

Б. П. Кабышев

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
В АВЛАКОГЕННЫХ
ОБЛАСТЯХ**

*Издательство
„Недра“*

Б. П. Кабышев

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
В АВЛАКОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

4852



Ленинград
«Недра»
Ленинградское отделение
1987



Кабышев Б. П. Палеотектонические исследования и нефтегазоносность в авлакогенных областях.— Л.: Недра, 1987.— 191 с.

Изложены принципы и методика крупномасштабного картирования и районирования нефтегазоносных регионов авлакогенного типа, реализация их в условиях Днепровско-Донецкой впадины. Показаны закономерности структуроформирующих процессов на разных стадиях развития региона, выделены соответствующие фазы тектогенеза. Обоснован палеотектонический метод прогнозирования антиклинальных структур, в том числе в подсолевых отложениях; показана роль палеотектонического анализа при выделении неантиклинальных тектонически экранированных ловушек. Рассмотрены закономерности связи нефтегазоносности с палеотектоникой зон и структур, освещено влияние тектонических и неотектонических условий на нефтегазоносность.

Для геологов-нефтяников, занимающихся поисками и прогнозированием залежей нефти и газа.

Табл. 9, ил. 49, список лит. 100 назв.

Рецензент — канд. геол.-минерал. наук В. С. Лазарев (ВНИГРИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В освоенных нефтегазоносных регионах, где задачи геологоразведочных работ усложнились, существенно повышается роль палеотектонических исследований для прогнозирования ловушек и их нефтегазоносности. Если раньше поиски месторождений велись в четко выраженных структурных ловушках и валах, сформировавшихся преимущественно на поздних стадиях развития нефтегазоносных бассейнов (в молодых ловушках), то в новых условиях наступил этап поисков скоплений углеводородов (УВ) в труднодоступных глубоких горизонтах, в пределах сложно построенных малоамплитудных погребенных поднятий и неантиклинальных ловушек, образовавшихся в основных чертах на ранних стадиях развития регионов (в древних ловушках). Без палеореконструкций невозможно прогнозирование катагенетически запечатанных залежей нефти и газа, приобретающих в последние годы все большее значение. Поэтому палеотектоника становится важнейшей в теоретическом и практическом отношении ветвью нефтяной геологии.

Особенно актуальным является использование палеотектонических методов в авлакогенных и других подвижных областях, которые в большей мере, чем типично платформенные области, характеризуются существенными различиями развития в разные периоды времени, а следовательно, значительными несоответствиями палеоструктурных и современных структурных планов и несколькими этапами формирования и переформирования месторождений. В таких условиях палеотектоника нередко выступает как самостоятельный (по отношению к современной тектонике) фактор прогноза нефтегазоносности. В конечном счете применение палеотектонических исследований позволяет дать научное обоснование ряду новых перспективных направлений нефтегазопромысловых работ и обеспечить повышение достоверности и детальности прогноза на традиционных направлениях.

Вопросы методики палеотектонических исследований и их значение в познании формирования месторождений и в прогнозировании нефтегазоносности освещались в работах Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, А. Я. Яншина, В. Е. Хаина, Р. Г. Гарецкого, А. А. Бакирова, Г. Х. Дикенштейна, К. А. Машковича, М. Я. Рудкевича, Р. В. Сейфуль-Мулюкова и других исследователей. В настоящей работе излагаются некоторые недостаточно разработанные методические приемы палеотектонических исследований при поисках месторождений нефти и газа как при зональном обобщении материалов по нефтегазоносной области, так и при детальном анализе локальных поисковых объектов. Рассматриваются принципы и методика составле-

ния крупномасштабных палеотектонических и тектонических карт, карт качественной оценки перспектив нефтегазоносности; анализируется соотношение седиментационных и инверсионных тектонических процессов и их значение на разных этапах развития авлакогенной области; обосновывается палеотектонический метод прогнозирования антиклинальных ловушек в образованиях надсолевого и подсолевого структурных комплексов, а также учет палеотектонических факторов при выделении неантиклинальных тектонически экранированных ловушек; обобщается материал и объясняются закономерности взаимосвязи нефтегазоносности структур со временем их формирования, которые в разных условиях проявляются неодинаково.

