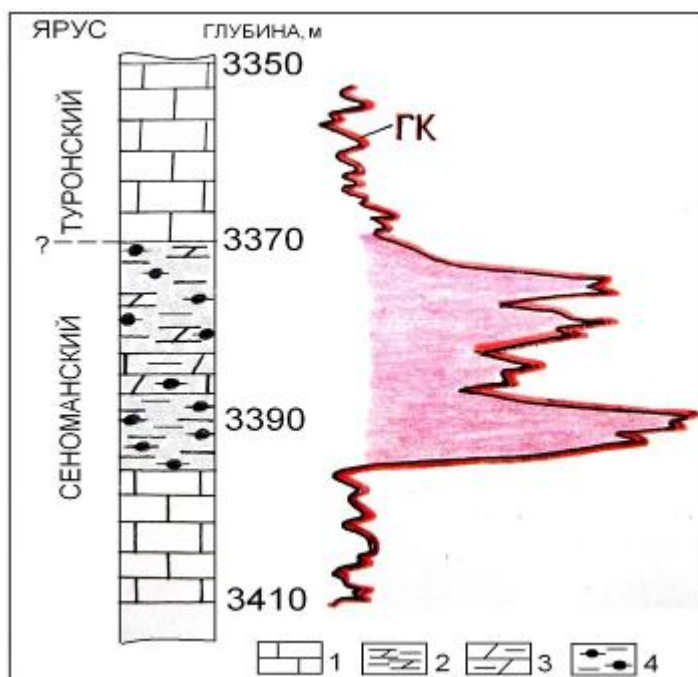


Рис. 4.10. Гамма-аномалия в верхах сеноманских отложений (скв. Карлавская – 8, Равнинный Крым). Составила С.А. Мачулина. 1 – известняки. 2 – глинистые мергели. 3 – обозначение доманикоидной толщи.

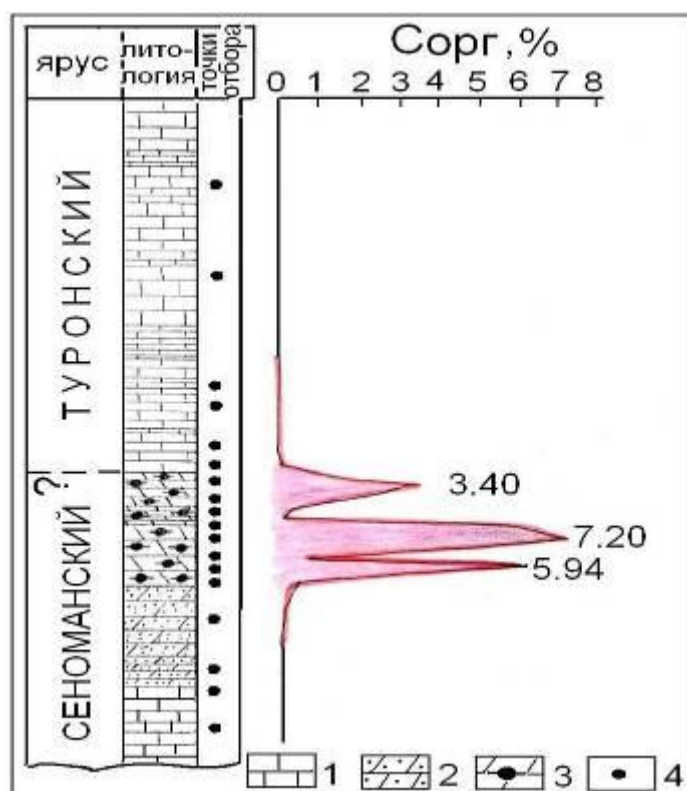


Рис. 4.11. Повышенное содержание $C_{орг}$ (%) в радиоактивном интервале на границе сеноманских и туронских отложений. Обнажение Аксудере, Крым (по Д.П. Найдину [204] с упрощениями. 1 – известняки. 2 – мергели песчанистые. 3 - мергели доманикоидные, обогащенные $C_{орг}$. 4 – точки отбора образцов.

бассейнов Крымско-Черноморского региона в конце сеноманской эпохи привели к застойным явлениям и недостатку кислорода в придонных водах, что подтверждено данными изотопии и палеонтологии. Подсчитано, что толща битуминозных мергелей мощностью в 1 м с высоким генетическим потенциалом (более 33 кг УВ/т породы) могла бы сформировать коммерческие залежи нефти [205].

На границе мела и палеогена произошла смена геотектонического режима – опускания сменились орогеническими поднятиями в геосинклинальном поясе Тетиса. Интенсивные положительные движения охватили Балканы, Кавказ, Малую Азию, киммерийскую структуру Горного Крыма. Сводное воздымание горных сооружений сопровождалось образованием обширных компенсационных депрессий – наложенных впадин и передовых прогибов, что привело к возрастающей обособленности морского прогиба от нормально-соленого Тетиса.

Интенсивность погружений возросла в майкопское (олигоцен-миоценовое) время, когда карбонатное осадконакопление сменилось терригенным, а тропический климат на субтропический [324]. Наиболее интенсивно погружался Индоло-Кубанского прогиб. В пределах Керченско-Таманского участка мощность майкопских отложений достигает 5 км. Таким образом, в майкопское время положительные структурные элементы Крымского региона со всех сторон были окружены кольцом интенсивно формирующихся прогибов. С майкопа начинается активное наступление Черноморской впадины на окружающие структуры [342]. Необходимо отметить, что контуры майкопского бассейна были изменчивыми во времени, т.к. он находился в тектонически нестабильной зоне. Наибольшие размеры бассейн имел в конце нижнего майкопа (борисфенское время). В среднем майкопе произошло его большое сокращение в связи с интенсивными тектоническими движениями в Альпийской складчатой зоне. С этим временем связано так называемое “серогозское” биотическое событие, фиксируемое резким вымиранием нормально морских рупельских среднеолигоценовых моллюсков и заменой их солоноватоводным сообществом с *Ergenica* и остракодами. Это кратковременное евразийское событие имело в Восточном Паратетисе огромный географический ареал – свыше 3 тыс. км. Следы этого экологического кризиса прослеживаются в

Центральном Паратетисе, разрезах Венгрии (глины Тард), Болгарии (формация Эзерово), Трансильванском бассейне Румынии (слои Бизуш и Илеанда), Словении (слои Соцка), Австрии (зона Вашберг), Турции (восточная Фракия) [224].

Рельеф морского дна в бассейнах майкопского времени был неровным, особенно на Керченском полуострове, где было много депрессий (вдавленных синклиналей), между которыми мог нарушаться водообмен. В центральных частях депрессий могла происходить стратификация воды, возникать застойные условия и сероводородное заражение, происходить гибель живых организмов.

К третьему стратиграфическому уровню развития доманикоидных отложений мы относим глинистые (до 90%) породы майкопского нефтегазоносного комплекса олигоцен-миоценового этапа осадконакопления. На территории Каркинитско-Северо-Крымского прогиба глинистые породы майкопа содержат до 1,5% $C_{орг}$, в Индоло-Кубанском прогибе – 0,9-2,0%, на территории Восточного погружения Горного Крыма – 1,1%. РОВ в майкопских глинистых отложениях имеет гумусово-сапропелевый тип (гумусовых компонентов – 20-50%). Терригенный комплекс майкопа является классическим примером газонефтепроизводящей толщи. В осевой части Индоло-Кубанского прогиба значительная по мощности его часть находится на глубинах, соответствующих ГФН и активно продуцирует углеводороды нефтяного ряда [323]. Многочисленные нефтепроявления на Керченском полуострове и наличие нефтегазовых месторождений в восточной части Тамани и на южном борту Индоло-Кубанского прогиба позволяют исследователям уверенно оценить перспективы этого комплекса в южной части Азовского моря и Керченско-Таманской зоны. Устойчивое прогибание, рассматриваемых областей, создало благоприятные геохимические условия на стадии диагенеза осадков от слабо- до резковосстановительных (только изредка отмечается частичное окисление ОВ). При таких геохимических условиях количество накопленного ОВ и степень его битуминизации достаточно высокие (0,8-2,2% $C_{орг}$, ХБА – 0,04, аномальное – 0,4%). Это позволяет классифицировать отложения майкопа как нефтегазоматеринские. Наибольшие значения генерационного потенциала Горного Крыма и Индоло-Кубанского прогиба – до $700 \cdot 10^3$ тыс. т/км³ [344].

В глубоководной Черноморской впадине к породам доманикоидного типа мы относим голоценовые сапропелевые осадки с содержанием $C_{орг.}$ от 1,7 до 22,9, редко до 45% [41]. Они распространены в пределах всей глубоководной впадины, включая подножие и нижнюю часть материкового склона. В северо-западном (украинском) секторе Чорного моря сапропелевые осадки прослеживаются ниже глубин 400-500 м и подстилаются новоэвксинскими илами; перекрываются также илами, иногда диатомовыми, кокколитовыми. Сапропелевые слои в Чорном море были открыты Н.И. Андрусовым более 100 лет назад и рассматривались как составная часть черноморского верхнетретичного разреза. А.Д. Архангельским и М. Н. Страховым [15], обогащенные ОВ черноморские осадки были описаны как “микрослоистая глина” (2,5-3,5 % $C_{орг.}$), переходные глинисто-карбонатные илы (3,68% $C_{орг.}$, среднее) и черный ил (8,65-13,76% $C_{орг.}$). Этими учеными было установлено, что последние являются глубоководной фацией древнечетвертичных отложений, которые встречаются почти повсюду в глубоководной части бассейна как самостоятельный комплекс осадков. Литология, состав, распространение и распределение ОВ в сапропелях изучали многие ученые (Г.М. Парпарова и др. [230], С.М. Манская, Т.В. Дроздова [176], Л.А. Кодина, Э.М. Галимов [137], Гавшин В.М. [73], Шимкус и др. [347], Щербаков Ф.А. и др. [354]), однако наиболее полно они обобщены в работе Е.Ф. Шнюкова [349]. Кратко отметим основные характеристики сапропелевых отложений Чорного моря.

Верхнечетвертичные глубоководные осадки с учетом современных данных расчленяются на три литостратиграфические единицы – кокколитовые, сапропелевые илы и лютит, которые являются единым осадочным комплексом, сформированным в две фазы позднелайстоцен-голоценового этапа развития Черноморского бассейна. Вероятный возраст черноморских сапропелей (древнечерноморские слои) составляет около 3,3 – 7,7 тыс. лет (по А.Д. Архангельскому и М. Н. Страхову [15], К.М. Шимкус и др. [347]). Для разных районов моря эти числа могут варьировать, так как границы литологических горизонтов позднечетвертичной пелагической толщи Чорного моря диахронны. Мощность всей сапропелевой толщи колеблется от 35 см до 2 м, иногда больше, а самой богатой ОВ её части – от

10-20 до 50 см [41].

Минеральная часть голоценовых углеродистых осадков представлена поликомпонентным составом глинистых минералов: иллитом, монтмориллонитом и смешаннослойными гидрослюдисто-монтмориллонитовыми образованиями (30-50%). Среди аутигенных минералов присутствуют пирит и гипс, которые обусловлены процессами химического превращения. Содержание $C_{орг.}$ в сапропелевых осадках колеблется от 1,7% в кокколитово-сапропелевых и до 22,9% в сапропелевых илах. Среднее значение $C_{орг.}$ для разных литофаций составляет от 3,0 до 14% [41]. ОВ голоценовых сапропелитов – преимущественно аморфное бесструктурное. Оно представляет собой продукт превращения жирных кислот, которыми богаты низшие растения и животные (сине-зеленые водоросли, динофлагелляты). В областях лавинной седиментации в пробах отмечается примесь аллохтонного ОВ гумусового типа, для которого характерны высокомолекулярные соединения [73, 349]. Сапропелевые осадки характеризуются также устойчиво повышенной (вышекларковой) концентрацией следующих элементов: U, Mo, Cu, Zn, P, Ni, S, Se, As, Ag, Au и др., ниже кларковых – Cr, Ya, Ge, Rb, Sr, Y, Pb, Br, V [16к]. Считается вероятным, что элементы ряда: P, U, V, Ni, Cu, Co, As выносились вместе с глубинными флюидами в период тектонической активности региона и влияли на увеличение биопродуктивности в бассейне.

В целом, процесс формирования голоценовых черноморских сапропелей обогащенных ОВ рассматривается исследователями, как результат взаимодействия таких глобальных факторов: изменение климата в голоценовую эпоху, подъем уровня Мирового океана, увеличение сноса органического материала с суши вместе с речным стоком с континента, увеличение биопродуктивности фито- и зоопланктона и др. Взаимное влияние вышеназванных факторов, а также специфика местных фациальных, гидродинамических и химических условий создали особые условия для интенсивного накопления ОВ в толще черноморских сапропелей.

Справедливость этих предположений очевидна в сравнении данных о содержании $C_{орг.}$ в современных морских осадках Калифорнийского, Берингово и Балтийского морей с $C_{орг.}$ аналогичных осадков Черного моря, где последние

Табл. 4.1.

Сравнительная таблица содержаний $C_{орг}$ в современных морских осадках разных морей мира (по [153, 141]).

№	Морские осадки	$C_{орг}$, %	
		от – до	среднее
1	Калифорнийский залив, песчаные илы на гл. 200 м; илы	0,09 – 1,00	0,45
2		2,52 – 5,40	4,50
1	Балтийское море, позднегляциальные илы; тонкозернистые илы (современные осадки)	1,0 – 1,1	–
2		3 – 4	
1	Берингово море, песчаные илы на глубинах до 200 м; глины на глубинах свыше 200 м	0,18 – 2,70	1,26
2		0,36 – 2,43	1,44
1	Черное море (северо-западная часть), глинистый ил карбонатно-глинистый ил (глубоководная впадина)	9,27	–
2		12,6	

имеют значительно повышенные значения $C_{орг}$ (табл. 4.1.). Широкое распространение и высокая обогащенность сапропелевых осадков ОВ позволяют рассчитывать на значительные запасы органоминерального сырья в западной части акватории Черного моря, которые составляют $3,2 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$ [19].

Выводы. Причерноморско-Крымская нефтегазоносная провинция относится к провинциям молодых платформ. Все открытые промышленные скопления УВ связаны, в основном, с платформенными образованиями альпийского тектоно-седиментационного цикла. В породных комплексах этого региона широко развиты доманикоидные отложения, которые обладают нефтематеринскими свойствами, имея значительный генерационный потенциал. Главные стратиграфические уровни их накопления: апт-альбский, сеноман-туронский, олигоцен-миоценовый. Доманикоидные отложения апт-альбского возраста формировались при относительно глубоководных условиях и в восстановительной геохимической среде, особенно, в Индоло-Кубанском прогибе, где проявились наибольшие прогибания ранне-мелового времени. Формирование доманикоидных черных глин и мергелей гра-

ницы сеноман-турон связано с застойными явлениями и недостатком кислорода в придонных водах, что обусловило их высокий генерационный потенциал. Их распространение носит планетарный характер (Средиземноморская область, ЕПО и Атлантический океан). Третий уровень доманикоидного осадконакопления – майкопский связан с возраставшим в олигоцен-миоценовую эпоху прогибанием дна бассейнов и обособлением морских прогибов от нормально-соленого Тетиса. При этом, происходила стратификация вод, возникали застойные условия, сероводородное заражение и гибель продуцирующей органики, формирующей породы с высоким нефтематеринским потенциалом, особенно, в образовавшихся многочисленных депрессиях в Керченско-Таманском районе, характеризующимся развитием грязевого вулканизма и криптодиапировых структур, а значит интенсивным выносом тепла. К высокоуглеродистым глубоководным осадкам относятся древнечетвертичные сапропели Черноморской впадины, характеризующиеся повышенными концентрациями $C_{орг}$ и ряда биофильных элементов.

Учитывая мировые тенденции в стратиграфическом распределении запасов нефти и газа с пиковыми значениями для нижнемелового и олигоцен-миоценового уровней нефтегазоносности (см. рис. в 3.3) перспективы Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции могут оцениваться как высокие, поскольку только в акваториях Черного и Азовского морей неразведанные ресурсы УВ составляют 1473 млн. т усл. т.

Преддобруджинский прогиб.

Наряду с Крыловским прогибом и Килийско-Змеиным поднятием, Преддобруджинский прогиб входит в состав одноименной нефтегазоносной области и тесно связан с Балтийско-Черноморским перикратонным прогибом. Это самая южная часть тектонической активизации ВЕП, которая обусловила ступенчатое погружение фундамента и палеозойских отложений в юго-западном направлении (рис. 4.11). В структурном отношении Преддобруджинский прогиб является составной частью впадины, протягивающейся вдоль северного побережья Черного моря через Крым, Одесскую область и республику Молдова [241]. Начало его пристального геологического изучения было связано с открытием в 1946 г. Унгенского месторождения газа в сарматских известняках [121]. В 70-х годах прошлого столетия были открыты Восточно-Саратское и Желтоярское нефтяные месторождения в среднедевонских сульфатно-карбонатных отложениях и получены притоки нефти на Белолесской и Сарыярской структурах, а также промышленный приток газа с терригенных пород нижнего девона в скв. Желтоярская - 1. Однако, Преддобруджинский прогиб остается наиболее слабо изученным сейсморазведкой и бурением регионом, входящим в состав Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области ($3,9 \text{ м/км}^2$ или $707,2 \text{ км}^2/1 \text{ скв.}$ по данным [209]).

В своих исследованиях автор использовала материалы ГИС и всю смежную геологическая информация, предоставленную ГПО «Крымгеология» и КГО УкрГГРИ.

В строении Преддобруджинского прогиба принимают участие различные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, которые сближают его с одной стороны со складчатой системой Северной Добруджи, с другой – с ВЕП [241]. Северной границей Преддобруджинского прогиба, отделяющей его от Южно-Украинской моноклинали, является Цыганско-Чадырлунгская зона разломов. На юго-западе прогиб ограничивается массивом Северной Добруджи (Нижнепрутский вал). Строение бортовых зон Преддобруджинского прогиба осложнено флексурно-разрывными дислокациями. Фундамент прогиба сформирован структурно-формационным комплексом ранних байкалид. На его поверхности выделен

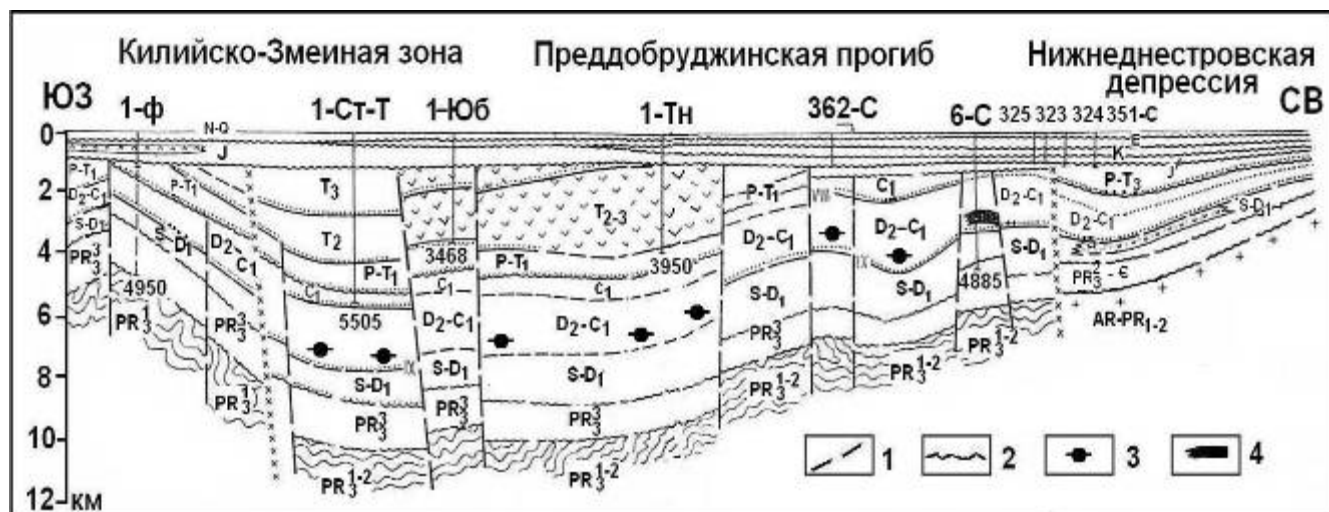


Рис. 4.11. Обобщенный разрез через Предобруджинский прогиб (по материалам «Крымгеология»). 1 – разлом. 2 – перерыв или несогласие. 3 – доманикоидные отложения (D_2-C_1) по С.А. Мачулиной. 4 – нефтяная залежь.



Рис. 4.12. Структурные элементы Предобруджинской краевой системы и главные депрессии (по [75] с дополнениями). 1 – ограничивающие разломы. 2 – тектонические нарушения. Цифра в круге: 1 – Ореховский выступ, 2 – Болградский разлом, 3 – Одесский разлом, 4 – Прутский выступ, 5 – Алибейский разлом, 6 – Черноморский разлом.

ряд депрессий, грабен и приподнятых участков. Глубины залегания фундамента в пределах депрессий достигают 7-9 км, а на их ограничениях 2,8-4,0 км. Поперечный Орехово-Суворовский выступ фундамента разделяет Преддобруджинский прогиб на две части: западную и восточную. Западная часть – Алуатский грабен имеет северо-западную (Добруджскую) ориентировку и максимальные отметки глубин до 8 км; восточная – состоит из двух погруженных ветвей, разделенных Килийско-Змеиным продольным выступом. В пределах прогиба выделяется ряд подчиненных структур, например: Приморский выступ, Саратовско-Тузловский (на востоке) и Нижнедунайский (на юге) грабены, Лиманское валоподобное поднятие, Сарыярско-Желтоярская зона поднятий, Саратовско-Балабановская зона складок, Крыловская депрессия и др. (рис. 4.12). Последняя выполаживается в море вблизи Одесского субмеридионального глубинного разлома.

Общая мощность осадочного чехла Преддобруджинского прогиба достигает 8000 м. Он сложен вендскими, палеозойскими и триасовыми отложениями, на которых с размывом залегают породы юры и мела. Последние перекрываются отложениями палеогена, неогена и антропогена. Палеозойские отложения образуют следующие формации: 1) терригенно-карбонатную (известняки, доломиты, мергели, аргиллиты) нижнего силура; 2) туфогенно-карбонатно-терригенную (темноцветные аргиллиты, алевролиты, мергели, туфоалевролиты и туфоаргиллиты) верхнего силура-нижнего девона; 3) терригенно-сульфатно-карбонатную (известняки, доломиты, ангидриты, реже аргиллиты) среднего-верхнего девона; 4) глинисто-известняковую нижнего карбона; 5) угленосно-терригенную и терригенную (темноцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники, углистые породы и каменный уголь) нижнего (верхнее визе-серпухов) и среднего карбона; 6) красноцветная терригенная, пестро-, - и сероцветная терригенно-сульфатная, красноцветная вулканогенно-терригенная верхнего карбона-перми. Слабо изменчивыми по простиранию являются угленосно-терригенная и терригенная формации нижнего и среднего карбона, а наиболее изменчивыми по мощности – сульфатно-карбонатная и глинисто-известняковая формации девона. Угленосные отложения в пределах Преддобруджинского прогиба не имеют сплошного распространения и

практического значения в виду локального распространения и значительных глубин залегания угольных пластов.

Доманикоидные отложения. В Преддобруджинском прогибе доманикоидные отложения выделены автором в силурийском, средне-верхнедевонском и нижнекаменноугольном комплексах пород. В отложениях нижнего девона доманикоиды выделены по материалам ГИС и керна скважин и описаний обнажений П.Д. Цегельнюка и [339].

Силурийские терригенно-карбонатные отложения изучены автором по керну и материалам ГИС скважины Лиманская - 1, где они имеют максимальную мощность – 900 м и представлены следующими ярусами: лландоверийским, венлокским, лудловским и пржидольским (скальский горизонт). Отложения лландоверийского яруса с крупным стратиграфическим перерывом (~ 70 млн лет) залегают на терригенных отложениях кембрия, а в пределах Молдавской плиты даже на отложениях венда (перерыв ~ 135 млн лет), что является проявлением таконской фазы тектогенеза. С лландоверийского века начались прогибание краевых частей ВЕП (Волыно-Подольская и Молдавская плиты, Преддобруджинский прогиб) и масштабная трансгрессия моря, которые продолжилась в венлокский и первую половину лудловского веков. Опускание территории было неравномерным, что отразилось дифференцированным характером фациальной кривой на схеме циклостратиграфического и литофизического расчленения силурийского разреза (рис. 4.13). Для отложений нижнесилурийского макроцикла и нижней части верхнесилурийского характерны известняки, доломитизированные известняки и карбонатно-терригенные толщи глинистых известняков и аргиллитов. Значительно глинистые известняки, мергели и аргиллиты преобладают в верхней части верхнесилурийского макроцикла и в данной скважине представлены относительно мелководными морскими и лагунными фациями. Битуминозность, сланцеватость, обогащенность ОВ и ряд других признаков, отличающих глинистые известняки и мергели Саратовско-Тузловской депрессии от других карбонатных пород, позволяют предполагать их доманикоидную природу, тем более, что в Алуатском грабене они замещаются плитчатыми полидетритовыми известняками с

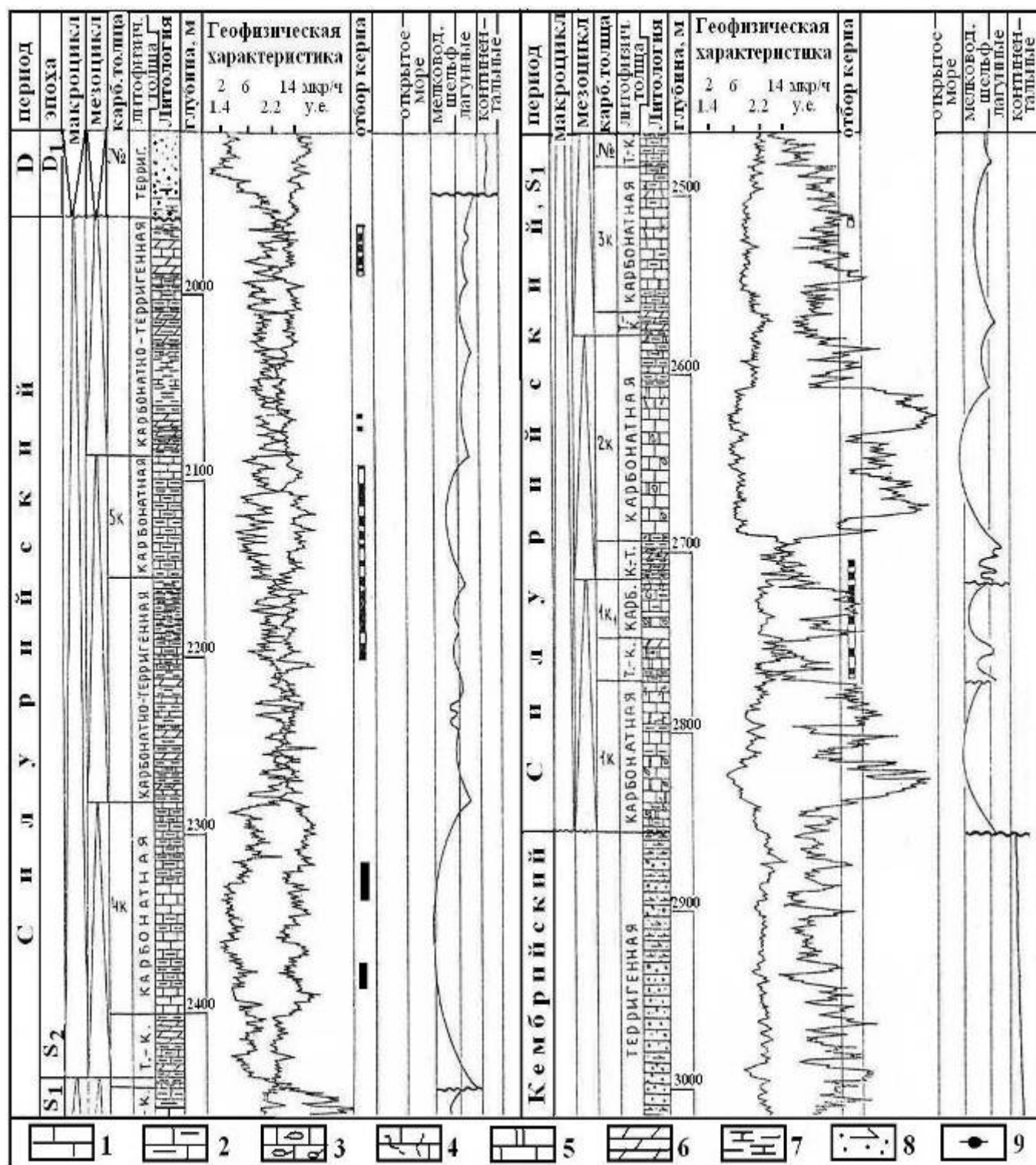


Рис. 4.13. Литогеофизическое и циклостратиграфическое расчленение силурийских отложений Предобруджинского прогиба. Составила С.А. Мачулина. Известняки: 1 – органогенно-детритовые, 2 – глинистые, 3 – биогермные, 4 – трещиноватые, 5 – доломитизированные. 6 – мергели. 7 – аргиллиты известковистые. 8 – песчаники и алевролиты. 9 – битуминозные породы доманикоидного типа. 3к – номер карбонатной толщи; на схеме т.-к. – терригенно-карбонатная толща.

остатками бентосной фауны, а также глубоководными аргиллитами с мелкими брахиоподами, криноидеями и граптолитами. На рис. 4.13 им соответствуют карбонатно-терригенные литогеофизические толщи.

В нижнесилурийском макроцикле скв. Лиманская - 1 карбонатные толщи (1к) и (2к) сложены органогенными известняками биогермных фаций, что в сочетании с доманикоидными породами может служить признаком развития в силурийских породах рифогенных ловушек УВ. В целом, органогенные высокопористые известняки нижнесилурийского возраста слагают на юге Саратовско-Тузловского грабена высокоперспективный на нефть Лиманский вал протяженностью более 100 км, который был установленный сейсмостратиграфическими работами ГПО "Крымгеология". Верхнесилурийские отложения в скв. Лиманская - 1 представлены преимущественно лагунными фациями, однако, в других структурно-фациальных зонах на этом стратиграфическом уровне развиты депрессионные породы доманикоидного типа. На о. Змеином, который расположен в северо-западной части Черного моря, интерес (в плане идентификации доманикоидных пород) представляют верхнесилурийские отложения мощностью ~ 210 м, вскрытые скважиной Структурная -1 в интервале 300-509 м. Согласно исследованиям А.Т. Богаец и др. [42] силурийские породы о. Змеиный расчленены на две литологические толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща (инт. 461-509 м) сложена темноцветными мелкозернистыми и пелитоморфными известняками с тонкими (до 10 см) прослоями черных аргиллитов. Известняки иногда слоистые и пиритизированные. Аргиллиты также интенсивно пиритизированны; они плотные, известковистые и содержат прожилки битуминозного вещества. Породы этой толщи очень бедны ископаемыми остатками. В инт. 498-500 м выявлены только многочисленные членики криноидей и единичные ядра остракод. Обильная пиритизация аргиллитов свидетельствует о восстановительной или резко восстановительной среде осадконакопления нижней толщи, которую, согласно диагностическим признакам, можно отнести к доманикоидной. Верхняя толща залегает на нижней без признаков перерыва. Она сложена темно-серыми глинистыми мергелями с линзами и тонкими прослоями известняков. Мергели содержат мало

фаунистических остатков, среди которых преобладают членики криноидей и остракоды. Некоторые прослои мергелей обильно пиритизированы и содержат обугленный растительный детрит. Известняки содержат кораллы, криноидеи, единичные остракоды, сегменты цефалопод (редко), также, был найден обломок граптолита *Monograptus sp.* Indet. Данная толща также имеет признаки доманикоидной. Авторы работы [42] отмечают большую литологическую схожесть отложений этой толщи с породами скальского горизонта верхнего силура Молдовы.

В целом, доманикоидные породы силура в Преддобруджинском палеозойском прогибе и на о. Змеином характеризуются повышенным содержанием C_{org} до 4,2% [242].

Нижнедевонские отложения междуречья Дуная и Днестра представлены яргаринской серией, в составе которой выделяется ряд свит: розовская (переходная между отложениями силура и девона), кочулийская, ларгуцкая и еникийская (вольницкая). Отложениям доманикоидного типа отвечают породы розовской и кочулийской свит. Переходная розовская свита распространена в северной части Саратовско-Нерушайской структурно-фациальной зоне и залегает согласно на верхнесилурийских отложениях. Она имеет мощность около 135 м; представлена черными горизонтально-слоистыми известковистыми аргиллитами с прослоями плитчатых известняков и мергелей. Кочулийская свита распространена на большей части прогиба. Ее характерный разрез для восточной части прогиба вскрыт в инт. 3773-4088 м скважиной Саратовская - 6. Доманикоиды этой свиты представлены черными горизонтально-слоистыми слабо известковистыми, а местами бескарбонатными аргиллитами с редкими прослойками известняков. Кочулийская свита залегает несогласно на различных уровнях силурийских и, даже, на вендских отложениях; ее мощность 315-510 м. Нерушайская свита (фациальный аналог кочулийской свиты) распространена в юго-восточной части прогиба и северо-западной части Черного моря (на о-ве Змеиный). Она залегает согласно на верхнесилурийских плитчатых известняках и имеет мощность от 335 до 424 м. В типовом разрезе свиты (скв. Лиманская, 1, инт. 1957-1381 м) породы представлены ритмичным переслаиванием черных мергелей с глинистыми известняками, в ко-

торых многочисленны мелкие брахиоподы. Подобный разрез свиты установлен в Черном море на о-ве Змеиный (скв. Морская, 1, инт. 53-388 м). В Саратовско-Тузовском грабене распространена шамалийская свита - аналог нерушайской. По данным бурения шамалийская свита имеет мощность 121-168 м, а на Лиманском валу - 407 м. В своей нижней части она представлена черными бескарбонатными аргиллитами с прослоями известняков, а в верхней - аргиллитами с прослоями известняков и алевролитов. В вышележающих свитах нижнего девона преобладают сероцветные и красноцветные алевролиты и песчаники. Нижнедевонские отложения розовской и кочулийской свит доманикоидного типа имеют повышенное содержание C_{org} (0,3-4,2%) [242]. Однако, их нефтегенерационный потенциал остается невыясненным.

Исследование средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Преддобруджинского прогиба проводилось автором с использованием методов циклостратиграфического и литогеофизического расчленения [16,б], которые позволили в более чем 1500 м разрезе выявить толщи доманикоидного типа и провести их площадную корреляцию. Для Преддобруджинского прогиба эти методы были применены автором впервые и усовершенствованы с учетом специфики сложнопостроенного терригенно-сульфатно-карбонатного разреза и особенностей геисторического развития территории. В основе такой корреляции лежит принцип расчленения отложений на седиментационные циклы (циклиты) разных рангов и литофизические толщи, выделенные по данным керн и ГИС. Суть корреляции заключается в сопоставлении и прослеживании литофизических толщ в рамках конкретного цикла, ограниченного перерывами в осадконакоплении. В основу исследований положен большой фактический и экспериментальный материал по изучению девонских и каменноугольных отложений группы площадей (Восточно-Саратская, Ярославская, Заречненская, Желтоярская, Сарыярская) Саратовско-Тузовского грабена, который расположен в восточной части Преддобруджинского прогиба и является наиболее перспективным в среднедевонско-пермском нефтегазоносном комплексе [241]. Последний представляет собой три подкомплекса, соответствующие трем крупным циклам осадконакопления и про-

явлениям тектонических фаз. Первый подкомплекс лагунно-континентальный и лагунно-морской, представленный осадками среднего и верхнего девона; второй – типично морской и включает образования нижнего карбона; третий – континентальный, представлен отложениями среднего и верхнего карбона, перми.

Образования среднего и верхнего девона, составляющие первый подкомплекс, представлены мощной толщей терригенно-сульфатно-карбонатных отложений, несогласно залегающих на морских или континентальных красноцветных породах нижнего девона. Своеобразие состава пород подкомплекса проявляется в существенном развитии доломитов и ангидритов и их сложного сочетания с терригенными и сульфатными породами. По всему рассматриваемому стратиграфическому интервалу распространены доломитизированные известняки и в различной степени сульфатизированные доломиты. Ангидритами насыщена нижняя часть эйфельского яруса среднего девона. Чистые разности известняков и доломитов преобладают во франском ярусе и низах фаменского. Карбонатные породы, содержащие в своем составе наибольшее количество терригенной примеси развиты в основании среднего девона, а глинистые прослои – в живетском ярусе и верхней части фаменского.

На рис. 4.14. показано, что средне-верхнедевонские терригенно-сульфатно-карбонатные отложения по условиям осадконакопления представляют собой полный, законченный макроцикл осадконакопления, который характеризуется ритмично чередующимся набором фаций от континентально-лагунных через прибрежно-морские к мелководно-морским и обратно к континентально-лагунным. По направленности изменения фаций в вертикальном разрезе такой седиментационный цикл представляет собой символическую модель из двух треугольников, соединенных вершинами, что соответствует трансгрессивно-регрессивному типу. На фоне крупного макроцикла выделяются два субмакроцикла. Первый субмакроцикл представляет собой незаконченный, прерванный цикл трансгрессивного характера, второй – обладает полным набором фаций, которые соответствуют трансгрессивной и регрессивной фазам. Выделенные субмакроциклы подразделяются на четыре мезоцикла: первые три - трансгрессивные

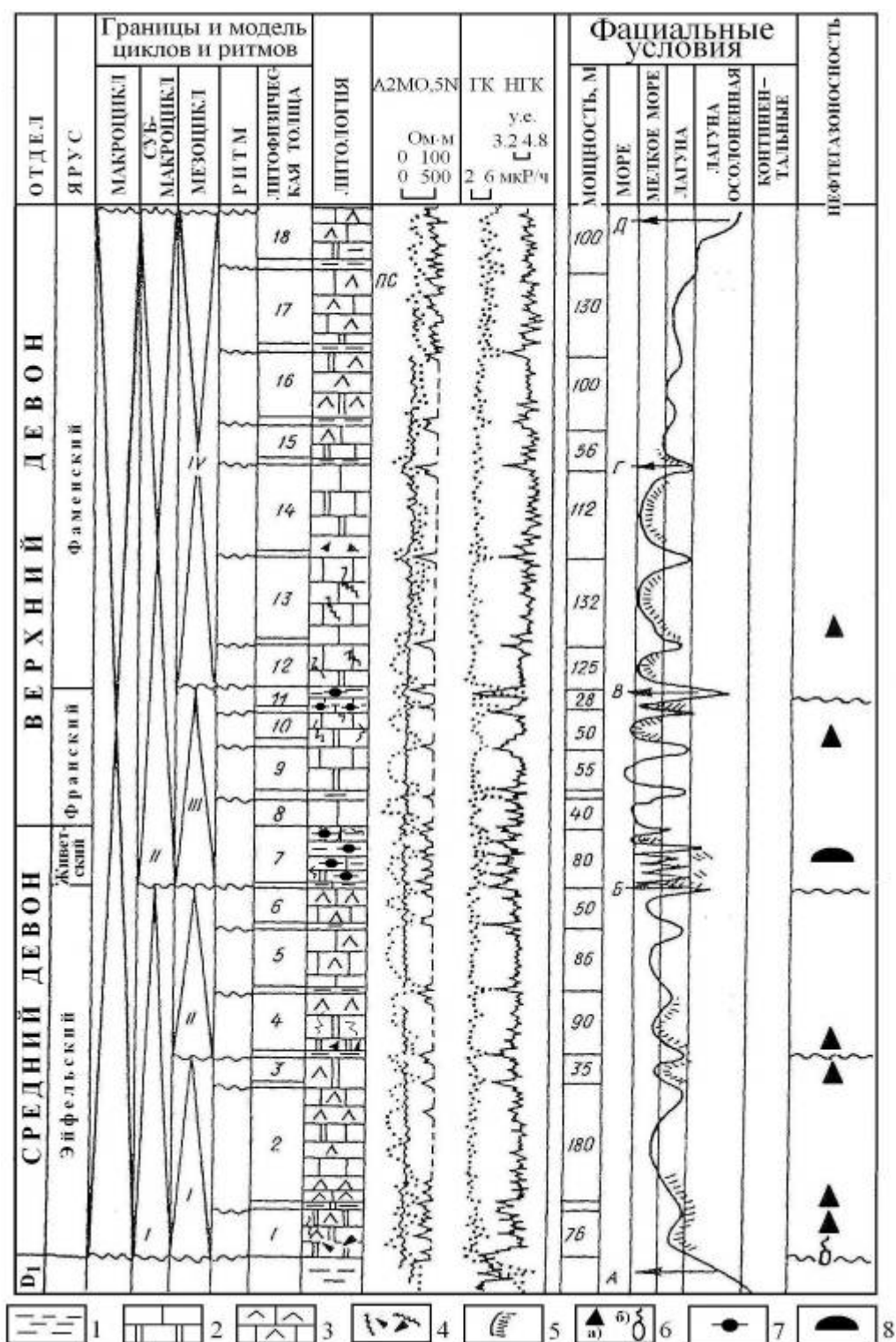


Рис. 4.14. Схема циклостратиграфического расчленения и положения в разрезе доманикоидных толщ, проявлений нефтегазоносности в средне-верхнедевонских отложениях. 1 – аргиллиты. 2 – известняки и доломиты. 3 – известняк ангидритовый. 4 – карбонатная брекчия и трещиноватость. 5 – участки разреза с улучшенными коллекторскими свойствами. 6 – проявления нефти (а) и газа (б). 7 – доманикоидные толщ. 8 – промышленная залежь нефти. Составила С.А. Мачулина.

четвертый – трансгрессивно-регрессивный. Каждый из них состоит, в свою очередь, из набора более низких по рангу трансгрессивных и трансгрессивно-регрессивных циклитов. Терригенно-карбонатный циклит сложен относительно маломощной терригенной (глинистой) толщей и карбонатной (сульфатно-карбонатной). Их выделение позволяет детализировать строение всего средне-верхнедевонского разреза. По отсутствующим циклитам или их частям определяется местоположения перерывов в осадконакоплении.

Для корреляции средне-верхнедевонских отложений Предобруджинского прогиба основное значение имеют мезоциклы, которые отличаются друг от друга фациальной характеристикой входящих в их состав литофизических толщ. Последние имеют достаточно четко выраженную на диаграммах радиоактивного каротажа геофизическую характеристику. Из рисунка следует, что в средне-верхнедевонских отложениях выделяются терригенно-карбонатные литофизические толщи, например – 7, карбонатно-сульфатные толщи – 1, 2, 3, 16, 17 и др., сульфатно-карбонатные – 5, 6, 15, 16 и др., карбонатные толщи – 8, 9, 10 и др., названные по преобладанию в их составе того или иного литотипа. Карбонатные толщи разделяются глинистыми, иногда, в сочетании с обломочными карбонатными породами. Прослеживание литогеофизических толщ, в том числе выделенных в их пределах доманикоидных толщ, проводилось в рамках мезоциклов, ограниченных поверхностями перерывов. Пример такой корреляции демонстрирует рис. 4.15. Ниже приводится краткое описание литогеофизических толщ, необходимое для характеристики доманикоидных этапов осадконакопления в девонском макроцикле.

Толщи 1, 2 и 3 входят в состав I мезоцикла средне-верхнедевонских отложений. Этот мезоцикл характеризуется в основном континентально-лагунными условиями осадконакопления. Однако, вверх по разрезу и далее во II мезоцикле, наблюдается трансгрессивная направленность осадконакопления, что выразилось сменой карбонатно-сульфатных отложений преимущественно карбонатными. Для последних характерна вторичная сульфатизация. Доманикоидные толщи в литофизических толщах этих мезоциклов не выявлены. В ос-

новании III мезоцикла залегает доманикоидная толща живетского возраста (литофизическая толща - 7), мощностью ~ 80 м. В скв. Восточно-Саратская - 5 эта толща вскрыта в интервале 2700-2790 м. В известняках данной толщи О.И. Берченко [16] выделены многочисленные харовые водоросли, которые местами образуют целые прослои совместно с остракодами и червями и другая микрофауна. Живетская доманикоидная толща выделяется в разрезе характерным ритмичным чередованием маломощных циклитов, представленных пачками глин и битуминозных известняков. Количество циклитов в скважинах Саратовско-Тузовского грабена не постоянно (от трех до шести). В Саратовско--Балабановской структурной зоне в этой доманикоидной толще между пачками карбонатов встречаются прослои песчаников, которые имеют толщину от 0,5 до 3,0 м. В скв. Восточно-Саратская - 3 из живетской доманикоидной толщи получен промышленный приток нефти. Учитывая доманикоидный (нефтепроизводящий) характер этой толщи и ее широкое площадное развитие, а также высокую нефтенасыщенность её коллекторов, полученная нефть, вероятнее всего, является сингенетической.

Вышезалегающие литофизические толщи 8, 9, 10 и 11 имеют небольшую мощность - 40-55 м. Литологический состав и строение этих карбонатных толщ подобны. Они сложены преимущественно известняками и доломитами с прослоями мергелей, которые содержат многочисленные водоросли: гирванелла, ортонелла, различные умбеллиды; микрогастроподы, остракоды, черви, криноидеи, реже фораминиферы, двустворки и др. По О.И. Берченко [38] среди харовых водорослей преобладают планоумбеллы, елени и впервые обнаружены зеленые водоросли *Palaeochaetomorpha*. Возраст этих толщ среднефранский, а подобный комплекс микропалеонтологических остатков также отвечает среднефранскому северо-запада ВЕП.

Важно отметить, что в кровле литофизических толщ 10 и 11 по материалам ГИС, фиксируются высокорadioактивные (по сравнению с фоновыми) пласты, представленные по данным керна черными битуминозными кремнистыми аргиллитами, иногда с обломками карбонатных и карбонатно-глинистых пород; аргиллиты гидрослюдистые, слабо известковистые, окремненные с тонкорассеянным

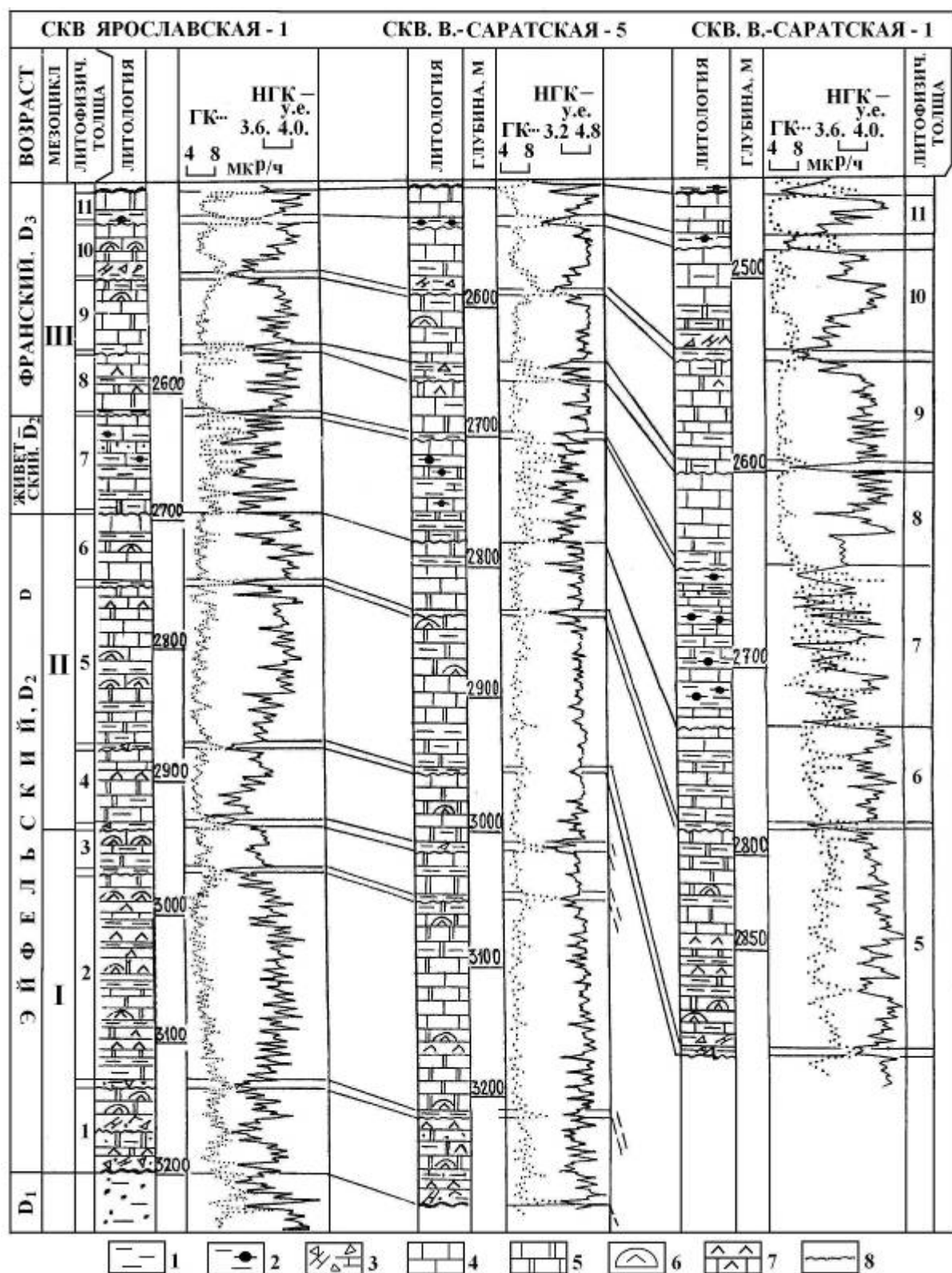


Рис. 4.15. Схема корреляции средне,- верхнедевонских отложений Белолесского блока Преддобруджинского прогиба. Составила С.А. Мачулина. 1 – аргиллиты. 2 – доманикоидные битуминозные породы. 3 – обломочные породы в основаниях циклов. 4 – известняки. 5 – доломитизированные известняки. 6 – линзы ангидритов. 7 – ангидриты и известковистые ангидриты. 8 – поверхность перерыва.