В работе методические вопросы палеотектонических исследований излагаются на основе анализа первичного фактического геолого-геофизического материала по Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) и Донбассу, а также опубликованных работ по другим нефтегазоносным регионам. Днепровско-Донецкая впадина является составной частью Днепровско-Донецкого авлакогена. Этот особый тип платформенных структур (бороздой рожденных) впервые выделен Н. С. Шатским в 1961 г., и в качестве прототипа их им рассматривался Днепровско-Донецкий авлакоген. Это положение, а также хорошая изученность региона глубоким бурением и геофизическими методами делают его весьма подходящим объектом для анализа методических вопросов палеотектоники и общих закономерностей связи нефтегазоносности с историей развития регионов и осложняющих их структур в авлакогенных и других подвижных областях.

В ДДВ геологические условия для применения палеотектонического анализа достаточно благоприятные, так как большая часть разреза (кроме соленосных и эффузивных толщ) сложена осадками мелкого моря, лагунами и в меньшей степени континентальными, которые образуются в условиях, когда осадконакопление более или менее точно компенсирует прогибание. С учетом ограничений метода (наличие зон некомпенсированного прогибания, неравномерное уплотнение осадков, вторичные изменения мощностей пород и др.) автором выполнено детальное палеотектоническое изучение территории ДДВ и окраин Донбасса, в процессе которого предложено ряд новых методических приемов использования палеотектонических исследований для прогнозирования нефтегазоносности. Последнее относится к зональному и локальному уровням прогноза, являющимся менее разработанными по сравнению с региональным. Анализ мощностей, формационного и литологического состава пород выполнялся с таким расчетом, чтобы изучить историю тектонических процессов отдельно на стадиях прогибания и региональных восходящих движений и оценить роль каждого фактора в регионе. Это отличает данную работу от ранее выполнявшихся. При прогнозировании непосредственно нефтегазоносности палеотектонические и тектонические критерии использованы в комплексе с другими условиями, определяющими генерацию, миграцию, аккумуляцию и сохранность УВ.

Автор весьма признателен В. Д. Наливкину, Р. Г. Гарецкому, В. В. Глушко, Г. Х. Дикенштейну, С. П. Максиму, З. А. Мишуниной, Р. М. Новосилецкому, В. В. Семеновичу и В. С. Лазареву за замечания по рассматриваемым в работе вопросам палеотектонических исследований и нефтегазоносности.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА КРУПНОМАСШТАБНОГО КАРТИРОВАНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ

Высокая степень изученности освоенных нефтегазоносных регионов создает благоприятные предпосылки для разработки новых и усовершенствование существующих принципов и методик крупномасштабного тектонического, палеотектонического и нефтегеологического (по степени перспективности) картирования и районирования. На крупномасштабных картах этого типа (в масштабе от 1:100 000 до 1:300 000 в зависимости от размеров и сложности строения региона) в историческом и генетическом единстве должно быть отражено взаимоотношение соответствующих категорий мелких, средних и крупных единиц районирования в рамках единого нефтегазоносного бассейна.

Регионы со средней интенсивностью тектонических движений (промежуточной между геосинклинальными и типично платформенными), каковыми являются авлакогены и краевые прогибы, характеризуются специфическими особенностями строения и истории развития, что накладывает отпечаток на принципы их районирования и методику составления крупномасштабных карт различного типа для решения нефтегазопоисковых задач.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Неотъемлемой частью тектонического анализа с целью решения нефтегазопоисковых задач является составление тектонических карт нефтегазоносных регионов. Однако, как указывает В. Е. Хаин [83, с. 435], «даже при самом искусном подборе условных обозначений на одной тектонической карте не удастся и вряд ли когда-либо удастся отразить все сложные переплетения тектонического развития территории». Вследствие этого в настоящее время все яснее начинает вырисовываться новое направление в тектонической картографии: составление палеотектонических карт, отражающих строение региона и развитых в нем структур, а также тектоническое районирование для отдельных этапов развития. Это своего рода ретроспективные модели [Косыгин Ю. А., 1974 г.]. Как указывают М. В. Муратов и др. [61], составление таких карт — «это наиболее молодое направление в тектонической картографии, но уже вполне оформившееся в качестве самостоятельного и развивающегося».

Крупномасштабные палеотектонические карты позволяют отражать в историческом аспекте и в генетическом единстве строение и взаимоотношение структур разных порядков (мелких, средних и крупных) и категорий (плика-

тивных и разрывных) в рамках единого нефтегазоносного бассейна. Они являются важным средством прогнозирования новых антиклинальных и неантиклинальных ловушек и установления закономерностей формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений.