пиритом (рис. 4.15). Характеристика по ГИС и керну позволяет предполагать автору доманикоидную природу этих пластов. К сожалению, геохимическое и битуминологическое исследования аномально радиоактивных пород выполнить не представилось возможности. Результаты корреляции этих пластов по территории Саратовско-Тузовского грабена, позволяют отметить, что нижняя радиоактивная аномалия имеет более локальный характер, относительно верхней радиоактивной пласта (в кровле 11 литофизической толщи). Последний имеет почти повсемес-

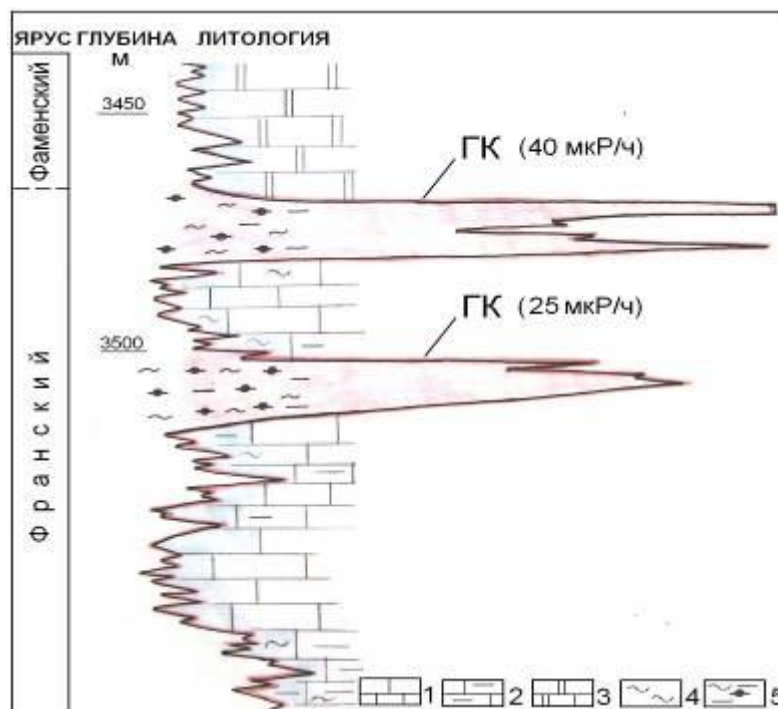


Рис. 4.16. Радиоактивные аномалии доманикоидных кремнисто-глинистых пород близ границы франского и фаменского ярусов (скв. Сарыярская – 1). Составила С.А. Мачулина. 1 – известняки. 2 – глинистые известняки. 3 – доломиты. 4 – кремнистость. 5 – черные доманикоидные кремнистые аргиллиты.

ное распространение в Белолесском блоке Преддобруджинского прогиба. По кровле этого пласта геофизики ГПО "Крымгеология" проводят границу между франским и фаменскими ярусами, которая не вызывает возражений у палеонтологов. По данным автора радиоактивный пласт на границе франского и фаменского ярусов прослеживается в скважинах Цецежин Люблинского прогиба Польши. Доманикоидные радиоактивные карбонатно-глинистые и глинистые породы этого пограничного интервала известны в Канаде, на Тимане и, очевидно, фиксируют собой явление планетарного характера. В целом, формирование

отложений III мезоцикла происходило на фоне частой смены трансгрессий и регрессий моря, вызванных повышенной тектонической активностью региона, о чем свидетельствуют полифациальность его отложений и разноранговые перерывы в осадконакоплении. В вышележащем IV трансгрессивно-регрессивном мезоцикле доманикоидные толщи отсутствуют.

Для девонских отложений Преддобруджинского прогиба характерно, что нефтегазопроявления располагаются вблизи поверхностей перерывов в осадконакоплении. Это объясняется тем, что в карбонатных отложениях перерывы вызывают значительное разуплотнение пород и создают ослабленные зоны, которые служат хорошими флюидами. Именно в этих зонах карбонатные породы приобретают коллекторские свойства, при этом, чаще всего, наблюдаются палеокарст, кавернозность, повышенная пористость, трещиноватость в над- и подперерывных толщах. На фациальной кривой, отражающей тектоническую активность региона, наиболее благоприятными условиями для формирования залежей УВ характеризуется участок разреза, который отвечает максимуму трансгрессии, развитию органогенных известняков и их коллекторских разностей, а также доманикоидных толщ. Отложения второго нефтегазоносного подкомплекса Преддобруджинского прогиба – морские терригенно-карбонатные образования нижнего карбона также изучались автором методом циклостратиграфического и литофизического расчленения, который позволил составить принципиальную схему их расчленения и показать на ней уровни развития доманикоидных толщ и рифогенных тел – потенциальных ловушек УВ (рис. 4.17).

Нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения наибольшей мощности достигают в восточной части Преддобруджинского прогиба, на территории Белолесского блока, в пределах Саратовско-Тузовского грабена. Образования нижнего карбона в Преддобруджинском прогибе представлены турнейским, визейским и серпуховским ярусами. В этих отложениях выделены две свиты: нижняя белолесская свита – преимущественно карбонатная; верхняя желтоярская – терригенная (см. рис. 4.17). В связи с принятым изменением уровня нижней границы карбона нижняя часть белолесской свиты, содержащая многочисленные

водоросли – умбеллиды, отнесена теперь М.В. Вдовенко к верхнему девону (зиганский горизонт верхнефаменского подъяруса) [53]. Ранее эту часть разреза относили к «переходным» слоям между девоном и карбоном (зона C_1^t а Донбасса). В настоящее время, на основе фаунистических данных, нижняя граница турнейского яруса проводится по появлению фораминифер малевского горизонта (над зиганским). В Саратовско-Тузловском грабене отложения белолесской свиты охватывают породы малевско-упинского, черепетско-кизеловского горизонтов турнейского яруса и радаевского, бобриковского, тульского горизонтов нижнего и средневизейского подъярусов. Алексинский и михайловский горизонты верхнего визе входят в состав желтоярской свиты.

В пределах Белолесского блока имеются участки, где осадки нижнего карбона претерпели глубокий эрозионный размыв, вследствие чего на различных его стратиграфических уровнях несогласно залегают карбонатно-терригенные отложения перми или триаса (скв. Зареченская - 1 и др.). Средний и верхний отделы карбона отсутствуют. Большой мощности терригенные отложения серпуховского возраста и визейского достигают в центральной части Белолесского блока – на Желтоярской площади (697 м), а карбонатные отложения визейского и турнейского возраста – на Сарыярской (633 м).

Необходимо отметить, что целенаправленное бурение на нижнекаменноугольные отложения, а также их испытание на продуктивность не проводились, за исключением скв. Желтоярской - 11. Отбор керна был случаен, поэтому в своих исследованиях автор в полной мере использовала материалы ГИС. В отложениях нижнего карбона выделены разноранговые седиментационные циклы (циклиты), а внутри них – литофизические толщи (далее по тексту просто толщи) терригенно-карбонатного и карбонатного составов. Изучение строения мезоциклов показало, что в среднем мезоцикле (II) располагаются три мощные карбонатные толщи, разделенные маломощными глинистыми прослоями, а выше и ниже среднего мезоцикла, получили развитие терригенно-карбонатные циклиты (I, III) с маломощными ритмами, что обусловлено периодической сменой тектонически активных и относительно спокойных периодов осадконакопления. Осадконакопление

каждого мезоцикла ограничено перерывами, которые сопровождались, чаще всего, размывами отложений. Общей закономерностью в строении мезоциклов является преимущественное развитие терригенных и карбонатно-обломочных пород в нижней его части и преобладание карбонатных – в верхней. Ритмичное строение I - го мезоцикла (чередование известняков, мергелей, аргиллитов) отражает знакопеременные движения в прогибе. Толщи карбонатных пород в нем имеют мощность до 30 м. Породы доманикоидного типа – не обнаружены.

В составе второго мезоцикла наблюдаются три мощные карбонатные толщи турнейского возраста, представленные, в основном, фациями мелководного шельфа. В основании первой карбонатной толщи выделены породы доманикоидного типа – битуминозные доломиты, для которых характерны повышенные значения естественной радиоактивности. Доманикоидная толща имеет устойчивую характеристику по материалам ГИС и прослеживается по всей территории Белолесского блока (скважины: Ярославская - 1, Восточно-Саратская - 5, Сарыярская - 1, Зареченская - 1 и др.), она имеет мощность 20-40 м. По данным петрографических исследований, слоистые доломиты содержат повышенное количество ОВ; по данным палеонтологических исследований (см. рис. 4.16) они отнесены к черепетскому горизонту и сопоставляются с аналогами зоны S^t Донбасса. Во второй и третьей карбонатных толщах II мезоцикла доманикоидные толщи отсутствуют. По керну в кровле II - го мезоцикла отмечается перерыв в осадконакоплении (возможно выпадение отложений косьвинского горизонта или его части по М.В. Вдовенко и автору данной работы [53, 180]).

В целом, отложения турнейского мезоцикла отражают дальнейшее развитие трансгрессии, ослабление тектонических знакопеременных движений, о чем свидетельствуют значительная мощность и однородный состав карбонатных толщ, незначительное поступление в мелководный бассейн терригенного материала и увеличение содержания органических остатков в породах. Изменчивая мощность карбонатных толщ этого мезоцикла по площади может указывать на возможное развитие органогенных построек.

Верхний (III) мезоцикл включает терригенно-карбонатную и карбонатную

толщи. В терригенно-карбонатной толще, в зависимости от полноты разреза, выделяется до четырёх ритмов осадконакопления, представленных чередованием прослоев черных аргиллитов, кластических и карбонатных пород прибрежно-морских фаций. Среди последних преобладают известняки доломитизированные с вторичной пористостью. В пределах Белолесского блока терригенно-карбонатная толща испытывает значительные литологические замещения и колебания в мощности (от 3 до 75 м). По данным палеонтологических исследований ее отложения рассматриваются как ранневизейские, отвечающие радаевскому горизонту или аналогам зоны $C_1^v_b$ Донбасса.

Карбонатная толща III - го мезоцикла изменяет свою мощность от 0-68 до 188 м. Толща сложена трещиноватыми, иногда слабо доломитизированными известняками с прослоями аргиллитов. В средней части толщи преобладают глинистые органогенно-детритовые известняки с линзами кремнистого вещества. На большей части Белолесского блока эта толща представлена фациями открытого моря. Коллектора в карбонатных породах рассматриваемой толщи отсутствуют. По данным палеонтологических исследований, возраст карбонатной толщи определяется как бобриковский, соответствующий зоне $C_1^v_d$ Донбасса или XIII м.ф.г. ДЦВ. С историко-геологических позиций формирование нижневизейских отложений третьего мезоцикла происходило в условиях длительно продолжавшейся трансгрессии, поэтому они характеризуются большой площадью распространения в пределах Белолесского блока. В кровле III - го мезоцикла автором выделена толща пород, имеющая по данным ГИС аномально высокие показатели гамма-активности (до 60 мкР/ч). Особенно выразительна эта аномалия в разрезах скважин: Заречнянская - 1; Сарыярская - 1, Желтоярская – 2. В ряде скважин (Ярославская - 1, Белолесская - 1, Саратовская - 6, Восточно-Саратовская - 1) интенсивность радиоактивной аномалии проявляется слабее (12-18 мкР/ч). В некоторых скважинах радиоактивная толща отсутствует, что характерно для скважин, расположенных на бортах прогиба. Основной же контур распространения радиоактивная толща занимает в погруженной части Белолесского блока – Тузловской депрессии. Здесь ее мощность достигает 20 м (скв. Сарыярская – 1). На рис. 4.18 по-

казана корреляция радиоактивной толщи (репер R). Керновым материалом она почти не охарактеризована. В скважине Саратовская - 6 из радиоактивного интервала (1616-1631 м) были исследованы кремнистые аргиллиты и глинистые известняки, для которых М.В. Вдовенко по фораминиферам установила тульский, возможно, раннетульский возраст. Вероятно, к подошве радиоактивной толщи следует приурочить границу между отложениями нижнего и верхнего визе, как это принято для ДДВ. Такая граница должна фиксировать начало нового седиментационного цикла в геоистории Преддобруджинского прогиба, так как с поздневизейской эпохи в этом регионе начинается накопление углистых отложений. По аналогии с ДДВ, где на границе отложений нижнего и верхнего визе также развита толща высокорadioактивных пород с кремнистыми аргиллитами и аналогичной характеристикой по ГИС и высоким содержанием РОВ – так называемые рудовские слои доманикоидного типа, радиоактивная толща Преддобруджинского прогиба может иметь такую же природу. В настоящее время радиоактивные породы рудовских слоев ДДВ рассматриваются нами как нефтегазоматеринские. Не исключено, что ее добруджинский (тузловский) фациальный и возрастной аналог также является эффективной нефтегазоматеринской толщей, поскольку визейские отложения Преддобруджинского прогиба погружались в зону генерации – ГЗН [242]. Над горизонтом аномально радиоактивной толщи в разрезах некоторых скважин Белолесского блока отмечается залегание карбонатной толщи небольшой мощности (от 9 до 50 м), представленной глинистыми, органогенно-детритовыми и шламовыми известняками (см. рис. 4.17), что аналогично разрезам юго-восточной части ДДВ.

Построение палеогеологических моделей позволили автору установить латеральный переход радиоактивной толщи в биогермные образования (рис. 4.19), а над кровлей биогермных карбонатов – перерыв в осадконакоплении, фиксируемый наличием базального пласта, сложенного гравелитовыми и разнoзернистыми песчаниками. Залегающие выше нерасчлененные верхневизейско-серпуховские континентальные отложения имеют регрессивный характер и заканчивают нижнекаменноугольный этап осадконакопления в Преддобруджинском прогибе.

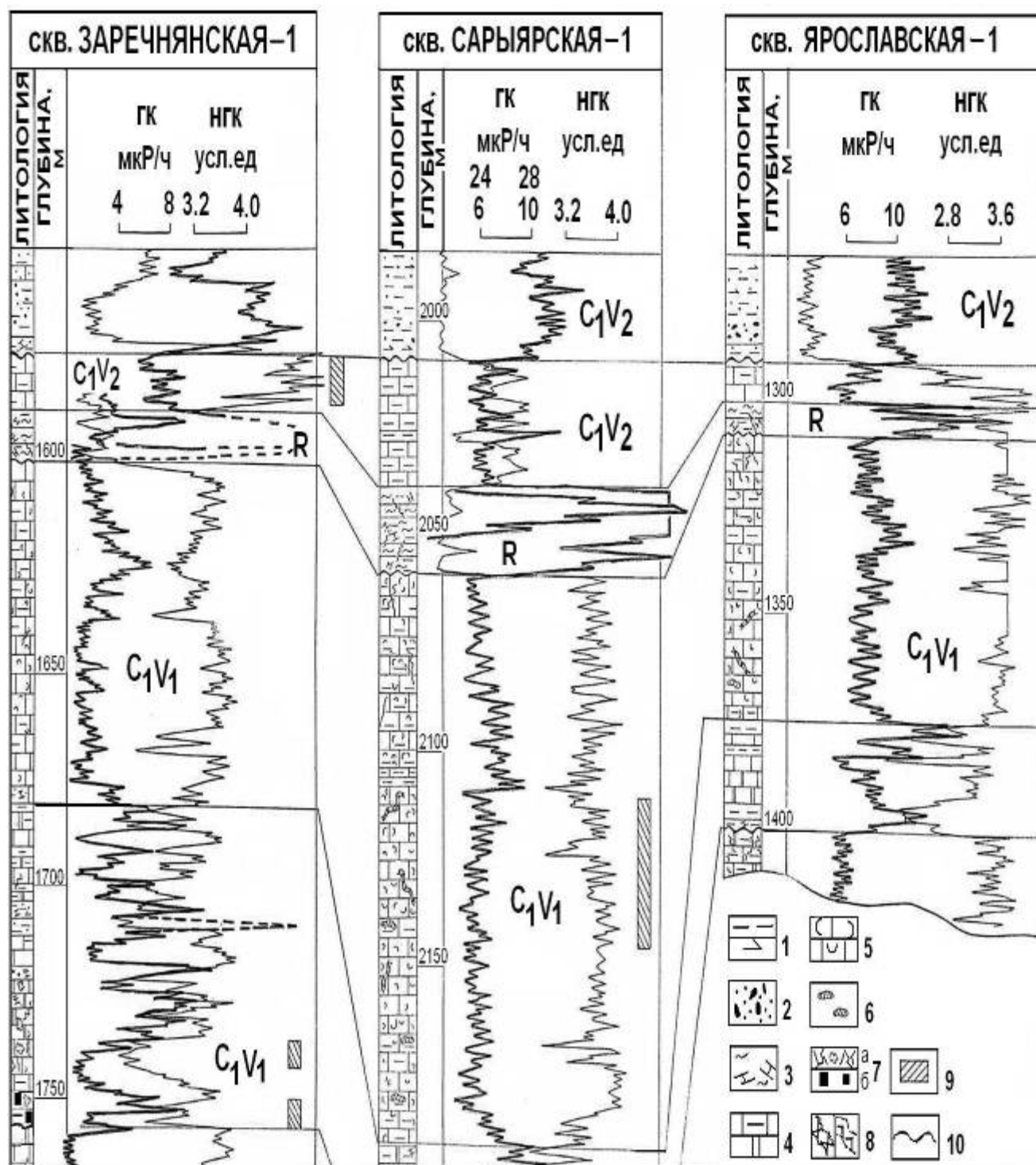


Рис. 4.18. Корреляция терригенно-карбонатных толщ нижнего визе и радиоактивной аномалии (репер R). Составила С.А. Мачулина.

1 – аргиллиты и алевролиты. 2 – песчаники и гравелиты. 3 – кремнистые сланцы и обломки карбонатных пород. 4 – глинистые и доломитизированные известняки. 5 – известняки органогенно-детритовые. 6 – линзы кремнистого вещества. 7 – трещиноватость и кавернозность (а), пиритизация (б). 8 – прожилки с кальцитом и ангидритом. 9 – интервалы отбора керна. 10 – поверхность перерыва.

Над горизонтом аномально радиоактивной толщи в разрезах некоторых скважин Белолесского блока отмечается залегание карбонатной толщи небольшой мощности (9-50 м) с глинистыми, органогенно-детритовыми и шламовыми известняками (см. рис. 4.17), что аналогично разрезам юго-восточной части ДДВ.

Анализ закономерностей распространения литофациальных толщ в вертикальном разрезе и по площади показывает, что в пределах Белолесского блока их формирование происходило то в расширяющемся, то сокращающемся бассейне, что, безусловно, создавало условия для образования неантиклинальных ловушек, связанных с зонами выклиниваний и стратиграфических несогласий. Кроме этого, определенную перспективность ниже-каменноугольным отложениям придает наличие пористых и кавернозных коллекторов ($K_n = 10-17\%$) в биогермных постройках, расположенных вокруг и в пределах контура развития визейской радиоактивной доманикоидной толщи, которая могла отдавать УВ в карбонатные ловушки. Аналогичные модели, разработанные автором для ДДВ [182] успешно подтвердились. В вертикальном разрезе турне-визейских отложений Преддобруджинского прогиба уровни развития биогермных пород установлены в кровле II и III -го мезоциклов (см. рис. 4.17). Комплекс органических остатков в них представлен: иглокожими, мшанками, кораллами, водорослями. Гумидность климата, нормальная соленосность и мелководно-морской режим осадконакопления в бассейне благоприятствовали развитию органогенных построек. Наличие в биогермных образованиях высокочемких коллекторов, поглощающих буровой раствор, проявлений газа при испытаниях и выпотов нефти в поднятом керне позволяют сделать вывод о возможных процессах миграции микронефти из нефтематеринских доманикоидных пород. Однако, весьма редкая сеть разбуривания территории Белолесского блока не дает возможности построить детальную карту распространения выделенных доманикоидных толщ и органогенных построек. Важно отметить, что на этих же стратиграфических уровнях выявлены нефтегазоносные органогенные постройки в ДДВ (Кампанский, Новониколаевский рифы и др).

На рис. 4.20 показаны промышленные притоки и проявления нефти на ряде структур Белолесского блока, которые расположены в зоне развития и распрост-

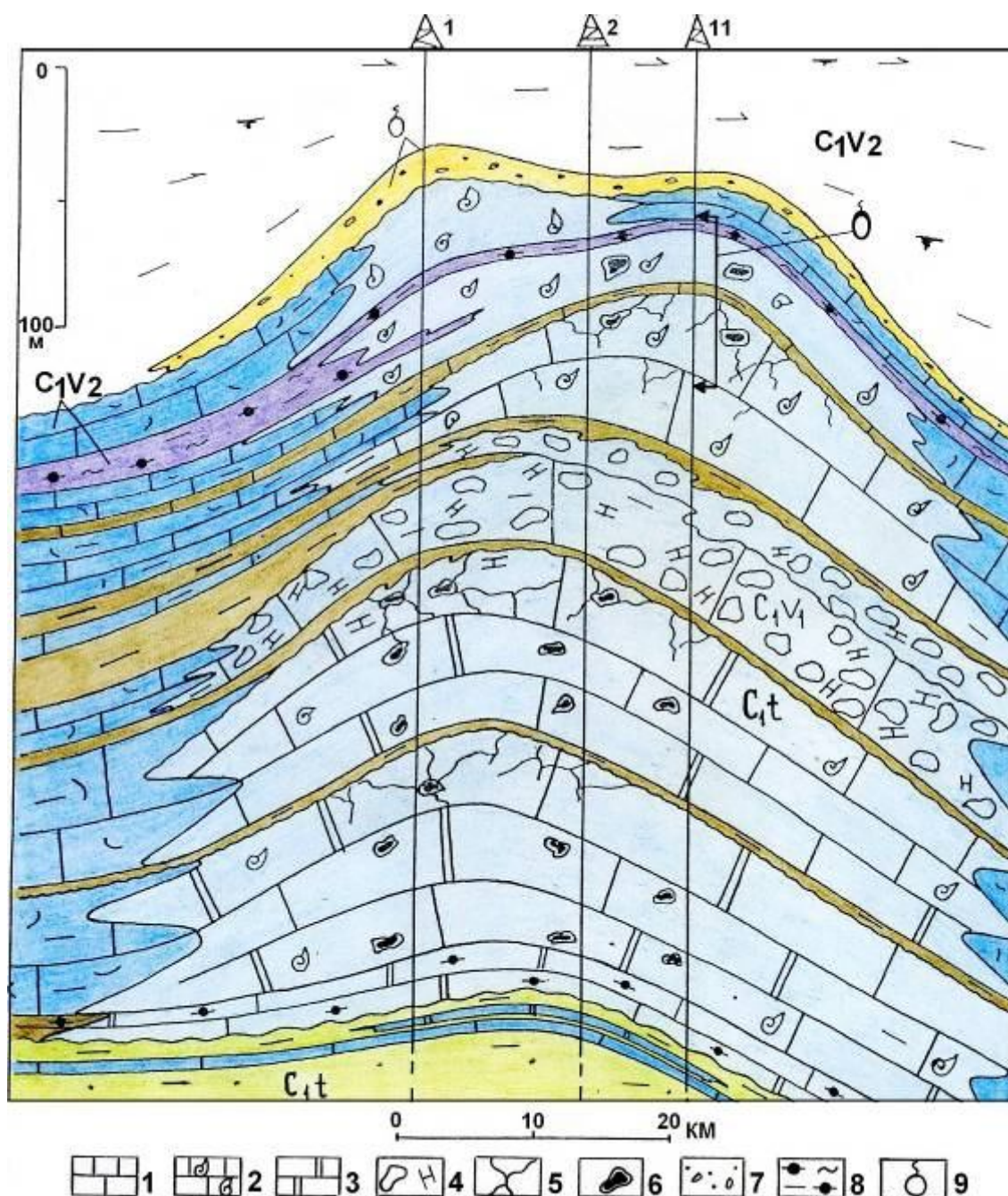


Рис. 4.19. Турне-визейская органогенная постройка на Желтоярской структуре (показаны фациальные переходы между породами, типы коллекторов и газоносные интервалы). Составила С.А. Мачулина. Известняки: 1 – органогенно-детритовые, 2 – биогермные, 3 – доломитизированные, 4 – брекчированные. 5 – трещиноватость. 6 – каверны. 7 – песчаники. 8 – битуминозные доманикоидные отложения. 9 – газоносный интервал.

ранения доманикоидных образований (зона распространения показана красными обозначениями).

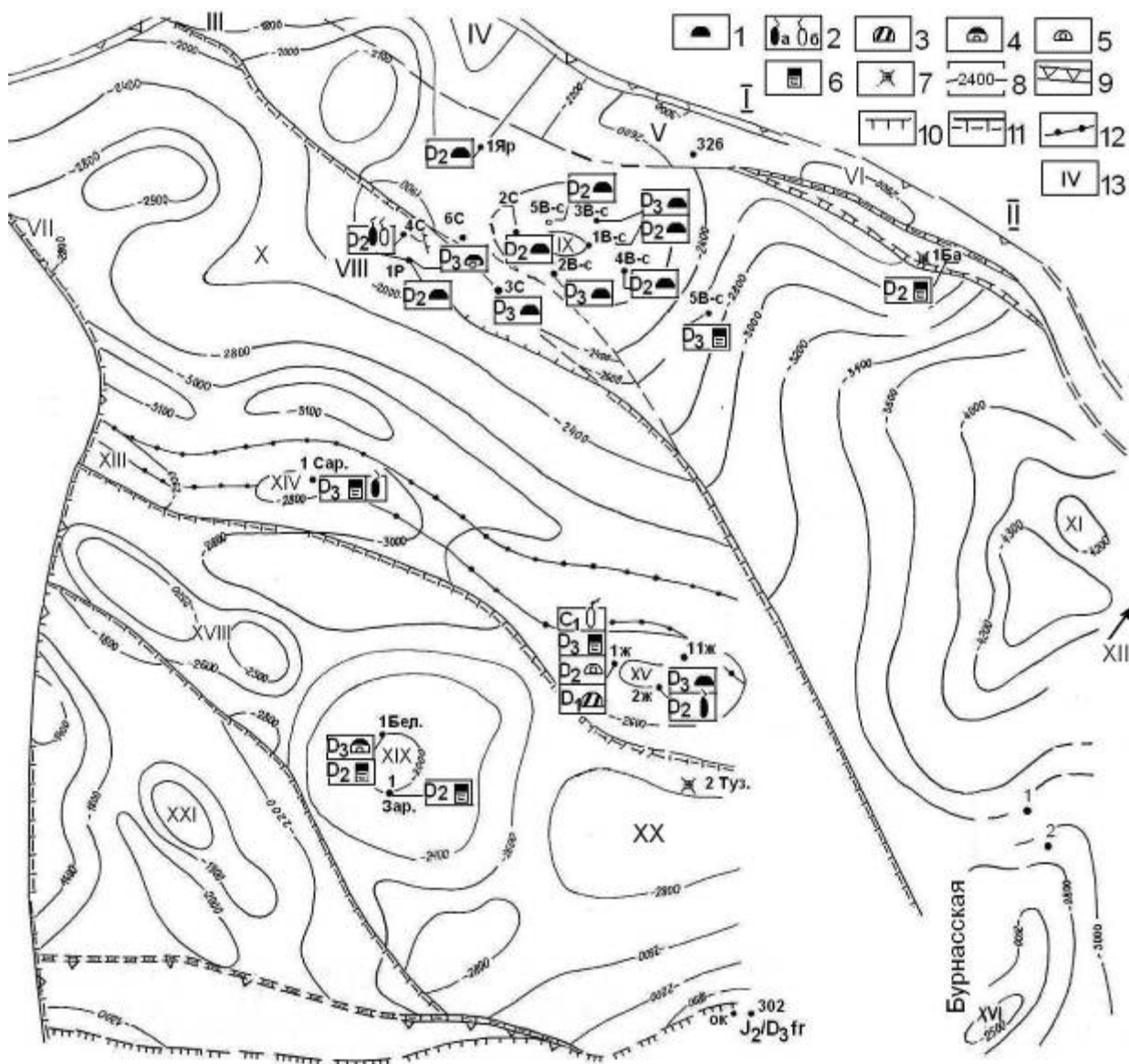


Рис. 4.20. Промышленные притоки и проявления нефти и газа на перспективных структурах Белолесского блока. Структурная основа по «Крымгеология». Составила С.А. Мачулина. 1 – промышленные притоки нефти. 2 – проявления нефти (а), газа (б). 3 – приток газа с конденсатом. 4 – приток газа с конденсатом и водой. 5 – приток газа с дебитом 250 тыс. м³/сут. 6 – пленки нефти на поверхности промывочной жидкости. 7 – параметрические скважины. 8 – изогипсы по отражающему горизонту (подошве С₁). 9 – региональный разлом, ограничивающий Преддобруджинский прогиб с севера. 10 – разломы сбросового типа. 11 – разломы взбросового типа. 12 – зоны осложнения сейсмической записи. 13 – структуры: I – Глубоковская, II – Широковская, III – Рыбальская, IV – Ярославская, V – Сергеевское, VI – Балабановская, VII – Долиновская, VIII – Розовская, IX – Восточно-Саратская, X – Григорьевская, XI – Адамовская, XII – Приморская, XIII – Павловская, XIV – Сарыярская, XV – Желтоярская, XVI – Бурнасская, XVII – за контуром схемы, XVIII – Кагильникская, XIX – Зареченская, XX – Тузловская, XXI – Кантемировская.

Выводы. В Преддобруджинском прогибе к отложениям доманикоидного типа автором отнесены: карбонатно-терригенная толща скальского горизонта нижнего силура, развитая в депрессиях Преддобруджинского прогиба и верхне-силурийские глинистые толщи о. Змеиный, характеризующиеся повышенным содержанием сапропелевого ОВ. Однако, в геохимическом отношении они слабо изучены, так как бурение на их вскрытие не проводится. Южные, аллохтонные зоны прогиба – Килийская и Нижнепрутская, где развиты надвиговые структуры, остаются районами с невыясненным потенциалом. Также, не выяснен нефтегенерационный потенциал нижнедевонских доманикоидных отложений – розовской и кочулийской свит, которые имеют повышенное содержание $C_{орг.}$.

Исследования силурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложений прогиба проведенные на основе циклостратиграфического и литогеофизического расчленения позволили определить стратиграфические уровни развития доманикоидных отложений, обозначить контуры их распространения, определить фациально-геохимические условия образования и выявить фациальное замещение рифогенными образованиями. Глинистые и карбонатно-глинистые доманикоидные осадки накапливались в наиболее прогнутых частях прогиба в восстановительной геохимической среде, которая была благоприятной для образования битумоидов нефтяного ряда. Средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные толщи мелководно-шельфовых фаций, особенно над- и подперерывные, обладают повышенными коллекторскими свойствами и могут быть ловушками нефти, мигрировавшей по разуплотненным зонам из битуминозных доманикоидных толщ, распространенных в депрессиях. Это подтверждается выявленной автором закономерностью расположения проявлений нефти и газа вблизи поверхностей перерывов (см. рис. 4.14).

Таким образом, В свете изложенных данных представляется, что девонско-нижнекаменноугольные отложения Белолесского блока необходимо рассматривать в качестве одного из перспективных районов Западного Причерноморья для поисков нефтегазовых залежей в ловушках неантиклинального и комбинированного типов, в том числе рифогенных.

4.3. Восточный нефтегазоносный регион.

Восточный нефтегазоносный регион Украины представлен ДДВ и северной окраиной Донбасса. Последняя выделяется как Краснорецкий нефтегазоносный район, территория которого расположена между Донецким складчатым сооружением (ДСС) или проще Складчатым Донбассом (СД) и южным склоном Воронежской антеклизы и представляет собой узкую полосу, ограниченную на юге Северо-Донецким надвигом, на севере – Краснорецким сбросом. Это переходная зона между ДДВ и СД. В Краснорецком районе нефтегазоносными являются каменно-угольные отложения, которые погребены под мощным покровом меловых и частично триасовых отложений.

О структуре ДДВ опубликованы многочисленные исследования представителей различных тектонических школ. Большинство исследователей считают, что в основании ДДВ находится палеорифт, образование которого произошло в свode Сарматского щита за счет заложения и активизации системы глубинных архейско-протерозойских разломов северо-западного простирания и процессов в астеносферном диапире. Наиболее активное пульсационное воздымание коромантийного диапира происходило в отрезок времени D_3-C_1 . Оно сопровождалось формированием рифта и его структурных элементов, накоплением в девоне мощных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и соленосных формаций. В палеорифте выделяют Деснянский и Днепровский сегменты и СД [169] или Донецкий прогиб (ДП) по [83] (рис. 4.30).

На севере палеорифт ограничен Барановичско-Астраханским (БА), а на юге – Припятско-Манычским (ПМ) краевыми разломами. Эти разломы представляют собой шовные зоны, ограниченные краевой и внутренней разломопарами [65]. В шовных зонах выделяются мини грабены, которые представляют интерес в плане самостоятельного объекта для изучения нефтегазоносности. С внутренней стороны палеорифта к зонам глубинных продольных разломов примыкают выступы фундамента. На севере – это Брусиловско-Кошелевский, Плисковско-Лысогоровский, Талалаевский, Липоводолинский и др., на юге – Видельцевский, Лосиновский, Монастырищенский, Леляковский, Августовский, Бело-

церковско-Петривцевский, Октябрьский и др. Также, вдоль глубинных разломов простираются северная и южная прибортовые зоны, которые имеют вид полос шириною 20-40 км. в ДДВ выделяются Южная и Северная бортовые и Центральная (приосевая) зоны. Последняя состоит из крупных внутренних депрессий (Сребненская, Лютенская, Солоховская и др.), включающих в себя самые крупные валообразные поднятия и протяженные структурные цепи. Южная и Северная бортовые зоны представляют собой погруженные склоны Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы. Они характеризуются моноклинальным залеганием слоев с пологим их падением в сторону оси впадины (до 5-6° у краевых разломов). Разрез бортовых зон представлен преимущественно породами карбона (нижнего и среднего), мезозоя и кайнозоя мощностью до 2-4 км. Днепровско-Донецкий палеорифт пересекается системой поперечных глубинных, дорифтовых разломов, которые способствовали образованию его основных сегментов, поперечных седловин и депрессий, показанных на **рис. 4.30**. По глубинным продольным и поперечным разломам и разрывам кристаллический фундамент ДДВ ступенчато погружается к осевой части и в сторону ДСС. Глубина залегания поверхности фундамента изменяется от 1,5-2 км вблизи Брагинско-Лоевского выступа, 3-7 км – вблизи краевых разломов и до 14-17 и более км в осевой зоне ДДВ. Глыбово-блоковое строение докембрийского фундамента впадины в сочетании с галокинезом сыграли основную роль в формировании структуры осадочного чехла.

В позднем палеозое ДДВ и СД представляли собой единый седиментационный бассейн. Сочленение между ними по разломам отсутствовало.

Процесс рифтообразования в ДДВ закончился в начале поздневизейской эпохи. Относительно кратковременные пострифтовые фазы растяжения имели место в начале позднего визе (совпадает с накоплением осадков доманикоидной рудовской толщи), в середине серпуховского века и в конце карбона – начале ранней перми. В карбоне в погружение были вовлечены прилегающие части Украинского щита и Воронежской антеклизы, что привело к образованию наложенной на грабен собственно Днепровско-Донецкой впадины.

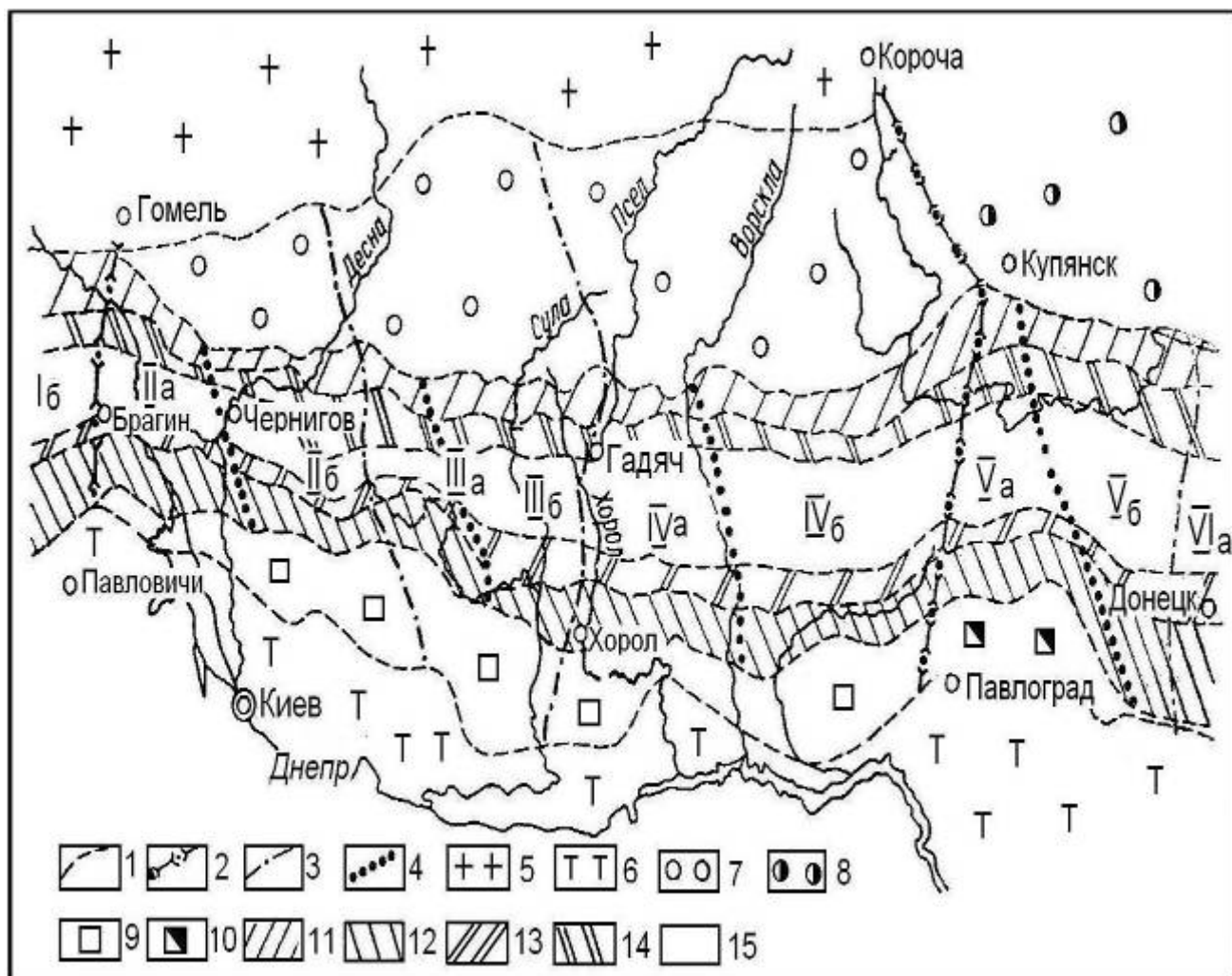


Рис. 4.21. Схема тектонического районирования ДДВ и смежных регионов по В.К. Гавришу [83] с упрощениями.

1 – границы ДДВ и её продольных зон. 2 – западная и восточная границы. 3 – границы поперечных частей ДДВ и ДП и их сегментов. Цифры: II - Деснянский сегмент ДДВ, III – Центральная часть ДДВ, IV – юго-восточная часть ДДВ, V – северо-западная часть ДП. 4 – границы поперечных седловин (IIa – Брагинско-Лоевской, IIIa – Удайской, IVa – Пселско-Ворсклянской, Va – Донецко-Орельской, VIa – Донецкой) и депрессий (Iб – Ельской, IIб – Неженской, IIIб – Лохвицкой, IVб – Карлавской, Vб – Волчанско-Бахмутской). 5 – южный склон Воронежской антеклизы. 6 – северный склон Украинского щита. 7 – северный борт ДДВ. 8 – северный борт ДП. 9 – южный борт ДДВ. 10 – южный борт ДП. Прибортовые или шовные зоны краевых глубинных разломов ДДВ: 11 – северного Барановичско-Астраханского. 12 – южного Припятско-Манычского. 13 – Южная приосевая зона. 14 – Северная приосевая зона. 15 – Осевая зона.

После окончания рифтовой стадии Днепровская часть ДДВ и СД развиваются по-разному. Это подтверждается результатами геолого-геофизических исследований последних лет, особенно методом ГСЗ, которые свидетельствуют о существенных различиях структурных форм поверхности Мохо под сегментами палеорифта [124]. Среди главных отличий геологического развития СД и смежного с ним Днепровского сегмента можно назвать следующие: 1) с начала поздневизейской эпохи в Донбассе происходило интенсивное прогибание вплоть до конца перми. Общая мощность осадочных образований, накопившихся за этот период, достигает 20 км. В конце перми – начале триаса (в пфальцскую фазу) в Донбассе происходит складкообразование и устанавливается режим вздымания, формируется ДСС. Днепровский же сегмент продолжал свое медленное опускание вплоть до кайнозоя; 2) по данным геотермических исследований тепловое поле ДСС отличается повышенной активностью и значительной неоднородностью по сравнению с Днепровским бассейном. Отличия этих двух регионов проявляются и на неотектоническом этапе их развития. Так амплитуда неотектонических движений изменяется в ДДР от 160 до 200 м, а в ДСС – 200-300 м [83]. Однако, несмотря на тектоническую инверсию, субширотное направление образовавшихся складок СД подчиняется всей мегаструктуре Днепровско-Донецкого палеорифта.

Таким образом, в ДДВ выделяется ряд геотектонических элементов, которые разнятся историей развития и геологическим строением – это Брагинско-Лоевский выступ, отделяющий рассматриваемый регион от Припятского прогиба, Деснянский грабен, Днепровский грабен, северо-западное погружение Донбасса (или зона сочленения) и СД.

Бурением глубоких скважин и стратиграфическими исследованиями доказано, что на кристаллическом архейско-протерозойском фундаменте ДДВ залегают осадочно-вулканогенные образования среднедевонско-антропогенового возраста. В их разрезе выделяют ряд структурно-стратиграфических комплексов: среднедевонский платформенный, верхнедевонский рифтовый, каменноугольно-нижнепермский синеклизно-миogeосинклинальный, мезозойский платформенно-

синеклизный и кайнозойский платформенный, которые разделены структурными несогласиями [83].

Из истории геологического развития ДДВ, отраженном в многочисленных работах нескольких поколений исследователей следует, что она была областью, которая, начиная со среднего девона и до третичного периода включительно испытывала колебательные движения с преобладанием погружения и режима компенсационного осадконакопления в палеозойское время. Анализ цикличности осадконакопления в ДДВ позволил автору [72] с учетом работ Н.Ф. Балуховского [32] выделить периоды интенсивных опусканий впадины и трансгрессий моря, а также периоды поднятий и регрессий, что важно для выделения некомпенсированных этапов и доманикоидных отложений в девонских и нижнекаменноугольных комплексах ДДВ.

Всего в осадочном чехле ДДВ отразились 13 региональных волн трансгрессий и 13 волн регрессий (табл. 4.2). Региональные и локальные (раннетриасовая-серебрянская, раннемеловая-валанжинская, позднеолигоценовая-змиевская, позднемиоценовая-среднесарматская) трансгрессии охватили период 170 млн лет исторического развития ДДВ. Средний период трансгрессивной волны составляет 13 млн лет. На регрессии (с учетом продолжительности крупных перерывов в осадконакоплении) приходится 200 млн лет. Оставшиеся 18 млн лет (от продолжительности позднепалеозой-кайнозойского мегацикла) приходится на многочисленные кратковременные меж- и внутриформационные перерывы. Средний период волны регрессии в ДДВ составляет 12,8 млн лет, а с учетом крупных перерывов – 15,3 млн лет. Наибольшие по длительности волны трансгрессий отмечаются в средне-позднеюрскую, позднемеловую и палеоцен-эоценовую эпохи: 32,4, 30,0, 32,7 млн лет соответственно. Наибольшие периоды волн регрессий фиксируются в средне-, позднекаменноугольную (25,4 млн лет), раннеюрскую (26,4 млн лет) и раннемеловую (31,4 млн лет) эпохи, когда в истории развития региона наступили более спокойные синеклизно-платформенный и платформенный геотектонические режимы.

Волны трансгрессий и регрессий определяли в ДДВ не только количественные (расширение и сокращение площадей осадконакопления), но и качественные изменения – закономерную смену разных типов пород во времени. В вертикальных разрезах образовывались ряды из пород обогащенных и необогащенных ОВ, а также породы-коллекторы нефти и газа и породы-покрышки (экраны).

Табл. 4.2.

Продолжительность разноранговых волн трансгрессий и регрессий ДДВ
(составила С.А. Мачулина) [72].

Трансгрессии				Регрессии				
Мегаволны	Макроволны	Мезо- и субмезоволны	Период волн, млн лет	Мегаволны	Макроволны	Мезо- и субмезоволны	Период волн, млн лет	
Девон-пермская	Девон-ская	1. Эйфель-живетская	12,8	Девон-пермская	Девон-ская	1. Алатырская	1,6	
		2. Саргаевско-семилукская	1,58			2. Евлановско-ливенская	1,6	
		3. Воронежская	1,58			3. Данковско-лебедянская	1,6	
		4. Залонско-елепкая	1,6		Каменно-угольная	4. Серпуховская	13,4	
		5. Озерско-хованская	1,6			5. Средне-, поздне-каменноугольная		25,4
	Каменно-угольная	6. Турнейская	9,3		Перм-ская	6. Артинско-татарская	28,0	
		7. Ранневизейская	11,8			7. Ранне-, средне-триасовая (перерыв)	15,2	
		8. Поздневизейская	7,4			Мезозойская	8. Позднетриасовая (перерыв)	23,4
		9. Башкирская	6,0				9. Раннеюрская (перерыв)	26,4
Перм-ская	10. Ассельско-сакмарская	12,5	Меловая	10. Раннемеловая	31,4			
	Юрско-меловая	11. Средне-, позднеюрская	32,4	Кайно-зойская	Неоген-антропоген	11. Олигоценовая	9,9	
		12. Позднемеловая	30,0			12. Миоценовая	17,3	
Кайно-зойская	Палеоген-новая	13. Палеоцен-эоценовая	32,7			13. Плиоцен-антропогеновая	4,8	
				Всего	С учетом локальных трансгрессий	170,0	Всего	С учетом крупных перерывов

4.3.1. Доманикоидные отложения девонского периода.

Девонские отложения ДДВ отличаются значительным формационным и фациальным разнообразием и широким диапазоном геохимических фаций. В осадочном разрезе впадины выявлены только средне- и верхнедевонские отложения в составе эйфельского и живетского (D_2), франского и фаменского (D_3) ярусов. Эйфельские отложения мощностью 25-50 м представлены фаунистически немymi серо- и пестроцветными аргиллитами, доломитами и кварцитовидными песчаниками, которые распространены только в западной части региона (до Плисковского выступа). На размытой поверхности эйфельских отложений залегают породы живетского яруса, мощностью 25-65 м, которые представлены аргиллитами и песчаникам с прослоями доломитов и органогенных известняков.

В целом, в отложениях среднего девона толщи доманикового типа не выявлены. Однако, доманикоиды были широко распространены во франское и фаменское время, когда преобладали морские и депрессионные условия и возникали восстановительные геохимические обстановки. Их наличие в верхнедевонских отложениях ранее отмечали Н.Ф. Балуховский [32], В.А. Разницын [253], В.А. Хоменко [335], Р.М. Пистрак и др. [213], А.Е. Лукин [81] и др.

Наиболее значимыми стратиграфическими уровнями формирования доманикоидных отложений в девоне были следующие: рудкинско-семилукский (среднефранский), воронежский (верхнефранский) и задонско-елецкий межсолевой (нижнефаменский) (рис. 4.22). Первые два стратиграфических уровня накопления доманикоидов выделены в подсолевых отложениях франского яруса. Они связаны с глинисто-карбонатными отложениями почти нерасчленяемого саргаевско-семилукского и циклично построенного воронежского литостратиграфических комплексов.

В западной части ДДВ, куда трансгрессировало море с Припятского прогиба, саргаевские и семилукские карбонатные отложения составляют единую толщу. На юго-востоке в районе Белоцерковского выступа (Петривцевская, Березовская, Миргородская площади и др.) саргаевские и частично семилукские карбонаты замещаются пирокластическими породами основного и ультраосновного состава.

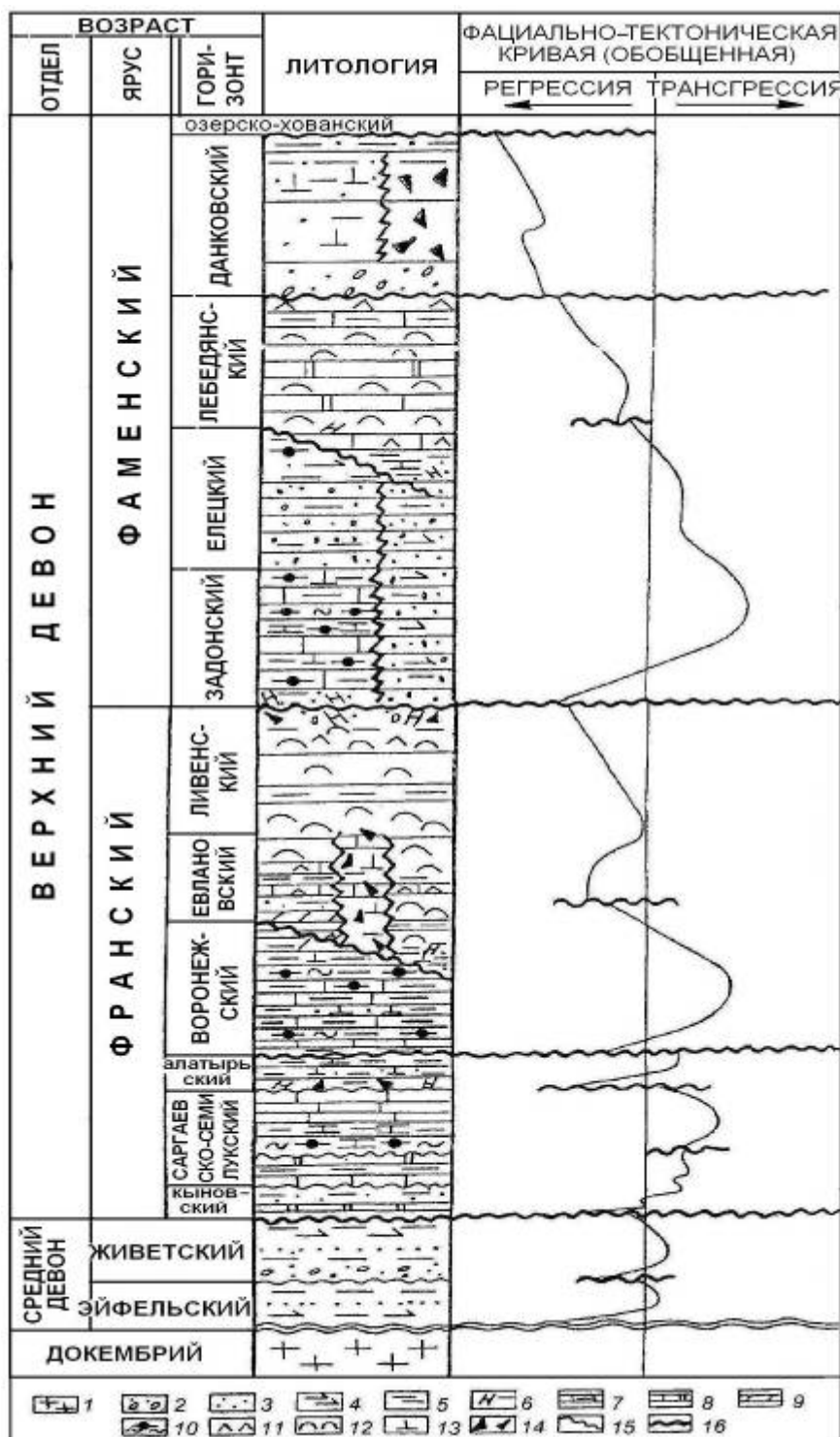


Рис. 4.22. Стратиграфические уровни и фациально-тектонические условия формирования доманикоидных отложений в девоне (составила С.А. Мачулина).

1 – кристаллические породы фундамента. 2 – гравелиты и разнозернистые песчаники. 3 – песчаники. 4 – алевролиты. 5 – аргиллиты. 6 – обломочные известняки. 7 – глинистые известняки. 8 – доломитизированные известняки. 9 – мергели. 10 – доманикоидные отложения. 11 – ангидриты. 12 – соль. 13 – туфы. 14 – обломки вулканических пород. 15 – линия фациальных переходов. 16 – поверхность перерыва.

ва. Семилукские отложения содержат фауну рудкинского горизонта центральных областей ВЕП. На большей территории Волго-Уральской области в рудкинское (доманиковое) время господствовали относительно глубоководные условия во впадинах с некомпенсированным осадконакоплением, где накапливались глинистые и глинисто(кремнисто)-карбонатные осадки, обогащенные ОВ. В ДДВ этому этапу соответствует накопление лоевской (по В.А. Хоменко [335]) свиты (5-13 м), когда установились мелководно-морские условия и депрессионное осадконакопление в приразломных зонах прогибания, преимущественно, в северо-западной части ДДВ. Доманикоиды лоевской свиты в стратотипическом разрезе скв. Грибоворуднянской - 2 (гл. 2532-2540 м) представлены ритмичным переслаиванием темно-серых битуминозных глинистых мергелей, известковых аргиллитов. Эти породы обогащены ОВ. Наибольшее содержание $C_{орг} - 2,95\%$ характерно для темноцветных мергелей и известковых аргиллитов. По данным В.Д. Кнороз [17] ОВ лоевских доманикоидов имеет сапропелевый тип; содержание гумусового материала не превышает 10%. В составе ХБА на долю УВ в ОВ приходится от 20 до 56%; максимальные значения характерны для мергелей.

Воронежский уровень развития доманикоидного осадконакопления связан с распространением обширной трансгрессии в ДДВ (см. рис. 4.22). Породы ярковыраженных доманикоидных фаций залегают в основании нижневоронежских карбонатных отложений и относятся к остёрской свите. Доманикоиды остерской свиты представлены переслаиванием аргиллитов и черных глинистых известняков, издающих при ударе битуминозный запах. Глинистые разности пород переполнены тентакулитами, отмечается множество тонкостенных пелеципод, остракод и лингул. В наиболее полных разрезах эта доманикоидная толща состоит из 4-5 ритмов по 45-90 м, которые хорошо выделяются на каротажных диаграммах. Нормально-морские карбонаты остерской свиты в северной прибортовой зоне замещаются туфами и базальтами на Седневской, Брусиловской, Борковской, Пакульской и других площадях.

Залегающие выше верхневоронежские глинисто(кремнисто)-карбонатные отложения грибоворуднянской свиты по своему литофациальному облику также

близки к породам доманикового типа. Для кремнистых разностей известняков характерны плитчатость и трещиноватость, для мергелей – горизонтальная слоистость, переслаивание с черными известковистыми аргиллитами. Среди аргиллитов встречаются тонкие прослои туфов и туфоизвестняков (0,5-5 см), темно-зеленые туфоалевролиты и слюдистые туфопесчаники. По материалам ГИС пачки черных мергелей и аргиллитов имеют повышенные значения естественной гамма-активности. По данным А.Е. Лукина породы всего морского воронежского литостратиграфического комплекса характеризуются повышенными концентрациями Ti, Mn, Sr, Zr, В. Концентрации $C_{орг}$ в известковистых черных аргиллитах составляют 0,65-1,50%, а максимальные значения достигают 2,8-2,95%. Для данных пород присущи высокая степень восстановленности пород и битуминозность. По Л.М. Габинет наиболее высокие концентрации 0В и ХБА характерны только для доманикоидных глинисто-карбонатных пород воронежского горизонта, а показатели генерационного потенциала всех остальных пород этого литостратиграфического комплекса отвечают категории бедных нефтегазоматеринских пород. Из верхов воронежских отложений получены непромышленные притоки УВ на Сагайдакской структуре и Козиевской площади.

Межсолевой уровень развития пород доманикового типа глинисто-карбонатного состава стратиграфически отвечает задонско-елецкому горизонту нижнефаменского подъяруса. Необходимо отметить, что межсолевые отложения в ДДВ имеют двучленное строение. Однако на некоторых участках впадины межсолевые отложения почти не расчленимы. Критериям доманикоидных образований в наибольшей мере соответствуют глинисто-карбонатные породы задонского горизонта (скв. Грибоворуднянская – 6, Борковская – 14, Видеппцевская – 6, Пакульская – 227, Ивашковская 1,3, Седневская 310, Олишевская 1,2 и др.). Отложения елецкого горизонта, которые залегают на задонских и представлены терригенно-флишоидными образованиями кинашевской свиты (песчаники, алевролиты, глины с подчиненными прослоями известняков) перекрываются, в одних случаях, “верхней” соленосной толщей (максаковская свита), а в других – переслаиванием сульфатных (хемогенных известняков, доломитов) и глинистых (аргиллиты, мер-

гели) пород лебедянского горизонта.

Межсолевые отложения в ДДВ распространены не повсеместно. В приосевой зоне региона они представлены тонкоритмичным чередованием темноцветных битуминозно-кремнистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов и имеют небольшую мощность, поскольку задонский этап осадконакопления характеризуется резким неравномерным опусканием прибортовых участков региона и относительной пассивностью центральных. В прибортовых зонах региона наблюдается зональное расположение основных фациальных полей межсолевых отложений, которые показаны на новой детальной литофациальной карте (рис. 4.23), построенной автором для задонско-елецкого времени с учетом распространения доманикоидных отложений. Карта построена на основе пересмотра, расчленения и корреляции всех старых и новых скважин, вскрывших девонские отложения, а также поперечных и продольных сейсмических профилей. При этом, учитывалось распространение разломов и крупных разрывов, влиявших на осадконакопление. При построении новой литофациальной карты автором были учтены предыдущие работы В.А. Хоменко [335]. В виду отсутствия глубоких скважин в осевой зоне бассейна, особенно, восточнее Скоробагатьковского соляного штока, предполагаемая литологическая характеристика задонских отложений определялась исходя из геологической интерпретации сейсмогеологических разрезов и общей тенденции распространения литофаций в определенной части впадины. Анализ данной карты (см. рис. 4.23) позволяет отметить следующие закономерности состава и распространения задонских отложений в ДДВ.

Задонские отложения отсутствуют на выступах фундамента в краевых приразломных зонах: Лосиновском, Белоцерковском, Петривцевском (южная прибортовая зона), а также Кошелевском (северо-западная часть северной прибортовой зоны) и на участках, где на предкарбоновую поверхность выходят отложения франского яруса (рис. 4.24).

Таким образом, задонские отложения отсутствуют между сейсмопрофилями: I – Сорокошичи-Репка и III – Лосиновка-Кинашевка, XII – Зачепиловка-Бельск и XIV – Гупаловка-Гуты, XIX – Мечебилово-Бригадировка и XX – Близ-

нюки-Голубовская (вдоль северного краевого разлома); II – Остер-Старая Рудня и III – Лосиновка-Кинашевка, IX – Ромодан-Афанасьевка и XII – Зачепиловка-Бельск (вдоль южного краевого разлома).

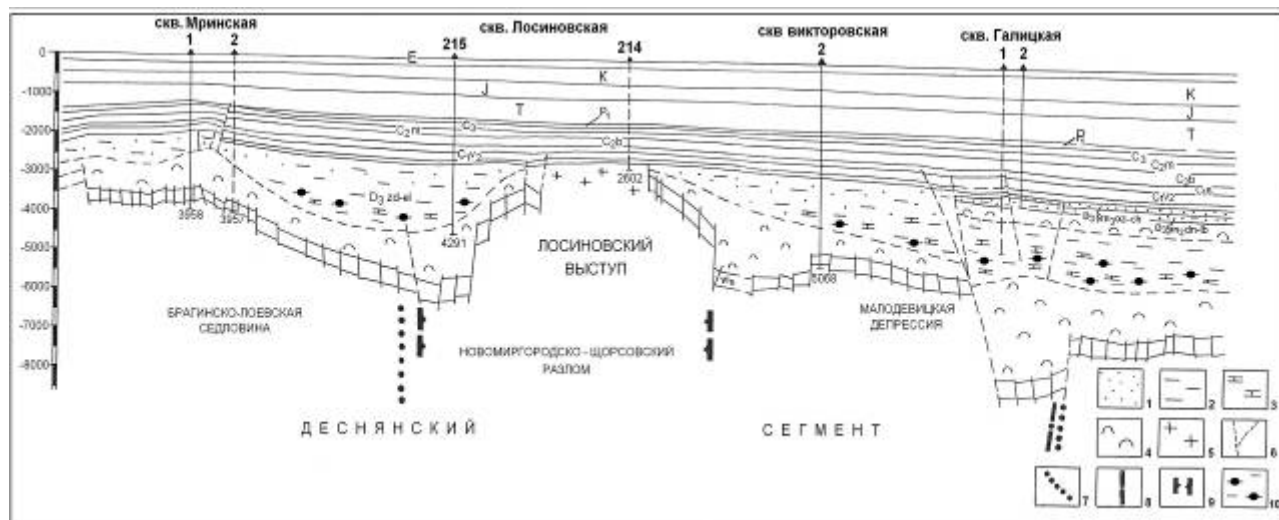


Рис. 4.24. Пример отсутствия задонско-елецких и других девонских отложений на выступе фундамента и условия залегания межсолевых доманикоидных отложений в приразломных депрессиях. Составила С.А. Мачулина.

1 – песчаники. 2 – аргиллиты. 3 – известковистые аргиллиты. 4 – соль. 5 – кристаллические породы фундамента. 6 – разломы по сейсмическим данным. 7 – границы поперечных седловин. 8 – восточная граница Деснянского сегмента. 9 – граница глубинного разлома. 10 – доманикоидные отложения.

Наиболее переменчивый литологический состав этих отложений наблюдается в северо-западной части рифтогена, вдоль приразломных южной и северной прибортовых зонах. Здесь особенно отчетливо можно наблюдать зональное расположение основных фациальных полей задонских отложений, которые контролируются тектоническими и структурными элементами. Например, в северной прибортовой зоне можно видеть поле распространения относительно глубоководных доманикоидных осадков глинисто-карбонатного состава (осьмаковская свита задонского горизонта), которое сменяется полем синхронных молассовых отложений (аркозовые гравелиты, грубозернистые песчаники, алевролиты и др.) колайдинской свиты (скв. Седневская 310 и др.) (рис. 4.25). Последние контролируются разломами и разрывами и нередко заполняют структуры типа щелевых грабенов, а также палеодепрессии. Наиболее глубокой в регионе является Колайдин-

цевско-Петривцевская палеодепрессия (южная прибортовая зона), где вскрытая мощность межсолевых моласс составляет 3600 м. На южном борту северо-западной части рифтогена наибольшее развитие получили поля развития морских глинисто-карбонатных отложений осьмаковской свиты, которые к востоку сменяются полями песчано-алевритово-глинистых отложений прибрежно-морских фаций, приуроченных к вытянутым вдоль разломов палеодепрессиям. Палеодепрессии перемежаются с участками, где мощность межсолевых отложений сильно сокращается (до 200 м) или они полностью отсутствуют. В краевых частях бассейна (скв. Михайловская, Пирятинская, Журавская и др.) сохранились грубозернистые пески, гравий, галька, алевриты, глины, отлагавшиеся, что свидетельствует о близости источника сноса. К осевой части впадины уменьшается крупность зерен песчаных пород и крупноритмичное чередование песчаников и аргиллитов сменяется мелкоритмичным. В осевой части впадины преобладают карбонатно-глинистые отложения глубоководных фаций.

Межсолевой отложения в ДДВ обычно не редко размыты на солянокупольных структурах. В крайней западной части впадины в межсолевых отложениях в значительной степени присутствует пирокластический материал, особенно, в зонах пересечения глубинных разломов в Брагинско-Лоевской седловине (рис. 4.25). Чередование фациальных зон с разным литологическим составом задонско-елецких отложений наблюдается также в юго-восточной части ДДВ.

В целом, доманикоидные осадки раннефаменского времени отлагались, когда ДДВ испытывала наиболее интенсивное прогибание и процесс дифференциации дна на блоки с различной амплитудой погружения, особенно, в приразломных зонах, где в бассейн поступало большое количество терригенного материала с УЩ и Воронежской антеклизы. Доманикоидным образованиям соответствует глинистый с прослоями известняков и мергелей литокомплекс, в котором содержание глиен составляет от 50 до 80%. Литокомплекс хорошо выражен на диаграммах стандартного и радиоактивного каротажа скважин (повышенные значения гамма-активности). Палеонтологически задонские отложения охарактеризованы в скважинах: Грибоворуднянская – 6,7, 217, Борковская – 1, 3, Видельцевская – 6,



Рис. 4.25. Литофациальный разрез девонских отложений в пределах Брусиловского выступа (вдоль сейсмопрофиля Холмы-савенцы). Составила С.А. Мачулина (сейсмическая основа М.Т. Турчаненко и др., ДГП «УкрГеофизика»).

1 – песчаники разномерные. 2 – алевролиты. 3 – аргиллиты. 4 – песчаники крупнозернистые. 5 – туфы и эффузивы. 6 – известняки. 7 – известковистость. 8 – соль. 9 – разрывы и разломы осадочного чехла.

Ивашковская – 1, 3, Кинашевская 2, 3, Козиевская 9, Лесковская 368, Лосиновская 15, Мринская 2, Пакульская – 227, Седневская 3, и др. Типовой скважиной межсолевых доманикоидных отложений можно считать Грибоворуднянскую – 6. В интервале глубин 2027-2115 м задонская доманикоидная толща представлена глинистыми темно-серыми известняками, чередующимися с тонкослоистыми мергелями и черными известковистыми аргиллитами с примесью туфогенного материала. Породы содержат фауну бухиол, кониконхий, гониатитов, тентакулитов, остракод, пелеципод, радиолярий, спикул губок, и др. Керн охарактеризованного интервала содержит примазки густой окисленной нефти.

По данным В.Д. Кнороз [17] ОВ задонских отложений накапливалось в рассеянной форме и имеет преимущественно сапропелевую природу. И только в некоторых образцах доля гумусового материала достигает 15-20%. Содержание битуминозных компонентов в ОВ составляют 20%. Концентрации $C_{орг}$ варьируют от 0,1 до 3,7%. В составе хлороформного экстракта содержится до 76,4% УВ. Поэтому, глинисто-карбонатные доманикоидные отложения межсолевой толщи, исходя из данных геохимической диагностики, попадают в категорию нефтегазо-

материнских пород. ОВ задонских (задонско-елецких) доманикоидных пород находится на этапе преобразования раннего катагенеза ($ПК_1$, $МК_{1-2}$) в северной при- бортовой зоне и позднего катагенеза ($МК_{3-5}$, $АК_1$) в приосевой зоне, поэтому они могли быть нефтегазопроизводящими. Вся толща задонско-елецких отложений относится к категории с повышенным (“благоприятным”) генерационным потенциалом. Залежи УВ в данных отложениях известны на Кинашевском, Качановском, Бугреватовском, Козиевском и других месторождениях.

В надсолевых отложениях, соответствующих западномихайловской свите данковского горизонта ярковыраженных отложений доманикового типа автором не установлено. И только в лебедянско-никольских слоях, которые несогласно залегают на соленосной толще фамена (верхней соли), и по В.А. Хоменко [335] соответствуют нижней части западномихайловской свиты (оптуховский горизонт), в юго-восточной части ДДВ имеются отдельные пачки сероцветных глинистых и глинисто-карбонатных пород, обогащенные РОВ [81]. Мощность глинистых лебедянско-никольских пород вместе с пачками песчаников может достигать 740 м в палеодепрессиях. Они вскрыты и палеонтологически охарактеризованы в скважинах: Горобцовская 7 (инт. 4765-4773 м), Зачепиловская 412 (инт. 2741-2801 м), Малодевицкая 6 (инт. 3740-3901 м), Лесная 1 (инт. 4331-4348 м), Кинашевская 2 (инт. 2105-2129 м), Кинашевская 7 (инт. 1993-2004 м). Лебедянско-никольские слои перекрываются тургеневско-кудьяровскими (верхи западномихайловской свиты), в которых также имеются пачки аргиллитов (Горобцовская, Зачепиловская, Малодевицкая площади), обогащенные РОВ.

Из лебедянско-никольских слоёв получены сингенетические притоки нефти и газа в скважинах: Глинско-Розбышевской - 25, скв. Горобцовской - 7, Погарщинской - 1 и других, однако, эти отложения остаются не до изученными, поскольку они распространены преимущественно узкой полосой вдоль южного бор- та центральной части ДДВ, которая в настоящее время почти не разбуривается. Это же относится и к тургеневско-кудьяровским (горобцовским) слоям, среди которых встречаются пачки доманикоидных глинисто-карбонатных пород. Мощность морских разрезов этого возраста достигает 750 м. В горобцовских слоях

нефтегазоносность установлена в скв. Солоховская - 49, скв Голиковская - 1 и 9. В северо-западной части ДДВ надсолевые отложения представлены мощной толщей эффузивных и пирокластических пород адамовской свиты.

Западномихайловская свита перекрывается отложениями озерско-хованского горизонта (лиманские и руденковские слои) верхнего фамена, которые ранее считались переходными от девона к карбону (зона C_{1a}^t Донбасса – новотроицкая свита). Озерско-хованские отложения на большей части ДДВ были размывы или значительно срезаны в предкаменноугольное время, поэтому палеонтологически они изучены по материалам керна скважин, пробуренных в южной прибортовой части впадины, где происходило морское осадконакопление. Мощность лиманской свиты в стратотипе (скв. Зачепиловская -10) – около 180 м. При удалении от краевого разлома в сторону приосевой зоны ДДВ мощность лиманских слоев увеличивается до 800 м и в разрезе возрастает роль морских аргиллитов.

Руденковские слои, залегающие на лиманских с перерывом и несогласием представлены чередованием пачек карбонатных, песчаных и глинистых пород. Мощность руденковских слоев в пределах южной прибортовой зоны изменяется от 200 до 800 м. По А.Е. Лукину [81] среди карбонатных пород распространены два основных литолого-фациальных типа: 1 – относительно глубоководные глинистые битуминозные, 2 – серые органогенные (биогермные), которые могли формировать на локальных палеоподнятиях рифогенные постройки.

Для сложной территории Сребненского и Ждановского прогибов автором построена детальная карта изопахит и литофаций нерасчлененных озерско-хованских отложений (рис. 4.26), мощность которых на территории этих прогибов изменяется от 0-50 до 350-400 м. На восток, к Лютенскому прогибу их мощность начинает постепенно увеличиваться.

В целом, по литологическому составу озерско-хованские отложения представляют собой существенно карбонатные и карбонатно-глинистые отложения в южной прибортовой зоне ДДВ и в центральной (на восток от сейсмопрофиля VII – Велика Богачка-Синевка); терригенные – в северной и южной прибортовых зонах (на запад от сейсмопрофиля VII) и на территории Сребненского и Ждановско-

го прогибов. Не смотря на регрессивный характер озерско-хованских отложений в осевой зоне Сребненского и Ждановского прогибов, а также в южной приразломной зоне есть депрессии с глинистыми отложениями мощностью 200-250 м. Эти депрессии окаймляются песчаными породами, среди которых есть разности с хорошими коллекторскими свойствами, особенно, в под- и надперерывных толщах границы девон-карбон. Например, непосредственно над поверхностью перерыва между девоном и карбоном в скв. Рудовская - 2 получено 1 млн 150 тыс. м³/сут газа. Также, в подразмывных озерско-хованских песчаниках притоки УВ получены на Русановской, Рымаровской, Андреяшевской, Тимофеевской, Новотроицкой и других площадях. Детально геология и нефтегазоносность озерско-хованских отложений рассматриваются автором в работе [184].

В южной прибортовой зоне ДДВ озерско-хованские карбонатные породы с прослоями сероцветных и буро-коричневых аргиллитов накапливались в условиях чередования лагунной и мелководно-морской фациальных обстановках (скв. Горобцовская, Руденковская и другие площади). С органогенными известняками руденковских слоев А.Е. Лукин связывает прогноз рифовых ловушек УВ на локальных палеоподнятиях. К приосевой части впадины роль темноцветных относительно глубоководных и депрессионных аргиллитов возрастает (Глинско-Розышевская, Зорьковская, Рудовская площади и др.). Отдельные толщи доманикоидных образований глинистого состава развиты преимущественно в руденковской свите, общая мощность которых может достигать 800 м.

В целом, анализ химико-битуминологической характеристики ОВ девонских доманикоидных отложений показывает, что наибольшим УВ потенциалом среди них обладают воронежские и задонские. Однако, учитывая геотектоническое развитие рифтогена их формирование происходило в период вулканической деятельности, то есть, в условиях мало благоприятных для сохранения ОВ от окисления. Особенно это относится к воронежскому времени. Очевидно, значительное количество ОВ распределялось в эффузивном и пирокластическом материале. Его сохранность могла быть обеспечена только при быстром захоронении и перекрытии осадками с хорошо экранирующими свойствами. Отсутствие в цен-

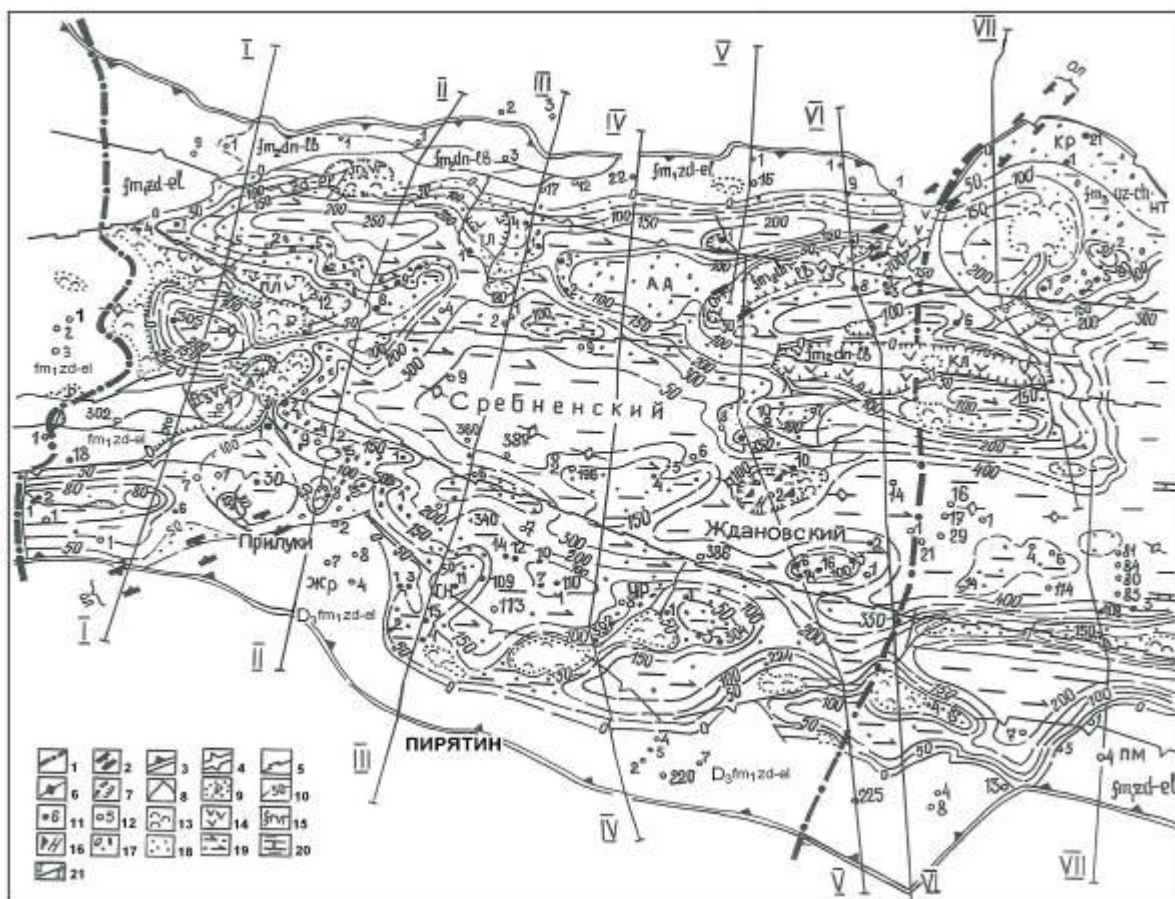


Рис. 4.26. Карта изопакит и литофаций озерско-хованских отложений верхнего девона Центральной части ДДВ (Составила С.А. Мачулина).

1 – границы тектонических элементов ДДВ. Разломы: 2 – дорифтовые, 3 – краевые, 4 – внутренние разломо-пары, 5 – приосевой, 6 – осевой. 7 – участки отсутствия озерско-хованских отложений. 8 – разломы и разрывы осадочной толщи девона. 9 – соляные штоки. 10 – изопакиты. 11 – скважины, раскрывшие озерско-хованские отложения. 12 – другие скважины. 13 – соль. 14 – эффузивы. 15 – горизонты девона. 16 – обломки метаморфических и карбонатных пород. Песчаники: 17 – пестроцветные гравелитовые и разнотерные, 18 – с прослоями каолиновых глин и аргиллитов. 19 – алевро-песчаные аргиллиты. 20 – депрессионные сероцветные карбонатно-терригенные отложения. Выступы: ТЛ – Талалаевский, ПЛ – Плисковско-Лысогоровский, АА – Артюховско-Анастасьевский, КР – Курбанский, НТ – Новотроицкий, ЖР – Журавковский, ГН – Гнединцевский, ЧР – Чернухинский, КЛ – Клинский, ПМ – Петровцевско-Миргородский, А – Августовский. Сейсмические профили МОГТ: I-I – Малая Девича – Бахмач, II-II – Прилуки-Дмитровка, III-III – Пирятин-Талалаевка, IV-IV – Калайдинцы-Хмелев, V-V – Березняки-Недригайлов, VI-VI – Ромадан-Опанасевка, VII-VII – В. Багачка-Синевка.

тральной части ДДВ скважин, которые вскрывают породы франского яруса в их нормальном залегании, не позволяет высказать более определенное мнение о нефтеобразовании в подсолевых отложениях. Тем не менее, исходя из геологических условий и химико-битуминологической характеристики ОВ девонских доманикоидных образований, возможно предположить, что реализация их УВ-потенциала могла происходить следующим образом: при интенсивных погружениях рифтогена "созревшая" микронефть из доманикоидных пород фамена могла мигрировать по латерали и вертикали в ловушки терригенных калайдинских, западномихайловских, озерско-хованских (терригенных и карбонатных) и других отложений девона и нижнего карбона. Пример миграции УВ из задонско-елецких доманикоидных пород по разуплотненным зонам разломов и поверхностям перерывов в биогермное тело (ловушку) турнейского возраста показан на рис. 4.27. Подобная миграционная модель справедлива и для воронежских толщ, обогащенных ОВ. По мнению автора, ОВ девонских доманикоидных толщ могло сохраниться от сильного окисления в глубоких депрессиях и приразломных щелевых грабенах, осложненных тектоническими разрывами (например, Грибоворуднянском, Видельцевском, Борковском, Мильковском и др.), образовавшихся в шовных зонах рифтогена. Незначительное содержание пирокластического материала в межсолевых девонских отложениях, удовлетворительная химико-битуминологическая характеристика, значительное площадное распространение, наличие песчаных коллекторов с пористостью 7-25% и экранирующей соляной покрышки позволяют считать межсолевые девонские отложения наиболее перспективными в северной и южной прибортовых зонах где развиты щелевые грабены и уже установлена продуктивность этих отложений на Бугреватовском, Качановском, Козиевском и других месторождениях. К перспективным можно отнести территорию Руденковско-Пролетарского района, где в озерско-хованских отложениях получены притоки УВ на Горобцовской, Руденковской, Зачепиловской, Лычковской, Богатойской и других площадях, а также склоны Сребненского прогиба, особенно, северные. В конце девонского периода заканчивается активный авлакогенный этап развития

ДДВ. Во время регионального предкарбонового перерыва, который явился отголоском бретонской фазы герцинского орогенеза, происходили выравнивание рельефа и формирование коры выветривания.

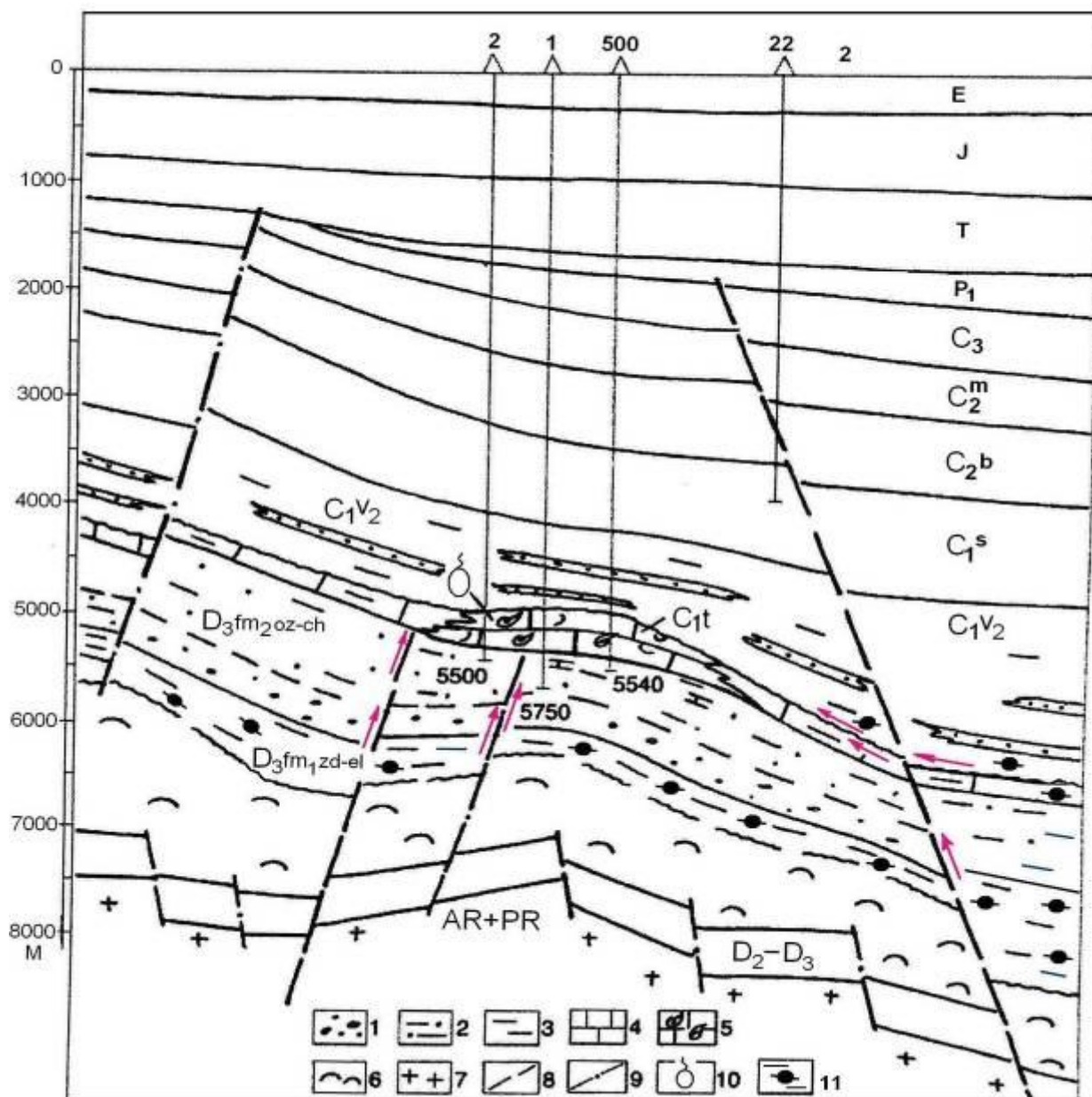


Рис. 4.27. Пример миграции УВ из задонско-елецких доманикоидных пород по разуплотненным зонам разломов и поверхностям перерывов в Мачехское био-гермное тело турнейского возраста (Составила С.А. Мачулина). 1 – гравелиты и песчаники. 2 – алевролиты. 3 – аргиллиты. 4 – известняки. 5 – биогермные известняки. 6 – девонская соль. 7 – породы фундамента. 8 – глубинные разломы. 9 – разломы осадочного чехла. 10 – промышленный приток газа. 11 – доманикоидные породы.

4.3.2. Доманикоидные отложения каменноугольного периода.

Стратиграфически каменноугольный период в ДДВ представлен турнейским, визейским и серпуховским ярусами нижнекаменноугольного отдела, башкирским и московским – среднего карбона; касимовским и гжельским – верхнего карбона. В пределах юго-восточной части ДДВ и крайнего северо-востока в верхнем карбоне выделяют свиты литостратиграфической схемы Донбасса: исаевскую, авиловскую и араукаритовую [81].

Турнейские отложения в центральной части впадины имеют, преимущественно, карбонатно-терригенный состав. В юго-восточной части ДДВ преобладают карбонатные породы, которые сформировали обширную шельфовую зону, где развиты нефтегазоносные органогенные постройки – Богатойская, Новониколаевская, Мачехская, и др. В приосевой и осевой зонах впадины, исходя из данных сейсморазведки, распространены карбонатно-глинистые морские отложения. В бортовых зонах центральной (Сребненский прогиб) и северо-западных частях впадины синхронно отлагались пестроцветные терригенные породы наземных и дельтовых фаций.

В визейское время, во время очередной трансгрессии моря шельфовая карбонатная зона продвинулась дальше на северо-запад впадины. Среди визейских отложений преобладают породы морского генезиса (известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники); на визейской карбонатной платформе сформировались рифы и биогермы – Кампанский, Селюховский, Биличевский и др. (рис. 4.28). В юго-восточной части ДДВ среди глинистых отложений верхневизейского подъяруса развиты тонкие угольные пласты. Серпуховские отложения представлены морскими, прибрежно-морскими и лагунно-континентальными породами терригенно-карбонатного и терригенного составов. Среднекаменноугольные отложения сложены карбонатно-глинистыми, глинисто-алевролитовыми, песчано-глинистыми и другими разновидностями пород. Верхнекаменноугольный комплекс – это, главным образом, песчано-глинистые породы с редкими пластами известняков, доломитов, углей и углистых сланцев.

Исследования показали, что наиболее характерные и значимые в нефтегазо-

носном отношении доманикоидные толщи формировались в течении турнейского и визейского этапов осадконакопления.

Турнейские доманикоидные отложения. В турнейском веке ДДВ испытала интенсивное погружение, которое сопровождалось развитием обширной трансгрессии, продвигавшейся с юго-востока и охватившей большую часть территории впадины. Поэтому, характерной особенностью осадконакопления было последовательное изменение состава отложений с юго-востока на северо-запад – от глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных морских толщ к сероцветным терригенным прибрежно-морским и лагунным до пестроцветных континентальных (рис. 4.28, А). В ранне- и среднетурнейскую эпохи доманикоидный тип некомпенсированного осадконакопления существовал, преимущественно, в юго-восточной части впадины, где существовала наиболее глубоководная часть бассейна. Здесь накапливалась глинисто-известняковая толща мощностью до 320 м, в которой ближе к осевой зоне преобладали темноцветные глинистые детрито-шламовые известняки и черные гидрослюдистые аргиллиты. В Донбассе им соответствуют нижнетурнейские черные аргиллиты с прослоями известняков (зоны $C_1^{t_b}$, $C_1^{t_c}$).

В верхнетурнейское время (зоны $C_1^{t_d}$, $C_1^V_a$ Донбасса) доманикоидное осадконакопление происходило восточнее меридиана Яблуновской площади в приосевой зоне ДДВ (Ждановский прогиб, Карлавская впадина) и на крайнем юго-востоке впадины (Миргородско-Затышнянская структурно-фациальная зона), где располагался морской депрессионный и, вероятно, некомпенсированный относительно глубоководный бассейн с глубинами около 200-300 м. Общая мощность отложений верхнетурнейского подъяруса составляет от 0 до 200-450 м [83]. Закончился турнейский век общим подъемом территории и размывом отложений, особенно в бортовых частях впадины. Поэтому отложения визейского яруса трансгрессивно залегают на различных горизонтах турне и девона, а также докембрийских породах фундамента.

В ранневизейское время началась новая трансгрессия и ранневизейская литолого-фациальная зональность распространилась шире поздне-турнейской – морской бассейн продвинулся на северо-запад до Сребненского прогиба.

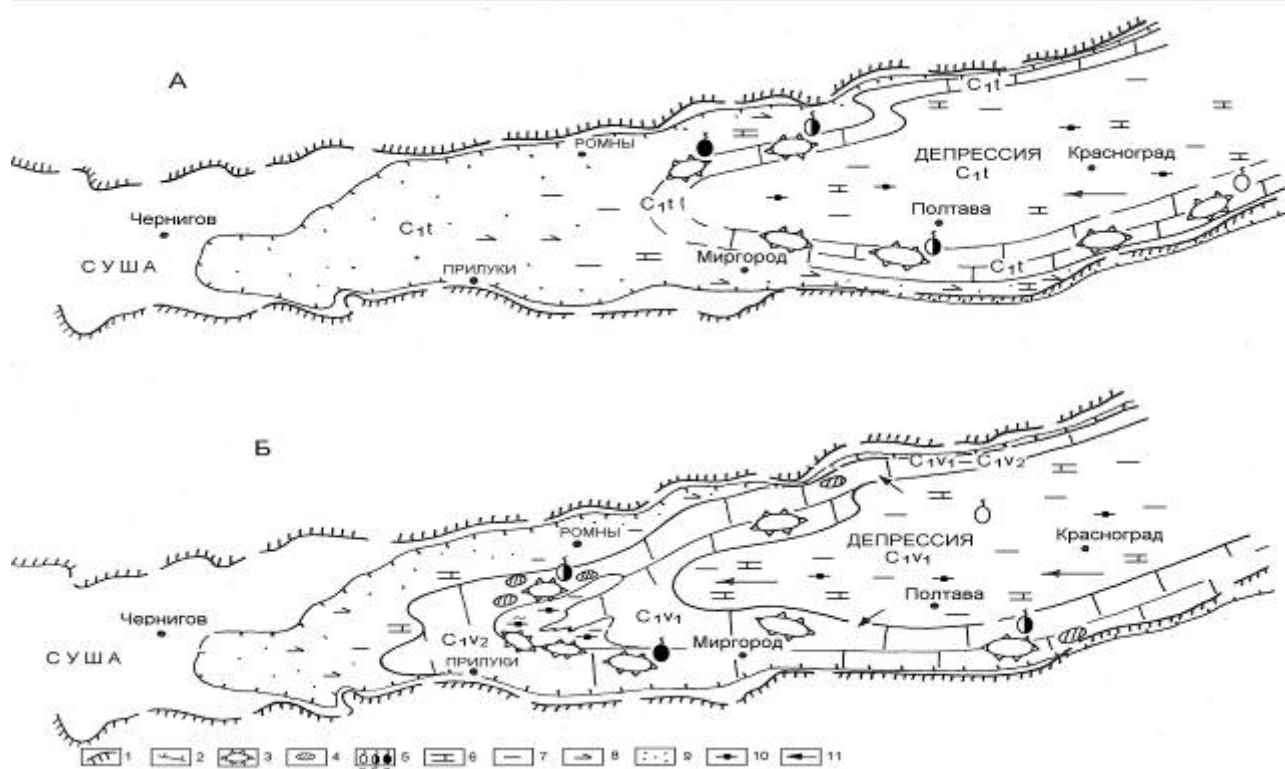


Рис. 4.28. Схематическая карта распространения литофаций турнейской (А) и визейской (Б) трансгрессий в ДДВ (составила С.А. Мачулина).

1 – краевые разломы ДДВ. 2 – граница распространения морских литофаций. 3. – рифы и биогермы. 4 – органогенные банки. 5 – нефтегазоносность: а – газ, б – газоконденсат, в – нефть. 6 – известняки. 7 – аргиллиты. 8 – алевролиты. 9 – песчаники. 10 – битуминозные аргиллиты (ЧС). 11 – направление трансгрессии.

В ранневизейское время началась новая трансгрессия и ранневизейская литолого-фациальная зональность распространилась шире поздне-турнейской – морской бассейн продвинулся на северо-запад до Сребненского прогиба. Наиболее глубоководная депрессия с возрастанием глинистых прослоев существовала в приосевой зоне юго-восточной части ДДВ, где могли накапливаться осадки доманикоидного облика (не вскрыты скважинами), и менее глубоководная – в пределах Сребненско-Лохвицкой структурно-фациальной зоны. Здесь глубокими скважинами вскрыт кремнисто-карбонатно-глинистый тип разреза (скв. Лесная - 1). В пределах южной прибортовой зоны ДДВ распространены карбонатные породы мелководно-шельфовых фаций. Это разнообразные биоморфные, биоморфно-детритовые известняки мощностью до 180-220 м. При переходе шельфовых фаций известняков в депрессионные выявлены многочисленные рифогенные массивы.

вы [181]. На северо-западе ДДВ в это время располагалась аллювиально-наземно-дельтовая равнина. В условиях периодического заболачивания здесь накапливались каолиновые глины, кварцевые песчаники, углистые глины и угли. В прибортовых и краевых зонах разломов наблюдается замещение нижневизейской карбонатной “плиты” маломощной (15-40 м) пачкой переслаивания темносерых окремненных известняков с прослоями глин, серых кварцевых песчаников, углей.

Сведения о генерационном потенциале турнейского и нижневизейского нефтегазоносных комплексов приведены в работе [345], где при значениях смешанного РОВ – 1-3,0% он оценивается приблизительно $325 \cdot 10^3$ жидких и $2000 \cdot 10^3$ т газообразных УВ на 1 км^3 . Оценить вклад доманикоидных толщ этих стратиграфических подразделений в общий генерационный потенциал турне-нижневизейского нефтегазоносного комплекса не представляется возможности по причине отсутствия их достоверной корреляции и распространения в ДДВ (не вскрыты бурением в осевой зоне впадины и не охвачены химикобитуминологическими исследованиями).

Верхневизейские существенно терригенные (известняков < 3%) и угленосные (в юго-восточной части) полифациальные отложения трансгрессивно залегают на размытых слоях нижнего визе, а на локальных поднятиях и выступах фундамента – девонских и докембрийских породах (Кошелевский выступ и др.).

Верхневизейские доманикоидные отложения. В основании верхневизейского цикла осадконакопления залегает темноцветная толща кремнисто-глинистых или кремнисто-карбонатно-глинистых пород доманикоидного облика, которая значительно обогащена РОВ и широко распространена в раннекаменноугольном бассейне ДДВ, занимая площадь около 40 тыс. км^2 . По данным бурения скважин наибольшая мощность верхневизейской доманикоидной толщи в центральной части впадины составляет 65 м, средняя – 35 м. Не исключено, что в прогибах осевой зоны ДДВ ее мощность может достигать 100 м. Благодаря специфической палеонтологической характеристике данная толща в кругу отечественных стратиграфов получили название рудовских слоев (стратотип в скв. Рудовская - 2, инт. 5077-5103 м), а ее выразительная промыслово-геофизическая (каротажная) и гео-

химическая характеристики позволили автору проследить ее распространение по всей территории ДДВ. В практике геологоразведочных работ ГГП “Черниговнефтегазгеология” эта доманикоидная толща известна как перспективный (продуктивный) горизонт В-23⁰, из которого в некоторых скважинах были получены притоки УВ.

Основная коллекция керн для исследования рудовских доманикоидных отложений была отобрана автором из скважин Сребненского прогиба, для которого построена карта изопахит и показаны точки отбора фактического материала (рис. 4.29). Исследования образцов выполнялись в лабораториях ЧО УкрНИГРИ (г. Чернигов), ИГН НАН Украины (г. Киев), на установке Рок-Эвал во ВНИГНИ (г. Москва) и Геологической службе США (г. Денвер).

Комплексные исследования керн рудовской доманикоидной толщи показали, что она представлена тонкослоистыми кременисто-глинистыми породами черного цвета и может содержать прослои и линзы известняков и силицитов (фтанитов), а на некоторых структурах – линзы песчаников. Для всех литотипов характерны повышенная радиоактивность и значительное содержание РОВ гумусово-сапропелевого типа. Химико-битуминологические исследования показали, что содержание $C_{орг}$ в рудовской тоще колеблется от 3,5 до 8%, а в кремнисто-глинистых разностях преобладают значения 6-8%, реже – 10-11%. Максимальное значение – 13,2% $C_{орг}$ было установлено в скв. Червонолукская – 316. Аргилиты этих пород тонкодисперсные, неравномерно известковистые, алевропелитовой структуры. Среди глинистых преобладают гидрослюды, монтмориллонит. Содержание пирита в образцах – от 5 до 15-30% (скв. Луценковская -3, Голотовщинская -1 и др.), что свидетельствует о существовании восстановительных геохимических условий осадконакопления. Минералогический состав и литологическая характеристика рудовских доманикоидов приведены в табл. 4.3.

По просьбе автора в лаборатории ЧО УкрНИГРИ были проведены химико-битуминологические анализы для образца из скв. Червонолукская – 1, отобранного на глубине 6000 м, которые показали следующие значения (в %): зольность – 86,4, $C_{орг}$ = 3,6, $H_{орг}$ – 0,75, ХБА – 0,12, асфальтены – 20,5, смолы – 35,0, масла –

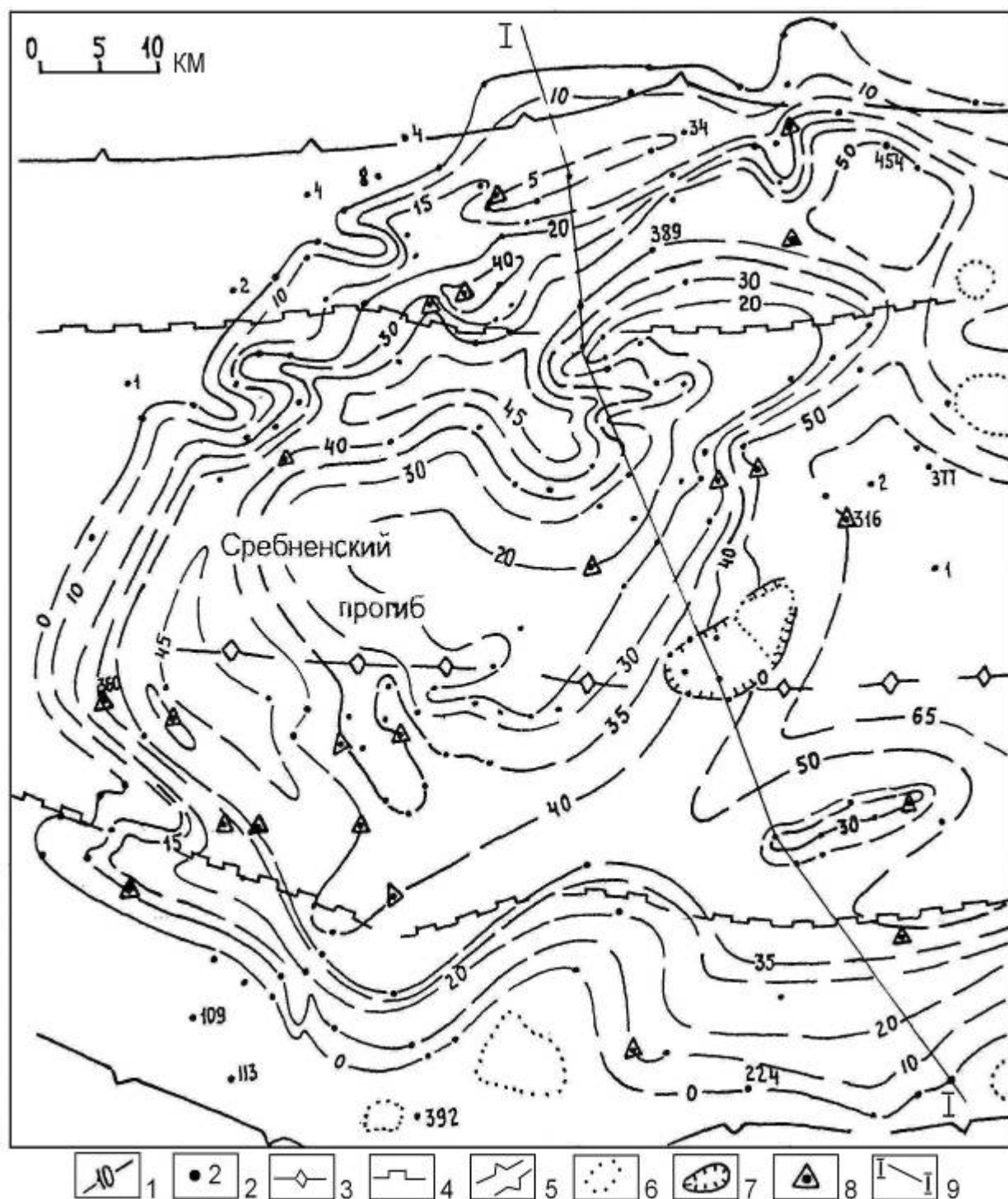


Рис. 4.29. Карта изопакит визейской (рудовской) доманикоидной толщи Сребненского прогиба ДДВ (составила С.А. Мачулина). Обозначены скважины, 1 – изопакиты. 2 – скважины. Разломы: 3 – осевой, 4 – приосевые, 5 – внутренние разломопары. 6 – соляные штоки. 7 – зона отсутствия доманикоидной толщи. 8 – скважины, в которых был произведен отбор образцов на детальные геохимические исследования. 9 – расположение сейсмопрофиля Березняки-Недригайлов. Корреляция разрезов скважин по этому сейсмопрофилю см. на рис. 4.34. и 4.35.

Табл. 4.3.

Минералогический состав и литологическая характеристика доманикоидных пород по керну скважин Сребненского прогиба ДДВ (составила С.А. Мачулина).