Особенно актуальным является составление палеотектонических карт для авлакогенных областей и краевых прогибов, характеризующихся существенными различиями развития в разные периоды времени и многоярусным строением с резкими несоответствиями структурных планов по горизонтам. Для них в большей степени, чем для типично платформенных областей, характерна четко выраженная цикличность, заключающаяся в смене седиментационных этапов инверсионными, что сопровождается значительным изменением плана тектонического развития. Исходя из этого принципы и методика составления палеотектонических карт для таких регионов должны предусматривать отдельный анализ этих этапов и, следовательно, составление двух типов карт: седиментационных и инверсионных этапов. На необходимость составления двух типов палеотектонических карт («за определенное время» и «на определенный момент времени») ранее указывали В. Д. Наливкин и В. Е. Хаин [63]. В то же время для типично платформенных условий в этом случае обычно достаточен анализ только седиментационных этапов, а для геосинклиналей, наоборот, инверсионных (в чем и состоит принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости).

В последние годы составление палеотектонических карт, в основном мелко- и среднемасштабных, находит все большее распространение в практике тектонических исследований как крупных территорий, так и отдельных нефтегазоносных регионов [Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968 г.]. Крупной сводкой по тектонике Юга СССР являются составленные большой группой исследователей под редакцией В. Е. Хаина и Н. И. Кошелева палеотектонические карты этой огромной и различно построенной территории [Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР, 1973 г.]. Карты охватывают и территорию Днепровско-Донецкой впадины, правда, характеризуя ее палеотектонику только для юрского, мелового и палеоцен-эоценового этапов развития, которые для рассматриваемого региона с точки зрения значимости тектонических событий в формировании современного структурного плана не являются определяющими. Методика составления палеотектонических карт Юга СССР опубликована в сборнике под редакцией Г. Х. Дикенштейна [Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана, 1969 г.].

Наглядным примером палеотектонических карт одной нефтегазоносной провинции являются составленные под редакцией М. Я. Рудкевича карты по Западно-Сибирской плите в масштабе 1:5 000 000 [8]. Комплект включает 10 карт от раннетриасовой до среднеолигоценовой эпохи, составленных примерно по единому принципу: на них изображены формации и мощности соответствующих комплексов образований. Эти карты, особенно начиная с раннеюрской эпохи, весьма похожи одна на другую, что обусловлено сходным режимом тектонических движений на протяжении юры, мела и палеогена (непрерывное прогибание) и унаследованным развитием структурных элементов. Эти карты являются типичным примером палеотектонических карт седиментационных этапов развития.

Несколько другая методика составления палеотектонических карт предлагается Е. А. Шерик [94] на основе исследований по Предкавказью. С учетом того, что там в условиях развития предгорного прогиба имели место крупные перерывы в осадконакоплении со своим режимом тектонических движений, Е. А. Шерик предлагает составлять два типа палеотектонических карт:

1) карты циклов непрерывной седиментации, на которых изображаются мощности и формации (или литофации) отложений бесперерывных интервалов разреза;

2) карты геотектонических режимов, которые составляются для эпох перерывов; на них изображаются: а) палеогеология времени, предшествующего трансгрессии; б) в границах разных стратиграфических подразделений палеогеологической карты градации их мощности; в) современный структурный план подошвы трансгрессивного комплекса.

Выделение двух типов карт является важным шагом в совершенствовании методики составления палеотектонических карт. Карты циклов непрерывной седиментации, по Е. А. Шерик, соответствуют упоминавшимся выше палеотектоническим картам седиментационных этапов (последнее наименование их, по нашему мнению, является предпочтительнее), а карты геотектонических режимов близки к палеотектоническим картам инверсионных этапов, но являются сильно загруженными — несут 3 вида информации. Причем, один из них (современный структурный план подошвы трансгрессивного комплекса) характеризует всю последующую, начиная со времени после перерыва, историю развития и, следовательно, является непредставительным для характеристики анализируемого этапа. Для палеотектонической карты эта информация является излишней. Карту изопахит только отложений, выходящих на соответствующих полях палеогеологической карты, как предлагает Е. А. Шерик, строить очень неудобно, и она не является представительной, так как на разных участках изопахиты проводятся для различных стратиграфических толщ пород, залегающих под поверхностью несогласия.