Скважина	Порода	Минералогический состав, %
Горобиевская, 360 (инт. 5139-5135 м)	Аргиллит черный, тонко слоистый	Кремнезем – 33, глинистость (каолинит) – 12, монтмориллонит+гидрослюда – 30, кальцит – 9, доломит – 11, пирит – 5;
Горобиевская, 360 (инт. 5207-5200 м)	Известняк интенсивно окремнелый, слоистый, с обломками тонкостенных раковин	Кремнезем – 90, кальцит – 10
Вольновская, 1 (инт. 5552-5543 м)	Аргиллит черный, тонко слоистый, с желваками тонкозернистого пирита	Кремнезем – 4, плагиоклаз – 2, кальцит – 2, пирит – 12, хлорит железистый – 27, каолинит – 25, монтмориллонит+гидрослюда – 28;
Вольновская, 1 (инт. 5543-5532 м)	Аргиллит темнобурый, битумонасыщенный, тонко-слоистый до тонко-листового, с обильной тонкой вкрапленностью пирита	каолинит – 13, монтмориллонит+гидрослюда – 67, хлорит магнезиальный – 9, плагиоклаз – 7, доломит – 1, пирит – 3



Рис. 4.30. Аргиллиты с отпечатками мелких брахиопод (слева) и пиритизированной гастроподой (справа) из рудовской доманикоидной толщи (скв. Перекоповская - 1).

Табл. 4.4.

Химический состав пород рудовской доманикоидной толщи.

Компо- ненты	Куляб- чинская, 1	Луцен- ков- ская, 4	Оста- по- вкая, 2	Рудов- ская, 1	С. По- гар- щин- ская, 389	Ю. Жда- новская, 313
Золь- ность	84,2	84,5	81,5	82,4	84,8	83,2
C _{орг}	7,0	6,8	7,5	7,1	6,2	6,8
H _{орг}	0,9	0,85	1,2	1,0	0,80	0,82
Хл. би- тум, %	0,33	0,15	0,34	0,28	0,12	0,14
Асфаль- тены	20,5	16,37	23,5	22,0	20,0	20,5
Смолы	31,0	34,48	36,0	34,5	35,5	36,3
Масла	48,5	47,41	40,5	43,5	45,5	43,2

Табл. 4.5.

Данные изотопного анализа углерода кремнисто-глинистых пород рудовской толщи.

Скважина	$\Delta^{13}\text{C}\text{‰}$
Червонолуцкая, 316 (инт. 5900-5909 м)	-27,4
Кулябчинская, 1 (гл. 4560 м)	-27,8
Луценковская, 4 (инт. 5220-5228 м)	-26,9
Остаповская, 2 (инт. 3924-3930 м)	-28,0
Рудовская, 1 (инт. 5252-5235 м)	-28,0
Сев. Погарщинская, 389 (инт. 5093-5103 м)	-28,1
Сев. Погарщинская, 389 (инт. 5085-5095 м)	-28,1
Южно-Ждановская, 313 (5090-5099 м)	-28,3

44,5 и $\delta^{13}\text{C} = -27,4\text{‰}$. Остальные анализы показаны в табл. 4.4 и 4.5. Обобщенный химический состав рудовских доманикоидов по 22 образцам следующий (от...до): асфальтены – 12-23,8%, смолы – 29,2-41,0%, масла – 37,4-54,2%.

Для рудовской доманикоидной толщи характерным является обедненный набор органических остатков. Среди ископаемых организмов преобладают формы с кремнистым скелетом; наиболее многочисленны спикулы губок и радиолярии.

Среди последних В.С. Вишневской [57] выделены роды: *Astroentactinisa*, *Spongentactinia*, *Ceratoikiscum*. Также встречаются фораминиферы и тонкостенные представители бентоса (пелециподы, брахиоподы) весьма обедненные в видовом отношении. В наиболее глинистых относительно глубоководных фациях отсутствуют остракоды, кораллы, мшанки, водоросли, криноидеи, которые характерны для выше,- и нижезалегающих карбонатных пород, то есть, мошковской и яблунинской свит, соответственно. Литологический состав и специфический набор фаунистических остатков рудовских сланцев в значительной мере обусловлены особенностями палеорельефа дна бассейна и других специфических условий их накопления, среди которых следующие: аноксия, сероводородное заражение, поступление вулканического пепла, кремниевой кислоты и, вероятно, кратковременное перенасыщение водной среды некоторыми отравляющими элементами, которые поступали в бассейн в раннетульскую фазу оживления рифтогенеза – последнего в палеозойской истории развития ДДВ.

На рис. 4.31 показана типичная каротажная характеристика и строение рудовской толщи для мелководных зон прогиба. С позиций седиментационной цикличности рудовская толща образует самостоятельный мезоритм, ограниченный перерывами в осадконакоплении. Кривая ГК (с низу в верх) характеризуется серией узких пиков повышенных (по сравнению с глинами) значений природной радиоактивности пород с постепенным спадом их значений. Кривые НГК имеют повышенные и высокие показатели в сравнении с таковыми обычных глин, особенно, в самой нижней части толщи. Диаметр скважины (на рисунке не показан) приближается к номинальному, т.е. каверна отсутствует. Мезоритм рудовских доманикоидов неоднородный. В его полном разрезе можно выделить три характерные литопачки. Первая снизу литопачка характеризуется урановой специализацией и имеет кремнисто-глинистый состав. Вторая – отличается меньшими показаниями гамма-активности и имеет повышенную карбонатность – тонкие прослои битуминозных мергелей. Третья литопачка имеет тонкослоистую структуру и представлена чередованием кремнистых аргиллитов. По данным микроскопических исследований керна количество органических остатков во второй лито-

пачке увеличивается по сравнению с первой, очевидно, в связи с ее карбонатностью. Верхняя (третья) литопачка контактирует с хорошо выраженным по ГИС базальным слоем, который представлен разномерными песчаниками с гравийными образованиями. В некоторых разрезах надрудовские базальные слои имеют мощность 10-15 м, но чаще они отсутствуют из-за размыва. Особенно резким (без базального слоя в основании) является контакт рудовской толи с нижеза-

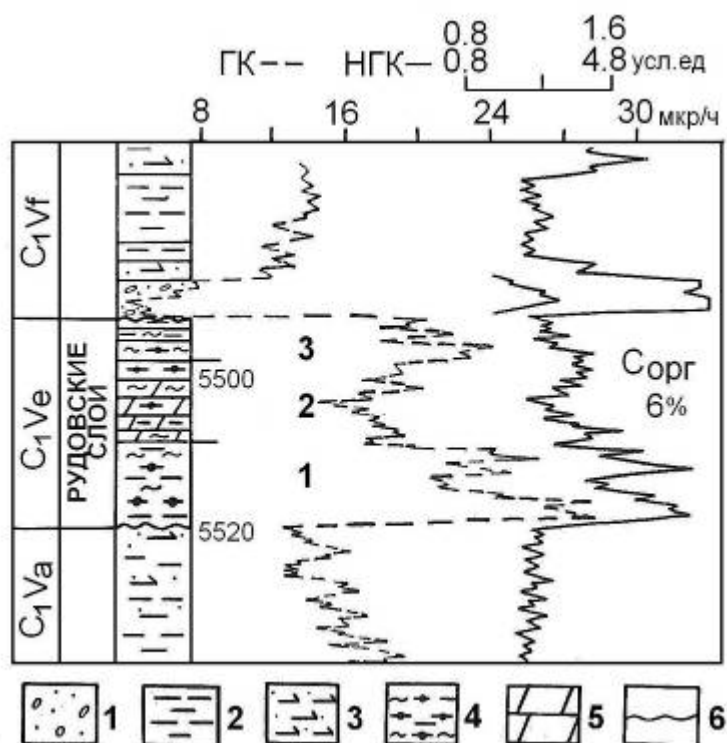


Рис. 4.31. Типичная промыслово-геофизическая характеристика и строение мезоритма рудовской доманикоидной толщи (рудовские слои) по скв. Краснозаводская -7. 1 – песчаники разномерные. 2 – аргиллиты. 3 – глинистые алевролиты. мергели. 4 – кремнистые аргиллиты. 5 – мергели. 6 – поверхность перерыва.

легающими породами нижневизейской карбонатной плиты (яблуновская свита) или ее фациальными аналогами. Отсутствие базальных слоев в основании рудовской толщи отображает, вероятно, “провальную” тектоническую стадию в развитии осевой зоны ДДВ, которая имела место во время оживления рифтогенеза. При этом, морской бассейн углубился и седиментационный режим бассейна резко сменился на некомпенсированный.

В целом, анализ строения рудовской толщи позволяет сделать вывод, что ее осадконакопление имело прерывистый характер, т.к. все литопачки имеют резкие литологические контакты, выраженные на кривой РК и, возможно, разделяются между собой микроперерывами. В подошве и кровле мезоритм рудовской толщи ограничен перерывами в осадконакоплении, что фиксируется, в первую очередь, при анализе полноты разреза толщи в разных структурно-фациальных зонах ДДВ. Например, на многих структурах в рудовском мезоцикле наблюдается отсутствие верхней третьей литопачки (скв. Свиридовская - 7, скв. Краснозаводская - 1, 7 и 6, скв. Вольновская - 1 и др.). Сокращенный разрез рудовская толща имеет на Васильевской, Луценковской, Мехедовской, Янтарной и других структурах.

В относительно глубоководных зонах (прогибах) рудовская доманикоидная толща залегает над нижневизейской карбонатной плитой (яблуновская свита) и имеет более однородный состав (кремнистые аргиллиты) и высокое значение гамма-активности – до 35 мкр/ч (рис. 4.32,а). На склонах прогибов радиоактивная рудовская толща залегает под карбонатными породами мошковской свиты, имеющими более молодой возраст – верхневизейский (XII^a м.г.) (см. рис. 4.32,б).

В целом, специфическая каротажная характеристика рудовской толщи позволила проследить ее распространение в различных структурно-фациальных зонах ДДВ и уточнить распространение рудовских доманикоидов в Сребненском прогибе и в юго-восточной части ДДВ, где данная толща доступна для исследований (рис. 4.33 и 4.34). На рис. 4.35. показано залегание рудовской доманикоидной толщи в крест простираания Сребненского прогиба – вдоль сейсмопрофиля Березняки-Недригайло, где ее распространение контролируется прогнутой осевой зоной прогиба и межштоковым пространством.

Принципиальный с упрощениями палеогеологический разрез с фациальным переходом рудовских доманикоидных отложений в биогермные образования показан на рис. 4.36.

В целом, корреляция рудовской доманикоидной толщи позволили, в общем виде, выделить две главные фациальные разновидности этих пород: 1 – наиболее глубоководную кремнисто-глинистую, 2 – переслаивания битуминозных карбонат

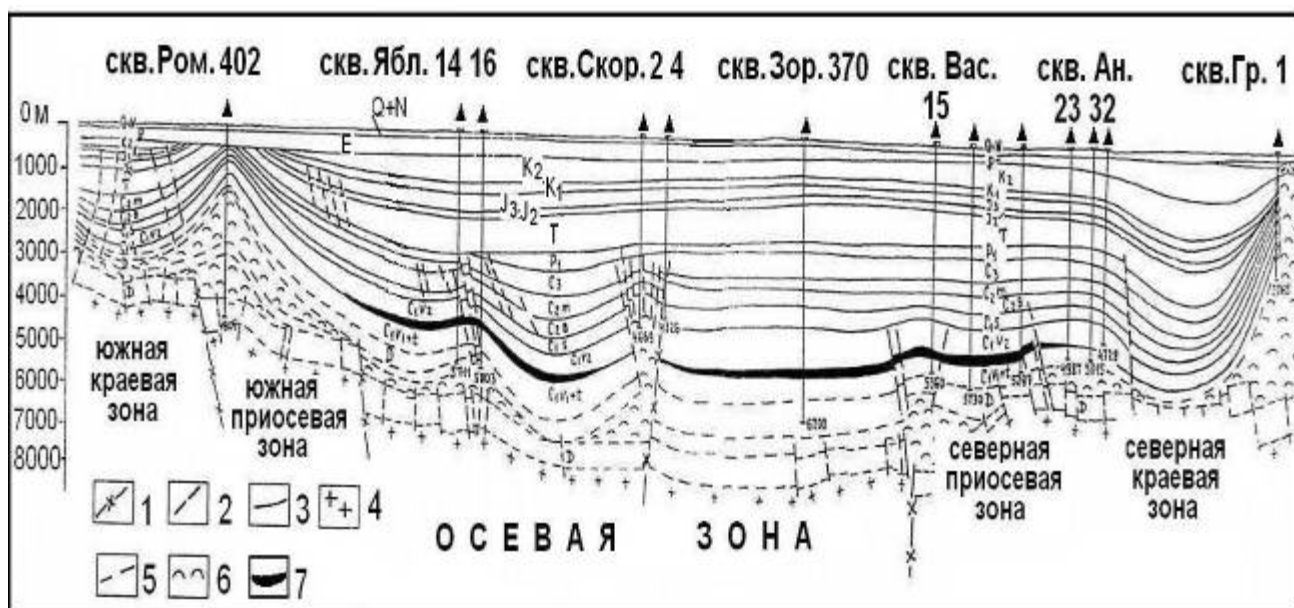


Рис. 4.35. Распространение рудовской доманикоидной толщи в Сребненском прогибе на примере сейсмопрофиля Березняки-Недригайло (сейсмооснова по данным ГГП «УкрГеофизика»). Корреляция рудовской доманикоидной толщи по С.А. Мачулиной. Положение сейсмопрофиля Березняки-Недригайло в Сребненском прогибе показано на рис. 4.29. 1 – глубинные разломы. 2 – разломы и разрывы осадочного чехла. 3 – границы стратиграфических подразделений установленные. 4 – породы фундамента. 5 – границы стратиграфических подразделений, требующие уточнения. 6 – соль. 7 – рудовская доманикоидная толща в основании верхнего визе.

Поскольку в ДДВ в нижнем карбоне широко развиты разнофациальные и разновозрастные карбонатные породы и синхронные им песчано-глинистые отложения разных фациальных типов для достоверного построения палеогеологических разрезов автором предложена принципиальная модель корреляции доманикоидных и разновозрастных диахронных карбонатных толщ на основе типизации реальных разрезов (рис. 4.37). Реализация данной модели позволяет выделять биогермные тела при построении палеогеологических реконструкций, пример показан на рис. 4.38.

Накопление осадков, обогащенных РОВ в глубоких зонах Сребненской депрессии происходило на палеоглубинах ~ 70-80 м (согласно палеонтологическим данным Л.П. Кононенко и О.И. Берченко), возможно, и глубже, тогда как накоп-

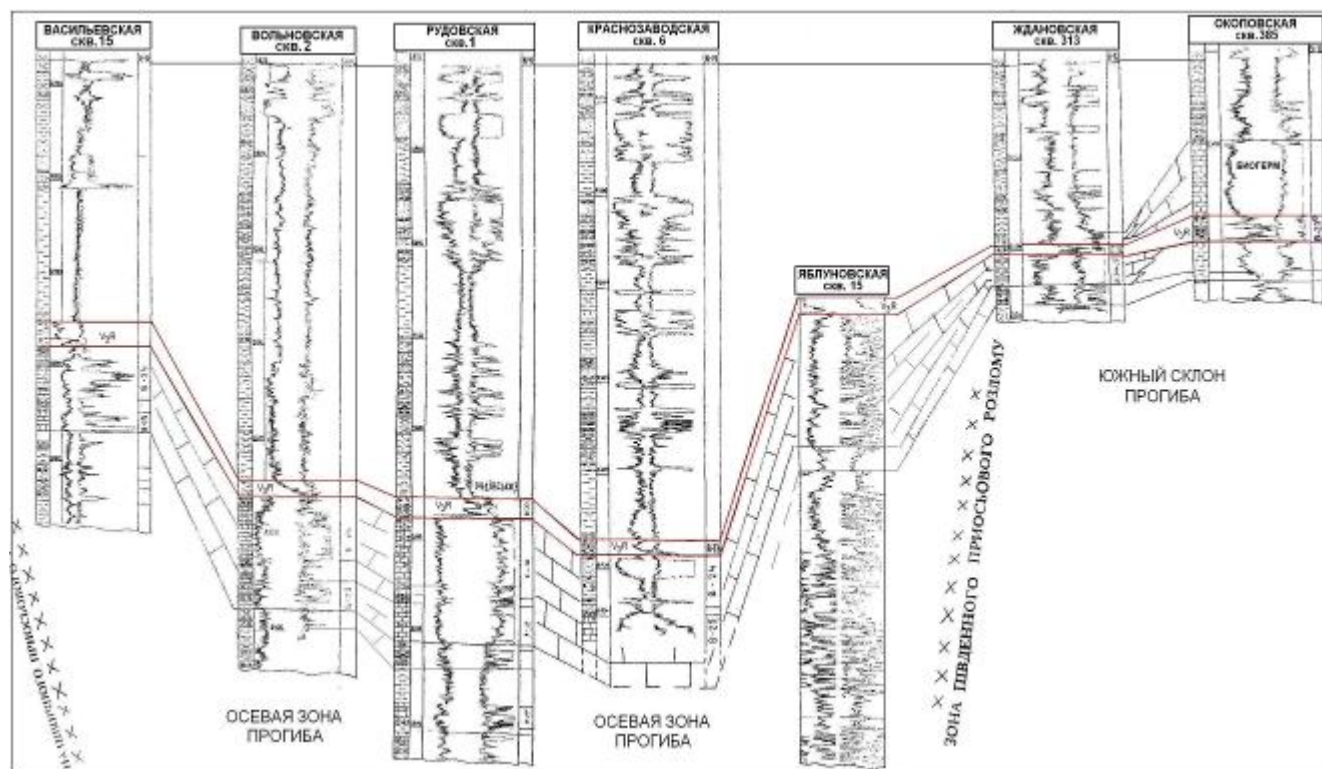


Рис. 4.33. Схема корреляции рудовской доманикоидной толщи в Серебненском прогибе по линии скважин Васильевская -15 – Окоповская -385 (СЗ-ЮВ). Составила С.А. Мачулина. Условные обозначения см. рис. 4.34.

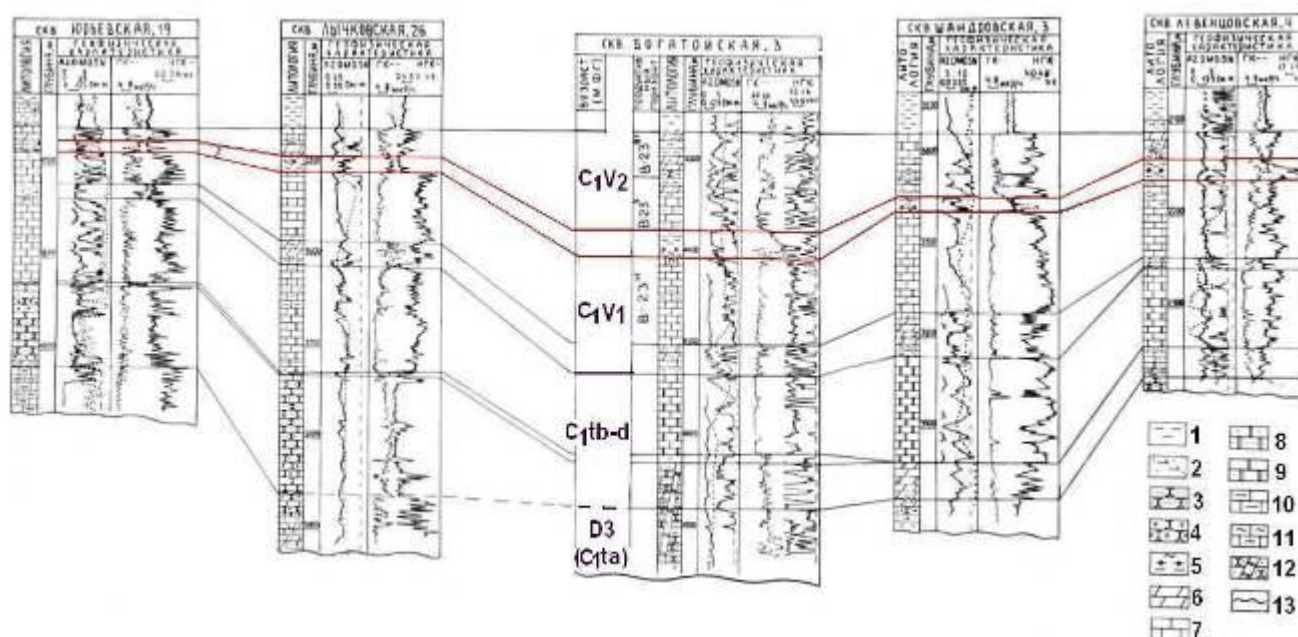


Рис. 4.34. Схема корреляции рудовской доманикоидной толщи вдоль южного борта ДДВ по линии скважин Юрьевская -19 – Левенцовская -4. Составила С.А. Мачулина. 1 – аргиллиты. 2 – алевролиты. Песчаники: 3 – мелкозернистые, 4 – разномзернистые. 5 – доманикоидная толща. 6 – мергели. 7 – известняки: 8 – песчанистые, 9 – доломитизированные, 10 – глинистые, 11 – кремнистые. 12 – песчаники с прожилками кальцита. 13 – поверхность перерыва.

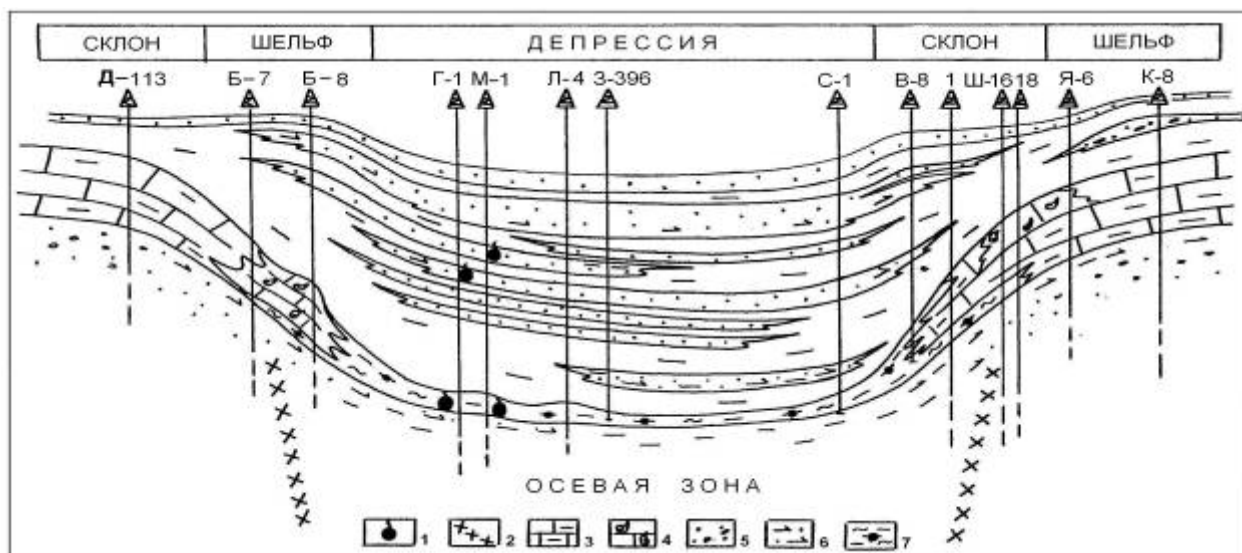


Рис. 4.36. Палеогеологический разрез по линии скважин Дашенковская - 113 – Коржевская - 8 (Сребненский прогиб). Составила С.А. Мачулина. 1 – нефть. 2 – разломы. 3 – известняки глинистые, 4 – известняки биогермные мошковской свиты. 5 – песники. 6 – алевролиты. 7 – битуминозная рудовская доманикоидная толща.

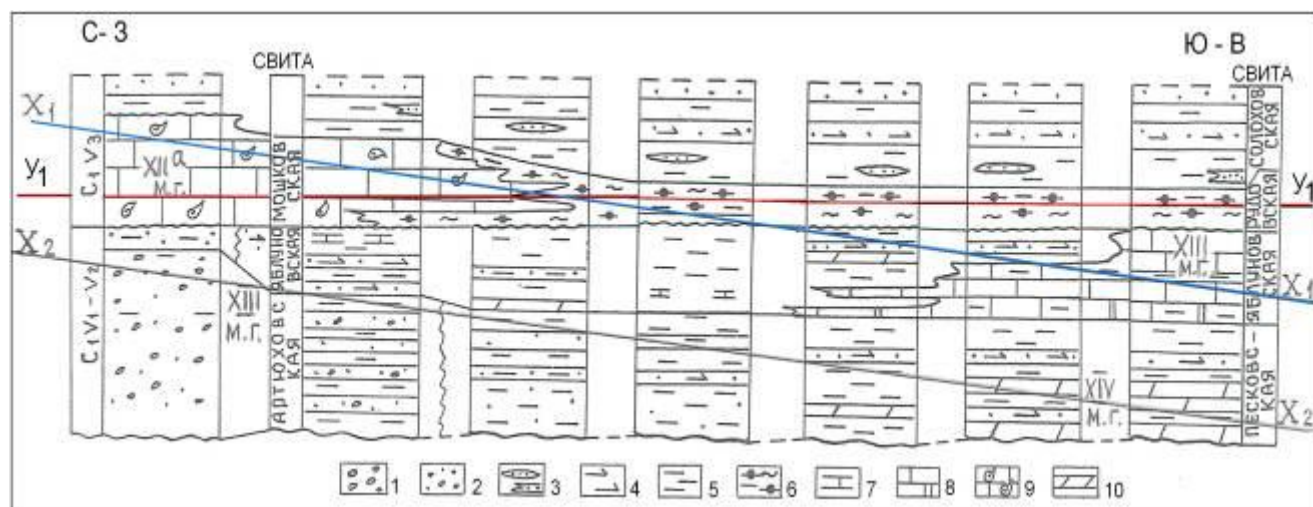


Рис. 4.37. Модель фациальных взаимоотношений при карбонатно-доманикоидном типе седиментации в ранне,- поздневизейскую эпохи. (Составила С.А. Мачулина). Песчаники: 1 – конгломератовидные, 2 – разномерные. 3 – линзы песчаников. 4 – алевролиты. 5 – аргиллиты. 6 – битуминозные доманикоидные отложения. 7 – карбонатные породы. 8 – доломитизированные известняки. 9 – известняки биогермные. 10 – прослои мергелей. $X_1 - X_1$ – ось диахронности для карбонатных толщ при продвижении трансгрессии с юго-востока на северо-запад, $X_2 - X_2$ – ось диахронности для морских терригенных пород, $Y_1 - Y_1$ – ось изохронности.

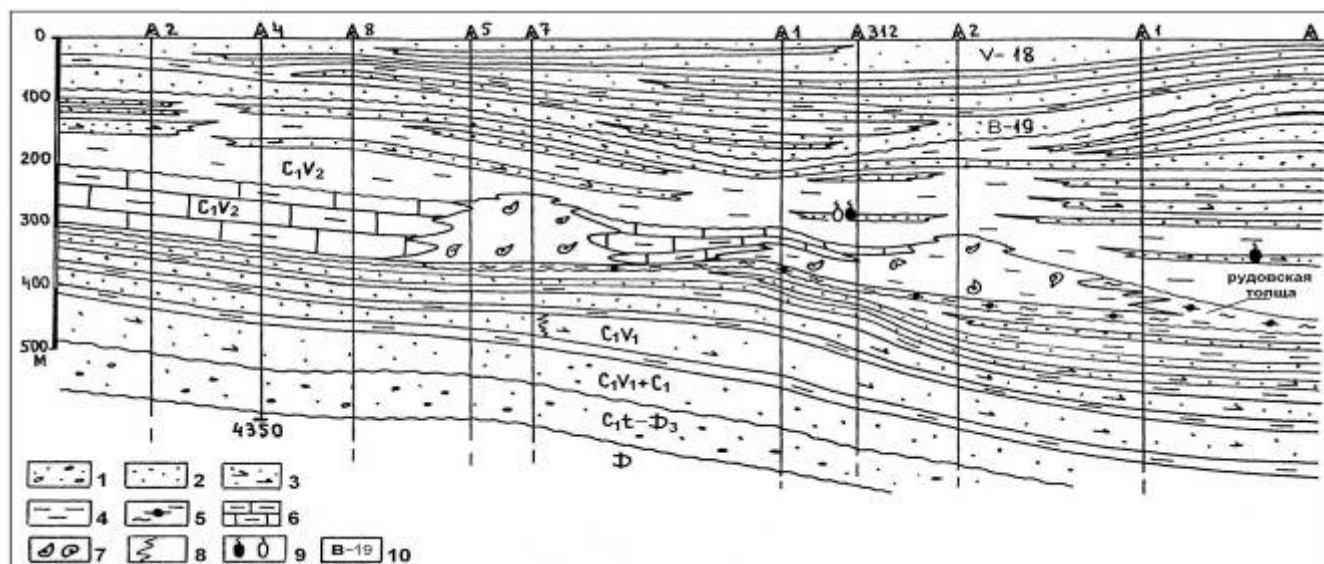


Рис. 4.38. Палеогеологическая реконструкция Озерянского биогермного массива. Показан переход депрессионной рудовской толщи в биогермные постройки на склоне карбонатного шельфа. Составила С.А. Мачулина. Песчаники: 1 – гравелистые, 2 – разно- и мелкозернистые. 3 – алевролиты. 4 – аргиллиты. 5 – породы доманикоидной рудовской толщи. 6 – глинистые известняки. 7. – биогермные известняки. 8 – линия фациального перехода. 9 – притоки нефти и газа. 10 – продуктивный горизонт.

ление синхронных с ними пород мелководно-шельфовых и лагунных фаций – на палеоглубинах ~ 15-30 м. Дно доманикоидных депрессий в ДДВ было неровным.

Выделяются негативные и позитивные его элементы. На склонах депрессий существовали пологие аккумуляционные уступы с перепадом глубин в несколько десятков метров. В прибортовых зонах ДДВ поднятые блоки фундамента контролировали зоны отсутствия доманикоидных пород. В центральной зоне Серебренского прогиба рудовские доманикоиды отсутствуют также на структурах, на которых проявились стратиграфические перерывы.

Для визейского доманикоидного (рудовского) этапа осадконакопления автором построена карта мощности рудовской толщи масштаба 1 : 500000, которая в настоящей работе публикуется в уменьшенном виде. На карте (рис. 4.39) выделены области: 1) максимальных (60-65 м) и значительных (45-55 м) мощностей рудовских доманикоидов, которые тяготеют к осевой зоне бассейна, депрессиям и

прогибам; 2) средних (20-35 м) и минимальных (0-15 м) мощностей, которые распространены в прибортовых зонах и на крупных внутрибассейновых валоподобных поднятиях и отдельных структурах, унаследованных от девонского и турнейского времен, а также на новообразованных в предрудовское время.

Таким образом, структурный, палеогеоморфологический и палеогеографический факторы имели значительное влияние на процессы осадконакопления доманикоидных пород. Анализ содержания C_{org} и распределения мощностей рудовской толщи показывает, что основная роль палеогеоморфологического фактора в накоплении толщ обогащенных РОВ сводится к следующему. При наявности неровностей дна бассейна максимальное количество ОВ накапливается в самых глубоких котловинах и впадинах депрессионных зон, которые защищены от влияния волнений водной среды и розбавления субстрата песчано-иловыми потоками.

Они являются ловушками для самых тонких глинистых частичек и илистого материала, что способствует концентрации, захоронению и консервации ОВ от окисления. В ДДВ природными барьерами, которые препятствовали сносу грубозернистого терригенного материала были многочисленные девонские структуры и соляные штоки, которые выходили на передрудовскую поверхность.

Карта мощностей и распространения рудовской доманикоидной толщи, а также результаты химико-битуминологического и пиролитического анализов пород рудовской доманикоидной толщи позволили выполнить оценку ее нефтегазогенерационного потенциала объемно-генетическим методом [254] с учетом гумусово-сапропелевого типа ОВ и его элементного состава и особенностей нефтегазоносности ДДВ. Согласно расчетам (В.К. Куриленко, С.А. Мачулина и др. [154]) масса преобразованных ОВ составила $6,39 \cdot 10^9$ т, в том числе сгенерировано жидких УВ – $2,02 \cdot 10^9$ т, газообразных УВ – $2,43 \cdot 10^9$ т и «негорючих газов» – $1,94 \cdot 10^9$ т. Эти огромные количества сгенерированных УВ в процессе миграции и аккумуляции несут огромные потери, так как концентрируется лишь незначительная их часть, а преобладающая – рассеивается на путях миграции в породах и пластовых водах. Согласно методическим разработкам [227] аккумулируется только от 1-2 до 20% от тех УВ, которые были сгенерированы.

Для доказательства нефтематеринских свойств рудовской доманикоидной толщи автором в соавторстве был построен график ее погружения в нефтегазогенерационные зоны в Сребненском прогибе. На рис. 4.40 видно, что визейские отложения с рудовской толщей вошли в зону генерации (нефтяное окно 60-90°C) в предтриасовое время.

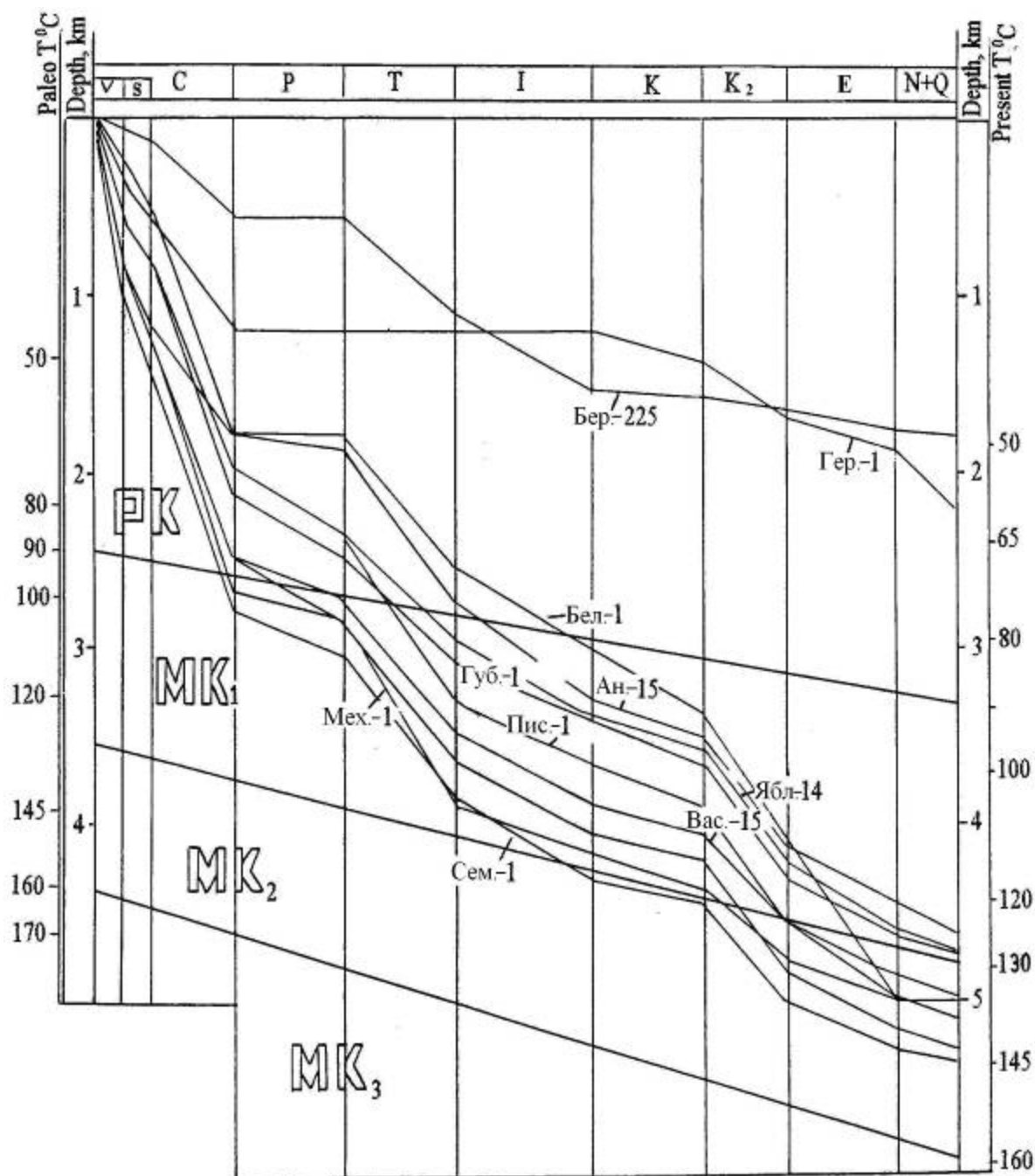


Рис. 4.40. График погружения рудовской доманикоидной толщи визейского возраста в зоны генерации УВ (по скважинам Сребненского прогиба) [154]. PK – протокатагенез (90°C), MK₁ – мезокатагенез (90-130°C), MK₂ – (130-160°C), MK₃ > 160°C).

4.3.3. Ловушки углеводородов сопряженные с доманикоидными отложениями.

Высокая общая пористость сланцеватых (4-6 %) и тонколистоватых (4-12 %) разностей верхневизейских (рудовских) доманикоидов позволяют считать их не только нефтегазоматеринскими, но и перспективным объектом геологоразведочных работ. Хотя эти породы, судя по их катагенетической преобразованности, уже отдали свой основной нефтегазовый потенциал в терригенные и карбонатные породы разных возрастов, однако многочисленные нефтегазопроявления в них (Луценковская, Мехедовская, Голотовщинская и другие площади) дают основание относить их к коллекторам нетрадиционного типа и предполагать еще не обнаруженные резервуары УВ в самих рудовских доманикоидах и в сопряженных с ними породах-коллекторах различных литологических типов.

Ниже описаны разнотипные ловушки УВ, сопряженные с доманикоидными отложениями и показаны главные миграционные модели для ДДВ.

Ловушки первого типа (рис. 4.41,А) образованы взаимодействием трех главных факторов: седиментационного, структурного и геодинамического. Седиментационный фактор (при участии диагенетического) сыграл главную роль в образовании неоднородной и микрослоистой текстуры и пористости этих пород, где листоватые разности аргиллитов чередуются с окремненными и более однородными (массивными). При нарастании погружения и благоприятных термобарических условиях, одновременно с созреванием ОВ и отщеплением от него подвижных флюидов и микронефти, седиментационная микрослоистость пород переходит в микросланцеватость. В геодинамически активных зонах, которые для ДДВ были определены и описаны в работе [71] образуется система перекрещивающихся вертикальных и горизонтальных трещин, которая создает предпосылки для образования ловушек УВ трещиновато-сланцевого типа. Структурный фактор значительно увеличивает перспективы возникновения таких трещиноватых коллекторов. Из мировой практики примерами подобных ловушек могут быть нефтесодержащие трещиноватые кремнистые аргиллиты баженовской свиты Западно-Сибирского региона и так называемые “бурые сланцы” (“brown shale”) верхнего

девона Аппалачского бассейна, кремнистые сланцы Монтерей Калифорнии и др.

Второй тип ловушек представлен чередованием песчаных (гранулярных) пластов-коллекторов с доманикоидными сланцами. Например, на слабовыраженных структурах Мехедовской, Голотовщинской, Луценковской и других рудовские доманикоиды содержат тонкие прослои или линзы песчаников и алевролитов, которые являются резервуарами для УВ. Флюиды, которые высвобождаются из уплотнившихся доманикоидных сланцев, расположенных гипсометрически ниже при эмиграции могут заполнять вышележащие пористые песчаники и трещиноватые аргиллиты (рис. 4.41, Б).

Третий тип ловушек. В ДДВ широко распространены ловушки УВ, главным фактором образования которых является тектонический (рис. 4.41, В).

Например, разрывное нарушение в осадочном комплексе Кампанской площади способствовало вертикальной миграции УВ из рудовской материнской толщи в песчаные горизонты верхнего визе, где они образовали эпигенетические (по отношению к материнской толще) залежи нефти и газоконденсата. Эта модель является принципиальной, поскольку возможны разнообразные и более сложные варианты ловушек такого типа. Так, на рис. 4.46, Г показана модель образования гигантского месторождения “Оклахома Сити” (штат Оклахома, США), в котором резервуаром являются песчаники формации Симпсон среднеордовикского возраста. Высокопористые и отсортированные песчаники этой формации обеспечили высокую продуктивность структурной ловушки на антиклинали, которая ограничена разломом. Здесь нефтематеринскими являются ЧС формации Вудфорд, имеющие более молодой возраст по отношению к песчаникам Симпсон – позднедевонско-раннемиссисипский и залегающие гипсометрически выше формации Симпсон. Однако, они стали главным источником УВ для этого месторождения. По мнению американских геологов миграционным каналом для УВ послужила поверхность крупного структурного несогласия [396]. Третий тип ловушек, который генетически сопряжен с битуминозными сланцами рудовской толщи формируется в карбонатных породах-коллекторах, особенно, в рифах и биогермах, которые располагаются на склонах карбонатных платформ или на локальных структу-

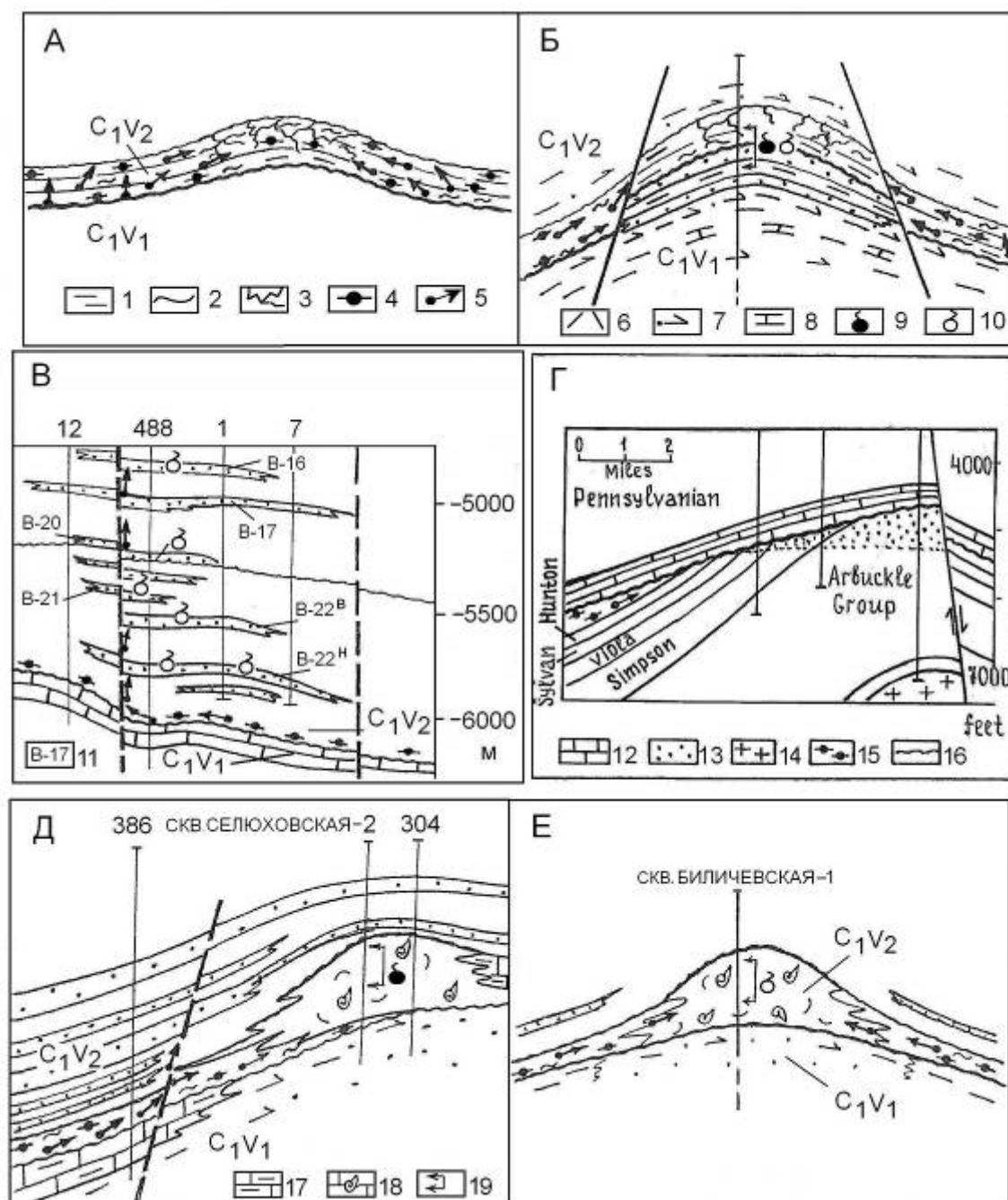


Рис. 4.41. Типы ловушек и модели миграции УВ, сопряженных с рудовской доманикоидной толщей. А, Б, Д, Е – составленные С.А. Мачулиной, В – по Н.Я. Барановской [18] с дополнениями. Г – модификация по Гатевуду [396]. 1 – аргиллиты. 2 – кремнистость. 3 – трещиноватость. 4 – доманикоидные сланцы. 5 – направление миграции УВ. 6 – разломы и разрывные нарушения. 7 – алевролиты. 8 – известковистость. 9 – приток нефти или газоконденсата. 10 – газ. 11 – номер продуктивного горизонта. 12 – известняки. 13 – песчаники Симпсон. 14 – гранитоиды. 15 – ЧС формации Вудфорд. 16 – поверхность перерыва, несогласия Известняки: 17 – глинистые, 18 – биогермные. 19 – интервал опробования скважины.

рах, валах, которые обрамляются доманикоидным бассейном. Фациальная сопряженность верхневизейских доманикоидных пород с рифогенными постройками предопределила латеральную миграцию УВ в органогенные резервуары и образование залежей нефти и газа (рис. 4.41, Д). На это указывает генетическая общность нефтей из рудовской доманикоидной толщи и биогермных образований Селюховского крупного биогерма, доказанная черниговскими специалистами. В ДДВ встречены и другие разновидности ловушек, близкие к описанной реальной модели, например, на рис. 4.41, Е. Подобные латеральные фациальные переходы пород доманикоидных фаций в рифогенные широко распространены в нефтегазоносных регионах мира: бассейнах Центрального Техаса (США), Прикаспийской и Камско-Кинельской впадинах (Россия) и др.

Четвертый тип ловушек характерен для бортовых зон ДДВ. При этом, шовные зоны глубинных разломов рифтогена служили путями вертикальной миграции УВ из депрессий осевой и приосевых зон, где верхневизейская доманикоидная толща имеет наибольшие мощности.

На бортах ДДВ распространены два основных подтипа ловушек, заполнение которых УВ связано с генерационным потенциалом доманикоидной толщи верхнего визе или суммарным эффектом визейских, турнейских и девонских доманикоидных толщ.

Первый подтип таких ловушек (рис. 4.42) характерен для зоны интенсивной трещиноватости кристаллических пород фундамента, в том числе разуплотненных кор выветривания. Как правило, залежи нефти и газа приурочены к горстообразным выступам фундамента, осложненным разрывными нарушениями. Примерами могут быть Юльевское (скв. 2, 3) и Хухринское (скв. 1, 6) месторождения, которые открыты в коре выветривания докембрийского фундамента на северном борту ДДР.

Нефтегазоносность ловушек этого типа, с позиций осадочно-миграционной теории образования нефти, обусловлена за счет боковой миграции микронепти из верхневизейской и других нефтематеринских толщ нижнего карбона, а также деона, распространенных в прибортовых депрессиях. Разломы, ограничивающие

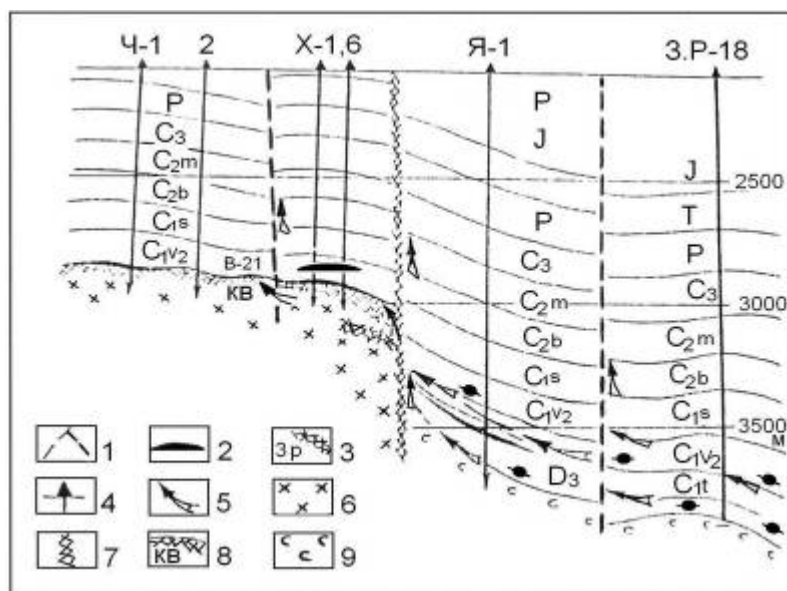


Рис. 4.42. Модель формирования Хухринского нефтяного месторождения (составил В.С. Куриленко с дополнениями С.А. Мачулиной).

1 – разрывные нарушения. 2 – залежь УВ. 3 – зона разуплотнения. 4 – скважины глубокого бурения. 5 – направление миграции УВ. 6 – породы фундамента. 7 - тектоническое нарушение. 8 – кора выветривания. 9 – соленосные отложения верхнего девона. 10 – доманикоидные толщи.

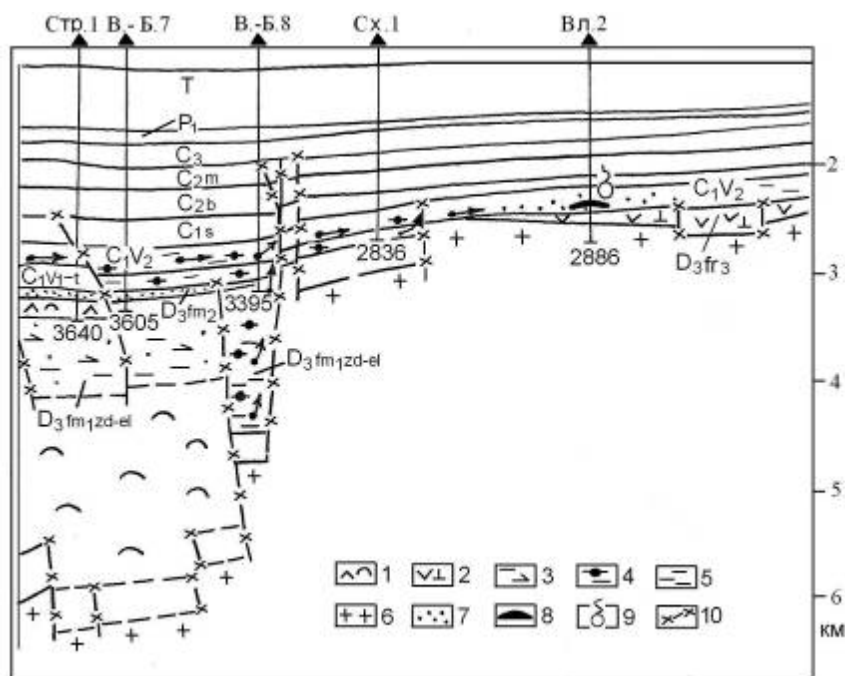


Рис. 4.43. Модель образования залежи УВ на Владимирской площади (составила С.А. Мачулина). 1 – соль. 2 – эффузивы и туфы. 3 – аргиллиты с алевролитами. 4 – доманикоидные толщи. 5 – аргиллиты. 6 – породы фундамента. 7 – песчаники. 8 – нефтяная залежь. 9 – газ. 10 – разломы.

горстообразные выступы фундамента способствовали вертикальной миграции УВ в вышезалегающие песчаные горизонты. Так, в трех из шести скважинах пробуренных на Юльевской и Хухринской площадях получены промышленные притоки нефти и газа в осадочном чехле [218]. Кора выветривания фундамента и ее поверхность могли выполнять роль магистрального канала для миграции УВ в вышезалегающие над фундаментом песчаные и карбонатные ловушки верхневизейского, серпуховского и башкирского возрастов.

Миграционная модель УВ для ловушек *второго подтипа* может иметь более сложный механизм. На рис. 4.43. показан фрагмент шовной зоны северного борта ДДР, осложненной щелевым приразломным грабеном. По данным изучения керна и материалам ГИС щелевой грабен заполнен глинистыми задонско-елецкими доманикоидными породами. В этом случае, залежи УВ на Владимирской, Турутинской и других площадях северного борта рифтогена могли быть образованы за счет суммарного эффекта генерации и последующей миграции УВ из депрессий с разновозрастными нефтематеринскими толщами девона и карбона.

В этой главе отмечалось, что наибольшим генерационным потенциалом среди нефтематеринских толщ девона и карбона ДДВ характеризуются породы рудовской доманикоидной толщи верхнего визе. Возможно этим, отчасти, объясняется тот факт, что месторождения и даже крупные скопления нефти и газа не обнаружены дальше западной границы распространения этой доманикоидной толщи.

Таким образом, для всех четырех типов ловушек наиболее общими являются процессы: а) первичной миграции УВ (т.е. высвобождение УВ из уплотнившихся доманикоидных пород); б) вторичной (латеральной и вертикальной) миграции УВ в терригенные, карбонатные и кристаллические породы-коллекторы.

В отношении ловушек УВ в девонских отложениях, сопряженных с разновозрастными доманикоидными породами, необходимо отметить следующее. С одной стороны, девонские отложения ДДВ состоят из разнообразных по составу формаций, среди которых широко развиты соленосные, играющие роль надежных покрышек (флюидоупоров) для сохранения в подсолевых отложениях месторождений нефти и газа. С другой стороны, соляные поднятия способствуют формиро-

ванию пластовых сводовых, тектонически, стратиграфически и литологически экранированных ловушек УВ в надсолевых отложениях.

В ДДВ мощные соленосные формации подстилаются породами депрессионных фаций, которые обогащены конденсированной органикой и могут быть хорошими нефтепроизводящими толщами (воронежские и задонско-елецкие доманикоидные образования). По простиранию они, также как в карбоне, могут замещаться рифогенными образованиями. В надсолевые отложения УВ могут мигрировать из подсолевых доманикоидных отложений через бессолевые межкупольные мульды. Однако, соляные штоки ограничивают дальнюю латеральную миграцию УВ, поэтому условия формирования крупных и гигантских месторождений в надсолевых отложениях, менее благоприятны, чем в подсолевых. Некоторые ученые допускают, что во время интенсивных подъемов соли в ней возникают проводящие нарушения. В отдельные периоды, связанные с интенсивными тектоническими движениями, создаются ослабленные зоны в самой соли, сквозь которые может осуществляться миграция УВ. Однако такое состояние соли не может сохраняться долго в силу ее пластичности.

Выводы по ДДВ. Характер осадков, слагающих мощную осадочную толщу ДДВ, свидетельствует о том, что они отлагались в неглубоком (100-200 м) море эпиконтинентального типа. В осадочной толще преобладают терригенные породы, а карбонатные – играют подчиненную роль. Этапы трансгрессий и погружений были благоприятными для накопления и быстрого захоронения ОВ в карбонатно-глинистых, глинистых и илистых осадках, которые могли стать источниками УВ. Погружение их на значительную глубину, а также распространение восстановительной геохимической среды в морском бассейне способствовали формированию пород доманикового типа, которые на определенных этапах развития ДДВ проявили себя как эффективные нефтегенерирующие толщи. Такие этапы преобладали в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи. Для последней наиболее благоприятными для формирования и распространения доманикоидных толщ были раннетурнейская и ранне-средневизейская эпохи. В среднем и позднем карбоне широкому распространению депрессионных фаций в ДДВ не

способствовали резкие изменения в характере литогенеза, которые были обусловлены крупными перестройками структурного плана, в связи с герцинским орогенезом (судетской, астурийской и пфальцской фазами), а также климатом.

Практические разработки, выполненные автором сводятся к следующему:

1) для наиболее значимых для нефтяной геологии доманикоидных толщ (заданско-елецкой и верхневизейской рудовской) определены особенности формирования и закономерности распространения; 2) впервые для доманикоидных толщ девона и нижнего карбона и сопряженных с ними терригенных и карбонатных пород разработана типизация ловушек УВ. Определены главные факторы, которые влияли на образование ловушек того или иного типа: седиментационный, тектонический, геодинамический и предложены модели миграции УВ из доманикоидных толщ; 3) впервые построена карта изопакит для верхневизейской (рудовской) доманикоидной толщи, составлены принципиальные схемы ее корреляции для центральной (Сребненский прогиб) и юго-восточной частей ДДВ, приведены примеры палеогеологических реконструкций; 4) выполнена оценка нефтегенерационного потенциала верхневизейской доманикоидной толщи для всей ДДВ.

4.3.4. Геологическая характеристика северной и южной окраин СД.

Самыми древними породами в СД (включая его окраины) являются породы докембрия, которые слагают нижний структурный этаж. Кристаллические породы фундамента залегают на глубинах от 1100 до 3100 м. На породах докембрия несогласно залегают осадочные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Их максимальная мощность характерна для осевой зоны, и оценивается геофизиками в 25-30 км [343]. Сведения о девонских отложениях остаются до настоящего времени неполными. По данным бурения на северной окраине региона они не обнаружены, но их обнажения известны и исследованы автором на южном борту СД, где они прослеживаются узкой полосой широтного простирания зажатой между кристаллическими породами Украинского щита и обширной площадью каменноугольных отложений. Ширина этой полосы – несколько километров. По геолого-геофизическим данным мощность девонских терригенных и карбонатных пород может достигать 600 м. В осевой зоне их мощность оценивается геофизиками в 5-10 км. Верхнедевонская эвапоритовая формация установлена только на северо-западе Донбасса по проявлениям соляных диапиров, протыкающих отложения карбона, перми и мезозоя.

В начале раннекаменноугольной эпохи на территорию Донбасса трансгрессировало море в результате опускания ВЕП. При этом получили развитие карбонатная и терригенно-угленосная формации карбона. Карбонатная формация на бортах Донецкого прогиба залегает с большим перерывом в пределах всего северного борта, на южном склоне Воронежской антеклизы – непосредственно на докембрийском фундаменте, на южном борту прогиба – на различных горизонтах девона, реже – на породах докембрия. На южном склоне Воронежской антеклизы карбонатная формация охватывает интервал – от низов турне до средней части башкирского яруса. За период от верхнего визе до нижней перми включительно в центральной части прогиба накопилась мощная (до 10 км) циклично построенная терригенная формация с преимущественно угленосным типом осадконакопления в карбоне и терригенным и соленосными – в перми. Мезозойский структурный этаж состоит из отложений верхнепермских, триасовых, юрских и меловых. Ос-

новное значение в формировании этого этажа имели киммерийские (юрские) и ларамийские движения в конце позднего мела – начале раннего палеогена (дат-палеоцен). Синхронно с этапом складкообразования (Р-Т) излились субщелочные породы, развитые в юго-западной части Донбасса. Самые молодые изверженные породы СД имеют юрский возраст. Их излияния обусловлены киммерийским орогенезом (230-265 млн лет ($K_1 - J_3$) [175]. Вулканические породы представлены щелочноземельными породами среднего и кислого составов: андезитами, трахиандезитами и трахидацитами.

Северная окраина СД приурочена к зоне сочленения с платформенным моноклинальным склоном (зона Краснорецкого сброса и Северо-Донецкого надвига) Воронежской антеклизы. Геологическое строение северной окраины изучалось преимущественно сейсморазведкой и бурением (по материалам каротажа) и, в меньшей степени, по данным кернa. Допалеозойские магматические и метаморфические образования кристаллического фундамента и вулканогенно-осадочные породы девона на поверхность нигде не выходят, в отличие от южной окраины. По данным бурения неполный осадочный комплекс этой зоны представлен отложениями двух главных мегациклов: позднепалеозойского и мезозой-кайнозойского. Между этими двумя циклами осадконакопления существовал значительный перерыв, который охватил большой интервал времени – от перми к нижнему мелу включительно, когда только местами отлагались континентальные осадки триаса (скважины: Муратовская - 5, Западно-Вергунская - 502, Евгеньевская - 2 и др.) и трансгрессивные образования юры (скважины: Двуречная, 676, Анновская, 674, Молодовская, 662 и др.). Пермские отложения известны только на северо-востоке территории, известной в геологической литературе под названием Восточного Донбасса.

С позиции нефтегазоперспектив особый интерес представляют отложения каменноугольного циклопериода, начавшегося трансгрессивной фазой, на протяжении которой в северной зоне (Краснорецкит сбросы) отлагались известняки, переслаивающиеся с терригенными (глины, песчаники) породами и углями, а в пределах южной окраины Донбасса – почти сплошные известняки; известняки с прослоями

терригенных толщ присутствуют также на крайнем северо-востоке Восточного Донбасса, в зоне так называемого воронежского карбона [179]. Нефтегазоперспективные каменноугольные отложения представлены тремя отделами. Их мощность увеличиваются к осевой зоне СД (15-18 км) и постепенно уменьшается к бортам региона. В каменноугольном разрезе насчитывается до 250 пластов известняков и до 310 пластов угля, из которых проиндексировано 86 пластов рабочей мощности. В каменноугольном разрезе средняя доля пород составляет: песчаники – 25-30%, алевролиты и аргиллиты – 65-70%. Известняки – 2%, уголь – 1% [74].

Для северной окраины СД типовой стратиграфический разрез нефтегазоперспективных каменноугольных отложений представлен визейским, серпуховским, башкирским и московским ярусами. Диапазон нефтегазонасыщенных коллекторов в отложениях карбона весьма широк, начиная со среднего карбона и вплоть до пород фундамента. Основные перспективы нефтегазоносности связаны с карбонатными толщами визейского и серпуховского возрастов, среди которых развиты органогенные постройки, а также с глинисто-карбонатной башкирской “плитой”, песчаными и алевролитовыми горизонтами нижнего и среднего карбона. В последние годы на склоне Миллеровского вала в карбонатных отложениях башкирского возраста были установлены пропитанные жидкой нефтью цепочки биогермов [179], что также подтверждает перспективы северной окраины СД, где уже открыты многопластовое газоконденсатное Марковское, газовые Кружиловское, Евгеньевское, Вергунское, Кондрашевское, Боровское, Вильховское и другие месторождения на территории Украины, а также газоконденсатно-нефтяное – Леоновское, газоконденсатные – Дубовское, Патруновское, газовые – Терновское, Астаховское, Плотинское, Глубокинское и другие месторождения на территории России (Восточно-Донбасский нефтегазоносный район). Дебиты газа на месторождениях украинской территории северной зоны Донбасса составляют, например, на Евгеньевской площади 7,8, 90, 125 и 150 тыс³/сутки. В целом, суммарные поточные потенциальные ресурсы района сочленения Воронежского кристаллического массива с СД составляет около 162 млрд м³ в газовом эквиваленте.

Южная окраина СД в тектоническом отношении представляет собой один

из сложнейших районов региона. С севера она ограничена Северо-Волновахским, а со стороны Приазовского массива – Южно-Волновахским глубинным разломами. В зоне сочленения с Приазовским кристаллическим блоком УЩ (Волновахская зона разломов) наблюдаются складчатые формы и надвиги, системы взбросов и сбросов, отображающих глыбовый характер строения докембрийского фундамента. По тектоническим данным зона сочленения прослеживается на 100 км. Для нее характерны интенсивный и разновозрастный палеовулканизм, разнообразие форм залегания дайково-эффузивных пород (дайки, штоки, межпластовые интрузии, др.) среди каменноугольных карбонатных и терригенных отложений. Это одна из наиболее поднятых и эродированных частей СД в зоне влияния бортового Южно-Донбасского глубинного разлома. В юго-западной части СД глубинные разломы древнего заложения имеют северо-западное, субмеридиональное и субширотное простирание. Зоны пересечения субмеридиональной и субширотной систем разломов в значительной мере определили интенсивность палеозойского вулканизма [74]. Особенно широко проявился девонский магматизм, который начался в конце франского века трещинным излиянием лавы основного и ультраосновного состава, которая образовала мощный покров на границе франского и фаменского ярусов, прослеживающийся на 60 км в субширотном направлении от р. Кальмиус до с. Ново-Троицкое. Кроме основных и ультраосновных эффузивов в этой зоне развиты трещинные интрузии и разнообразные дайки, сложенные андезитами, ортофирами, кварцевыми порфирами, трахидацитами и трахиандезитами [175]. Эти образования являются наложением более позднего магматизма, обусловленного активизацией глубинных разломов.

Глубинные разломы были активными от докембрия до мезозой-кайнозоя. Длительная тектоническая активность южной окраины СД подтверждается геотермическими исследованиями. По данным работы [155] южная разломная зона СД характеризуется аномальным тепловым потоком $60-70 \text{ мВт/м}^2$ по сравнению с потоками Центральной части (Донецко-Макеевский район) и Северного борта.

Наиболее древними отложениями девона южной окраины СД являются кварц-аркозовые породы живетского яруса, которые залегают несогласно на раз-

мытой поверхности разрушенных докембрийских пород (гранитов) с общим наклоном в сторону СД. Над девонскими базальными слоями сформировалась флишеподобная толща ЧС с редкими прослоями глинистых известняков верхнего девона, которая по данным бурения имеет мощность 350 м. Среди девонских отложений наиболее распространенными являются верхнедевонские, представленные мафхаинской – D_3^{mf} (по старой схеме $C_{1t_{a1}}$) и порфиритовой – D_3^{pt} (по старой схеме $C_{1t_{a2}}$) свитами в составе новотроицкой серии [40]. Мафхаинская свита трансгрессивно залегает на разновозрастных отложениях девона или на породах кристаллического фундамента. В ее подошве залегают аркозовые песчаники и конгломераты с обломками туфогенных пород, выше расположены серые глинистые, часто доломитизированными известняками с прослоями зеленоватых глин. Мощность свиты очень изменчива – от 40 м в Стыльском блоке до 200 м в Новотроицком; в Раздольницком блоке она отсутствует [237]). Порфиритовая свита залегает с перерывом на мафхаинской или более древних отложениях. Она представлена микрозернистыми пятнисто-доломитизированными известняками, черными глинистыми микрозернистыми и шламово-детритусовыми известняками с прослоями черных глинистых сланцев в верхней части разреза; перекрывается несогласно породами базалиевской свиты нижнего карбона. Мощность порфиритовой свиты в Новотроицком блоке – 60 м, в Раздольнинском – 6 м, а в Стыльском – 45 м.

Породы карбона в исследуемом районе залегают под углом $8-10^0$ с погружением на северо-восток. Их моноклиналиное залегание осложняется складчатыми и разрывными дислокациями, магматическими телами (интрузиями, штоками, дайками) основного и среднего составов, которые прорывают отложения карбона до свиты C_2^3 среднего карбона. Большинство магматических тел контролируется субширотным Южно-Волновахским глубинным разломом. Детальная петрографическая характеристика и условия образования изверженных пород изложены в монографии Г.О. Макухиной [175] и, частично, в статье автора [193], в основу которой легли собственные полевые исследования.

В целом, строение юго-западной части СД изучено еще недостаточно,

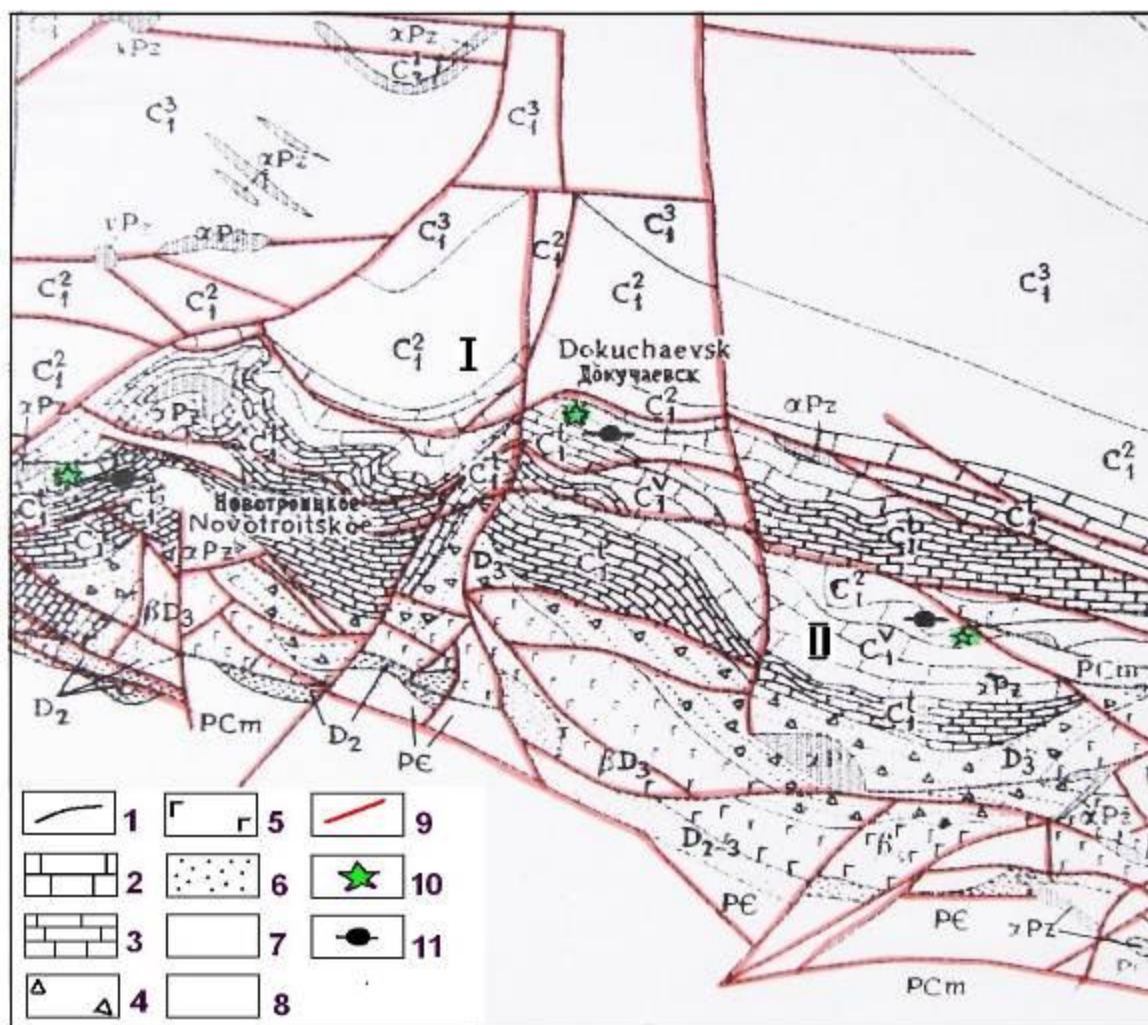


Рис. 4.44. Фрагмент геологической карты юго-западной части Донбасса (район обнажений известняковой и доманикоидных толщ нижнего карбона и девона по [251]. 1 – границы свит в терригенной толще карбона. 2 – карбонатная толща визейского яруса. 3 – тоже для турнейского яруса. 4 – полимиктовые песчаники и гравелиты верхнего девона. 5 – базальты и туфы основных пород верхнего девона. 6 – песчаники среднего девона. 7 – андезиты и монцониты палеозоя. 8 – кристаллические породы докембрия. 9 – тектонические нарушения. 10 – районы исследования карбонатных доманикоидных отложений: I – Новотроицкий и II – Стыльский блоки. 11 – обнажения доманикоидных отложений.

вследствие очень сложного сочетания разнопорядковых и разноглубинных тектонических разломов и тектоно-магматических тел. Перспективы юго-западной части СД в отношении открытия месторождений нефти и газа и природных битумов остаются неопределенными. В разные годы нефтегазоносность связывалась с мощной карбонатно-терригенной формацией карбона, частично, верхнего

девона, которые расположены на глубинах до 1 км (возможно 1-2 км). Существенным фактором считается высокая битуминозность нижнекаменноугольной карбонатной толщи, а также проявления в ряде скважин асфальтоподобных битумов различной консистенции: твердых, полутвердых, вязких, воскоподобных типа гатчетитов [225].

Битуминозность нижнекаменноугольной карбонатной толщи можно наблюдать в глубоких карьерах, в которых известняки и вторичные доломиты имеют черную окраску за счет насыщенности битумами нафтоидной природы. Трещины, особенно в турнейских вторичных доломитах часто кольматированы керитами, реже антраксолитами. В 2004 году автором в Стыльском карьере было выявлено битуминозное вещество пластичной консистенции, которое заполняло карстовые полости, каверны и трещины в турнейском биогерме (рис. 4.46, 4.47, 4.48). Поэтому определенные перспективы нефтегазоносности юго-западной части СД могут быть связаны с морфологично выраженными органогенными постройками турнейского возраста, впервые установленные и описанные автором в работах [184,185]. Ранее в этой части СД были известны биогермы только серпуховского и визейского возрастов [244]. Подтверждением перспективности турнейских и визейских биогермов может быть нефтенасыщенность одновозрастных органогенных построек северного склона Ростовского свода на территории России, которые расположены на глубинах 400-1300 м [179].

В настоящее время на территории юго-западной части СД установлено только одно газовое Лаврентьевское месторождение с запасами газа $26 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ (по категориям A+B+C₁).



Рис. 4.46. Биогерм турнейского возраста пропитанный битумами пластичной консистенции. Стыльский карьер. Фото автором.



Рис. 4.47. Битуминозное пластичное вещество из крупных каверн турнейского биогермного тела. Стыльский карьер. Фото автора.



Рис. 4.48. Битуминозное вещество, сочащееся из турнейских биогермных известняков. Фото автора.

4.3.5. Доманикоидные толщи девона и карбона Донбасса изучались автором в действующих карьерах и обнажениях по р. Мокрая Волноваха юго-западной части региона. Большинство доманикоидных толщ приурочены к мощной карбонатно-терригенной формации нижнего карбона. Однако, **первый стратиграфический уровень** их формирования имеет девонский возраст и относится к порфиритовой свите ($D_3^{fm_3}$) (рис. 4.49,а). В изученных обнажениях девонские доманикоиды имеют мощность от 3 до 20 м. Они представлены в нижней части черными плитчатыми слабоглинистыми детритусовыми и шламово-детритусовыми известняками и доломитизированными известняками, а в верхней – черными микрозернистыми и комковатыми известняками с прослоями интенсивно пиритизированных кремнистых (до 10%) аргиллитов. В черных битуминозных известняках О.И. Берченко [39] определены многочисленные красные водоросли – соленопоры и парактетисы. Эти водоросли образуют желвачки, размером до 3 см в диаметре и их скопления. В этих же известняках депрессионных зон палеобасейна встречен богатый комплекс зеленых дазикладиевых водоростей принадлежащих к девяти родам, которые могли быть поставщиками сапропелевой составляющей ОВ. Другой органогенный детрит известняков представлен строматопороидеями, конодонтами, обломками криноидей, мшанок, остракод, брахиопод, реже – фораминиферами нормально-морского облика. Анализ фациальной приуроченности водорослей и других групп организмов позволяет предполагать, что в конце девона в юго-восточной части СД существовал относительно мелководный морской бассейн, в котором наряду с депрессионными зонами существовали участки отмелей, на которых селились харовые и красные водоросли, строматопороидеи и могли формироваться небольшие биогермные постройки. В известняках порфиритовой свиты имеются трещины и поры, заполненные окисленным битумом и пиритизированным глинистым веществом. Результаты спектрального анализа показывают повышенное содержание стронция и фосфора для известняков и ванадия, фосфора, стронция – для аргиллитов. Содержание $C_{орг}$ в аргиллитах – 0,84% , а в известняках – 0,16%; значения водородного индекса (HI) = 330 и 168 мг УВ /г $C_{орг}$, соответственно. ОВ относится к смешанному II-III типу, т.е. сапропелево-

гумусовому; оно термально зрелое (стадия ГЗН). По данным пиролитического анализа (на анализаторе Rock Eval) образцов их генетический потенциал невысокий ($S_1 + S_2 = 0,47$ кг УВ/т породы). Индекс продуктивности (PI) – 0,2; $T_{\max} = 425^\circ \text{C}$. Доманикоидные отложения девонского возраста обнажаются также в бассейне р. Кальмиус, в карьерах с. Новотроицкое, районе с. Раздольное, т.е. в зоне развития Южно-Волновахского разлома).

Второй стратиграфический уровень доманикоидных отложений связан с карбонатной формацией турнейского возраста, в которой выделены три стратиграфических субуровня, сопоставимых по возрасту с таковыми в ДДВ. Однако в СД их мощности небольшие, что свидетельствует о кратковременных погружениях и углублениях бассейна и отражает этапы активизации тектонических движений.

Первый субуровень расположен в середине карбонатной субформации $C_1^t_b$, т.е. на контакте базалиевской и каракубской свит ($C_1^{t_{b1}} / C_1^{t_{b2}}$). В Доломитовом карьере эти доманикоиды имеют мощность от 0,4 до 2 м и характеризуется тонкоритмичным строением, которое обусловлено переслаиванием аргиллитов и известняков (рис. 4.49,б). Аргиллиты – кремнистые гидрослюдистые с содержанием 2,33% $C_{\text{орг}}$. Известняки – микрозернистые, доломитизированные, содержат многочисленные органические остатки, в том числе первые *Eudoxina media* (Leb.) [237]. В Стыльском карьере, в зоне тектонического нарушения, эта толща представлена перемежаемой породой кремнисто-глинисто-доломитового состава с резким запахом битума. Аргиллиты содержат $C_{\text{орг}} = 1,70-1,99\%$; $HI = 330-160$ мг УВ / г $C_{\text{орг}}$. ОВ – смешанного II-III типа, термально перезрелое, так как $T_{\max} = 460-465^\circ \text{C}$ (стадия ГЗГ). $PI = 0,3$. В доманикоидах несколько повышены содержания титана и фосфора. Выше залегает горизонт серо-зеленых туфогенных аргиллитов мощностью от 0,1 до 0,4 м, который имеет только корреляционное значение.

Ярковыраженная доманикоидная толща *второго субуровня* турнейского возраста залегает в верхах волновахской свиты ($C_1^t_c$), на контакте с карповской ($C_1^t_d$). В Стыльском и Центральном карьерах она сложена переслаивающимися известковистыми аргиллитами и черными глинистыми известняками. Ее мощность в изученных обнажениях изменяется от 0,30 до 0,7 м. Известковистые аргиллиты имеют

слоистую текстуру за счет горизонтального расположения многочисленных зеленых водорослей. Глинистые породы представлены разбухающими смешаннослойными гидрослюдистыми минералами. В зернистых известняках органогенный детрит размером от 0,1 до 2,0 мм представлен створками остракод, члениками криноидей и их телами, водорослями и другими органическими остатками. Черные аргиллиты характеризуются повышенным содержанием марганца, стронция, фосфора. $C_{\text{орг}}$ достигает 5,1%. Генетический потенциал ОВ – невысокий ($S_1 + S_2 = 0,92$ кг УВ/т породы), индекс продуктивности (PI) = 0,2-0,4. ОВ – перезревшее ($T_{\text{max}} = 550^\circ \text{C}$) и по предварительным данным относится к III типу. Характеристика доманикоидной толщи этого стратиграфического уровня свидетельствует о высокой реализации ее генерационного потенциала. В Стыльском карьере доманикоидная толща в кровле волновахской свиты (C_1^t) по латерали замещается сначала депрессионными плитчатыми темноцветными битуминозными известняками, а далее пористыми органогенными доломитизированными известняками и доломитами пропитанными битумами.

Третий субуровень доманикоидных отложений в объеме докучаевской свиты (зона C_1^v Донбасса) в настоящее время согласно решению палеозойской комиссии НСК Украины относится к верхам турнейского яруса [238]. Доманикоидная толща имеет мощность около 6 м и хорошо прослеживается во всех карьерах юго-западной части СД. Доманикоиды докучаевской свиты представлены переслаиванием тонкорассланцованных известковисто-глинистых сланцев с 5-6 прослоями темно-серых доломитизированных глинистых известняков (рис. 4.49, в). В шлифах под микроскопом органогенно-детритовые известняки содержат фораминиферы, разнообразные водоросли, створки остракод, мшанки, одиночные и колониальные кораллы, которые перекристаллизованы кальцитом и интенсивно пиритизированы. В черных аргиллитах содержится до 15% кремнистых спикул губок. Диагенетический пирит в аргиллитах находится в виде монокристаллов и стяжений. Для известковисто-глинистых сланцев характерно присутствие крупных (6-8 см в длину) брахиопод – *Delepinea magna* (Rot.), *Levitusia humerosa* (Sow.) [52]. В Стыльском карьере в глинистых известняках этой толщи автором были найдены тонковетви-

стые колониальные и обломки крупных одиночных кораллов длиной 13-15 см с диаметром ствола 5 см, что свидетельствует о распространении в позднетурнейском бассейне участков с относительно нормальным водно-газовым режимом. Для всех литологических разностей этой доманикоидной толщи характерно отсутствие повышенных концентраций стронция, титана, циркона, однако, повышены содержания фосфора и марганца. В известняках содержание $C_{орг} - 1,58\%$, аргиллитах – $1,15\%$. Соответственно $HI = 200$ и 330 мг УВ /г $C_{орг}$. Генетический потенциал доманикоидов докучаевской свиты ниже, чем в турнейских и составляет $0,45$ кг УВ/т породы. $PI = 0,3$. ОВ – смешанного II-III типа, термально зрелое ($T_{max} = 422-445^{\circ}C$) стадии ГЗН [186].

Кроме охарактеризованных выше доманикоидных толщ регионального распространения на некоторых стратиграфических уровнях встречаются маломощные горизонты углеродистых сланцев локального характера. Так, например, в кровле скелеватской свиты (зона $C_1^V_d$) в Стыльском карьере автором была отмечена толща (60-70 см) серо-бурых битуминозных сланцев с тонкими карбонатными прослоями, которая была недоступна для детального исследования (рис. 4.49,г). По латерали эта толща переходила в органогенные известняки биогермных фаций. Очевидно, эти битуминозные сланцы сформировались в межбиогермной лагуне.

Третий стратиграфический уровень развития доманикоидных отложений в терригенно-карбонатной формации СД представлен образованиями стильской свиты, которая по стратиграфическому объему отвечает зоне $C_1^V_e$ и коррелирует с верхами бобриковского и нижней половиной тульского горизонтов Унифицированной схемы ВЕП [277]. В исследуемой части СД толща стильских доманикоидов имеет наибольшую мощность (~ 40 м) и площадь распространения (~ 120 км), простираясь от р. Кальмиус до г. Павлоград. В своем общем виде эта толща сложена ритмичным переслаиванием черных кремнистых аргиллитов и окремненных мергелей, радиоляриевых и спикуловых силицитов, реже глинистых известняков (рис. 4.49,д). В ДДВ возрастным аналогом стильских доманикоидов являются рудовские слои, которые рассматриваются автором как нефтегазоматеринские. В табл. 4.6 дана сравнительная геологическая характеристика последних с домани-

коидами стильской свиты.

Поскольку отложения стильской свиты являются уникальным геологическим объектом с точки зрения условий образования, ритмичного строения, состава пород, геохимической специализации и нефтематеринских свойств, автор уделила ее исследованию особое внимание.

Свое название стильская свита получила от с. Стыла, расположенном у р. Мокрая Волноваха, на левом берегу которой находится стратотипический разрез. Еще в 1892-1894 годах эта специфическая в палеонтологическом и литологическом отношениях толща была выделена Н.И. Лебедевым в качестве свиты C_1^3 , а затем в 1924 г. была переименована в стильскую зону C_1^{2a} . В монографии Д.Е. Айзенверга [6] эти отложения рассматриваются в качестве зоны C_1^V осадков верхней части еленовского комплекса. Он описывает породы этой зоны как чередование кремнистых мергелей с более глинистыми и более карбонатными прослоями. Типичные кремнистые мергели представляют собой черную плитчатую однородную и тонкоотмученную породу, обогащенную ОВ и обладающую резким битуминозным запахом. В черных плитчатых кремнистых мергелях присутствует многочисленная, но чрезвычайно однообразная фауна в виде отпечатков или раздавленных ядер брахиопод, а также спикул губок и радиолярий. Кремнистый характер углеродистых мергелей и сланцев зоны C_1^V , и обилие в них остатков спикул и радиолярий Д.А. Айзенберг связывал с поступлением кремнезема в воды бассейна в период вулканической деятельности.

Стратотипический разрез стильской свиты изучал В.И. Полетаев [237], который в соответствии с литологическими особенностями разделил ее на нижнюю и верхнюю подсвиты и несколько пачек. Среди особенностей нижней подсвиты, которая имеет мощность около 12 м присутствуют диагенетически сформированные караваеобразные стяжения светлых микрозернистых неслоистых известняков, залегающих среди тонкослоистых глинисто-кремнисто-известковистых сланцев. Последние ритмично чередуются с многочисленными прослоями ярко-желтых метабентонитовых глин. В верхней подсвите, в ее нижней пачке мощностью около 14 м, отмечено переслаивание тонких пластов криноидных окремнелых из-

вестняков и известково-глинистых сланцев с редкими линзами алевролитов. В верхней пачке, мощностью 10-12 м, плитчатые кремнистые мергели, кремнисто-глинистые сланцы и метабентонитовые глины несут в себе следы древнего выветривания; они интенсивно выщелочены до облика легких трепеловидных пород или глинистого состояния.

В стратотипическом разрезе и на большей территории юго-западной части СД отложения стыльской свиты залегают со стратиграфическим перерывом на массивных карбонатных породах верхней части скелеватской свиты (зона $C_1^V_d$). Этот перерыв доказан В.И. Полетаевым по палеонтологическим данным, а автором этой работы подтвержден литологическими данными. На стыльской свите со стратиграфическим несогласием, а за пределами СД – с перерывом залегают отложения донецкой свиты (зона $C_1^V_f$).

В аспекте доманикоидной (депрессивной) седиментации и нефтематеринских свойств породы стыльской свиты изучаются автором сравнительно недавно. Раскрытие в действующих карьерах новых участков развития стыльской свиты позволило уточнить особенности ее строения и условия формирования. Образцы углеродистых пород свиты были подвергнуты рентгеноструктурному, спектральному и химико-битуминологическому анализам. Кроме того, изучались их минеральный состав и палеонтологическая характеристика (ИГН НАН Украины, ЧО УкрНИГРИ, ВНИГНИ (г. Москва)). Новым стало уточнение последовательности залегания пород базальной толщи в подошве стыльской свиты на контакте с нижезалегающими известняками скелеватской свиты (зона $C_1^V_d$), что ранее не было описано, а также обнаружение гематит-сидеритовых образований (корки, желваки, крупные конкреции) и марганцевое оруденение в ее основании [192].

Характерной составляющей разреза стыльской свиты являются ярко-желтые бентонитоподобные глины, первый пласт которых мощностью 0,2–0,3 м выявлен нами на 2 м ниже кровли скелеватской свиты, что ранее не было известно. По данным рентгеноструктурного анализа, в бентонитоподобных глинах определены: диоктаэдрическая гидрослюда ($2M_1$) и смешаннослойные образования (~40%), сепиолит, обломки вулканического стекла, выветрелых полевых шпатов, зерна ор-

токлаза и другие продукты гальмиролитического разложения туфогенного материала, а также кварц и циркон. Известно, что пепловые или бентонитовые прослои являются хорошими стратиграфическими реперами и могут широко использоваться для региональной корреляции, а в некоторых случаях – для межрегиональной. Они отражают весьма кратковременное в геологическом масштабе событие и служат проявлением “эпизодической” седиментации. Не размытость пепловых прослоев свидетельствует в пользу относительно глубоководного их накопления в малоподвижной или застойной водной среде.

Стыльская свита, сложенная углеродистыми битуминозными породами рассматривается автором, как имеющая нефтегазоматеринские свойства. В черных кремнистых мергелях и спикуловых, радиоляриевых силицитах содержится от 1,9 до 5,8% $C_{орг.}$. HI достигает 70 мг УВ /г $C_{орг.}$; генетический потенциал породы – 2,65 кг УВ/т породы; PI – 0,2-0,34; кероген – сапропелевый, II-го типа; $T_{max} = 470-528^{\circ}C$ (ГЗН). Во всех образцах присутствует тонкорассеянный диагенетический пирит, что свидетельствует об образовании пород в восстановительной геохимической среде – благоприятной для формирования нефтегазоматеринских пород. По данным витринитовой термометрии, степень катагенетического преобразования кремнистых мергелей и сланцев стыльской свиты соответствует стадии AK_1 , что позволяет считать их преимущественно газопроизводящими. Небольшой остаточный генерационный потенциал этих пород (2,65 кг УВ/т) свидетельствует о том, что они, в основном, отдали свой углеводородный потенциал. По самым скромным подсчетам доманикоиды стыльской свиты, развитые на площади более 240 км², могли произвести (с учетом модуля сохранения эмигрировавших углеводородов [254]) приблизительно $5,7-6,5 \cdot 10^6$ т жидких углеводородов и $3,9 \cdot 10^9$ м³ газа [154].

Складкообразование и режим воздымания территории Донбасса на рубеже палеозоя и мезозоя (пфальцская тектоническая фаза), активное влияние гидротермальных постмагматических процессов на породы, обогащенные сапропелевым ОВ и породы-коллекторы нефти и газа не способствовали сохранению крупных месторождений или скоплений УВ.

Табл. 4.7.

Обобщенные результаты битуминологических исследований методом пиролиза доманикоидных пород юго-западной части Донбасса (составила С.А. Мачулина).

Возраст доманикоидной толщи	Содержание $C_{орг.}$, %	Водородный индекс (HI), мг УВ/г $C_{орг}$	Генетический потенциал ОВ, кг УВ/т	Индекс продуктивности (PI)	$T_{max}, ^\circ C$ *
Девонский (порфиритовская свита, D_3^{pf})	0,16 – 0,84	33 – 168	0,4 – 4,7	0,4	425
Турнейский (каракубская свита, C_1^{tb})	1,99 – 2,33	12 – 16	0,43 – 0,46	0,2 – 0,3	460 – 465
Турнейский (волновахская свита, C_1^{tc})	1,7 – 5,05	33 – 16	0,92 – 0,96	0,2 – 0,4	550
Турнейский, (докучаевская свита, зона C_1^{Va})	1,15 – 1,58	20 – 33	0,44 – 0,54	0,3	422 – 445
Средневизейский (стыльская свита, зона C_1^{Ve})	1,9 – 5,8	18 – 60,9	0,4 – 2,65	0,2-0,4	470 – 530

* $T_{max}, ^\circ C$ – максимальный выход жидких УВ.

Кроме обогащенности углеродом, стыльская свита содержит редкометалльные и другие элементами, характерные для многих доманикоидных (черносланцевых) формаций докембрия и фанерозоя (табл. 4.8., 4.9.).

Выводы.

1. Обогащенные ОВ породы в юго-западной части СД отлагались периодически, формируя ритмично построенные доманикоидные толщи. В разрезе подугольной терригенно-карбонатно-углеродистой формации Донбасса (Юго-Донецкий промышленный район) выделено пять доманикоидных толщ, которые имеют девонский ($D_3^{fm_3}$), турнейский и средневизейский (C_1^{Ve}) возраст. Турнейские доманикоиды отмечены на трех стратиграфических уровнях (C_1^{tb1}/C_1^{tb2} , C_1^{tc}/C_1^{td} , C_1^{Va}); они имеют небольшую толщину (от 0,1-0,3 до 2 м) и представлены кремнистыми и гидрослюдистые аргиллитами с содержанием 1,15-5,05% $C_{орг}$.

2. Исследование доманикоидных пород методом пиролиза (20 образцов) показало, что содержание $C_{орг}$ в них характеризуется как хорошее (1-2%) и очень хорошее (2-4%), и только в нескольких образцах низкое (до 1%) (см. табл. 4.7.).

Табл. 4. 8.

Содержаний элементов в различных литотипах пород стильской свиты

Порода	Ca	Si	Fe	Al	Mn	Co	V	Mo	P	Cu	Ni	Zn	Zr
Бентонитоподобные глины	0,2-3%	15-20%	5-7%	5-10%	0,02%	0,5	10-15	10	70	3-5	7	20	7-20
Кремнистый мергель	25-30%	40%	5%	1%	0,01%	0,5	1,5	< 0,1	70	5	1	< 10	< 3
Известковистый кремнистый сланец	2%	30%	7%	10-15%	0,015%	0,5	10	3	100	3	3	< 10	20
Кремнисто-глинистый мергель	30%	0,3%	1%	0,05%	0,007%	0,5	0,1	< 0,1	70	1	0,1	< 10	< 3
Образец из марганцевого прося	1,5%	3-5%	10%	1%	5-6%	200	150	30	150	20	70	200	100

Примечание. Содержания приведены в $n \cdot 10^{-3} \%$, кроме тех элементов, против которых стоит знак % (исследования по просьбе автора выполнены в спектральной лаборатории ЧО УкрГГРИ, 2003 г.).

Табл. 4.9.

Концентрации элементов в кремнистых породах стильской свиты с серебром.

Порода	Ag	V	Mo	Ni	P
Кремнистый мергель (Центральный карьер)	15	30	0,02%	50	700
Фтанит (Западно-Новотроицкий карьер)	5	200	2-3%	150	100
Кремнистый мергель (стратотипический разрез на р. Мокрая Волноваха)	3	30	0,2%	3	70

Примечание: Ag – $n \cdot 10^{-6} \%$; Mo – %; остальные элементы – $n \cdot 10^{-3} \%$.

Среди изученных доманикоидных толщ наибольшим генетическим потенциалом обладает ОВ доманикоидов порфиристовской свиты девона и стильской свиты средневизейского возраста.

3. Геохимические данные всех доманикоидных толщ, позволяют считать их нефтегазопроизводившими, что позволяет связывать с юго-западной частью СД определенные перспективы в отношении поисков УВ в ловушках и залежах природных битумов. Прямыми признаками этого могут быть установленные в обнажениях и по керну следы миграции УВ, скопления и примазки битума в кавернозных известняках, широкое развитие в разрезе карбонатных коллекторов порового, карстового и трещинного типов, наличие экранирующих глинистых толщ.

4. Впервые для этой части СД установлена фациальная сопряженность турнейских доманикоидных толщ с одновозрастными мелководно-шельфовыми доломитизированными известняками, среди которых получили развитие биогермные постройки – ловушки УВ.

5. В доманикоидных породах всех рассмотренных стратиграфических уровней содержание бария ниже кларкового ($<10-15 \cdot 10^{-3}$), а натрия незначительны ($<0,7-0,5\%$). Это свидетельствует о нормальной солености палеоморей. Обильная пиритизация пород доманикоидных толщ указывают на развитие в бассейнах седиментации резко восстановительных и восстановительных геохимических условий. Повышенные концентрации Mn (индикатора бескислородных обстановок) в водах стильского моря способствовали более интенсивному осаждению ОВ, о чем свидетельствуют более высокие значения $C_{орг}$ по отношению к другим доманикоидным толщам южной окраины СД. Турнейские и средневизейские доманикоиды характеризуются надкларковым содержанием элементов: U, Th, Sr, V, Mo, Cu, Ti, Mn, Ni, Zn, Cr, Pb, Ag, Se и др. Однако наибольшие концентрации этих элементов содержатся в черных кремнистых аргиллитах и мергелях стильской доманикоидной толщи (табл. 4.8, 4.9). Повышенные концентрации урана, тория, стронция, ванадия, свинца и продуктов подводного вулканизма в водах палеоморей этих эпох не способствовали благоприятному развитию тех микроорганизмов, которые являлись главными поставщиками сапропелевого ОВ.

6. В основании стыльской свиты в нескольких карьерах установлены базальная толща и протяженный марганцевый пласт, который фиксирует в разрезе начало нового цикла седиментации.

7. Впервые определена площадь распространения визейской (стыльской) доманикоидной толщи Донбасса, что позволило вместе с другими параметрами (объемом, содержанием $C_{\text{орг}}$ и др.) выполнить оценку ее нефтегазогенерирующего потенциала. Согласно расчета стыльское доманикоиды могли произвести $\sim 57-65 \cdot 10^6$ т УВ. При коэффициенте миграции 10% в ловушки могло поступить $5,7-6,5 \cdot 10^6$ т УВ.

4.3.6. Наложенные процессы в углеродистой терригенно-карбонатной формации юго-западной части Донбасса.

Современные исследования осадочных образований литосферы свидетельствуют о том, что вулканическая деятельность, включая подводный и грязевой вулканизм, поствулканические процессы и потоки глубинного вещества в виде “газового дыхания” оказывают большое влияние на осадко-, минерало- и рудообразование. В настоящее время эти процессы в геологической литературе рассматриваются как наложенные. Среди них наиболее широко развиты гидротермальные, несущие жидкостно-газовые флюиды, тепловую энергию и широкий набор рудных и биологически активных элементов. Гидротермальные процессы свойственны разнообразным геологическим обстановкам. Особенно характерны они для тектонически активных участков земной коры. Ярким примером могут быть обширные поля с горячими гидротермальными источниками (черные курильщики) в рифтовых зонах океанического дна, которые несут флюиды насыщенные газами и сульфидами металлов и формируют в виде холмов сотни тысяч тонн колчеданно-полиметаллических руд и разносят рудное вещество по океаническому дну на большие расстояния. Так появляются обширные поля (десятки км²) железомарганцевых корок и пластовых скоплений фосфоритов, а также выделений метана из газогидратных залежей на дне мирового океана [147]. При этом концентрации рудного вещества во многом способствует органическое вещество (ОВ) осадков, которое (по К. Краускопфу [148]) может адсорбировать металлы из циркулирующих гидротермальных растворов. Особенно велика роль концентрации рудогенных элементов (например, V, Mo, Zn, Au и др.) живыми организмами в аквагенных черносланцевых породах с планктонным типом ОВ. Считается, например, что планктон лучше всего связывает Hg, Cu, Ag, Zn [176]. В складчатых зонах, где углеродистые осадочно-метаморфические толщи ассоциируют с вулканитами основного состава, концентрацию в них металлов исследователи объясняют вулканическими процессами. Большую сложность представляет расшифровка влияния магмо-гидротермальных процессов на углеродистые осадочно-метаморфические толщи в областях широкого проявления палеовулканизма и разломной тектоники.

Интересным полигоном для подобных исследований является юго-западная часть СД зоны глубинного Волновахского разлома, где углеродисто-терригенно-карбонатная формация содержит доманикоидные толщи девонского и каменноугольного возраста.

Цель данной главы – показать результаты исследования автора о характере проявлений наложенных магмо-гидротермальных процессов в зоне глубинного Волновахского разлома юго-западной части СД. Здесь структуры имеют длительную историю геологического развития (архей–современный этап) и отличаются повышенной эндогенной и геодинамической активностью, высокой проницаемостью гидротермальных растворов и рудонасыщенностью. В пределах юго-западной части СД глубинные разломы контролируют месторождения флюорита (Волновахское, Бахтынское), ртути (Никитовское и др.), золота, серебра, полиметаллов (Бобриковское, Острый Бугор, Журавское и др.). В докембрийских гранитах еланчикского комплекса выявлена зона развития мариуполитов – редких жильных образований, которые содержат промышленные скопления тантала – до 0,01% и ниобия – 0,2-0,14%. В верхнепалеозойском осадочно-эффузивном комплексе открыты месторождения титаномагнетита, флюорита, нефелиновых и сурьмяных руд, известны рудопроявления полиметаллов, золота, редкоземельных элементов, пластовых фосфоритов и др. Многие месторождения полезных ископаемых, выявленные в углеродистых терригенно-карбонатных отложениях верхнего девона и нижнего карбона имеют гидротермальный генезис. Следует отметить приуроченность таких месторождений к узлам пересечения разломов и оперяющих трещин. Например, в зоне пересечения Волновахской и Грузско-Еланчикской разломных зон образовалась Покрово-Киреевская грабенообразная структура, где открыто месторождение флюоритовых руд. Это рудопроявление сопровождается гидротермальной минерализацией флюорит-кварцевой ассоциации, формировавшейся при температурах 280-220⁰С с образованием углеродистых осерненных оксидов. А.В. Диденко [104] предполагает, что образование последних произошло в результате экстрагирования битумоидов из доломитизированных известняков и черных аргиллитов, обогащенных ОВ.

В исследуемом районе в карбонатных отложениях нижнего карбона локализованы ртутные рудопоявления. Эти проявления отчетливо контролируются субширотным Волновахским разломом. В обнажении левого берега р. Мокрая Волноваха вблизи крупного разлома с дайкой ортофира было выявлено жильное медно-серное оруденение, которое приурочено к контакту известняка с палеобазальтом [314]. В халькопиритовой руде с гидротермальным кварцем и пиритом кроме основных минералообразующих элементов (медь, железо), были определены марганец, титан, никель, ванадий, хром, золото, олово. По данным С.В. Нечаева [221], халькопирит образовался в высокотемпературную фазу рудообразования, а пирит – в низкотемпературную. Среди известняков и доломитов нижнего карбона Б.С. Пановым [229] было обнаружено полиметаллическое рудопоявление в вертикальной кальцитовый жиле мощностью 2 м (карьер Южного рудника). Рудными минералами жилы являются сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. В сфалерите и галените спектральным анализом было выявлено наличие серебра, меди, кадмия, стронция, сурьмы.