В работе Р. Е. Айзберга и др. [1] для платформенных областей предлагается составление четырех типов палеотектонических карт. Первые два типа (стадийно-временные карты талассократических и геократических эпох) по нагрузке в основном соответствуют предложенным автором [42] палеотектоническим картам седиментационных и инверсионных этапов развития региона и подробно рассмотрены ниже. Из двух других типов карт, названных геократическими, на одном изображается палеоструктура поверхности фундамента к определенному времени, а на другом — пространственное соотношение структурных подразделений (комплексов, этажей), сформированных к определенному рубежу, с выделением доминирующего по мощности. Методика составления геократических карт по доминирующему комплексу подходит только для средне- и мелкомасштабных карт, так как крупномасштабные в этом случае будут весьма слабодифференцированными.

Принципы составления карт. Важным является выделение этапов (хроностратиграфических единиц времени), для которых анализируется геологическая история и составляются палеотектонические карты. В качестве границ таких этапов рекомендуется выбирать время резких перестроек структурного плана [27], которое обычно совпадает с периодами крупных перерывов в осадконакоплении. При этом перерывы являются границами смежных этапов (интервалов разреза). При таком принципе выбора интервалов разреза в условиях ДДВ и других авлакогенных областей оказались бы затушеванными важные особенности истории развития. Как показано автором ранее [Кабышев Б. П., 1974 г.], во время основных наиболее крупных перерывов (предподнеперский и др.) характер тектонических процессов в регионе отличался от таковых в предшествующий перерыву и следующий за ним этапы седиментации. Это обуславливает необходимость не только разделять этапы по границам крупных перерывов, но и время этих перерывов выделять в качестве самостоятельных этапов для составления отдельных палеотектонических карт.

Отсюда вытекает необходимость составления двух типов палеотектонических карт [42] — седиментационных и инверсионных этапов развития, — характеризующихся различными принципами и методикой составления. Карты первого типа освещают историю развития региона во время прогибания и осадконакопления, когда при тесной взаимосвязи мощности и вещественного состава формируются геологические тела. Следовательно, в основе их составления должен лежать *палеоструктурно-вещественный принцип*. В инверсионные этапы ранее образовавшиеся геологические тела разрушаются. Происходит это уже без тесной взаимосвязи мощностей и вещественного состава пород. Поэтому в основе палеотектонических карт инверсионных этапов должно быть изображение соответствующей палеоструктуры

и палеогеологии отложений, выходявших на дневную поверхность во время перерыва в осадконакоплении (**палеоструктурно-геологический принцип**).

Следующим принципиальным, правда не всегда удовлетворительно разрешимым, вопросом является выбор перерывов, для которых следует составлять самостоятельные палеотектонические карты. Определение их как наиболее крупных является недостаточным. В этом плане можно использовать предложенное В. Е. Хаиным [83] разделение перерывов на генетические типы: ранне- и поздневторичные. Для территории ДДВ такая классификация разработана Б. П. Кабышевым и Г. И. Вакарчуком [39]. Ранневторичными здесь являются предвизейский, предпозневизейский, преднамюрский, предбашкирский, предтриасовый, предъюрский перерывы. Они характеризуются следующим:

1) распространены только по краям седиментационного бассейна (на бортах, прибортовых зонах, западной половине впадины). В восточной части ДДВ и в Донбассе все ярусы карбона залегают согласно;

2) средней видимой продолжительностью перерыва в крайней западной части впадины (1—5 млн. лет). Соответственно этому и угол несогласия нигде не превышает 1—2°;

3) не сопровождались перестройкой регионального структурного плана по сравнению с таковым, формировавшимся при седиментации в предшествовавшее перерывам и в последующее время;

4) не приводили к изменению условий формирования мелких и средних структур: поднятия, формировавшиеся конседиментационно в доперерывный период, продолжали развиваться и во время ранневторичных перерывов.