Таким образом, в разные годы исследователями была определена геохимическая специализация Южно-Волновахской зоны разлома, где главными химическими элементами являются Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ag, Ba, Mn, Fe, Mo. Гипогенные рудопоявления были установлены по таким элементам: Pb, Zn, Cu, Co, Fe, Mo [221]. На схематической карте (рис. 4.44) показаны элементы, которые установлены С.В. Нечаевым – синим цветом и автором – желтым и зеленым.

Результаты исследований автора. В глубоких (> 100 м) карьерах зоны Волновахского разлома автором выявлены следующие проявления рудо- и минералообразования, а также битумопоявления в области развития углеродисто-терригенно-карбонатной формации нижнего карбона.

1. В Стыльском карьере, где развиты девонские штоки и андезит-трахиандезитовые дайки пермь-триасового возраста в последних были обнаружены ксеногенные альмандин-пиропы и ксенокристаллы хромшпинелидов (рис. 4.50,а). До этого, в подобных дайках были выявлены высокомагнезиальные хромсодержащие клинопироксены диопсидового состава, которые являются ксе-

нокристаллами в эффузивных породах [151]. Исследования, проведенные в ИГМР НАН Украине показали, что выявленные ксеногенные минералы представляют собой продукты дезинтеграции верхнемантийных ультрабазитов для хромшпинелидов и метаморфических пород гранулитовой фации для альмандин-пиропов [188]. Следует заметить, что трахиандезитовая дайка, в которой были обнаружены описанные ксеногенные минералы прорвала турнейские и визейские углеродистые терригенно-карбонатные породы (рис. 4.50,е), где последние претерпели значительные изменения, выраженные в хлоритизации, окварцевании, кальцитизации, аутигенной пиритизации.

2. Следующим примером наложенных постмагматических процессов являются мощные жилы (до 5 м в ширину и более) массивного кальцита белого, медово-желтого, коричневого и черного цветов, которые автор наблюдала после проведения взрывных работах в Восточно-Доломитовом и Центральном карьерах (рис. 4.45,б). Как показали исследования, черный цвет кальцита обусловлен битуминозными включениями. По всей видимости, битум кальцитовых жил является продуктом изменения нефти, которая двигалась по трещинам. Поэтому жилы кальцитовых флюидизитов могут служить дополнительным поисковым признаком обнаружения участков проницаемости пород.

3. В исследуемой углеродисто-терригенно-карбонатной формации широко развит пирит. В рассеянной форме он постоянно присутствует в черных доманикоидных сланцеватых толщах. Благодаря своим типоморфным признакам пирит также является носителем информации об процессах и физико-химических условиях породо- и рудообразования. Наиболее разнообразные по морфологии пириты развиты в Стыльском карьере. В карбонатных породах аутигенный пирит присутствует в виде вкраплений разного размера и заполняет тектонические трещины. Нередко кристаллы пирита размером от 0,1 до 0,5 см, срastaются друг с другом, образуя почковидные и бугристые агрегаты неправильной формы, а также прожилковые выделения и гнездообразные скопления. Тектонические трещины, по которым циркулировали гидротермальные флюиды, достигают ширины 15 см.

Они частично или полностью заполнены пиритной рудой, представленной мелко-



Рис. 4.45. Проявление магматогенных гидротермальных процессов: а – ксеногенные альмандин-пиропы и ксенокристаллы хромшпинелидов, б – белый кальцит, пропитанный битумом, в – натечные формы пирита, г, д – пирит-марказитовые трубы черных курильщилов, е – дайка (белое), прорывающая черные доманикоидные породы турнейского возраста, ж – на породе. Фото автора.

зернистыми агрегатами, с наростами многогранников пиритов, завершающих развитие рудного процесса. Сквозь пористые агрегаты пирита в разных направлениях прорастают молочно-белые и прозрачные кристаллы кварца. Данные термобарических исследований кристаллов кварца [187] позволили сделать вывод о том, что они росли в концентрированных водно-солевых растворах при минимальной температуре 130-120⁰С. Таким образом, парагенезис пирита и кварца свидетельствует про определенную этапность поступления гидротермальных растворов в трещины, что обусловило сульфидную, а потом кварцевую минерализацию.

Кроме описанных выше проявлений пирита в карьерах юго-западной части СД были выявлены крупные сростки этого минерала сталактитоподобного и трубообразного облика с полыми каналами. Два трубообразных сростка на подобии черных курильщиков имели длину 30 и 65 см, диаметр – 20 и 60 см. Они имеют хорошо выраженное жерло (рис. 4.45, в, г, д). Пириты такого морфологического типа в Стыльском карьере приурочены к тектоническим пустотам наклонных блоков черных доломитизированных известняков границы верхнего девона (порфирововская свита) и нижнего турне (базалиевская свита). При минераграфических исследованиях выявлена определенная зональность пиритовых образований. В центральных частях они представлены микрозернистыми агрегатами, содержащими массу мелких полостей и пустот, которые по периферии оконтурены удлиненными копьевидными кристаллами марказита размером до 0,4 мм (в среднем 0,1-0,2 мм). Характерной чертой описанных пиритов является наличие в них в качестве элемента-примеси серебра (0,052-0,079%). В сталактитоподобных пиритах примесь никеля не обнаружена. Поэтому установленное соотношение Ni/Co = 4 может свидетельствовать в пользу их гидротермального происхождения. Изотопный анализ серы ($\delta^{34}\text{S}$) данных пиритов показал следующие значения: +9,2‰ – для очень тонких (0,05-0,2 см) «молодых» стержней; -6,7‰ – для «зрелых» стержней диаметром 0,4-1,0 см; -4,4‰ – для натёчных пиритовых образований в тектонической трещине; +5,2‰ – для пиритов кубического габитуса, сформировавшихся по жильному кальциту. Несмотря на некоторый разброс значений изотопов серы, они близки к области $\delta^{34}\text{S}$ серы метеоритного стандарта – $\pm 4\text{‰}$, что

также свидетельствует о гидротермальном генезисе пиритовых образований. Некоторое обогащение сталактитоподобных пиритов тяжелым изотопом обусловлено, вероятно, участием в минералообразовании сульфатных растворов. Детально особенности пиритов палеогидротермальной зоны стильского горста описаны в работе [346]. На рис. 4.46 представлена реконструкция строения палеогидротермальной постройки типа черного курильщика, восстановленная по материалам исследований.

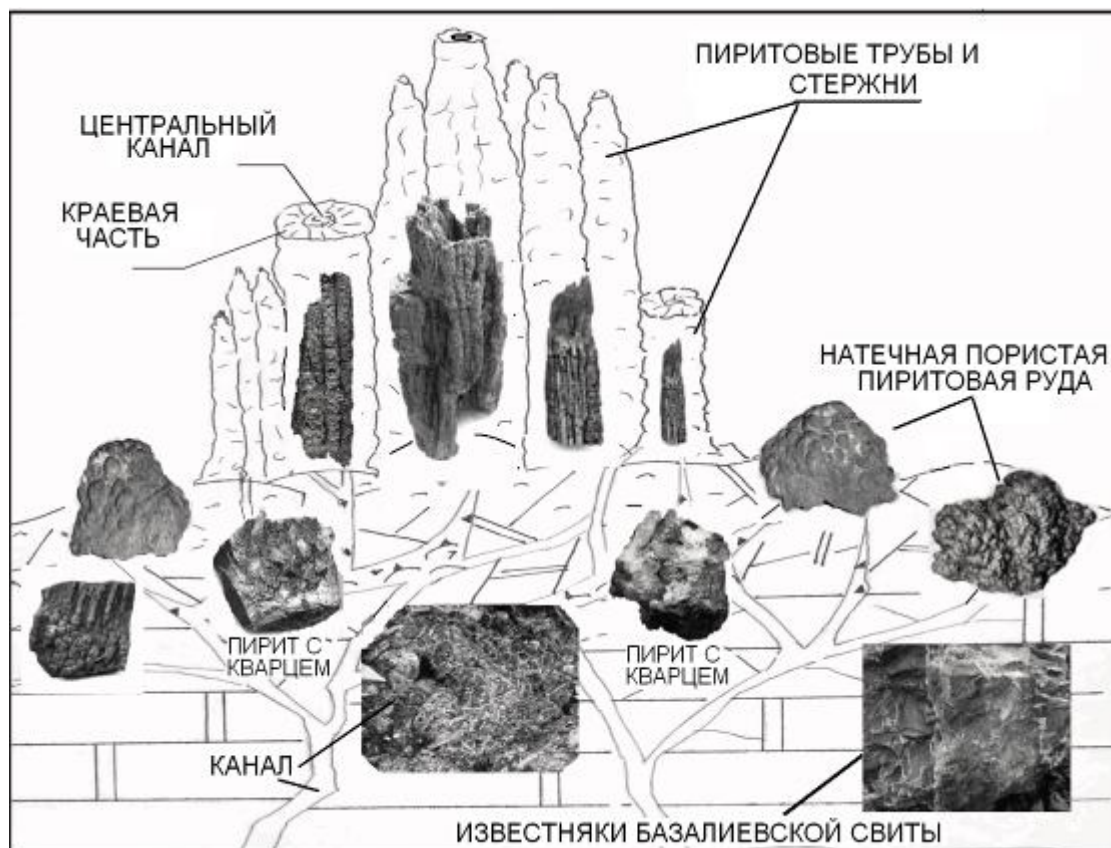


Рис. 4.46. Реконструкция строения гидротермальной постройки типа черного курильщика по материалам личных находок (составила С.А. Мачулина).

Таким образом, в исследуемой зоне Волновахского глубинного разлома установлены морфологически разнообразные пириты: сталактито- и сталагмитоподобные, в виде корок, натеchnые капле- и почковидные агрегаты, а также на подобии черных курильщиков. Это позволяет говорить о развитии здесь гидротермального поля, которое формировалось в зоне восходящего относительно высокотемпературного флюидного потока в условиях Стыльского горста. По данным Е.К. Лазаренко и др. [157], температура минералообразования для пиритов зоны сочленения СД с Приазовским кристаллическим массивом составляет 330-260⁰С.

4. Интересной находкой автора в исследуемой зоне является крупное проявление антраксолита в Восточно-Доломитовом карьере, выявленное автором совместно с геологом Центрального карьера среди терригенно-карбонатных пород границы девон–карбон. До этого, в Донбассе антраксолит был найден в парагенезисе с кинноварью, баритом и кварцем в районе Нагольного кряжа [104]. Однако, из-за крохотного размера этот антраксолит остался недоисследованным.

Антраксолиты являются продуктами высшей карбонизации битумов. Это твердые аморфные углеродистые вещества с элементами кристаллической структуры [276, 191]. По этому признаку антраксолиты относят к минералоидам. В мировой геологической практике большинство этих редких минералоидов найдены в районах развития нефтематеринских пород и битумов нафтоидного ряда разного генезиса (керитов, асфальтов и др.). По мнению многих исследователей, исходным веществом антраксолитов мог быть гумусовый и/или сапропелевый материал, а также природные битумы, преобразованные под действием термально-метаморфических, гидротермальных и миграционных процессов, в результате которых мобилизовалось ОВ вмещающих пород или привнесенное извне. Также, антраксолиты интересны как источники редких, рассеянных и редкоземельных элементов.

Крупное проявление антраксолита в Восточно-Доломитовом карьере имело линзовидную форму и было выражено присыпками сажистого вещества с черными блестящими кусочками угловатой формы, размером до 1 см, а также крупными (1,5-2 см) каплевидными образованиями на темно-серых доломитах. Антраксолит развился в пористых турнейских доломитах в парагенезисе с флюоритом и в жилах кальцита (рис. 4.45,ж). Пространственно проявление антраксолита связано с породами трахиандезитовой дайки, которая обнажается недалеко. Дайка внедрилась между пластами черносланцевых пород. Последнее позволяет предположить, что под действием высокой температуры магмы во вмещающих породах был образован мобильный флюид, насыщенный органическими компонентами. Он мигрировал от источника высокой температуры и “разгружался” в зонах трещиноватости, образуя кальцитовые жилы с антраксолитом. Такая модель харак-

терна для образования высших антраксолитов Шунгского месторождения Карелии, где широко развиты магматические тела, переслаивающиеся с породами, обогащенными ОВ. Детально находка антраксолитов исследовалась в ИГРМ НАН Украины и результаты описаны в статье автора с соавторами [189].

В 35-40 м от основного проявления антраксолита в пористом доломите была вскрыта крупная линза флюорита (мощность 30-40 см, длина около 2 м) разных оттенков лилового цвета, которая по простирацию заместила прожилками полупрозрачного желтоватого кальцита. В значительном количестве наблюдаются черные флюориты, цвет которых обусловлен ксеногенными включениями углеродистых веществ (рис. 4.50,з). Ранее, черные разности флюорита были известны на Покрово-Киреевском месторождении (0,18% $C_{орг}$) и в Северном карьере Комсомольского рудоуправления. По данным Т.В. Дроздовой и др. [109] $C_{орг}$ в флюорите мог появиться при воздействии гидротерм на битуминозные черные известняки, о чем свидетельствуют потери ОВ известняками при их замещении флюоритом. Из работы [104] температура гомогенизации флюоритов зоны Южно-Волновахского разлома определена в интервале 140-170⁰С, что характеризует низкотемпературные условия минералообразования. Флюориты Покрово-Киреевского месторождения (восточнее зоны исследований) формировались при более разнообразных температурных условиях: темно-фиолетовые с газо-жидкими включениями при температурах 220-280⁰С, а бледно-фиолетовые и бесцветные разности – при 190-140 и 140-90⁰С, соответственно.

5. Наиболее низкотемпературное гидротермальное внедрение в исследуемой зоне отмечено автором в виде ранее не описанной находки аутигенного гипса в субвертикальных и межпластовых трещинах углеродистой терригенно-карбонатной формации. Гипсовые прожилки широко развиты в визейских отложениях Центрального карьера и породах турнейского возраста Восточно-Доломитового карьера. Результаты проведенных исследований позволяют говорить о вторичном залегании линз гипса в трещиноватых и нарушенных тектоникой породах, которое явилось результатом наложенного низкотемпературного (~30⁰С) гидротермального процесса, о чем свидетельствует установленный в них комплекс аутигенных ми-

нералов. Вероятно, жильный гипс в обогащенных органикой породах образовался в следствии реакции сульфатных растворов, образующихся при окислении сульфидов с карбонатными породами. Черные битуминозные гипсы жильной природы могут рассматриваться как дополнительный поисковый признак выявления участков гидротермальной активности.

Выводы. Исходя из стратиграфической приуроченности исследованных рудопроявлений, наиболее перспективными в отношении рудоносности (колчеданных руд) являются битуминозные карбонатные отложения нижней части турнейского яруса на границе с доманикоидной толщей девона, где были выявлены крупные проявления пиритовой руды и сульфидные трубы черных курильщиков, а также известняки скелеватской свиты, в верхах которой на границе со стыльской доманикоидной толщей был выявлен протяженный пласт марганцевой руды и крупные гематит-сидеритовые конкреции, корки и рыхлая сидеритовая масса. Наличие битумопроявлений в углеродистой терригенно-карбонатной формации, а также углеродистых веществ и метана как включений в жильных кальцитах и кварце позволяют связывать с зоной Волновахского разлома определенные перспективы в отношении открытия здесь промышленных скоплений углеводородов и природных битумов на небольших глубинах.

Таким образом, в зоне Волновахского глубинного разлома наложенные процессы от высокотемпературных магматогенных до постмагматических гидротермальных низкотемпературных обусловили разнообразную вторичную минерализацию и жильное битумообразование в углеродистых осадочно-метаморфических породах. Находки альмандин-пиропов и ксенокристаллов хромшпинелидов свидетельствуют о глубинном зарождении вмещающих магм и наличии мантийных разломов, которые послужили путями миграции постмагматических гидротермальных растворов.

Раздел 5

Факторы, контролирующие формирование и распространение высокоуглеродистых отложений.

В настоящее время среди главных факторов, контролирующих образование осадков, обогащенных ОВ выделяют следующие: 1) величина первичной биопродукции, 2) степень фоссилизации органических остатков ($C_{\text{орг}}$), 3) скорость минеральной седиментации. Эти факторы сопряжены с рядом других. Например, биопродуктивность аквагенного бассейна зависит от факторов: стратификации и солености вод, температуры, освещенности, минерального и органического питания, CO_2 и др. Фактор степени фоссилизации зависит от скорости захоронения ОВ, степени диагенеза, газового режима седиментации (содержание O_2 , H_2S). Фактор скорости осадконакопления зависит от характера тектонических процессов, климата, фациальных условий и др. Считается, что высокоуглеродистые отложения могли образовываться только при оптимальном сочетании трех главных вышеназванных факторов.

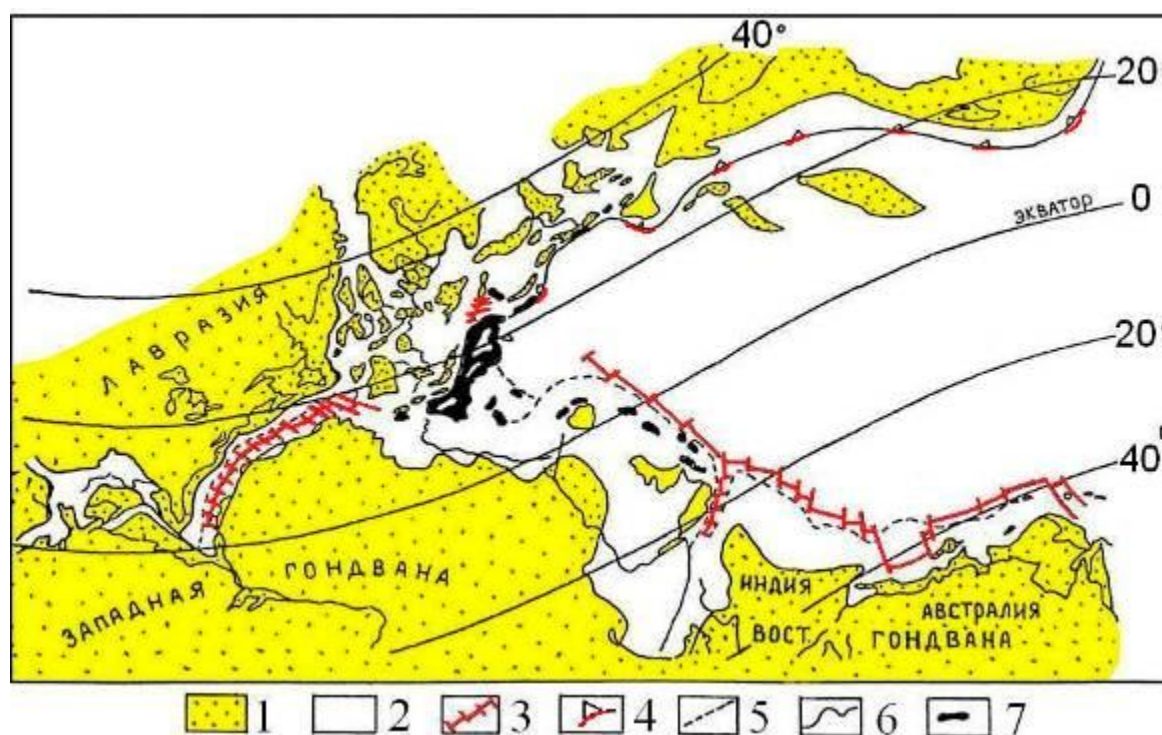
Не останавливаясь в данной главе на рассмотрении вышеперечисленных факторов, которые охарактеризованы в ряде известных работ [356, 158 и др.] и не отрицая их главенствующей роли в образовании отложений, обогащенных ОВ, автор излагает свое видение роли ряда глобальных факторов (тектонического, вулканического, структурного, эволюции органического мира, климатического) на планетарные закономерности формирования и распространения углеродистых доманикоидных отложений.

Тектонический фактор. Эволюция тектонического фактора во времени сказывается на мощности, вещественном составе и пространственном размещении УФ, которые связаны с конкретной стадией развития и геодинамикой определенного сегмента литосферы. Исследования по тектонике планеты позволили выделить 4 ранга тектонических процессов, создававших предпосылки и влиявших на накопление и пространственно-временное распространение углеродистых отложений.

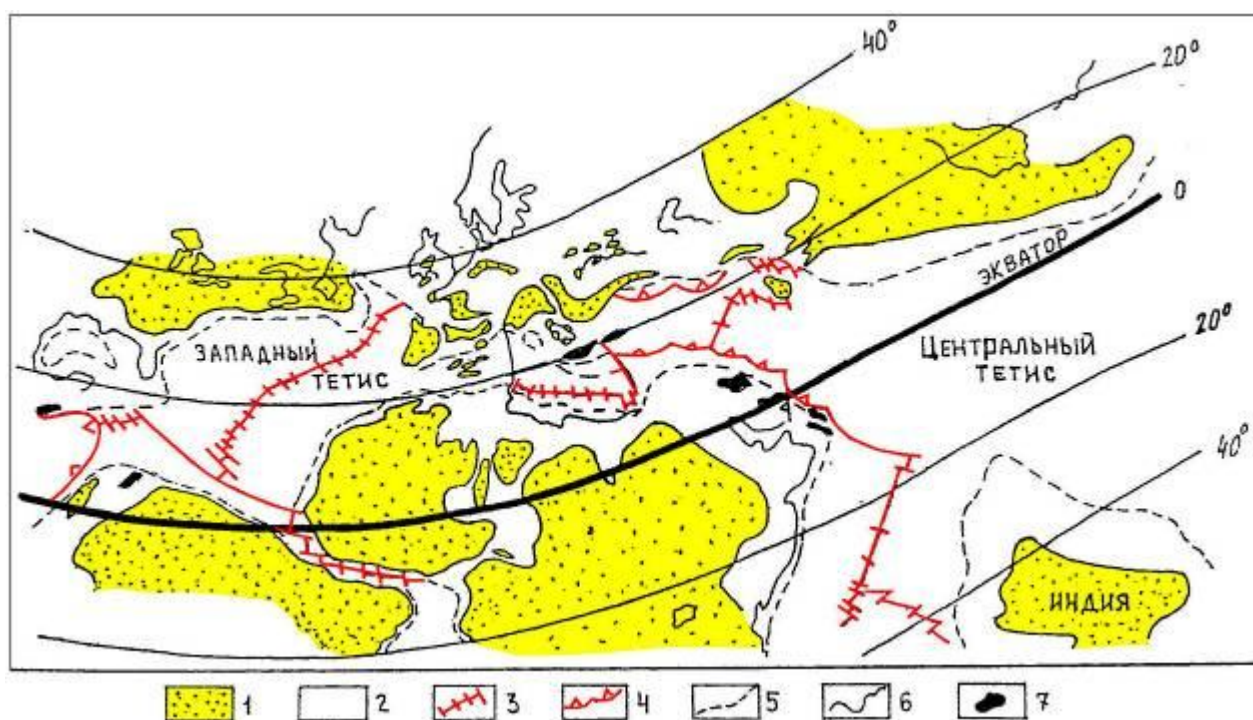
Тектонические процессы **1-го ранга** (планетарного) контролировали раскры

тие и закрытие океанов, планетарный рифтогенез и вулканизм на континентах и их окраинах. Их влияние на распространение доманикоидных (черносланцевых) отложений с течением геологического времени, выражалось в постепенном смещении доманикоидной седиментации с докембрийских платформ – в окраинно-платформенные зоны, подвижные пояса и раскрывающиеся молодые океанические бассейны мезозой-кайнозоя. Так, последовательное раскрытие мезозойского Тетиса сопровождалось все более широким распространением тоарских, кимериджских, келловейских и сеноман-туронских ЧС, а также радиоляриевых илов, богатых РОВ (рис. 5.1. и 2.15 в подразделе 2.4). Их накопление контролировалось глубинными разломами в зонах спрединга и тройного сочленения рифтовых систем. Таковым, например, является Западно-Африканский регион, где разрабатываются 220 крупных месторождений нефти и газа. Зона тройного сочленения рифтов образовалась здесь в период распада Гондваны во второй половине позднего мезозоя. Нефтегазоносный Днепровско-Донецкий рифтоген, где широко развиты девонские и нижнекаменноугольные доманикоидные отложения, обогащенные РОВ также является элементом прежнего трех лучевого сочленения рифтов. Положение пятен максимальной продуктивности придонных вод западного побережья Южной Африки контролируются тектоническими факторами. Самый продуктивный здесь залив Уолфиш-Бей расположен над разломной зоной, идущей из Атлантического океана на Африканский континент. Разломы являются зонами подводной флюидной разгрузки, по которым на дно океана и в толщу океанской воды поступает огромное количество химических соединений, в том числе биофильных – азота и фосфора; микроэлементов – железа, марганца, меди, цинка и др. Зоны аномальной биопродуктивности характеризуются специфическими условиями осадконакопления. При сочетании холодной воды и подтока минеральных компонентов, в том числе кремнезема, калия, фосфора, широкое развитие получают диатомовые и радиоляриевые илы; на дне формируются поля железо-марганцевых конкреций, фосфоритов и др.

Возможными причинами активизации тектонических процессов планетарного ранга являются, по всей видимости, космические факторы, которые циклич-



А.



Б.

Рис. 5.1. Распространение черносланцевых отложений с радиолариями на палеогеографической карте Тетиса: А – келловей, ~ 160 млн лет; Б – сеноман-турон, ~ 90 млн лет [363]. Условные обозначения: 1– суша. 2 – море. 3 – зона активного спрединга. 4 – зона субдукции. 5 – контур океанической коры. 6 – линия современного побережья. 7 – черные сланцы с радиолариями.

но влияют на силу и скорость вращения нашей планеты, изменение конвективных течений в мантии, а значит и на перемещение континентов, пульсационное сжатие и расширение коромантийных диапиров, рифтогенез и спрединг, мегасдвиговые деформации, магматизм, изменение площадей морей и суши. Все эти процессы вызывают колебания химического состава вод мирового океана и атмосферы, которые влияют на количество и состав отмирающей биомассы, вплоть до наступления биотических кризисов и вымираний. Поэтому, с глобальными тектоническими процессами тесно связано представление о мегациклах нефтегазообразования и накопления ОВ [174].

Немаловажное влияние на биопродуктивность древних и современных морей и океанов оказывали и оказывают поступления дополнительной тепловой энергии из внутренних зон Земли по глубинным разломам и «трубам дегазации». Значение этого фактора можно наблюдать в современную эпоху. Возле современных глубоководных гидротермальных построек – черных курильщиков, которые обнаружены в рифтовых зонах Тихого океана (гора Осева, хребет Хуан-де-Фука), во впадине Гуаймас (Калифорнийский залив), бассейнах Манус и Лау (затрубовый спрединговый центр Юго-Западной Пацифики) и на склонах Срединно-Атлантического хребта, обитают биотические сообщества с разнообразной фауной (более 450 видов). Многие специфические организмы черных курильщиков начинают развиваться при $T^0 > 50^0$. Они активно используют сероводород, метан и другие элементы и их соединения для своей жизни и размножения. Масштабность процессов бактериального синтеза ОВ в океане огромна – концентрация биомассы рифтовых и сиповых сообществ превышает 50 кг на 1 м². Площади, занимаемые гидротермальными полями охватывают 1/3 площади дна Мирового океана. Сегодня считается, что бактериальная продукция на дне океана представляет собой дополнительное ОВ, количество которого сопоставимо или даже превышает количество планктонного ОВ, достигшего дна [163].

На условия накопления и захоронения ОВ влияла неравномерность перемещения континентальных блоков, которая была установлена В.П. Апариным [12]. Он сделал вывод о том, что одновременно с вариациями в движении литосферных

плит происходят резкие изменения в темпе седиментации, интенсивности вулканизма и накоплении ОВ.

С тектоническими процессами **2-го ранга** (субпланетарного) связано формирование крупных линеаментов, надвигов и дугообразных (в плане) зон разломов, являющихся областями максимального прогрева недр. К ним приурочены крупные бассейны с доманикоидной седиментацией. Цепочка таких бассейнов (Припятский, ДДВ, СД, Прикаспийский) с доманикоидными отложениями девонского, турнейского и визейского возрастов контролируется системой разломов Сарматско-Туранского линеамента, который представляет собой субпланетарную зону растяжения земной коры протяженностью 4000 км и шириной 100-150 км (рис. 5.2). К нему приурочены многочисленные месторождения нефти и газа, в том числе уникальные и крупные (Шебелинское, Узеньское, Газлинское и др.) [7]. С разломами европейской части Сарматско-Туранского линеамента и сейчас связан повышенный тепловой поток из недр планеты. К шовной зоне Лео-во-Комрат-Днестровского глубинного разлома, входящем в тектоническую систему линии Тейссейра-Торнквиста прилегает доманикоидный бассейн Преддобруджинского прогиба. Формация черных сланцев Чаттануга девонского возраста приурочена к протяженной дугообразной зоне разломов Северо-Американского кратона, региональные разломы и рифты, контролируют нефтегазоносность Западно-Сибирской платформы (рис. 5.3.). Распространение посидониевых сланцев тоарского возраста контролируется крупным разломом Ионического бассейна, менилитовых сланцев олигоцен-миоцена – Предкарпатским глубинным разломом, который идентифицируется с краевым швом древней платформы; битуминозные породы собственно доманиковой свиты среднего франа контролируются главным Уральским разломом (рис. 5.4).

Тектонические процессы **3-го ранга** (регионального) контролируют распространение высокоуглеродистых отложений непосредственно в бассейнах седиментации. Такая взаимосвязь, например, установлена нами для девонских и нижнекаменноугольных доманикоидных пород ДДВ, юго-западной части Донбасса и Тузовского грабена Преддобруджинского прогиба. Так, в ДДВ



Рис. 5.2. Региональное распространение бассейнов с доманикоидной седиментацией в пределах Сарматско-Туранского линеамента. 1 – Украинский щит. 2 – Русская плита. 3 – молодые плиты и альпийская складчатая область. Прогибы и грабены выполненные отложениями: 4 – вендасилура, 5 – среднего девона-карбона, 6 – среднего девона-перми, 7 – перми, 8,9 – нижнего карбона-нижней перми, на поверхности (8), под чехлом мезозоя-кайнозоя (9), 10,11 – позднего палеозоя-пермо-триаса, на поверхности (10), под чехлом мезозоя-кайнозоя (11). 12 – эффузивы. 13 – контуры выхода фундамента молодой платформы на поверхность. 14 – основные разломы. 15 – некоторые поперечные разломы. 16 – распространенность доманикоидных отложений. I – Подляско-Брестский прогиб, II – Припятский грабен, III – Днепровско-Донецкий рифт, IV – Донбасс, V – кряж Карпинского, VI – Манычский грабен, VII – Мангышлакский миогеосинклинальный прогиб, VIII – Бухаро-Хивинская зона ступеней (по Р.Е. Айзберг и др., 1971 [7]).

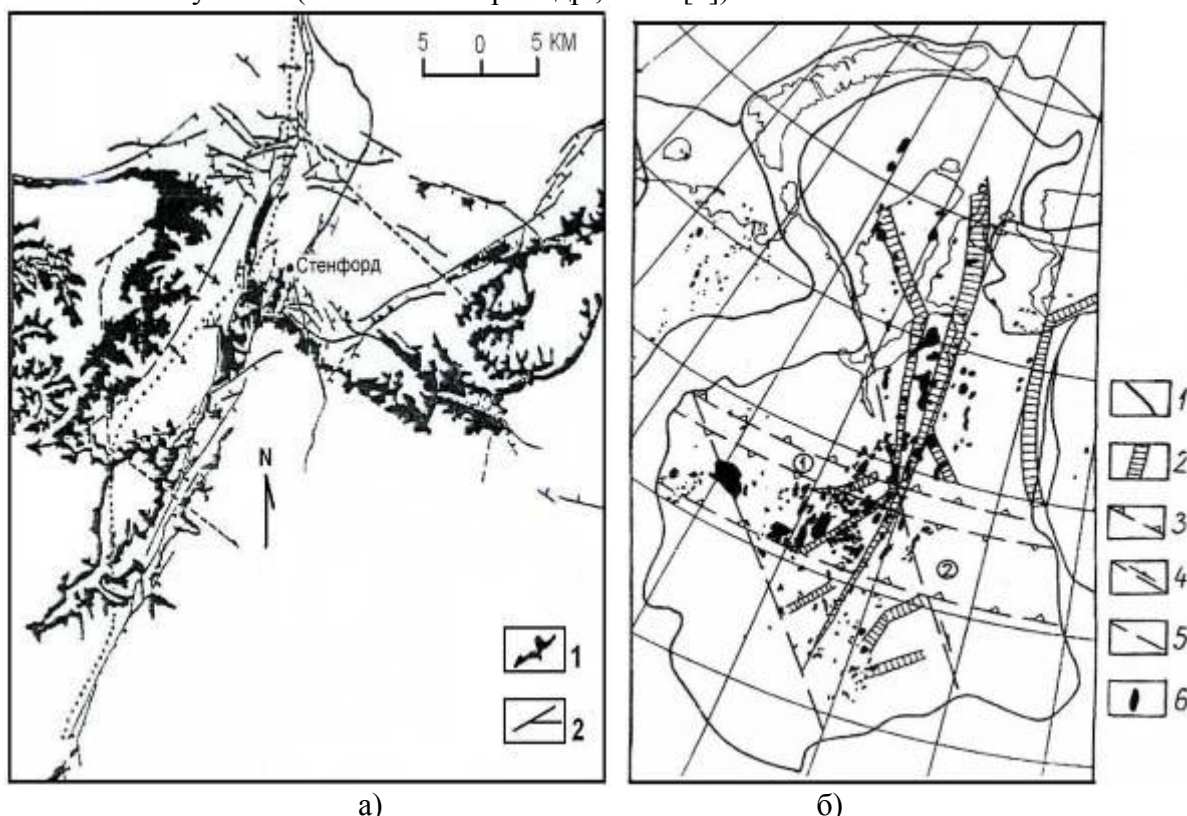


Рис. 5.3. а) – контроль дугообразными разломами распространения черносланцевой формации Чаттануга в центральном Кентукки (США) девон-миссисипского возраста (Ettensohn F., 2001), 1 – черносланцевая формация. 2 – разломы; б) – региональные разломы и рифты, контролирующие нефтегазоносность Западно-Сибирской платформы. 1 – границы нефтеносных провинций. 2 – рифты. 3 – внешние и внутренние границы Ханты-Мансийской тектонической зоны. 4 – Пайхойско-Кузнецкий сдвиг. 5 – Иртышская зона смятий. 6 – месторождений нефти и газа.

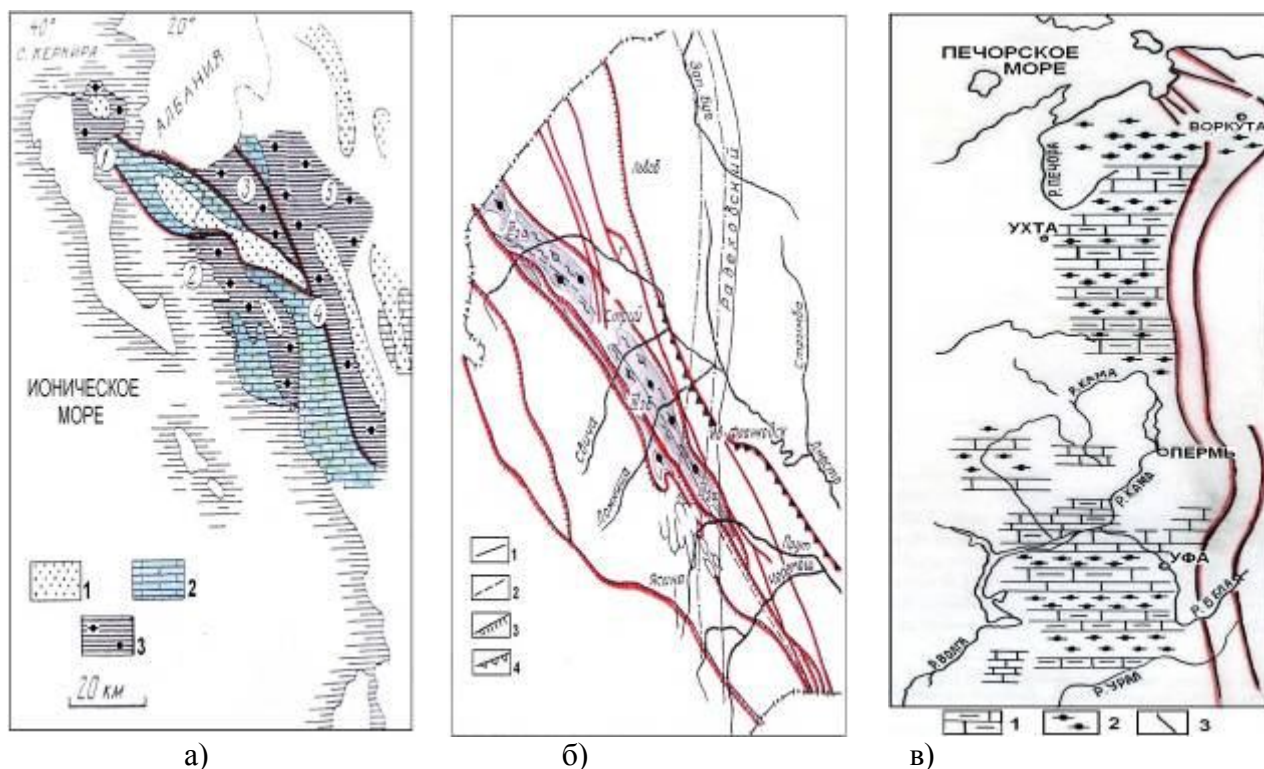


Рис. 5.4. Контроль распространения доманикоидных отложений разломной тектоникой: а) тоарские сланцы Ионической зоны (Греция) (по И.В. Вальцебук, 1985 г. с упрощениями). Цифры в круге – бассейны: 1 – Керкира, 2 – Игуменица, 3 – Фармакрвуни, 4 – Хионистра, 5 – Калохори. Условные обозначения: 1 – отложения песчаные. 2 – карбонатная фация аммонитико-росса. 3 – юрские посидониевые сланцы; б) доманикоидные отложения нижнего мела и олигоцен-миоцена в структуре Предкарпатского прогиба [107]. 1,2 – разломы. 3 – надвиги. 4 – флексуры; в) девонский доманик Волго-Уральской области (по С.В. Тихомирову, 1967 г.). 1 – глинистые известняки. 2 – доманикоидные сланцы. 3 – главный Уральский разлом.

распространение девонских доманикоидов приурочено к системе грабенообразных палеопрогибов, которые ограничены разломами. Влияние тектонических процессов сказалось на формировании и распространении рудовской доманикоидной толщи ДДВ, интенсивно обогащенной ураном и $C_{орг}$. Ее накоплению предшествовало резкое некомпенсированное прогибание осевой и прибортовых зон впадины в начале позднего визе. При этом были сформированы значительные по площади депрессии и глубокие котловины.

В СД турнейские и визейские доманикоидные отложения прослеживаются в зоне регионального мантийного разлома, где юго-западная окраина региона сочленяется с Приазовским кристаллическим массивом. Доманикоидные толщи зоны сочленения приурочены к относительно глубоководным депрессиям.

С тектоническими процессами **4-го ранга** (локального) связано формирование трещиноватости и рассланцованности кремнисто-глинистых и кремнистых

сланцев, которые приобретают коллекторские свойства. Фильтрационно-емкостную систему в таких породах образуют, в основном, межслоевые трещины, что обусловлено воздействием тектонических напряжений и тепловых потоков из недр, которые вызывают разуплотнение, термическую дегидратацию, растрескивание и улучшение коллекторских свойств. В кремнистых аргиллитах рудовской толщи ДДВ рассланцованность и нефтегазопроявления отмечены в зонах аномальных пластовых давлений и повышенной трещиноватости пород осадочного чехла (Луценковская, Мехедовская, Островецкая и другие структуры). Межслоевой трещинный тип коллектора характерен для кремнистых сланцев свиты Монтерей Калифорнии миоценового возраста, в которой открыто крупное газовое месторождение Оркатт с геологическими запасами 82 млрд м³. Также, значительные притоки УВ получены из кремнистых глин пиленгской свиты Восточного Сахалина того же возраста, кремнистых менилитовых сланцев Польских Карпат, глинистых доманикоидов кумской свиты Западного Предкавказья, битуминозных глин хадумского и баталпашинского горизонтов нижнего майкопа Восточного Предкавказья, нижнепермских глин Прикаспия, бурых сланцев Кентукки (D₂₋₃), кремнисто-глинистых сланцев свиты Огайо (Аппалачи, месторождение Биг-Сенди) и др. В целом, выявление УВ в таких нетрадиционных коллекторах расширяет перспективы поиска нефти и газа в перспективных комплексах.

Таким образом, нами доказаны влияние и контроль разноранговых тектонических процессов (факторов) на формирование, распространение и даже нефтегазоносность высокоуглеродистых толщ, что должно способствовать развитию теории нефтегазоносности недр.

Вулканический фактор. С тектоническими процессами тесно связаны проявления подводного и наземного вулканизма. О совпадении во времени накоплений углеродистых толщ в бассейнах с депрессионным режимом осадконакопления и проявлений подводного или наземного вулканизма в сопряженных метаплатформенных областях говорит тот факт, что многие доманикоидные толщи палеозоя и мезозоя вмещают тонкие прослои пепловых туфов, примесь вулкано-

генного материала или продукты их гальмиролитического разложения. Например, примесь вулканогенного и туфогенного материалов характерна для ордовикских диктионемовых сланцев Эстонии, девонских доманикоидных толщ ДДВ, Припятского прогиба, черносланцевой формации Чаттануга (США), визейской стильской свиты юго-западных окраин СД, пермских ГС формации Ирати (Бразилия), апт-альбских доманикоидов Северного Причерноморья, и др. Примесь вулканических пеплов и бентонитовые прослои присутствуют в черносланцевой свите Пьер-Шейл (США), пирокластический материал известен в эоценовой горючесланцевой формации Грин-Ривер.

Считается, что во время подводных извержений, из системы трещин спрединга выделяются огромные массы H , CH_4 , H_2S , CO_2 , SiO_2 и другие вещества. Повышенные концентрации Ca , SiO_2 и CO_2 , которые высвобождаются при гальмиролизе, ведут к осаждению аутигенных карбонатов и кремнезема или расходуются фауной на построение скелета или раковины. С усилением подводных извержений в бассейне и притоке разнообразных элементов, с одной стороны, происходит быстрая смена режима седиментации и бурное развитие различных экосистем, особенно планктонных форм, а с другой стороны, возникают стрессовые условия для микрофауны, что приводит их к массовой гибели. Так, доманикоиды майкопской серии олигоцен-миоцена, согласно данным Н.П. Фадеевой и др. [323], формировались в условиях изоляции седиментационного бассейна при своеобразном режиме развития области Паратетиса, одним из признаков которого было сероводородное заражение, обусловившее резкое обеднение фауны и полное исчезновение планктонных форм. Другие факты свидетельствуют о “расцвете” хемосинтезирующих бактерий в зонах проявления богатых H_2S и/или метаном подводных источников. Такие аномальные экосистемы приурочены к зонам тепловых потоков, вызванных вулканической или поствулканической деятельностью. В современную эпоху поступление тепловой энергии наземных и подводных вулканов и наибольшее содержание $C_{орг}$ в илах отмечается в прибрежных зонах Восточного побережья Камчатки, Курильских и Индонезийских островов, Аляски, Красного моря.

Вулканизм и глубинные тепловые потоки являются важными факторами формирования нефтегазоматеринских свойств доманикоидных толщ. Они заметно воздействует на их физико-химические свойства и на направленность преобразования исходного ОВ и последующей первичной миграции УВ. Степень этого воздействия оценивается стадией превращения ОВ, что обеспечивается геотермическим режимом. Последний тесно связан с геологическим строением и геологической историей конкретного региона. Известно, что на древних кристаллических щитах региональный фон глубинного теплового потока характеризуется минимальными значениями. Складчатые области отличаются максимальным региональным фоном теплового потока, особенно молодые альпийские. Кроме этого, показатели интенсивности теплового потока и палеогеотермического градиента могут быть разными в различных частях одного и того же бассейна седиментации. Например, внутренняя часть Предкарпатского прогиба (зона преимущественного нефтенакпления) характеризуется сравнительно меньшими значениями температур и геотермических градиентов, нежели внешняя зона Предкарпатского прогиба – зона преимущественного газонакпления. В целом, характер связей геотермического фактора с геологическим строением и геотектоническим развитием регионов и условиями размещения в них скоплений нефти и газа изучен недостаточно, как и роль вулканизма в накоплении углеродистых осадков.

Структурный фактор. Структурные формы отражают тектонические этапы развития бассейна и контролируют накопление значительных по площади доманикоидных отложений. Все гигантские и крупнейшие зоны нефтегазообразования на всех континентах мира приурочены к различным по форме палеовпадинам, характеризовавшимся в течение определенного отрезка времени значительными размерами и устойчивым прогибанием со значительной амплитудой. Максимальные концентрации ресурсов нефти и газа приурочены к таким частям региональных палеовпадин, которые в соответствующие отрезки геологической истории испытали наибольшее по площади и амплитуде устойчивое прогибание.

В Украине доманикоидное осадконакопление осуществлялось в различных

структурных условиях: в изометрических впадинах-астроблемах (Болтышская и др.), линейных и троговых впадинах и синклиналях УЩ, заливообразных – платформы, в рифтах (ДДВ), линейных передовых прогибах (Предкарпатский, Преддобруджинский), альпийской геосинклинали Карпат, окраинно-платформенных, часто грабенообразных впадинах юга Украины, глубоководной Черноморской впадине (рис. 5.5). Наиболее углеродистые и эффективные нефтегазоматеринские толщи в Украине сформировались в Днепровско-Донецком рифтогене, передовом Предкарпатском прогибе и рифтовых впадинах Черноморско-Крымского региона. Рифты и передовые прогибы были структурами, которые активно прогибались. Поэтому, в данных структурах осадки, обогащенные ОВ накапливались в периоды, когда скорости погружения превышали скорости седиментации.

Таким образом, на территории Украины проявилась планетарная закономерность – перемещение бассейнов с доманикоидным типом осадконакопления в раннем и позднем палеозое с древних платформ в окраинно-платформенные зоны и раскрывающиеся молодые океанические и морские бассейны мезозой-кайнозоя. Важно также отметить, что на ВЕП смещение доманикоидных бассейнов в палеозое происходило вслед за перемещением *палеоэкватора*, который в средне-позднедевонскую эпоху согласно реконструкциям А.Н.Храмова [336] располагался субпараллельно главному Уральскому разлому, вдоль которого формировались доманикоидные бассейны; в раннекаменноугольную эпоху палеоэкватор приобрел субмеридиональное направление и в приэкваториальных широтах были расположены Припятско-Днепровско-Донецкий рифтоген, Большой Донбасс и Прикаспийская синеклиза. В раннеюрскую и меловую эпохи в приэкваториальных широтах оказываются нефтегазоносные бассейны области Тетиса (см. рис. 5.1).

Важнейшей причиной формирования отложений, обогащенных ОВ была *эволюция жизни*. Не рассматривая здесь известные данные об эволюции органического мира от докембрия до современных осадков отметим, что исследователи ОВ отчетливо фиксируют смену одних доминирующих форм организмов (в том числе планктона) другими в разные геологические периоды; это влияет на особенности состава исходного материнского ОВ. Например, наиболее пышное раз-

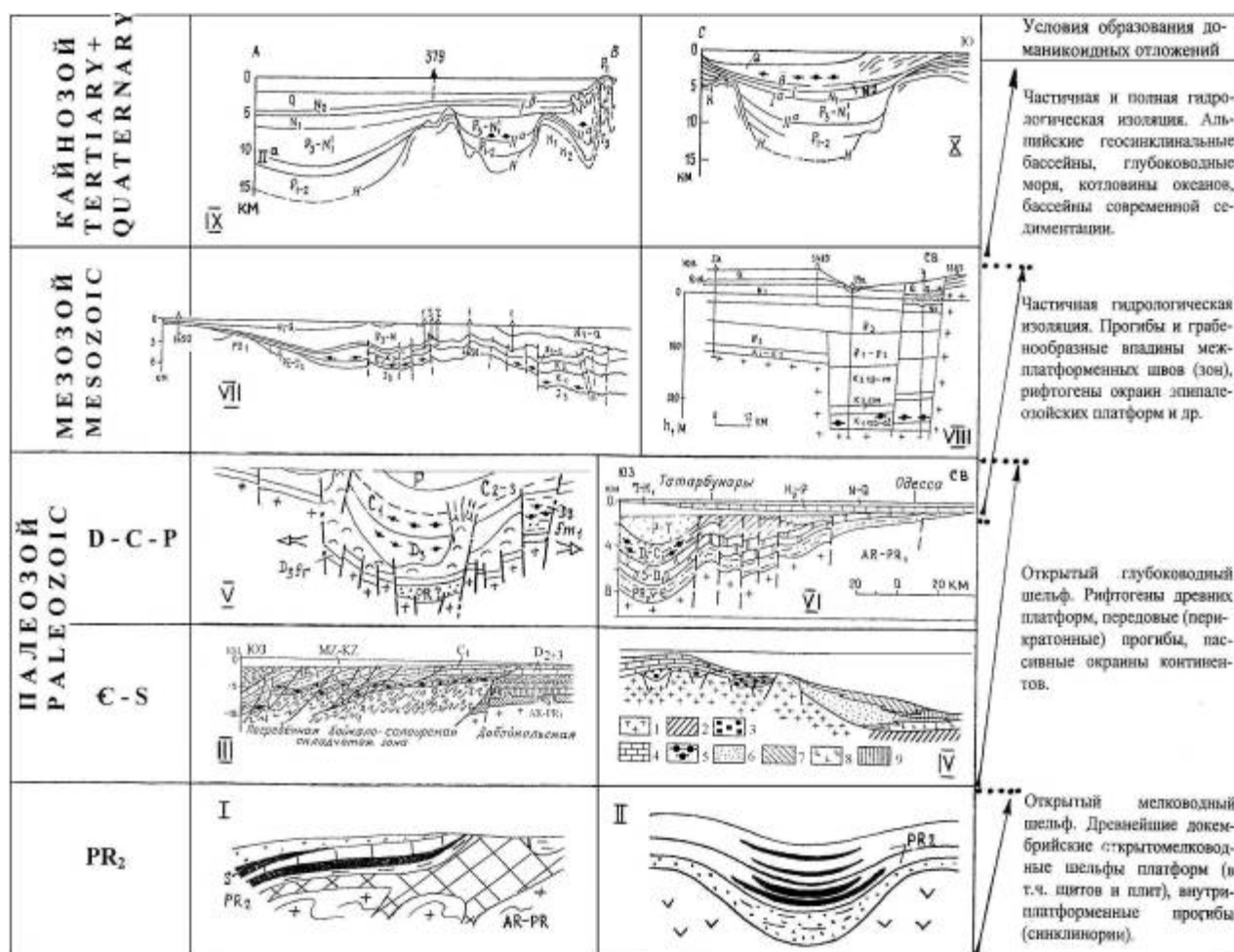


Рис. 5.5. Изменение структурно-тектонических и фациальных условий образования доманикоидных отложений во времени. Примеры для регионов Украины и др.
Составила С.А. Мачулина.

1 – породы фундамента. 2 – океаническая кора. 3 – угли. 4 – карбонатные породы. 5 – доманикоидные отложения. 6 – – кластические породы. 7 –. породы флишевого комплекса. 8-9 – магматические образования. I – древнейшие отложения углеродистых формаций Вольно-Подольской плиты (по А.Я.Радзивиллу, 1994). II – углеродистые отложения внутриплатформенных прогибов УЩ (модель). III – геологический профиль Львовского перикратонного прогиба (по В.Н.Утробину,). IV – модель пассивной окраины континента (на примере Казахстанского континента. Палеорекострукция для раннего палеозоя (по [146]). V – схематический разрез в крест простираия Днепровско-Донецкого рифтогена. Залегание доманикоидных пород в осевых депрессиях и прибортовых щелевых грабенах. VI – геологический профиль западной части Причерноморской впадины (Преддобруджинский прогиб, по М.Г. Распоповой и др., 1982). VII – геологический профиль через Индоло-Кубанский прогиб, горный Крым, Керченско-Таманский межпериклинальный прогиб. VIII – схематический геологический разрез через Молочанский грабен Причерноморской впадины (по А.А.Веселову и А.И.Гилькману, 1976). IX-X – фрагменты геологических разрезов через Черное море (по Д.А.Туголесову и др.,).

витие акритархов приходилось на ордовик и девон, хотя в кембрии и докембрии они занимали доминирующее положение. В меловом периоде и эоцене наибольшее развитие получил известковый нанопланктон; для развития диатомовых – благоприятным была кайнозойская эра, для силикофлагеллят – миоцен и эоцен, для планктонных фораминифер – мел и олигоцен. Такие организмы как синезеленые водоросли, диатомеи, перидинеи, фораминиферы пережили длительные геологические эпохи.

Таким образом, в течении геологических периодов происходила смена основных поставщиков первичной продукции фотосинтеза, в том числе фитопланктона, что отразилось на концентрациях ОВ в породах. Обилие ОВ и его состав определяют специфику процессов диа- и катагенеза. Общая направленность преобразований ОВ заключается в громадном расходе его при минерализации. При этом только незначительная часть ОВ захороняется в донных осадках и переходит в ископаемое состояние. Установлено, например, что потери массы исходного ОВ при седиментогенезе и в аэробный период диагенеза могут составлять 85-97% [346]. Однако, в оболочках органостенного фито- и зоопланктона содержатся химически устойчивые соединения (жиры, спорополленин, пектин, меланоидины), которые препятствуют полному бактериальному разрушению органических остатков, сохраняя информацию об исходном ОВ.

С.Г. Неручев [215] ввел производную характеристику – относительный диагенетический расход ОВ в процентах от исходного количества. В восстановительных фациях он составляет от нескольких до 30-40%, в слабовосстановительных – до 40-60% и в окислительных – до 80-90% . По расчетам В.А. Успенского [320] в анаэробный период сгорает от 0,1 до 16% ОВ. При этом, органический материал претерпевает существенные химические изменения: уменьшается количество липидов (битумоидов), белков, аминокислот и углеводов, идет новообразование гуминовых кислот и нерастворимого ОВ. В элементном составе ОВ уменьшается количество азота, фосфора и увеличивается количество углерода.

Таким образом, необходимыми факторами для формирования отложений доманикового типа, помимо рассмотренных глобальных, являются: исходный мате-

риал ОВ, определенные фациально-геохимические условия его накопления, диагенетические преобразования. Однако, чтобы данные породы приобрели нефтематеринских свойства (генерационный потенциал) этих факторов недостаточно, поскольку основную роль в генерации УВ в доманикоидных отложениях принадлежит катагенетическому преобразованию РОВ.

Выводы. Анализ влияния ряда планетарных факторов (тектонического, вулканического, структурного, климатического) на формирование и распространение доманикоидных отложений показал следующее. Начиная с раннего докембрия накопление осадков, обогащенных ОВ, определялось эволюцией органического мира Земли при взаимодействии организмов с окружающей средой (атмосферой, гидросферой). Развитие органического мира эволюционировало вместе с развитием бассейнов седиментации, которые были отражением общего тектонического развития литосферы. Также, распространение бассейнов с доманикоидной седиментацией во многом контролировалось климатическим фактором. Наиболее благоприятными были экваториальные и низкие (умеренные) широты, особенно для осадков с керогеном I и II типов. Тектонический и структурный контроль выражаются в приуроченности большинства доманикоидных бассейнов к наиболее мобильным участкам земной коры (предгорным прогибам и внутригорным впадинам геосинклинальных областей, перикратонным опусканиям, прогибам рифтогенной природы и др.). Подчиняясь общему развитию земной коры эволюция доманикоидных бассейнов территории Украины во времени проходила в направлении континент – океан. Сначала это были платформы, затем герцинские передовые прогибы и рифты континентальных окраин, далее – эпигерцинские, а потом альпийские передовые прогибы. Развитие органического мира привело к смещению осадков, богатых ОВ, в глубокие океанические бассейны с затрудненной циркуляцией воды. Лучшим примером последнего можно считать область Тетиса. Однако, это смещение контролировалось такими планетарными тектоническими факторами как распад Пангии и спрединг, глобальные изменения уровня океана и климата.

Общие выводы

В основе данного исследования лежит концепция автора о непрерывно-прерывистом формировании во времени и пространстве обогащенных органикой доманикоидных отложений, отражающих специфические физико-химические условия среды осадконакопления и особую связь с тектоно-геодинамическими процессами в земной коре.

Доманикоидные отложения широко распространены в осадочных разрезах докембрия и фанерозоя многих нефтегазоносных регионов мира, в том числе Украины, в связи с чем выполнено их комплексное исследование по намеченным целям и задачам. Основные результаты исследований сводятся к следующему.

1. Систематизирован и проанализирован большой фактический материал по распространению доманикоидных отложений в криптозойском и фанерозойском зонах. На фоне геисторического развития планеты для каждого геологического периода дана характеристика выделенным стратиграфическим уровням развития доманикоидных отложений, определены масштабы распространения, структурно-тектонические предпосылки формирования. Для наиболее характерных и значимых для нефтяной геологии доманикоидных толщ составлены таблицы с их основными геолого-геохимическими характеристиками.

2. Определены основные диагностические критерии выделения доманикоидных отложений в геологических разрезах, среди которых главные: темный до черного цвет, слоистая текстура, ритмичное переслаивание битуминозных глинистых, кремнистых и карбонатных прослоев, гидрослюдистый и монтмориллоновый состав глинистого вещества и его обогащенность пиритом, обогащенность пород $C_{орг}$, специфическая фауна угнетенного характера; ОВ – преимущественно сапропелевого или гумусово-сапропелевого типов, содержит битумы нефтяного ряда, характерны повышенная радиоактивность (до 50-70 мкР/ч), обогащенность биофильными и другими элементами. Многие доманикоидные толщ содержат туфогенные прослои или примесь пеплового материала.

3. Исследована периодичность формирования доманикоидных отложений в крупных мегациклах Земли, стратиграфически соответствующих криптозойско-

му и фанерозойскому зонам. В *криптозойском* эоне глобальными этапами накопления ОВ в осадках характеризуются ранне,- средне,- и позднепротерозойская эпохи, что было связано с развитием благоприятных структурных и физико-химических условий в атмосфере и гидросфере для эволюции организмов. В целом, для *архей-протерозойского* суперцикла характерна тенденция к возрастающей во времени частоте накопления УФ и их широкого распространения на планете, что выражено выделенным рядом периодичностей: ~ 600, 300, 100 млн лет (см. табл. 2.1). В *фанерозойском* эоне выделено 26 уровней (включая современный) формирования доманикоидных толщ, развитие которых происходило в результате крупных планетарных трансгрессий (см. рис. 3.2), а также под влиянием тектонических факторов (рифтогенеза, вулканизма). Последнее подтверждается наличием во многих доманикоидных толщах пепловых слоев. В целом, в фанерозойском эоне в рамках циклопериодов (соответствуют геологическим периодам) выделены периодичности ~ 30, 20, 15–10 млн лет, что позволяет говорить о сокращении интервалов между этапами формирования доманикоидных отложений. Для фанерозоя впервые выделены стратиграфические уровни спада в формировании доманикоидных отложений с периодами 20 и 25 млн лет (поздний силур–ранний девон, рубеж палеозоя и мезозоя, маастрихт-палеоцена), совпадающие с крупными биологическими катастрофами и абиотическими событиями. В целом, исследование периодичности формирования доманикоидных отложений позволило установить некоторые корреляционные связи с продолжительностью астрофизических, геотектонических и эвстатических циклов. Для нефтегазовой геологии наиболее важными являются периодичности 20 и 30 млн лет, которые соответствуют планетарным и субпланетарным стратиграфическим уровням накопления доманикоидных отложений.

4. На основе палеогеографических карт и данных о масштабах распространения трансгрессий на материках выделены планетарный, субпланетарный, региональный и локальный ранги распространения доманикоидных отложений. Планетарный и субпланетарный ранги распространения отображают наиболее глобальное накопления ОВ на планете. Впервые отмечена связь между рангами

распространения доманикоидных отложений и размерами нефтегазоносных бассейнов (в том числе с ГС), что позволяет говорить о тесной связи доманикоидных отложений с нефтегазоносными бассейнами, а значит и с УВ-потенциалом последних. Установлено, что в фанерозое с эпохами интенсивного накопления ОВ коррелируются планетарные стратиграфические уровни развития доманикоидных толщ, стратиграфические интервалы развития НГМТ и разведанные общемировые запасы нефти и газа (см. рис. 3.7). Таким образом, доманикоидные отложения, складываясь с потенциалом других НГМТ вносят значительный вклад в УВ-потенциал крупных нефтегазоносных комплексов.

5. Впервые для территории Украины прослежена тенденция смещения во времени доманикоидных бассейнов с древних платформ – на периферии континентов и в “молодые” морские бассейны и океаны. Эта закономерность носит планетарный характер, так как развитие бассейнов с доманикоидной седиментацией подчиняется развития всей земной коры.

6. Теоретически обоснована приуроченность доманикоидных бассейнов к зонам долгоживущих планетарных и региональных разломов, что свидетельствует о взаимосвязи и влиянии тектонических факторов разного порядка на образование осадков, обогащенных ОВ с последующим формированием НГМТ. Рифтовые глубинные разломы, которые достигали поверхности Мохо, могли быть проводниками глубинного тепла и тем самым способствовать катагенетическому превращению ОВ в углеводороды.

7. Определены глобальные факторы формирования доманикоидных отложений в бассейнах седиментации (тектонический, структурный, климатический, развития органического мира). Тектонический и структурный контроль выражаются в приуроченности большинства доманикоидных бассейнов к наиболее мобильным участкам земной коры (предгорным прогибам и внутригорным впадинам геосинклинальных областей, перикратонным опусканиям, прогибам рифтогенной природы и др.). Климатический контроль распространения бассейнов с доманикоидной седиментацией выражался в их размещении в экваториальных и низких (умеренных) широтах, которые были наиболее благоприятными для нако-

пления осадков с керогеном I и II типов. Также, накопление осадков, обогащенных ОВ, начиная с раннего докембрия определялось эволюцией органического мира Земли при взаимодействии организмов с окружающей средой (атмосферой, гидросферой).

8. Для нефтегазоносных регионов Украины определены основные стратиграфические уровни формирования доманикоидных отложений, среди которых:

1) силурийские граптолитовые сланцы региона Волыно-Подоллии (0,5-1% $C_{орг}$), которые, также, распространены во Львовском палеозойском передовом прогибе, в Предбурджинском краевом прогибе и на о. Змеином (0,3-4,2% $C_{орг}$); 2) средне-, верхнедевонские доманикоидные толщи Предбурджинского (0,1-3,7% $C_{орг}$) и верхнедевонские – Днепровско-Донецкого рифтогенов (2-4% $C_{орг}$); нижнекаменноугольные (турнейские и ниже-, средневишневские) кремнисто-глинистые и карбонатно-глинистые доманикоиды (1,5-4-8% $C_{орг}$, максимум – 13,6% $C_{орг}$), этих же регионов и Складчатого Донбасса (до 4,6-6,5% $C_{орг}$); 3) в Причерноморско-Крымской НГП – меловые апт-альбские отложения дивненского и сусанинского горизонтов (0,5-2,0%, среднее 0,9 % $C_{орг}$), границы сеноманского и туронского ярусов Бахчисарайского района Крыма (3,4 до 7,2% $C_{орг}$), глинистые доманикоиды майкопских отложений олигоцен-миоценового возраста (до 3%, среднее 1,1% $C_{орг}$ по Украине и до 7% $C_{орг}$ на российской территории); 4) в Карпатском регионе – нижнемеловые (барем-альбские) глинистые отложения шипотской и спасской свит (1-7% $C_{орг}$), развитые в геосинклинальной части Карпат, юрские – Предкарпатского прогиба (1,5-7,5% $C_{орг}$), кремнистые аргиллиты менилитовой свиты олигоцена (олигоцен-миоцена) с максимальным содержанием 20,08% $C_{орг}$. 5) голоценовые сапропелевые осадки глубоководной Черноморской впадины со средним содержанием 3-14,1% $C_{орг}$.

9. Для нефтегазоносных регионов Украины – Предбурджинского прогиба, ДДВ и СД доманикоидные толщи изучались на формационном и породном уровнях. Стратиграфические уровни их развития детализированы, определены особенности вещественного состава, химико-битуминологические и промыслово-геофизические характеристики, палео-, тектонические, -географические и -

геоморфологические условия накопления. Составлены соответствующие карты, схемы, таблицы, корреляционные схемы разрезов глубоких скважин и модели карбонатно-доманикоидной седиментации.

В Преддобруджинском прогибе исследование силурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложений было проведено на основе циклостратиграфического и литогеофизического расчленения, что позволило определить стратиграфические уровни развития в них доманикоидных отложений, обозначить контуры их распространения, определить фациально-геохимические условия образования и выявить фациальное замещение рифогенными образованиями. Глинистые и карбонатно-глинистые доманикоидные осадки накапливались в наиболее прогнутых частях прогиба в восстановительной геохимической среде, которая была благоприятной для образования битумоидов нефтяного ряда. Средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные толщи, особенно, над- и подперерывные, обладают повышенными коллекторскими свойствами и могут быть ловушками для УВ, мигрировавших по разуплотненным зонам из битуминозных доманикоидных толщ, распространенных в депрессиях. Это подтверждается выявленной автором закономерностью расположения проявлений нефти и газа вблизи поверхностей перерывов.

В ДДВ этапы трансгрессий и некомпенсированных погружений были благоприятными для накопления и быстрого захоронения ОВ в карбонатно-глинистых, глинистых и илистых осадках девона и карбона. Погружение их на значительную глубину, распространение восстановительной геохимической среды в морском бассейне способствовали формированию пород доманикового типа, которые на определенных этапах развития ДДВ проявили себя как эффективные нефтегенерирующие толщи. Такие этапы преобладали в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи. Для последней наиболее благоприятными для формирования и распространения доманикоидных толщ были раннетурнейская и ранне-, средне-позднелизская эпохи.

Практические разработки автора по ДДВ сводятся к следующему: 1) для наиболее значимых для нефтяной геологии доманикоидных толщ (законско-

елецкой девонской и рудовской, залегающей в основании верхневизейского мезоцикла) определены особенности формирования и закономерности распространения; 2) впервые для доманикоидных толщ девона и нижнего карбона и сопряженных с ними терригенных и карбонатных пород и коры выветривания фундамента разработана типизация ловушек УВ. Определены главные факторы, которые влияли на образование ловушек того или иного типа: седиментационный, тектонический, геодинамический и предложены модели миграции УВ из доманикоидных толщ; 3) впервые построена карта изопахит для верхневизейской (рудовской) доманикоидной толщи, составлены принципиальные схемы ее корреляции для центральной (Сребненский прогиб) и юго-восточной частей ДДВ, приведены примеры палеогеологических реконструкций; 4) выполнена оценка нефтегенерационного потенциала верхневизейской доманикоидной толщи. Согласно расчетам указанная толща могла генерировать $17,8 \cdot 10^9$ т жидких и $31,2 \cdot 10^9$ т газовых УВ.

В СД в разрезе подугольной углеродистой терригенно-карбонатной формации (Юго-Донецкий промышленный район) выделено пять доманикоидных толщ, которые имеют фаменский, турнейского и визейский возраст. Турнейские доманикоиды отмечены на трех стратиграфических уровнях (граница $C_1^{t_{b1}}/C_1^{t_{b2}}$, $C_1^{t_d}/C_1^{t_d}$, $C_1^{V_a}$ – относится сегодня к турнейскому возрасту). Они представлены кремнистыми и гидрослюдистыми аргиллитами с содержанием 1,7-2,33-5,1% $C_{орг}$. По данным пиролиза на установке Rock Eval турнейские доманикоидные толщи являются термально перезрелыми и уже реализовали свой генерационный потенциал. Наиболее перспективной в нефтегазовом отношении – стильская доманикоидная толща средневизейского возраста. Стыльские черные кремнистые мергели и аргиллиты содержат до 5,8-6,5% $C_{орг}$; по данным витринитовой термометрии степень катагенетического преобразования этих доманикоидов соответствует градациям МК₃-МК₄ и АК₁, что позволяет считать их преимущественно газогенерирующими. Впервые для этой доманикоидной толщи определена площадь распространения, что позволило вместе с другими параметрами (объемом, содержанием $C_{орг}$ и др.) выполнить оценку ее нефтегазогенерирующего потенциала. Согласно расчетам и потерь при миграции в ловушки могло поступить $\sim 5,7-6,5 \cdot 10^6$ т УВ.

10. В открытых глубоких карьерах СД, в зоне Волновахского глубинного разлома изучены рудные проявления и характер наложенных (вторичных) процессов в пределах распространения девонско-нижнекаменноугольной терригенно-карбонатной формации, содержащей доманикоидные толщи. Наложенные процессы от высокотемпературных магматогенных до постмагматических гидротермальных низкотемпературных обусловили разнообразную вторичную минерализацию в породах исследуемой формации, а наличие антраксолитов, жильных проявлений битумов, углеродистых веществ и метана в виде включений в жильных кальцитах и кварце позволяют связывать с зоной Волновахского разлома определенные перспективы открытия здесь промышленных скоплений углеводородов и природных битумов на небольших глубинах.

Таким образом, доманикоидные отложения, обогащенные ОВ представляют собой особую разновидность аквагенных отложений, распространенных на всех континентах и развитых в разрезах главных структурных элементов земной коры (платформенных впадинах (синклиналиях), перикратонных некомпенсированных прогибах, полузамкнутых внутренних морских бассейнах, рифтах, глубоководных прогибах окраинных морей, океанических впадинах и др.). Углеродистые осадки, составляющие доманикоидные отложения накапливались преимущественно в эпохи глобальных трансгрессий, в условиях некомпенсированного прогибания бассейнов седиментации, растяжения и повышенной проницаемости земной коры, что способствовало интенсивному поступлению глубинного материала и тепла, в том числе из областей подводного вулканизма. Значительно обогащенные сапропелевым РОВ, ураном, редкоземельными элементами и тяжелыми металлами доманикоидные отложения свидетельствуют о периодически возникавших в аквагенных бассейнах седиментации специфических и стрессовых условий, которые провоцировали высокую биопродуктивность фитопланктона, обильное поступление которого на дно обуславливало развитие восстановительных условий и обстановок бескислородного и/или сероводородного заражения. Эти отложения играют важную роль в нефтегазообразовании и требуют дальнейшего изучения на всех уровнях организации геологических тел.

Список использованных литературных источников

1. Агарков Ю.В. Радиолярии, диатомовые водоросли и углеводородный потенциал нефтематеринских пород // Радиолярии на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы: материалы 11-го семинара по радиоляриям. – СПб. – М.: 2000. – С. 10–12.
2. Адышев М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня / М.М. Адышев // Докл. АН СССР. – 1964. – Т. 156, № 3. – С. 543–546.
3. Ажгиревич Л.Ф. Состав керогена горючих сланцев Припятского бассейна / Л.Ф. Ажгиревич Л.Ф., К.Э. Уров // Докл. АН БССР. – 1978. – Т.22, № 11. – С. 1017–1014.
4. Ажгиревич Л.Ф. Состав и катагенез органического вещества межсолевых и подсолевых отложений Припятского прогиба: статьи // Материалы по геологии осадочной толщи Белоруссии / Л.Ф. Ажгиревич, В.П. Корзун. – Мн.: Наука и техника, 1985. – С.63–74.
5. Ажгиревич Л.Ф. Закономерности размещения и образования горючих ископаемых / Л.Ф. Ажгиревич. – Мн.: Наука и техника, 1986. – 175 с.
6. Айзенберг Д.Е. Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона Западного сектора Большого Донбасса / Д.Е. Айзенберг. – Киев, АН УССР, 1958. – 272 с.
7. Айсберг Р. Е. Сарматско-Туранский линеамент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники: статьи / А.Е. Айсберг, Р.Г. Гарецкий, А.М. Синичка. – Москва: Наука, 1971. – С. 41–51.
8. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя: статьи / А.С. Алексеев. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – С. 22–47.
9. Алексеев А.П. Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов / А.П. Алексеев // Вестн. МГУ, сер. геол. – 2000. – № 5. – С. 6–14.
10. Анищенко Л.А. Эволюция нефтидогенеза в Тимано-Печорском бассейне и перспективы поисков залежей УВ / Л.А. Анищенко, С.С. Клименко // Актуальные

проблемы прогнозирования, поиски, разведка и добыча нефти и газа в России и странах СНГ. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. – С. 206–210.

11. Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана / С.Г. Анкинович. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. – 270 с.

12. Апарин В. П. Возрастное распределение запасов нефти и изменения темпа континентального дрейфа в фанерозое: материалы 27 междунар. конгр. – Москва: Наука, 1984. – Т. 9. – 228 с.

13. Артюшков Е.В. Являются ли внутриплитные области столь стабильными, как это обычно предполагается? / 7 th Zonenshain national conference on plate tectonics (Moscow, october 30-31, 2001). – Moscow: Nauchny Mir. – P. 135.

14. Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе / А.Д. Архангельский // Сов. нефт. пром., 1927. – С. 3–179.

15. Архангельский А.Д. Геологическое строение и история развития Черного моря / А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1938.

16. Атлас литолого-палеографических карт СССР. Т.1: Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды: карта, картографическое издание / под. ред.: Б. М. Келлер, Н. Н. Предтеченский. – Л.: Картфабрика ВГТ, 1968. – 3 л.

17. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины [наук. редкол.: Ю.А. Арсирий и др.] – Киев: Мингео УССР. – 1984. – 142 с.

18. Атлас родовищ нафти і газу України: у 6 т. / гол. редкол.: М.М. Іванюта. – Львів: Центр Європи. – 1998. – Т.1. – 494 с.

19. Атлас родовищ нафти і газу України: В 6 т. / [гол. редкол.: М.М. Іванюта]. – Львів: Центр Європи. – 1998. – Т. 4, 5. – 708 с.

20. Атлас родовищ нафти і газу України: у 6 т. / гол. редкол.: М.М. Іванюта. – Львів: Центр Європи, 1998. – Т. 6. – 222 с.

21. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / под. ред. М.М. Филиппов, В.А. Мележик. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. – 80 с.
22. Афанасьева М.С. Цикличность осадконакопления доманикового этапа развития Тимано-Печорского бассейна / М.С. Афанасьева, М.В. Михайлова // Геология, геофизика. – № 12. – 2000. – С. 14–24.
23. Афанасьева И.М. К геохимии органического вещества в породах Карпатского флиша / И.М. Афанасьев // Геол. журн. – 1980. – 40. – № 5. – С. 74–79.
24. Афанасьева М.С. Радиоларии как один из возможных источников органического вещества нефти / М.С. Афанасьева, М.В. Михайлова // Геология нефти и газа. – 1998. – № 1. – С. 12–21.
25. Афанасьева М.С. Радиоларии и экологические особенности бассейнов доманикового типа / М.С. Афанасьева // Геология, геофизика. – № 12. – 2000. – С. 24–33.
26. Афанасьева М.С. Адаптивная радиация радиоларий на девонском этапе развития Русской платформы / М.С. Афанасьева // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2000. – № 12. – С. 7–14.
27. Баженова Т.К. О нефтематеринском потенциале домезозойских отложений Сибирской платформы / Т.К. Баженова, Л.С. Беляева, Д.А. Биккенина и др. / Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. – М.: Наука, 1979. – С. 134–142.
28. Баженова О.К. Катагенез кайнозойских отложений осадочных бассейнов Востока СССР // Накопление и преобразование седиментитов / О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин, Е.Е. Карньюшина. – М.: Наука, 1984. – С. 214–224.
29. Баженова О.К. Образование нефти на небольших глубинах / О.К. Баженова // Геология нефти и газа, 1990. – № 7. – С. 11–15.
30. Баженова О.К. Геохимические доказательства биогенной природы УВ гидротермальных образований Срединно-Атлантического хребта: статьи // Генезис нефти и газа / О.К. Баженова, А.Ю. Леин. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 29–31.

31. Балашова А.В. Нефтегеологические особенности биогенно-кремнистых формаций тихоокеанского кольца: статьи // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа / А.В. Балашова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – Т.1. – С. 38–39.
32. Балуховский Н.Ф. Геологические циклы / Н.Ф. Балуховский. – Киев: Наук. думка, 1966. – 167 с.
33. Баргхорн Э. Древнейшие органические остатки на Земле / Э. Баргхорн // Природа, 1972. – № 5. – С. 77–83.
34. Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири / Бахтуров С. Ф. – Новосибирск: Наука, 1985. – 125 с.
35. Бгатов В.И. Природа «граптолитовых сланцев» / В.И. Бгатов, В.Г. Матухина / Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. – Л.: Наука, 1969 – С. 36–37.
36. Белинkin В.А. Природные битумы и проблемы комплексного освоения углеводородного сырья Сибирской платформы: статьи // Природные битумы и тяжелые нефти / В.А. Белинkin, И.А. Кушмар. – СПб.: Недра, 2006. – С. 339–346.
37. Белонин М.Д. Азово-Черноморский регион как элемент планетарного субширотного пояса межконтинентальных ареалов нефтегазоносных бассейнов: материалы междунар. конф. (Крым, Гурзуф, 5-8 сентября. 2000 г.). – Симферополь, 2000. – С. 18–19.
38. Берченко О.И. Биостратиграфическое расчленение и литологическая характеристика средне-позднедевонских отложений Придобруджского прогиба / О.И. Берченко, С.А. Мачулина С.А. // Геол. журнал. – 2002. – № 4. – С. 78–84.
39. Берченко О.И. Атлас известковых водорослей позднего девона Украины / О.И. Берченко. – К.: Наукова думка, 2003. – 102 с.
40. Берченко О.І. До уточнення стратиграфічної схеми девонських відкладів Донбасу / О.І. Берченко, В.І Полетаєв // Геол. журн. – 2007. – № 4. – С 65–68.
41. Блохина Т.С. Сапропелевые илы Черного моря: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Т.С. Блохіна. – К.: ОМГОР НАН УКраїни, 1994. – 22 с.

42. Богаец А.Т. Этапы развития и элементы структуры Предобруджинской краевой системы / А.Т. Богаец, Р.В. Палинский, Б.М. Полухтович, Э.И. Сафаров // Сов. геология. – 1977. – №2. – С. 128–134.
43. Боголюбова Л.И. Органическое вещество меловых черных сланцев мирового океана // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: статьи / Л.И. Боголюбова, П.П. Тимофеев. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 116–118.
44. Бойко Г.Ю. Нафтогазоносність і рифтогени південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи / Г.Ю. Бойко, М.І. Павлюк, Б.П. Різун // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 2. – С. 4-37.
45. Бурлин Ю.К. Осадочные формации континентальных окраин и их нефтегазоносность // Формации осадочных бассейнов: статьи / Ю.К. Бурлин, Н.А. Крылов, Л.И. Лебедев. – М.: Наука, 1986. – С. 176-182.
46. Бушинский Г.Е. Формация Фосфория / Г.Е. Бушинский. – М.: Наука, 1969. – 105 с.
47. Бушнев Д.А. Геохимия органического вещества верхнедевонских отложений Печорского бассейна // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология в XXI веке: статьи / Д.А. Бушнев. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2001. – С. 71–74.
48. Бушнев Д.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: органическая геохимия / Д.А. Бушнев // Литол. и полез. ископаемые. – 2005. – № 1. – С. 25–34.
49. Вальцебук Й.П. Типы слоистости в тоарских сланцах Северо-Западной Греции: статьи // Циклическая и событийная седиментация. – М.: Мир, 1985. – С. 464–475.
50. Вассоевич Н.Б. Главная фаза нефтеобразования // Вестник МГУ, сер. геол. - 1969.-№ 6.-С. 3-27.
51. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти / Н.Б. Вассоевич. – М.: Наука, 1986. – 368 с.
52. Вдовенко М.В. Стратотипы региональных стратиграфических подразделений нижнего карбона Доно-Днепровского прогиба (турнейский и визейский ярусы) /

М.В. Вдовенко, О.И. Берченко, В.И. Полетаев. – Киев, 1992. – 52 с. – (Препр. / АН Украины. Ин-т геол. Наук; 92-4).

53. Вдовенко М.В. Зональные фораминиферовые схемы нижнего карбона западных регионов Украины / М.В. Вдовенко // Геологічний журнал. — 2010. — № 3. — С. 75–84.

54. Вебер В.В. Нефтеносные свиты и их современные аналоги / В.В. Вебер. – М.: Недра, 1973. – 280 с.

55. Веймарн А.Б. Глобальные катастрофические события и их роль при стратиграфических корреляциях осадочных бассейнов разного типа / А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич и др. – М.: Мин. природ. ресурсов, 1998. – ... с.

56. Вишневская В.С. Девонские радиолярии и их роль в образовании нефти / В.С. Вишневская, А.В. Мерц, К.М. Седаева // Докл. РАН. – 1993. – Т. 333, № 6. – С. 745–749.

57. Вишневская В.С. Кремнистый биогенез и его отражение в доманикоидных фациях юга России и Украины // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: статьи / В.С. Вишневская, С.А. Мачулина, К.М. Седаева. – М.: Изд-во Московского университета. – 2003. – 58–60 с.

58. Вишневская В.С. Анализ юрских радиоляриевых ассоциаций севера России / В.С. Вишневская / Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. – Сыктывкар, 1999. Т. 2. – С. 261–264.

59. Войткевич Г.В. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре / Г.В. Войткевич, Л.Я. Кизильштейн, Ю.И. Холодков. – М.: Наука, 1983. – 156 с.

60. Волкова И.Б. Исследование органического вещества металлоносных черносланцевых толщ / И.Б. Волкова, М.В. Богданова. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 32 с.

61. Волкова И.Б. Органическая петрология / И.Б. Волкова. – Л.: Недра, 1990. – 299 с.

62. Волохин Ю.Б. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня / Ю.Б. Волохин, В.В. Иванов // Литология и полезные ископаемые. – 2007. – № 4. – С. 406–425.

63. Высоцкий В.И. Мировые ресурсы нефти и газа и их освоение / В.И. Высоцкий, А.Н. Дмитриевский // Российский химический журнал. – 2008. – т. 52. – № 6. – С. 18–24.
64. Гаврилов Ю.О. Литология и геохимия отложений оксидных и аноксидных обстановок седиментации древних бассейнов (эоцен Предкавказья): сб. науч. тр. / 1-е Всероссийское литологическое совещание. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 168–170.
65. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов / В.К. Гавриш. – Киев: Наук. Думка, 1974. – 158 с.
66. Гавриш В.К. Циклостратиграфическая и литогеофизическая корреляция продуктивных горизонтов нижнего карбона и девона в связи с прогнозированием комбинированных ловушек углеводородов в ДДВ / В.К. Гавриш, М.Г. Егурнова, Н.Я. Зайковский. – Киев, 1987. – 56 с. (Препр. / АН УССР, Ин-т геол. наук; № 87–35).
67. Гавриш В.К. Методика изучения и перспективы нефтегазоносности визейских доманикитов ДДВ / В.К. Гавриш, С.А. Мачулина, Н.М. Комский // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 3–11.
68. Гавриш В.К. Визейская нефтегенерирующая толща Днепровско-Донецкой впадины / В.К. Гавриш, С.А. Мачулина, В.С. Куриленко // Геол. і геохімія горючих копалин. – 1993. – № 2-3 (83–84). – С. 62–72.
69. Гавриш В.К. Анализ ритмичности доманикоидных пород стильской свиты Донбасса с точки зрения солнечно-земных и межпланетных связей / В.К. Гавриш, С.А. Мачулина, В.Н. Николенко // Доклады НАНУ. – 1994. – № 11. – С. 99–103.
70. Гавриш В.К. Геологическая цикличность и ее связь с космической / В.К. Гавриш, С.А. Мачулина, В.Н. Николенко, П.Ф. Фомин // Геол. журн. – 1996. – № 3-4. – С. 28–34.
71. Гавриш В.К. Геодинамика, разломы и их влияние на формирование ловушек УВ нетрадиционного типа в ДДВ / В.К. Гавриш, С.В. Муравский, С.А. Мачулина // Геологический журнал. – 1997. – № 1-2. – С. 7–11.
72. Гавриш В.К. Волны трансгрессий и регрессий в палеозой-кайнозойской истории развития Днепровско-Донецкой впадины / В.К. Гавриш, С.А. Мачулина // Доповіді НАНУ. – 2000. – № 3. – С. 122–125.

73. Гавшин В.М. Древнечерноморские сапропелевые илы // Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море): статьи / .М. Гавшин. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 93–131.
74. Галабуда М.І. Особливості геодинаміки Доно-Дніпровського прогину на межі раннього і середнього карбону / М.І Галабуда, Л.Й. Гетманюк, Л.Г. Гузарська // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 2. – С. 19–26.
75. Гарецкий Р.Г. Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР / Р.Г. Гарецкий, В.В. Глушко, Н.А. Крылов и др.; под общ. ред. Р.Г. Гарецкого. – М.: Недра, 1988. – 85 с.
76. Геодинамика Карпат / С.С. Круглов, С.Е. Смирнов, С.М. Спитковская и др.; под. общ. ред. С.С. Круглова. – К.: Наук. Думка, 1985. – 136 с. и к рисунку
77. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 680 с.
78. Геология республик Советской Прибалтики: сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500 000 / под ред. А.А. Григялис. – Л.: Недра, 1982. – 304 с.
79. Геологическая история территории Украины. Докембрий / под ред. В.А. Рябенко. – К.: Институт геологических наук, 1993. – 187 с.
80. Геологическая история территории Украины. Палеозой / под. ред. П.Д. Цегельнюк. – Киев: Наук. Думка, 1993. – 199 с.
81. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия / [Д.Е. Айзенверг, О.И. Берченко, Н.Е. Бражникова и др.] / под ред. Д.Е. Айзенверг. – Киев: Наук. думка, 1988. – 148 с.
82. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / [Кабышев Б.П., Шпак П.Ф., Билык О.Д. и др.]; под общ. ред. П.Ф. Шпак. – Киев: Наук. Думка. – 1989. – 204 с.
83. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие рифтогенов / [Гавриш В.К., Забелло Г.Д., Рябчун Л.И. и др.]; под ред. В.К. Гавриша. – АН УССР Ин-т геологических наук. – Киев: Наук. думка, 1989. – 208 с.

84. Геология и геохимия нефти и газа: Учебник / О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов, В.Е. Хаин; под ред. Б.А. Соколова. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 384 с.
85. Геохимия, минералогия и литология черных сланцев / под. ред. Я. Э. Юдович, В. И. Силаев. – Сыктывкар: Коми фил. АН СССР. – 1987. – 134 с.
86. Гинзбург А.И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР) / А.И. Гинзбург // Литология и полезные ископаемые. – 1969. – № 4. – С. 39–52.
87. Гинзбург А.И. Петрография органического вещества горючих сланцев: статьи // Петрография и генезис угля / А.И. Гинзбург. – М.: Наука, 1979. – С. 103–109.
88. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов / В.В. Глушко. – М.: Недра, 1968. – 264 с.
89. Гнидец В.П. Эволюция мелового седиментогенеза в Крымском эпипелагическом бассейне: статьи // Геология морей и океанов / В.П. Гнидец, К.Г. Григорчук Т. 1. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 42–43.
90. Голубев А.И. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона / А.И. Голубев, А.М. Ахмедов, Л.П. Галдобина. – Л.: Наука, 1983. – 193 с.
91. Гольдберг И.С. Состав и рудная специализация фанерозойских черных сланцев / И.С. Гольдберг, А.А. Мицкевич, Г.В. Лебедева // Сов. геология. – 1991. – № 2. – с. 23–29.
92. Голубева З.В. Структурное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южного Приуралья / З.В. Голубева, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин // Геотектоника. – 1978. – № 6. – С. 36–43.
93. Горбачев О. В. Углеродистые отложения древних континентальных окраин (геохимические особенности, формационные типы, эволюция): статьи // Формации осадочных бассейнов / О. В. Горбачев, Н. А. Созинов. – М.: Наука, 1986. – С. 203–212.

94. Городницкий А.М. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным) / А.М. Городницкий, Л.П. Зоненшайн, Е.Г. Мирлин. – М.: Наука, 1978. – 123 с.
95. Губкин И.М. Урало-Волжская нефтеносная область / И.М. Губкин. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – 213 с.
96. Гуляева Л.А. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области / Л.А. Гуляева, В.А. Завьялов, Е.Я. Поделько. – М.: Академия Наук, 1961. – 103 с.
97. Гурари Ф.Г. Палеогеография баженовской свиты по распределению в ней урана // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири : статьи / Ф.Г. Гурари, Н.И. Матвиенко. – Новосибирск, 1980 – С. 81–91.
98. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность / Ф.И. Гурари // Сов. геология. – 1980. – № 11. – С. 3–12.
99. Гуров Е.П. Космическая катастрофа на границе мела и палеогена и ее следы в породах Горного Крыма / Е.П. Гуров, Е.П. Гурова // Геол. журн. – 1994. – № 2. – С. 23–31.
100. Гурова Т.И. О вещественном составе верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности / Т.И. Гурова // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 134. – № 4. – С. 924–927.
101. Данюшевская А.И. Распределение и диагенетическая эволюция ОВ в донных отложениях зоны полярного седиментогенеза: статьи // Органическое вещество современных и ископаемых осадков / А.И. Данюшевская, Д.С. Яшин, Н.Н. Лапина. – М.: Наука, 1985. – С. 54–71.
102. Дафф П. Цикличность осадконакопления / П. Дафф, А. Халлам, Э. Уолтон. – М.: Мир, 1971. – 284 с.
103. Детыненко Л.А. Новые данные об органическом веществе формации черных углеродисто-кремнистых сланцев / Л.А. Детыненко // Изв. АН КиргССР. – 1978. – № 3. – С. 8–15. – Деп. в ВИНТИ, № 1987–76.
104. Диденко А.В. Геохимия углеродсодержащих соединений ртутных месторождений Украины / А.В. Диденко. – Киев: Наук. думка, 1985. – 24 с.

105. Дистанова Л.Р. Особенности нефтегазообразования в бассейнах Восточного Паратетиса (эоценовая эпоха накопления) // Новые идеи в геологии нефти и газа / Л.Р. Дистанова. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 131–133.
106. Доленко Г.Н. Геология и нефтегазоносность Волыно-Подольской плиты / Г.Н. Доленко, Б.П. Ризун, Ю.Н. Сеньковский и др. / под общ. ред. Г.Н. Доленко. К.: Наук. Думка, 1980. – 105 с.
107. Доленко Г.Н. Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины / Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, Н.И. Галабуда и др. / под общ. ред. Г.Н. Доленко. – К.: Наук. Думка, 1984. – 232 с.
108. Дригант Д.М. Геологічний розвиток Волинсько-Подільської окраїни Східно-Європейської платформи і Передкарпатського прогину у середньому палеозої / Д.М. Дригант // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 2. – С. 39-49.
109. Дроздова Т.В. Об органическом веществе из флюоритовых руд Покрово-Киреевского месторождения в Приазовье / Т.В. Дроздова, К.И. Якубович, Е.Ф. Константинов // Геохимия. – 1964. – № 6. – С. 573–577.
110. Енергетичний потенціал Півдня України: сировинний і транскордонний аспекти / О.Л. Михайлюк, С.В. Стеценко, Л.В. Сухіна: зб. наук. праць // Вісник соціально-економічних досліджень. – Одеса: ОДЕУ, 2008. – Вип. 30. – С. 254–260.
111. Егоров А.И. Угленосные и горючесланцевые формации европейской части СССР / А.И. Егоров. – Ростов: Ростовский университет, 1985. – 192 с.
112. Євдошук М.І. Теоретичні основи нетрадиційних геологічних методів пошуку вуглеводнів / М.І. Євдошук, І.І. Чебаненко, В.К. Гавриш та ін. – К.: ВЦ «Софія», 2001. – 287 с.
113. Ермолаев Н.П. Стратиморфное рудообразование в черных сланцах / Н.П. Ермолаев, Н.А. Созинов. – М.: Наука, 1986. – 174 с.
114. Забанбарк А. Глубоководные акватории Мирового океана – углеводородный резерв XXI века: статьи // Новые идеи в геологии нефти и газа / А. Забанбарк. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 149–150.
115. Залесский М.Д. Первые микроскопические исследования нижневолжского горючего сланца / М.Д. Залесский // Изв. сапропел. ком. – 1928. вып. XV. – С. 1–28.

116. Захаров Е.В. Перспективы юрского комплекса арктических морей СССР для поисков залежей углеводородов / В.Е. Захаров, И.Б. Кулибакина // Сов. геол. – № 5. – 1989. – С. 33–38.
117. Захаров В.А. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири / В.А. Захарова, Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова // Геол. и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 3. – С. 42–45.
118. Зеленин Н.И., Озеров И.М. Справочник по горючим сланцам / Н.И. Зеленин, И.М. Озеров. – Л.: Недра, 1983. – 248 с.
119. Зоненшайн Л.П. Изменение тектонической активности Земли за последние 150 млн. лет / Л.П. Зоненшайн, В.В. Хаин // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 305. – № 2. – С. 402–405.
120. Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. - Москва: Недра, 1990. – Кн. 2. – 334 с.
121. Иванчук П.К. К вопросу нефтегазоносности территории Молдавской ССР / П.К. Иванчук, А.Я. Эдельштейн // Геология нефти и газа. – 1958. – № 12.
122. Игнатов Б.Ф. О верхнем пределе концентраций органического вещества в нефтематеринских отложениях / Б.Ф. Игнатов // Изв. Вузов: Нефть и газ. – 1968. – 3 8. – С. 7–21.
123. Ильин А.В. Массовое накопление биогенных пород у границы венда и кембрия и изотопные аномалии углерода: статьи // Современные вопросы геологии / А.В. Ильин, Ю.А. Киперман. – М.: Научный мир. – 2002. – С. 8–12.
124. Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация / Т.В. Ильченко, В.М. Степаненко // Геофиз. журн. 1998. – Т. 20. № 2. – С. 95–105.
125. Калмурзаев К.Е. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность / К.Е. Калмурзаев. – Фрунзе: ИС НАН КР – 1978. – 300 с.
126. Каныгин А.В. Об условиях образования граптолитовых сланцев Северо-Востока СССР / А.В. Каныгин // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. – 1973. – Вып. 47. – С. 58–67.

127. Каплан М.Е. Состав и генезис битуминозных отложений триаса северо-востока Сибири / М.Е. Каплан, М.Н. Вавилов // Литология и полезные ископаемые. – 1976. – № 5. – С. 80–99.
128. Карагодин Ю.В. Понятия и термины седиментационной цикличности / Ю.В. Карагодин. – Новосибирск: ИГиГ Со АН СССР, 1978. – 48 с.
129. Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация / под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела и Р. Фэйрбриджа. – М.: Мир, 1970. – 395 с. табл
130. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях / С.М. Катченков. – М.: Гостоптехиздат, 1959.
131. Кирюхина Т.А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности палеозойских отложений восточного сектора Баренцевоморского бассейна / Т.А. Кирюхина, А.В. Ступакова, К.А. Ситар // Геология нефти и газа. – 2006 – № 3. – С. 41–49.
132. Кирюхина Т.А. Геохимическая характеристика кайнозойских и мезозойских отложений бассейна Писко (Перу) // Новые идеи в геологии нефти и газа: статьи / Т.А. Кирюхина. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 213-218.
133. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. – М.: Наука, 2004. – 299 с.
134. Клубов Б.А. Проявления природных битумов на арктических окраинах Евразии и Северной Америки / Б.А. Клубов // Геология нефти и газа. – 1997. – № 3. – С. 8–12.
135. Книппер А.Г. Океанская кора в структуре Альпийского складчатого пояса / А.Г. Книппер. – М.: Наука, 1975. – 208 с.
136. Ковхуто А.М. Перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений Припятского прогиба // А.М. Ковхуто, В.С. Конищев: труды междунар. конф., Чернигов, 2001. – С. 111–112.
137. Кодина Л.А. Формирование изотопного состава углерода органического вещества гумусового и сапропелевого типов в морских отложениях / Л.А. Кодина, Э.М. Галимов // Геохимия. 1984, №11, С.1742- 1756.

138. Колтун Ю.В. Генерація вуглеводнів у флішових відкладах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину / Ю.В. Колтун // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1998. – № 3 (104). – С. 148–153.
139. Комплексная переработка горючих сланцев / под ред. П.В. Турского. – Куйбышев: Центральное бюро технической информации, 1961. – 25 с.
140. Конивец В.И. Сланцепроявление среднеюрского возраста / В.И. Конивец // Прогноз горючих сланцев европейской части СССР. – Таллин: Валгус, 1974. – С. 26–28.
141. Конюхов А.И. Особенности состава ОВ в горизонтах сапропелевидных осадков морей и океанов: статьи // Накопление и преобразование сидикахитов / А.И. Конюхов, П.Н. Куприн, Д.Е. Германович, Л.И. Потапова, Н.М. Шарно. – М.: Наука, 1978. – С. 86–99.
142. Конюхов А.И. Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики / Органическое вещество современных и ископаемых осадков А.И. Конюхов. – М.: Наука, 1985. – С. 85–95.
143. Конюхов А.И. Строение осадочного чехла и процессы седиментации на северной (Предкавказье) и южной (зона Загрос) окраинах океана Тетис // Новые идеи в геологии нефти и газа: статьи / А.И. Конюхов, Б. Малек. – М.: ГЕОС, 2004. – С. 254–255. Табл.
144. Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины / В.П. Корзун, А.С. Махнач. – Мн.: Наука и техника, 1977. – 162 с.
145. Корчагина Ю.И. Геохимия осадков современных водоемов: статьи // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России / Ю.И. Корчагина, М.Л. Сен-Жермес. – М.: МГУ. – 1996. – С. 107–116.
146. Короновский Н.В. Основы геологии / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. – М.: Высшая школа, 1991. – 360 с.
147. Короновский Н.В. Гидротермальные образования в океанах / Н.В. Короновский // Сорос. Обозреват. Журн. – 1999. - № 9. – С. 55–62.

148. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов / К. Краускопф // Проблемы рудных месторождений. – М.: Изд-во Иностран. литер, 1959. – С. 388–440.
149. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України / Ю.З. Крупський. – К.: УкрДГРІ, 2001. – 144 с.
150. Крупский В.З. Геодинамічні умови та фаціальні особливості формування чо-рносланцевих відкладів протерозой-палеозою Волино-Поділля / В.З. Крупський, В.О. Котик // Геодинамика. – 2010. - № 1(12). – С. 86-92.
151. Ксенокристаллы клинопироксена из андезит-трахиандезитового комплекса Восточного Приазовья / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик, Ю.С. Цымбал [та ін.] // Мінерал. журн. – 2006. – № 2. – С. 22–27.
152. Кузнецов С.С. Историческая геология / С.С. Кузнецов. – М.: Гос. Учебно-педагогическое изд-во, 1962. – 287с.
153. Куприн П.Н. Преобразование ОВ во вмещающих отложениях на стадии диа-генеза и раннего катагенеза // Накопление и преобразование седикахитов: статьи / П.Н. Куприн. – М.: Наука, 1979. – С. 39–56.
154. Куриленко В.С. Графо-аналитический метод оценки генерационного потен-циала визейской доманикоидной толщи ДДВ / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Зб. наук. праць. – Київ, ІГН НАНУ. Вип. 3. – 2010. – С. 281–286.
155. Кутас Р.И. Земной тепловой поток Донбасса / Р.И. Кутас, М.И. Бевзюк // Ге-офиз. журн. 1992. – Т. 14. – № 2. – С. 14–22.
156. Ладыженский Н.Р. Геология и нефтегазоносность советского Предкарпатья / Н.Р. Ладыженский. – К.: ИГН АН УССР, 1955. – 383 с.
157. Лазаренко Е.К. Минералогия Донецкого бассейна / Е.К. Лазаренко, Б.С. Па-нов, В.И. Груба; под общ. ред. Е.К. Лазаренко: В 2 т. – Киев. Наук. думка, 1979. – Т. 2. – 502 с.
158. Лапо А.В. Следы былых биосфер / А.В. Лапо. – М., 1979. – 175 с.
159. Лапуть В.А. Геохимия нефтегазоносных отложений Белоруссии / В.А. Лапуть. – Мн.: 1983. – 181с.

160. Ларичев А.И. Органическая геохимия докембрийских нефтематеринских отложений (на примере Сибирской платформы) / А.И. Ларичев, П.Н. Соболев // Геология и геофизика. – 1998. – Т.39, № 4. – С.513–517.
161. Левитан М.А. О черных глинах Атлантического океана: статьи // Накопление и преобразование ОВ современных и ископаемых осадков / М.А. Левитан. – М.: Недра, 1978. – С. 100–103.
162. Леонард Р. Геохимическое моделирование бассейна Колумбус. Прибрежные воды Тринидата / Р. Леонардо. – Амоко, 1989. – 25 с.
163. Леин А.Ю. Гидротермальные системы океана и жизнь / А.Ю. Леин, Л.И. Москалев, Ю.А. Богданов, А.М. Сагалевиц // Природа. – 2000. – № 5. – с. 35–38.
164. Линецкий В.Ф. О предлагаемых механизмах первичной миграции углеводородов // Первичная и вторичная миграция нефти и газа: статьи / В.Ф. Линецкий. – М.: Недра, 1975. – С. 192–216.
165. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1978. – 392 с.
166. Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых / Н.В. Лопатин. – М.: Недра, 1983. – 193 с.
167. Лукин А.Е. Литологические особенности девонских отложений / А.Е. Лукин // Геол. журнал. – № 2-3. – С. 26–46.
168. Лукин А.Е. Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности нижнего фанера северо-запада Днепровско-Донецкой впадины: статьи // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа / А.Е. Лукин, В.И. Савченко. – 1977. – Вып. 12. – С. 1–11.
169. Лукин А.Е. Глубинные факторы формирования Припятско-Днепровско-Донецкой системы нефтегазоносных бассейнов / А.Е. Лукин, П.Ф. Шпак // Геол. журн. 1991. – № 5. – С. 27 – 38.

170. Лукин А.Е. Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах / А.Е. Лукин. – Киев: Наукова думка, 1997. – 223 с.
171. Лукин А.Е. Дегазация Земли, химический мутагенез, макроэволюция. Статья 1. О причинах глубокой взаимосвязи эпох глобального накопления гидрокарбонатов и переломных этапов макроэволюции / А.Е. Лукин // Геол. журн. – 1999. – № 4. – С. 15–26.
172. Лукин А.Е. Феномен пограничных стратонов и его значение для решения ключевых проблем теоретической и прикладной геологии / А.Е. Лукин // Геол. Журнал. – 2003. – № 2. – С. 7–26.
173. Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика / С.В. Максимова. – М.: Наука. 1970. – 84 с.
174. Максимов С.П. Органическое вещество и цикличность процессов нефтегазообразования // Органическое вещество современных и ископаемых осадков: статьи / С.П. Максимов, Т.А. Ботнева, Н.А. Еременко и др. – М.: Наука. 1985. – С. 31–38.
175. Макухіна Г.О. Петрографія дайково-ефузивного комплексу південно-західного Донбасса / Г.О. Макухіна. – К.: АН УРСР, 1961. – 143 с.
176. Манская С.М. Геохимия органического вещества / С.М. Манская, Т.В. Дроздова. – М.: Наука, 1964. – 315 с.
177. Марина М.М. Прогноз распределения ОВ в кайнозойских отложениях Охотского моря: сб. науч. тр. I-го Литологического совещания / М.М. Марина, Ю.М. Берлин. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 450–452.
178. Марковский Б.П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала / Б.П. Марковский. // Материалы ВСЕГЕИ. Сб. 8. – М.-Л.: Госгеолитиздат, 1948. – С. 22–38.
179. Матишов Г.Г. Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. – Ростов на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2005. – 352 с.
180. Мачулина С.А. Рифогенный пояс Днепровско-Донецкой впадины и перспективы его нефтегазоносности / С.А. Мачулина // Нафт. і газ. пром-ть. – 1996. – № 3. – С. 11–14.

181. Мачуліна С.О. Моделі карбонатно-доманикоїдної седиментації у зв'язку з прогнозуванням рифогенних пасток / С.О. Мачуліна // Нафт. і газова пром-ть. – 2001. – № 3. – С. 5–8.
182. Мачулина С.А. Цикличность углеродистых формаций в архей-протерозойской истории Земли / С.А. Мачулина // Доповіді НАНУ. – 2001. – № 5. – С. 120–123.
183. Мачулина С.О. Геологія і нафтогазоносність озерсько-хованських відкладів верхнього девону Срібненського та Жданівського прогинів ДДЗ / С.О. Мачуліна // Нафт. і газова пром-ть. – 2001. – № 6. – С. 13–16.
184. Мачулина С.А. Палеозойские рифогенные постройки зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом / С.А. Мачулина, О.И. Берченко, В.В. Огарь и др. (Крым, Гурзуф, 8-13 сентября 2003 г.) : тезисы докладов. – Симферополь, 2003. – С. 231–233.
185. Мачулина С.А. О некоторых научных и практических результатах геологической экскурсии по Донбассу / С.А. Мачулина, В.И. Полетаев, Т.К. Баженова [и др.] // Геол. журнал. – 2003. – № 2. – С. 139-142.
186. Мачулина С.А. Палеозойские доманикоидные толщи юго-западной окраины Донбасса / С.А. Мачулина, М.В. Дахнова, О.И. Берченко [и др.] // Доп. НАНУ. – 2005. – № 3. – С.111–115.
187. Мачуліна С.А. Багатогранники піриту із карбонатних порід Стельського кар'єру / С.А. Мачуліна, І.В. Квасниця, Ю.А. Галабурда // Геолог України. – 2006. – № 1. – С. 12–15.
188. Мачуліна С.А. Ксенокристали хромшпінеліду й альмандин-піропу із дайки трахіандезитового порфіриту в Стельському кар'єрі (Приазов'я) / С. Мачуліна, Т. Шем'якіна, В. Квасниця // Геолог України. – 2006. – № 4. – С. 28-34.
189. Мачуліна С.О. Нова знахідка антраксоліту на півдні Донбасу / С.О. Мачуліна, В.М. Квасниця, В.С. Мельников [та ін.] // Геолог України. – 2007. – № 3. – С. 38–50.

190. Мачулина С.А. Геологические условия формирования «черного курильщика» в Донбассе / С.А. Мачулина // Доп. НАН України. – 2008. – № 12. – С. 19–23.
191. Мачулина С.А. К вопросу о типизации антраксолитов / С.А. Мачулина, А.В. Иванова, Л.Б. Зайцева // Геологический журнал. – 2008. – № 3. – С. 43–49.
192. Мачулина С.А. Стыльская свита Донбасса – аналог черносланцевых формаций / С.А. Мачулина // Геологический журнал. – 2008. – № 2. – С. 52–61.
193. Мачулина С.А. Наложенные процессы и вторичная минерализация в зоне Волновахского глубинного разлома Донбасса / С.А. Мачулина // Тектоніка і стратиграфія. – 2010. Вип.. 37. – С. 16-26.
194. Меннер В.Вл. Особенности франско-фаменского рифообразования в Тимано-Печорской провинции (на примере Центрально-Хорейверской и Дюсушевской рифогенных зон) / В.Вл. Меннер, М.В. Михайлова, А.В. Баранова, Г.Л. Шувалова // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. – 216–218.
195. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли, (рифтогенез на древних платформах) / Е.Е. Милановский. – М., Недра, 1983. – 280 с. (график на кривой Вейла)
196. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. – Киев.: Науко / А.Ю. Митропольский, А.А. Безбородов, Е.И. Овсяный – К.: Наук. думка, 1982. – 144 с.
197. Можегова С. В. Типы карбонатных разрезов девона северного борта Прикаспийской синеклизы /С.В. Можегова, А.В. Ярошенко: материалы 2-го Всероссийского литологического совещания, 5–7 июня 2001 г. Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 60–62.
198. Москаленко К.А. Новые данные по строению доманиково-турнейского нефтегазоносного комплекса юга Хорейверской впадины / К.А. Маскаленко, Л.И. Мельникова, М.Н. Москаленко, Ю.А. Юдина // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 218–220.

199. . Муратов М.В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение / М.В. Муратов // Бюлл. МОИП, Отд. геол. – 1955. – Т. 30. – №5, – С.27–50.
200. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М.В. Муратов. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 207 с.
201. Мягкова Е.И. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа) / Е.И. Мягкова, Х.Э. Нестор, Р.Э. Эйнасто. – Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1977. – 176 с.
202. Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике / Р.М. Мянниль. – Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1966. – 200 с.
203. Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов / Л.А. Назаркин. – Саратов: СГУ, 1979. – 336 с.
204. Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман-турон и маастрихт-даний/ Д.П. Найдин // Бюл. МОИП. отд. геол. – 1993. – Т. 68, вып. 3. – С. 33–53.
205. Найдин Д.П. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. – 135 с.
206. Накопление и преобразование сидикахитов / под ред. Н.Б. Вассоевича, П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1979. – 228 с.
207. Натапов Л.М. Отложения типа доманиковой формации на северо-востоке Сибирской платформы / Л.М. Натапов // Сов. Геология. – 1962. – № 11. – С. 110–112.
208. Наукове обґрунтування ресурсів і запасів нафтогазоперспективних об'єктів України / Б.Л. Крупський, В.В. Гладун, М.Є. Євдошук та ін. – Київ: вид-тво ПП «ЕКМО», 2009. – 240 с.
209. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ у північно-західному шельфі Чорного моря / П.Ф. Гожик, І.І. Чебаненко, М.І. Євдошук и др.; под общ. ред. П.Ф. Гожики. – К.: ЕКМО, 2010. – 199 с.

210. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області / В.П. Гнідець, К.Г. Григорчук, С.М. Захарчук та ін.; під ред. Б.М. Полухтовича. – К.: ЄКМО, 2010. – 247.
211. Негруца В.З. Докембрийские углеродсодержащие породы восточной части Балтийского щита Проблемы осадочной геологии докембрия: статьи / В.З. Негруца, В.Н. Шурыгин, В.А. Журавлев. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1981. – С.66–88.
212. Негруца В.З. Историко-геологический метод изучения докембрия / В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца. – Ленинград : Недра, 1988 – 196 с.
213. Некоторые новые данные о фаменских отложениях северо-западной части ДДВ в связи с перспективами их нефтегазоносности / Р.М. Пистрак, Е.И. Пашкевич, А.Д. Бритченко [и др.] // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1969. – № 17. – С. 33–44.
214. Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли / С.Г. Неручев. – Л.: Недра, 1982. – 208 с.
215. Неручев С.Г. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа / С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, И.А. Зеличенко. – Л.: Недра, 1986. – 247 с.
216. Неручев С.Г. Аномально высокие давления – следствие генерации УВ и причина взрывного характера их эмиграции / С.Г. Неручев, В.В. Мухина, Е.А. Рогозина, И.Б. Червяков // Сов. геология. – 1987. – № 10. – С. 33–39. +
217. Нестор Х.Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского палеобалтийского периконтинентального бассейна / Х.Э. Нестор, Р.Э. Эйнасто / Фации и фауна силура Прибалтики. – Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1977. – С. 89–121.
218. Нефтегазоперспективные объекты Украины / [Чебаненко И.И., Краюшкин В.А., Ключко В.П. и др.]; под. ред. И.И. Чебаненко. – Киев: Наукова думка, 2002. – 295 с.
219. Нефтегазоносность Донбасса / [под ред. В.Г. Бондарчука]. – Киев, 1954. – 822 с.
220. Нехорошев В.П. Кендерлыкское каменноугольное месторождение (геологический очерк) / В.П. Нехорошев. – Л.: Геолком, 1928. – 63 с.

221. Нечаев С.В. Особенности металоносности южной окраины Донбаса / С.В. Нечаев // Геол. журн. Т. XIX. Вып. 3. – 1959. С. 51–57.
222. Нечаев С.В. Черносланцевые формации Европы и связанное с ними оруденение / С.В. Нечаев // Геол. журн. – 1982. – 42. – № 6. – С. 65–75.
223. Никифорова О.И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы / О.И. Никифорова / Материалы по геологии Сибирской платформы. – М.: Геогелтехиздат, 1955. – С. 50–106.
224. Носовский М.Ф. Биотические и абиотические события на границе палеогена и неогена в Южной Украине / М.Ф. Носовский // Геол. журн. – 1995. – № 2. – С. 114–117.
225. Окрепкий Р.М. Основні закономірності поширення важких і високов'язких нафт і природних бітумів у нафтогазоносних регіонах України. Стаття 1. Східний нафтогазоносний регіон / Р.М. Окрепкий // Геол. журн. – 2002. – № 2. – С. 24–35.
226. Основы геологии: учеб. / под ред. Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. – М.: Высшая школа, 1991. – 360 с.
227. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации, миграции и аккумуляции / [Неручев С.Г., Баженова Т.К., Смирнов С.В. и др.]; под. ред. С.Г. Неручев. – СПб.: Недра, 2006. – 363 с.
228. Палеогеография СССР / под ред. А.П. Виноградова. – М.: Недра, 1975. – 233 с.
229. Панов Б.С. О галените и сфалерите в известняках из окрестностей села Раздольного (Каракуба) в Донецком бассейне / Б.С. Панов // Вопросы минералогии осадочных образований. – Львов: Изд-во Львов. Ун-та, 1970. – Кн. 8. – С. 73–79.
230. Парпарова Г.М. Исходный материал и фациально-геохимические условия формирования вещественно-петрографического состава ОВ разновозрастных доманикоидных отложений / Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.И. Гинзбург // Геохимия, 1984. – № 2. – С. 1882–1895.
231. Парпарова Г.М. Углетрографические методы в изучении осадочных пород и полезных ископаемых / Г.М. Парпарова, А.В. Жукова. – Л.: Недра, 1990. – 308 с.

232. Пауль Й. Типы стратификации в медистых сланцах. /Циклическая и событийная седиментация: пер. с англ. / под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. – М.: Мир, 1985. – 504 с.
233. Периодические процессы в геологии: / под ред. Н.В. Логвиненко. – Л.: Недра, 1976. – 264 с.
234. Петрова В.И. Геохимия ОВ моря Лаптевых: материалы XIII Международной школы морской геологии. – Т. 1. – М.: Наука, 1999. – С. 297–298.
235. Пистрак Р.М. Литолого-стратиграфический очерк: статьи // Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины / Р.М. Пистрак, Е.И. Пашкевич, А.Д. Бритченко. - Киев: Наук. Думка, 1973. – С. 11–71.
236. Плахотный Л.Г. Меловой вулканизм равнинного Крыма / Л.Г. Плахотный, М.Я. Апостолова, В.А. Гордиевич // Бюлл. МОИП, отд. геологии, Т. XLVI (4), 1971. – С. 102–112.
237. Полетаев В.И. Литостратиграфическое расчленение известняковой толщи нижнего карбона Донецкого бассейна / В.И. Полетаев. – Киев, 1981. – 50 с. – (Препринт /АН УССР. Ин-т геол. наук; 81-34).
238. Полетаєв В.І. Рішення палеозойської комісії національного стратиграфічного комітету України (2003-2005 рр.) / В.І. Полетаєв, О.І. Берченко // Геол. журн. – 2006. – № 4. – С. 119–123
239. Полуаршинов Г.П. Углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы северо-востока Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1974. – 13 с. ВИНТИ, № 1987-76.
240. Полудеткина Е.Н. Нефтематеринские свойства пород Лабрадорского бассейна и шельфа западной Гренландии: материалы XVI Губкинские чтения, 2004 г. Москва. – М.: «Интерконтакт Наука», 2004. – С. 155–156.
241. Полухтович Б.М. Геологическое строение Западного Причерноморья / Б.М. Полухтович, П.Ф. Шпак, А.Д. Самарский и др. – Киев, 1990. – 57 с. – (Препр. / АН УССР, Ин-т геол. наук; № 90–12).

242. Полухтович Б.М. Оцінка перспектив нафтогазоносності палеозойсько-мезозойських відкладів Переддбрудзького прогину / Б.М. Полухтович, О.Д. Самарський, В.В. Шиян // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – № 2–3. – С. 19–29.
243. Полухтович Б.М. Умови нафтогазоутворення і нафтогазонагромадження в крейдових відкладах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину: матеріали між-нар. конф., лютий 2001 р. Чернігів. – Чернігів, 2001. – С. 155–156.
244. Полякова В.Е. Береговые рифы верхневизейского подъяруса Донецкого бассейна / В.Е. Полякова // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука, 1986. – С. 174–179.
245. Попп І.Т. Нафтоматеринські властивості бітумінозних кременистих відкладів Українських Карпат / І.Т. Попп // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1995. – № 3-4 (92-93). – С. 35–40.
246. Попп І.Т. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 2. Палеоокеанографічні умови кремененагромадження / І.Т. Попп, Ю.М. Сеньковский, Ю.П. Гаєвська // Геол. і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 2. – С. 95–106.
247. Порфир'єв В.Б. Менілітові сланці Карпат / В.Б. Порфир'єв, І.В. Грінберг, М.Р. Ладиженський. – Київ, Вид. АН УРСР, 1963. – 206 с. табл.
248. Порфирьев В.Б. Менилитовые сланцы – сырье для промышленности – строительный материал / В.Б. Порфирьев, И.В. Гринберг, Н.Р. Ладыженский и др.; под. общ. ред. В.Б. Порфирьева. – К.: АН УССР, 1956. – С. 35–38.
249. Пригаріна Т.М. Прогнозні ресурси вуглеводнів Східного нафтогазоносного регіону / Т.М. Пригаріна, О.Ю. Лукін, Б.П. Кабишев // Нафт. і газова пром-ть. – 2005. – № 1. – С. 15–18.
250. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность / И.Е. Постникова. – М.: Недра, 1977. – 221 с.
251. Прогноз горючих сланцев Европейской части СССР/ под ред. В.А. Котлукова и С.С. Баукова. –Таллин: Мн-т геологии АН ЭССР, 1974. – 72 с.

252. Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну / [под ред. Д.Е. Айзенверга, А.М. Бабенко, Н.Г. Беленко и др.]. – М.: Наука, 1975. – 140 с.
253. Радзивилл А.Я. Углеродистые формации и тектономагматические структуры Украины / А.Я. Радзивилл. – К.: Наук. думка, 1994. – 172 с.
254. Разницын В.А. Развитие авлакогена большого Донбасса и девонское осадконакопление Днепровско-Донецкой впадины // Геология и полезные ископаемые соленосных толщ / В.А. Разницын. – Киев: Наук. думка, 1974. – С. 41–47.
255. Резников А.Н. Новый метод оценки перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа / А.Н. Резников // Геология нефти и газа. – 1998. – № 3. – С. 9–21.
256. Резников А.Н. Ресурсы нефти и газа глубоководного региона бассейна дельты Нигера // К созданию общей теории нефтегазоносности недр: материалы междунар. конф. Москва, 2002. – М.: ГЕОС. – 2002. – С. 125–128.
257. Різун Б П. Радехівський глибинний розлом південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи / Б П. Різун, А. П. Медведєв // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1973. – Вип. 36. – С. 88-92.
258. Родионова К.Ф. Геохимия органического вещества и нефтематеринские породы фанерозоя / К.Ф. Родионова, С.П. Максимов. – М.: Недра, 1981. – 367 с.
259. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане / Е.А. Романкевич. – М.: Наука, 1977. 203 с.
260. Ронов А.Б. Девонские литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин // Сов. Геол. – 1954. – С. 46–70.
261. . Ронов А.Б. Каменноугольные литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин // Сов. Геол. – 1955. – Сб. 48. – С. 92–117.
262. Ронов А.Б. Пермские литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин // Сов. Геол. – 1956. – Сб. 54. – С. 20–36.
263. Ронов А.Б. Органический углерод в осадочных породах в связи с нефтегазоносностью / А.Б. Ронов // Геохимия, 1958. – № 5. – С. 409–423.

264. Ронов А.Б. Триасовые литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин // Сов. Геология, 1961. – С. 27–48.
265. Ронов А.Б. Юрские литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин // Сов. Геол. – 1962. – № 1. – С. 9–34.
266. Ронов А.Б. Кембрийские литологические формации мира / А.Б. Ронов, К.Б. Сеславинский, В.Е. Хаин // Сов. геол. – 1974. – № 12. – С. 10–33.
267. Ронов А.Б. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Ордовикские литологические формации мира / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, К.Б. Сеславинский // Сов. геол. – 1976. – № 1. – С. 7–27.
268. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли / А.Б. Ронов. – М.: Наука, 1980. – 79 с.
269. Ронов А.Б. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое / А.Б. Ронов, А.Н. Балуховский // Литология и полезн. ископ. – 1981. – № 5. – С. 118–136.
270. Ронов А.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира (мезозой и кайнозой океанов и континентов) / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, А.Н. Балуховский. – Л.: Мингео, 1989. – 79 с.
271. Руттен. М.Г. Геология Западной Европы / М.Г. Руттен. – М.: Мир, 1972. – 445 с.
272. Рябенко В.А. Геологическая история территории Украины. Докембрий / В.А. Рябенко, Л.В. Коренчук, Е.А. Асеева и др. – Киев: Наук. думка, 1992. – 186 с.
273. Сеньковський Ю.М. Океанографічний літопис аноксичних океанічних подій Карпато-Східноєвропейського сегменту Тетису / Ю.М. Сеньковський, Ю.В. Колтун, І.Т. Попп та ін. // Геол. журн. – 2012. – № 3. – С. 95–105.
274. Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли / К.Б. Сеславинский. – М.: Недра, 1987. – 192 с.
275. Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии и регрессии в палеозое / К.Б. Сеславинский // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1991. – № 1. – С.71–79.
276. Справочник по геохимии нефти и газа [под ред. С.Г. Неручева]. – Спб.: Недра, 1998. – 576 с.

277. Стратиграфический кодекс Российской Федерации [Отв. ред.. А.И. Жамойда]. – СПб.: Недра, 2006. – 96 с.
278. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / П.Ф. Гожик, Н.В. Маслун, Л.Ф. Плотнікова і ін.. – К.: ІГН НАНУ, 2006. – 171 с.
279. Стовба С.Н. Строение и этапы развития зоны перехода Днепровско-Донецкой впадины в Донецкое складчатое сооружение: статьи // Нафта і газ України: у 3-х томах / С.Н. Стовба, Н.Т. Турчаненко, Т.А. Сович и др. – Івано-Франківськ, 2000. – Том 1. – С. 319–321.
280. Сверчков Г.П. Балансовая оценка процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в Волго-Уральской провинции / Г.П. Сверчков, Г.А. Амосов, К.П. Иванова и др. // Советская геология. – 1977. – № 9. – С. 17–32.
281. Седаева К.М. Юрские горючие сланцы Северо-Востока Европы: возможные геологические предпосылки и события, обусловившие их накопление / К.М. Седаева, В.С. Вишневская / Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000. – С. 221–224.
282. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления / Р.Ч. Селли. – М.: Недра, 1989. – 294 с.
283. Сидоренко С.А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия / С.А. Сидоренко, А.В. Сидоренко. – М.: Геол. Институт АН СССР, 1975. – 139 с.
284. Сидоренко Св. А. О глобальных “эпохах” накопления в докембрии углеродистых формаций / Св. А. Сидоренко, В.А. Теняков // Докл. АН СССР. –1978. –Т. 242, № 1. – С. 172 – 175.
285. Сидоренко Св.А. Биолитогенные процессы и их роль в нефтегазовом потенциале докембрия / Св.А. Сидоренко, И.Е. Постникова // Геология нефти и газа. – 1997. – № 1. – С.
286. Силур и девон юго-востока Западной Сибирской плиты / отв ред. Н.П. Кульков, В.Н. Дубатовлов. – М.: Наука, 1990. – 100 с.

287. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию / В. М. Синицын. – М.: Недра, 1967. – 232 с.
288. Сковородникова Е.А. Условия осадконакопления обложений ингулецкой серии Украинского щита / Е.А. Сковородникова. – Киев, 1983. – 46 с. – (Препринт АН УССР, Ин-та геол. наук; № 83-19).
289. Сковородникова Е.А. Палеогеография Львовско-Волинского каменноугольного бассейна в эпоху карбонового угленакопления / Е.А. Сковородникова // Геол. журнал. – 1991. – № 6. – С. 28-38.
290. Соболев Д.Б. Формирование фаменско-турнейских карбонатных отложений по периферии мелководного шельфа (Северный Урал и южная часть гряды Чернышева) / Д.Б. Соболев, А.В. Журавлев // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. – 83–85.
291. Созинов Н. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя / Н.А. Созинов, Св.А. Сидоренко // Докл. АН СССР. – 1977. Т. 227. – № 3. – С. 684–687.
292. Созинов Н. А. Углеродистые формации докембрия и их рудоносность / Н.А. Созинов, Св.А. Сидоренко // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1980. – 55, вып. 3. – С. 134.
293. Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации / Соколов Б.С. // Вестн. АН СССР. – 1976. – № 1. – С.126–143.
294. Соллогуб В.Б. Проявление динамики литосферы в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Черноморской впадиной / В.Б. Соллогуб, Р.И. Кутас, Н.В. Соллогуб // Доп. АН УРСР. – 1986. – № 6. – С. 16–19.
295. Солонцов Л.Ф. О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы / Л.Ф. Солонцов // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1979. – № 8. – С.12–26.
296. Сороков Д.С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района / Д.С. Сороков: сб. науч. тр. / Ин-та геологии Арктики. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – С. 20–36.

297. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. – 622 с.
298. . Стратиграфия СССР. Меловая система. Т. 1. – М.: Недра, 1986. – 339 с.
299. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли /Н.М. Страхов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1949. – №6. – С 70–112.
300. Страхов Н.М. Битуминозные породы р. Юрезани / Н.М. Страхов, Г.С. Осипов // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1935. – Т. 13. – № 1. – С. 3–41.
301. Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала / Н.М. Страхов: сб. науч. тр. МГРИ, т.11, геол.сер., вып. 16 – М.: Изд-во АН СССР, 1939.
302. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н.М. Страхов. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 535 с.
303. Страхов Н.М. Новое представление о накоплении ОВ в 20-30-е годы // Развитие литогенетических идей в России и СССР: статьи / Н.М. Страхов. – М.: Наука, 1971. – С. 251–261.
304. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза / Н.М. Страхов. – М.: Наука, 1976. – 299 с.
305. Суслова Э.Ю. Геохимические показатели условий осадконакопления сеноманских отложений Западного Предкавказья [Губкинские чтения]: материалы междунар. конф., окт. 2004 г. Москва. – Москва: Интерконтакт Наука. – С. 182–183.
306. Сывороткин В.Л. О влиянии глубинной дегазации на биологическую продуктивность океана: статьи // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа / В.Л. Сывороткин. – М.: МГУ, 2000. – С. 309–311.
307. Теодорович Г.И. К литологии девонских отложений, Западного склона Южного Урала / Г.И. Теодорович // Записки Российского минералогического общества, ч. 64, вып. 2, 1935.
308. Теодорович Г.И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя Западного склона Южного Урала / Г.И. Теодорович // Бюлл. МОИП, т. XIII, вып. 4, 1935.

309. Теодорович Г.И. О нефтепроизводящих породах / Г.И. Теодорович // Нефтяное хозяйство. – 1954. – № 8.
310. Теплов Е.Л. Состояние и перспективы нефтеносности отложений доманиковых фаций Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: статьи / Е.Л. Теплов, Т.И. Вагина, А.В. Куранов. – М.: Московский Университет, 2000. – С. 319–322.
311. Тимофеев П.П. Черные сланцы Бискайского залива и условия их образования / // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов: статьи / П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова. – М.: Наука, 1980. – С. 118–144.
312. Тихий В.Н. О природе девонских карбонатных массивов в бассейне Печоры / В.Н. Тихий // Сов. геол. – 1984. - № 6. – С. 57–64.
313. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы / С.В. Тихомиров. – М.: Недра, 1995. – 445 с.
314. Трипільська М.І. Ознаки мідно-сірчаного зруднення в південно-західному Донбасі / М. І. Трипільська // Доп. АН УРСР. – 1957. – № 5. – С. 515-517.
315. Тугаринов А.И. Докембрийская геохронология материков / А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич. – М.: Недра, 1970. – 434 с.
316. Туров А.В. Об обстановках формирования верхнеюрских горючих сланцев на Русской плите /А.В. Туров // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 3. – С. 9–20.
317. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли / под ред. В.А. Мележик. – Л.: Наука, 1988. – 197 с.
318. Ульст Р. Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них РОВ / Р.Ж. Ульст. – Рига: Зинатне, 1959. – 199 с.
319. Уров К.Э. Геохимические особенности нижнеэоценовых горючих сланцев западного Узбекистана: статьи // Накопление и преобразование ОВ современных и ископаемых осадков /К.Э. Уров, Х.Б. Авазматов, А.И. Листрем. – М.: Наука, 1978. – С. 133–139.

320. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. – Л.: Недра, 1970. – 224 с.
321. Успенский В.А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распространения углерода в земной коре / В.А. Успенский. – Л.: Наука, 1956. – 101 с.
322. Фадеева Н.П. Майкопская серия – аутигенная нефтегазоносная система Черноморско-Каспийского региона / Н.П. Фадеева, О.К. Баженова, Сен-Жермес // Новые идеи в геологии нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 193–194.
323. Фадеева Н.П. Генерационный потенциал майкопской серии Кавказско-Скифского региона // Геохимическое моделирование и материнские породы нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ: статьи / Н.П. Фадеева, О.К. Баженова, М.Л. Сен-Жермес. – С.-Пб.:ВНИГРИ, 2000. – С. 60-71.
324. Фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности меловых отложений юга Украины [В.А. Григорьева, А.Е. Каменецкий, М.И. Павлюк и др.] / под ред. Г.Н. Доленко. – Киев: Наук. думка, 1981. – 140 с.
325. Федоров К.Н. Этот капризный младенец – Эль-Ниньо / К.Н. Федоров // Природа. – 1984. – № 8. – С. 65–74.
326. Фирсов Л.В. Галактическая периодичность в развитии органического мира Земли: статьи // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза / Л.В. Фирсов. – М.: Наука, 1977. – С. 104–116.
327. Фриц-Ниггли Х. Радиобиология, ее основы и достижения / Х. Фриц-Ниггли. – М.: Госатомиздат, 1961. – 368 с.
328. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов / В.Е. Хаин. – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.
329. Хант Дж. Происхождение и распространение нефти / Дж. Хант. – М.: Мир, 1981. – 450 с.
330. Хаунсен Д.М. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада: статьи / Рудные месторождения в США / Д.М. Хаунсен, П.Ф. Керр – М.: Недра, 1973. – С. 590–624.

331. Холодов В.Н. Ванадий / В.Н. Холодов. – М.: Наука, 1968. – 245 с.
332. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия / В.Н. Холодов. – Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 251. – М.: Наука, 1973. – 275 с.
333. Холодов В.Н. Сероводородные бассейны, их фации и роль в осадочном рудообразовании. Геологический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва 18-20 марта 2003 г.). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. – С. 400–401.
334. Хольцер Ф. Разработка и использование запасов горючих сланцев / Ф. Хольцер / Разработка и использование запасов горючих сланцев. – Таллин, 1970. – 623 с.
335. Хоменко В.А. Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины / В.А. Хоменко. – Киев: Наук. думка, 1977. – 164 с.
336. Храмов А.Н. Палеомагнетизм палеозоя / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова; под. общ. ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1974. – 238 с.
337. Христиансен Ф.Г., Боджесен-Кёфёд Дж.А., Матисен А., Нитофт Х.-П. Потенциальные нефтяные системы Западной Гренландии: AAPG International Conference. – St.-Peterburg.: VNIGRI, 2001, p.10. + табл.
338. Хрусталева В.П. Основные закономерности накопления ОВ в донных осадках Азовского моря / В.П. Хрусталева, З.В. Александрова, Л.И. Толоконникова // Геол. журн. – 1989. – № 1. – С. 75–88.
339. Цегельнюк П.Д. Стратиграфия нижнедевонских отложений междуречья Дуная и Днестра / П.Д. Цегельнюк // Геол. журн. – 1995. – № 2. – С. 21–25.
340. Циклическая и событийная седиментация: пер. с англ. / под ред. Г. Энзеле, А. Зейлахера. – М.: Мир. 1985. – 504 с.
341. Цыганко В.С. Инфрадоманик на западном склоне Полярного Урала / В.С. Цыганко: материалы 2-го Всероссийского литологического совещания 5–7 июня 2001 г. Сыктывкар. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 98–101.
342. Чекунов А.В. Основные этапы геотектонического развития Северного Причерноморья / А.В. Чекунов // Сов. геология. – 1978. – № 4. – С. 7-23.

343. Чирвинская М.В. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / М.В. Чирвинская, В.Б. Соллогуб. – Киев: Наук. Думка, 1980. – 178 с.
344. Шевченко Е.Ф. Оценка генерационного потенциала осадочных образований нефтегазоносных регионов Украины // Происхождение и миграция нефти и газа: статьи / Е.Ф. Шевченко, Л.М. Габинет, А.А. Голдинов и др. К.: Наук. Думка, 1984. – С. 150–157.
345. Шевченко Е.Ф. Генерационный потенциал каменноугольных отложений ДДВ / Е.Ф. Шевченко, Т.А. Сирота // Нефтяная и газовая пром-ть. – 1983. – № 1. – С.22–24.
346. Шехунова С.Б. Особливості піритів палеогідротермальної системи Сильського горсту / С.Б. Шехунова, С.О. Мачуліна // Геолог України. – 2008. – № 3. – С. 80-90.
347. Шимкус К.М. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря: статьи // Земная кора и история развития Черноморской впадины. / К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис – М.: Наука. 1975. – С. 84–97.
348. Шнюков Е.Ф. Сапропелевые илы Черного моря – новый вид минерального сырья: статьи // Геология и полезные ископаемые Черного моря / Е.Ф. Шнюков, С.А. Клещенко, С. Куковская. – К.: ОМГОР НАН Украины, 1999. – С. 399–411.
349. Шнюков Е.Ф. Минеральные богатства Черного моря / Е.Ф. Шнюков, А.П. Зиборов. – К.: Карбон ЛТД, 2004. – 277 с.
350. Шопф Т. Палеоокеанология / Т. Шопф. – М.: Наука, 1982. – 311 с.
351. Шпак П.Ф. Поперечные поднятия и нефтегазоносность структур Предкарпатского прогиба / П.Ф. Шпак, В.А. Шакин // Геол. журн., 1969. – Т. 29. Вып. 6. – С. 10–15.
352. Шпак П.Ф. Нефтегазоносные провинции и области Украины / П.Ф. Шпак. – Киев, 1983. – 67 с. – (Препр. / АН УССР, Ин-т геол. наук; № 83–14).
353. Щеглов А.Д. О новых типах рудных месторождений / А.Д. Щеглов // Разведка и охрана недр, 1978. – № 5. – С. 1–6.

354. Щербаков Ф.А. Сапропелеподобные отложения Черного моря и условия их накопления: статьи // Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд / Ф.А. Щербаков, П.Н. Куприн, Л.И. Потапова и др. – М.: Наука. 1976. – Вып. 4. – С. 31–36.
355. Эйнасто Р.Э. Сопоставление верхнелландоверийских разрезов в Западной Эстонии / Р.Э. Эйнасто, Х.Э. Нестор, К. Каяк // Изв. АН ЭССР. Хим. геол. – 1972. Т.21. – № 4. – С. 333–343.
356. Юдович Я.Э. Геохимия черных сланцев / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.
357. Яншин А.Л. Сравнительная характеристика истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины / А.Л. Яншин, Е.В. Артюшков, Р.Г. Гарецкий / Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1977. – С. 214.
358. Advances in organic geochemistry / Eds. G.D. Hobson. M.C. Lous. Ser. Monogr. Earth. Sci., Oxford, Pergamon, 1964, V. 24. 330 p.
359. Alam M., 1990. Petroleum geochemistry of the Tertiary sediments and oil samples from the Bengal basin, Bangladesh: Ph.D. dissertation, University of Aberdeen, Scotiand, 362 p.
360. Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Science (Washington, D.C.), 2008: 1095–1108.
361. Baric G., et al., 1998. Petroleum system of the Sava depression, Croatia // EAGE 60th Conference and Technical Exhibition –Leipzig, Germany, p. 4–12
362. Barrows, M.H., and Cluff, R.M., 1984. New Albany Shale Group (Devonian-Mississippian) source rocks and hydrocarbon generation in the Illinois basin, in G. Demaison and R.J. Murriss, eds., Petroleum geochemistry and basin evolution: AAPG Memoir 35, p. 111–138.
363. Baudin F., Cecca F., Fourcade E. et Azema J., 1992. Paleoenvironnements et facies organiques du kimmeridgien inferieur de la Tethys // C. R. Acad. Sci. Paris, t. 314, Série II, p. 373–379.

364. Baudin F., Dercourt J., Herbin J.-P., lachkar G., 1988. Le Lias superieur de la zone ionienne (Grece): une sedimentation riche en carbone organique // C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Serie II, p. 985–990.
365. Baudin F., Monod O., Bequouen V. et al., 1994. Caracterisation et diagenese de la matiere organique du Jurassique superieur du Taurus occidental (Turquie meridionale). Reconstitution paleoenvironnementale et consequences tectoniques // Bull. Soc. geol. Fr., № 2, p. 135–145.
366. . Bradley W.H. The varves and climate of Green River epoch. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap., 1929, № 158-E.
367. Bramlette M. N., 1946. The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks // U.S. Geol. Surv, Proffss. Papers, 212, pp. 1-57.
368. Breheret J.G., 1988. Episodes de sedimentation riches en matiere organique dans les marnes bleues d'age Aptien-Albien de la partie pelagique du bassin Vocontien (SE France). Bull Soc. Geol. Fr 8:153–160.
369. Broadhead, R.F. New Mexico Elevator basins 2 – Petroleum systems described in Estancia, Carrizozo, Vaughn basins // Oil and Gas Journal. 2001. V. 99, no. 3, p. 31–35.
370. Cardott, B. J.; and Lambert, M. W., 1985. Thermal maturation by vitrinite reflectance of Woodford V Shale, Anadarko basin, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists Bull. V. 69, p. 1982–1998.
371. Chatterton, B.D.E., 1978. Aspects of late Early and Middle Devonian conodont biostratigraphy. *In* Western and Arctic .stratigraphy. *Edited by* C.R. Stelck and B.D.E. Chatteiton. Geol. Association of Canada, Special Paper 18, pp. 161–231.
372. Christiansen F.C., Buchard B., Jensenius J. et al. Bitumen occurrences. In Petroleum geology of North Greenland. Gro'nlands geologiske undersogclse // Bulletin. – 1989. – № 158. – P. 61–72.
373. Cluff, R.M., 1980. Palaeoenvironment of the New Albany Shale Group (Devonian-Mississippian) of Illinois // Journal of sedimentary petrology, v. 50, no. 3, pp. 767–780.

374. Comer, J.B.; and Hinch, H.H., 1987. Recognizing and quantifying expulsion of oil from the Woodford Formation and age-equivalent rocks in Oklahoma and Arkansas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 844–858.
375. Comer, J.B., 1992. Organic geochemistry and paleogeography of Upper Devonian formations in Oklahoma and northwestern Arkansas, *in* Johnson, K. S.; and Cardott, B. J. (eds.), Source rocks in the southern Midcontinent, 1990 symposium: Oklahoma Geol. Surv. Circular 93, p. 70–93.
376. Coveney, R.M. Evidence for Expulsion of Hydrothermal Fluids and Hydrocarbons in the Midcontinent during the Pennsylvanian // Oklahoma Geological Survey Circular. 1992. V. 93, p.133–143.
377. Coveney R.M. and Goebel. New fluid inclusion homogenization temperatures for sphalerite from minor occurrences in the mid-continent area, in Kisvarsanyi, G., Grant, S. K., Pratt, W.P., and Koenig, J.W. (eds.) / Proceedings of the international conference on Mississippi Valley-type leadzinc deposits: University of Missouri-Rolla Press. 1983, p. 234–242.
378. Crouse C.S., 1925. The precious metal content of the black Devonian shales of Kentucky: Kentucky Geol. Surv. Ser. 6, vol. 21. P. 49–58.
379. Curiale J.A., G.H., A.N.M. Shamsuddin et al., 2002. Origin of petroleum in Bangladesh // AAPG Bulletin, v. 86, No. 4, pp. 625-652.
380. Dromart G., Garcia J.-P., Gaumet F. et al., 2003. Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: geological and geoghemical evidance // American Journal of Science, v. 303, № 8, p. 667–690.
381. Ettensohn, F. Controls on development of Catskill delta complex basin facies, in Woodrow, D.; and Sevon, W7 (eds.), The Catskill Delta: Geological Society of America Special Paper 2001, p. 65-71.
382. Fadhil N. Sadooni, 1977. Stratigraphy and petroleum prospects of Upper Jurassic carbonates in Iraq» // Petroleum Geoscience № 3, Vol. 3.

383. Gerasimov P.A., Mikhailov N.P., 1966. Volgian stage and the geostratigraphical scale for the upper series of the Jurassic system // *Izvest Akad. Nauk SSSR, Seriya Geol* 2, p. 118–138.
384. Giraud F., Olivero D., Baudin F. et al., 2003. Minor changes in surface-water fertility across the oceanic anoxic event 1d (Latest Albian, SE France) evidenced by calcareous nannofossils // *Int. J. Earth Sci.(Geol Rundsch)* 92:267-284.
385. Hallbauer D.K. Geochemistry and morphology of mineral components from the fossil gold and uranium placers of the Witwatersrand. – *Geol. Suvr.* – 1981, prof paper 1161-M. – P. M1 – M22.
386. Harry W. Todd, 2001. Mississippian Springer Sands as Conduits for Emplacement of Hydrocarbons in Prolific ordovician reservoirs in Southern Oklahoma: Oklahoma Geol. Surv. Circular 105, 2001. – P. 83–88.
387. Hester, T. C.; Schmoker, J. W.; and Sahl, H. L., 1990. Log-derived regional source-rock characteristics of the Woodford Shale, Anadarko basin, Oklahoma: U.S. Geol. Surv. Bull. 1866-D, 38 p.
388. Hester, T. C.; and Schmoker, J. W., 1993. Regional geology of the Woodford Shale, Anadarko basin, Oklahoma – an overview of relevance to horizontal drilling, *in* Johnson, K. S.; and Campbell, J. A. (eds.), *Petroleum-reservoir geology in the southern Midcontinent*, 1991 symposium: Oklahoma Geol. Surv. Circular 95, p. 74–81.
389. Horney G.G. Permo-Triassic sea-level change // *J. Geol.* 1975. V. 83. № 7, p. 773-779.
390. Isaksen G.H., Patience R., Graas G. and Jenssen A.I., 2002. Hydrocarbon system analysis in a rift basin with mixed marine and nonmarine source rocks: The South Viking Graben, North Sea // *AAPG Bulletin*, v. 86, № 4, p. 557–591.
391. Jacob K.D., Hill W. L., Marshall H.L., Reynolds D. S. The composition and distrsbuton of phosphate rokc with special reference to the United States // *U.S. Techn., Bull.*, 1933. № 364.

392. Jenkins H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // J. Geol. Soc. London. – 1980. V. 137, pt. 2, p. 171–188.
393. Jenkyns, H.C., 1988. The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence: American Journal of Science. V. 288, p. 101–151.
394. Jenkyns, H.C., and Clayton, C.J., 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the Early Toarcian anoxic event: Sedimentology. V. 44, p. 687–706.
395. Jenkins H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // J. Geol. Soc. London. – 1980. V. 137, pt. 2, p. 171–188.
396. Kirkland, D. W., Denison, R. E., Summers, D. M. and Gormly, J. R., 1992. Geology and Organic Geochemistry of the Woodford Shale in the Criner Hills and Western Arbuckle Mountains, Oklahoma // Oklahoma Geological Survey Circular 93, p.
397. Klemme H.D., Ulmishek G.F. Effective petroleum Source Rocks of the World: Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors // American Association of petroleum geologist Bulletin. 1991. V. 75. № 12, p. 1809–1851.
398. Kockel F., Franzke H.J., 1998. Excursion Guide the Subhercynian region the northern harz boundary // Leipziger Geowissenschaften, Band 7. S. 45–71.
399. Koltun Y.V. Organic matter in Oligocene Menelite Carpathians: palaeoenvironment and geochemical evolution / Y.V. Koltun // Organic geochemistry. – 1992. – Vol. 18, № 4, P. 423–430.
400. Lafargue E., Ellouz N., Roure F., 1994. Thrust-controlled exploration plays in the outer Carpathians and their foreland (Poland, Ukraine and Romania) // First Break, 12, pp. 69–79.
401. Lamiriaux C., Mascle A. Petroleum exploration and production in France // First Break – 1998. – № 4. – P. 109–116.
402. Legett J.K. British Lower Palaeozoic black shales and their palaeoceanographic significance / J.K. Legett // J. Geol. Soc. London, 1980. Vol. 137. – № 2. – P. 139–154.

403. Levman B.G., and von Bitter P.H., 2002, The Frasnian-Famennian (mid-Late Devonian) boundary in the type section of the Long Rapids Formation, northern Ontario, Canada // *Can. G. Earth Sci.* 39: pp. 1795–1818.
404. Lewan M.D., Henry M.E., D.K. Higler, and J.K. Pitman, 2002, Material-balance assessment of the New Albany–Chesterian petroleum system of the Illinois basin: *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 5 (May 2002), pp. 745–777.
405. McKelvey W.E., Williams I.S., Sheldon R. P., et al. The Phosphoria, Park City and Shoshone formations in the Western phosphate field // *Geol. Surv. Profess. Papers*, 1959, 313-A.
406. Metlina T.L. Probable sources for hydrocarbons in the Barents sea // *AAPG International Conference “Exploration and production operation in difficult and sensitive areas”*. – Peterburg.: VNIGRI, 2001. – P. 7–6.
407. Miller R.G. A Paleooceanographic Approach to the Kimmeridge Clay Formation. Deposition of Organic Facies // *AAPG*. – Oklahoma, 1990. – P. 13–26.
408. Montanari A., Koeberl C. Impact Stratigraphy: the Italian record // *Lecture Notes in Earth Sci.* – 2000. – Vol. 93. – Berlin: Springer. – 364 p.
409. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The Concise Geologic Time Scale. 2008. Cambridge University Press.
410. Osmond J.C., 1965. Geologic History of Site of Uinta basin? Utah // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 49, № 11, pp. 1957–1973
411. Pratt L.M. Influence of Palaeoenvironmental Factor on Preservation of Organic Matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado // *AAPG Bull.*, 1984. V. 68. № 9, p. 1146–1159.
412. Price L.C., Clayton J. L., Rumen L. L., 1981. Organic geochemistry of the 9,6 km Bertha Rodgers № 1 Well, Oklahoma // *Organ. Geochem.*, v.3, № 1, p.59–77.
413. Price L.C., 1991. The organic geochemistry (and causes) of high rank rocks from the Ralph Lowe-1 and other well bores // *US Geol. Surv., Open-file Rept 88-651*, p. 1–48.

414. Racki, G. 1998b. The Frasnian-Famennian biotic crisis; How many (if any) bolide impacts? *Geologisches Rundschau*, 87: 617–632.
415. Riboulleau A., Derenne S., Largeau C., Baudin F., 2001. Origin of contrasting features and preservation pathways in kerogens from the kashpir oil shales (Upper Jurassic, Russian platform) // *Organic Geochemistry*, 32, p. 647–665.
416. Rich J.L. Probable fondo origin of Marcellus – Ohio – New Albany – Chattanooga bituminous shales: *Amer. Ass. Petrol Geol. Bull.* 1951. Vol.35. № 9. P. 2017–2040.
417. Ross D.A., Degens E.G. Recent sediments of Black Sea. *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology*. USA, 1974, p. 183.
418. Rubey W.W. Vanadiferous shale in the Phosphoria formation. Wyoming and Idaho // *Econ. Geol.* – 1943. – V. 38. – №1.
419. Russell, D.J. 1985. Depositional analysis of a black shale using gamma-ray stratigraphy: the Upper Devonian Kettle Point Formation of Ontario: *Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 33: 236–253.
420. Salmon V., Derenne S., Largeau C. Et al., 1997. Major role for clay minerals in the formation of organic-rich layers with a high oil potential // *First break*. V. 16, № 8, p. 290-291.
421. Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R., and Butler, J.L., 1988. Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes and possible causes // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 102: 263–307.
422. Schegg R., Leu W., Cornford C. A 2d basin modelling study in the Molasse basin of western Switzerland // *Abstracts Book*, 59 th EAGE Conference, Geneva, Switzerland, 1997. P. 536.
423. Seilacher A., Meinschner D., Fazies-Analyse im Palaozoikum des Oslo-gebietes / A. Seilacher, D. Meinschner // *Geol. Rundschau*. 1965. Vol. – № 54. – P. 596–618.
424. Sheldon R.P. 1963. Physical stratigraphy and mineral resources of permian rocks in western Wyoming. – *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 313-B.

425. Smit J. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1999. – Vol. 27. – p. 75–113.
426. Soboleva E.V. Oil-source potential of cenomanian bituminous marls of Crimea / E.V. Soboleva, O.K. Bazhenova, Gion Hoa // *Константа, Бухаест*, 1998. – С. 110–111.
427. Taylor G.H., 1971. Carbonaceous matter a guide to the genesis and history of ores. – *Soc. Min. Geol. Japan. Spec. Issue*, 3, Tokyo, 1971, p. 283–288.
428. Ten Haven H.L., Lafargue E., Kotarba M., 1993. Oil/oil and oil/source rock correlation in the Carpathians Foredeep and Overthrust, south-east Poland // *Organic Geochemistry*, 20, pp. 935–959.
429. Thickpenny A, Leggett J.K., 1987. Stratigraphic distribution and palaeo-oceanographic signification of European early Palaeozoic organic-rich sediments // *Marine Petroleum Source Rocks*, No. 26 pp. 231–247.
430. Tourtelot E.B. Selected annotated bibliography of minor element content of marine black shales and related sedimentary rocks / *U.S. Geol. Surv. 1970. Bull. № 1293.* – 118 p.
431. Trask P.D., Patnode H. W., *Source Beds of Petroleum*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., 566 p., pp. 32-61, 1942.
432. Turner J.C.M. The Andes of Northwestern Argentina / J.C.M. Turner // *Geol. Rdsch.*, 1970, Bd. 59, H. 3. – S. 1028–1060.
433. Ulicny D., Hladikova J., Attrep M.Jr. et al., 1997. Sea-level changes and geochemical anomalies across the Cenomanian-Turonian boundary: Pecinov quarry, bohemia // *Elsevier*, 132: 265-285.
434. Vail P. R., Mitchum jr. R. M., Thompson III S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level//*Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. Mem. 26. P. 83–97.
435. Wang, K., and Bai, S., 1989. Faunal changes and events near the Frasnian-Famennian boundary of South China. *In* *Devonian of the world*. Vol. 3. *Edited by* N.J.

McMillan, A.F. Embry, and D.J. Glass. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14, pp. 71–78.

436. Wedepohl K.H. The geochemistry of the Kupferschiefer bed in Central Europe. In: European Copper Deposits. Proc. Belgrade Symp. 1980, p. 129–135.

437. Werne L.P., Sageman B.B., Lyons T.W., and Hollander D.J., 2002. An integrated assessment of a “type euxinic” deposit: evidence for multiple controls on black shale deposition in the Middle Devonian Oatka Creek Formation // American Journal of Science, vol. 302, February, 2002. P. 110–143.

438. Wever P., Azema J., Fourcade E., 1994. Radiolaria et radiolarites: production primaire, diagenese et palaeogeographie // Bull. Centres Rech. Explor. Boussens, Issn: 0396-2687. CODEN: BCREDP.

439. Witzke, B.J., Lundvigson, G., and Day, J.E., 1990. Middle Devonian sedimentary cycles and sequences in the northern Appalachian basin. Geological Society America. Special Paper 306, pp. 213–242.

440. Zalesky, M. D. (1917). On marine sapropelite of Silurian age formed by a blue-green alga // M.D. Zalesky. – Izv Imp Akad Nauk, 1917. IV Ser. 1. – P. 3–8.