Поздневторичные перерывы и несогласия (предпалеогеновый, предмеловой, предпозднепермский, предкаменноугольный) характеризуются следующим:

1) распространены по всей территории ДДВ и Донбасса;

2) наибольшей видимой продолжительностью перерыва (до нескольких десятков миллионов лет);

3) сопровождались существенной перестройкой регионального структурного плана по сравнению с таковым, формировавшимся при осадконакоплении и ранневторичных перерывах;

4) значительным влиянием на условия формирования локальных структур. Ко времени поздневторичных перерывов приурочено активное формирование большинства (хотя и не всех) ныне известных локальных несоляных и соляных структур независимо от того, формировались ли они в предшествовавшее время при осадконакоплении и ранневторичных перерывах или нет.

Ранневторичные перерывы являются следствием относительно кратковременных и небольших восходящих движений на общем фоне прогибания седиментационного бассейна в том же тектоническом плане, что и прогибание. Они лишь более четко подчеркивают тектонические процессы во время осадконакопления. Поэтому их можно анализировать совместно с седиментационными этапами развития региона, составляя единые палеотектонические карты. В противоположность этому восходящие движения региона во время поздневторичных перерывов являются более интенсивными и приводят к существенным качественным изменениям структурного плана, формировавшегося во время предшествующего осадконакопления.

В соответствии с изложенным палеотектонические карты инверсионных этапов следует составлять для времени поздневторичных перерывов, а для интервалов времени между ними — карты седиментационных этапов. Правда, в случае, когда седиментационный этап очень длительный, характеризуется образованием большой мощности отложений и особенно если они разноформационны и к тому же отдельные части разреза не изучены по всему региону, целесообразно составлять 2—3 карты для отдельных смежных эпох этапа.

Методика составления палеотектонических карт. В основе палеотектонических карт седиментационных этапов, как указывалось выше, лежит отображение палеоструктуры и вещественного состава геологических тел соответствующего возраста. В качестве первого параметра выступает мощность отложений, а второго — обычно формация как ассоциация горных пород, формирующихся в определенной тектонической обстановке. Для получения большей расчлененности вещественного состава геологических тел, необходимой для крупномасштабной карты (в частности, для ДДВ карты строились в масштабе 1:200 000), на них следует выделять поля распространения подформаций, а также зоны различного количественного соотношения литологических разностей пород. Например, нижнепермская галогенная формация ДДВ разделена на 3 подформации (терригенно-сульфатно-карбонатную, рифогенно-карбонатную и терригенно-карбонатно-соленосную), терригенная пестроцветно-угленосная формация среднего карбона — на 5 подформаций (пестроцветную, угленосно-пестроцветную, пестроцветно-угленосную, угленосную с пестроцветными прослоями и угленосную) и т. д. Литологический состав пород на картах изображается в виде полей распространения сочетаний определенных литологических разностей, полученных с помощью литологического треугольника.

Другая основная составляющая карт седиментационных этапов — мощность отложений — устанавливается на основе комплексного использования данных сейсморазведки и бурения с учетом принципа пропорциональности в изменении мощностей. Такая методика позволяет составлять карты изопахит единых по всему региону стратиграфических интервалов разреза (что невозможно сделать на основе только одних сейсмических материалов) с детальностью, обеспечивающей освещение истории развития средних и мелких структурных форм на участках, лишенных буровых скважин.

Конкретно методика составления сводных карт изопахит состоит в следующем. Сначала по отдельным участкам и площадям на основе структурных карт по двум отражающим горизонтам, наиболее приближенным к кровле и подошве анализируемого стратиграфического интервала разреза, строятся карты изохор между этими горизонтами (в масштабе 1:50 000). На участках крутого залегания пород (более 5—8°) вертикальные мощности пересчитываются на нормальные и тем самым карты изохор превращаются в карты изопахит. Затем строится корреляционный график мощности анализируемого стратиграфического интервала разреза в скважинах, расположенных на данном участке, и мощности толщи между отражающими горизонтами в тех же точках. С использованием этого графика изолинии карты изопахит между отражающими горизонтами переоцифровываются в

значения мощности анализируемого стратиграфического интервала и проводятся изопакиты с сечением 50 м. Если на площади имеются всего 1—2 такие скважины, пересчет производится аналитически на основе отношений мощностей по данным бурения и данным сейсморазведки. Неувязка при этом между отдельными скважинами не превышает, как правило, сечения изопакит 50 м. Составленные таким образом карты мощностей по отдельным участкам уменьшаются до масштаба 1:200 000 или близкому к нему и сводятся в единую карту всего нефтегазоносного региона или его части.

Для зон и участков, где проявился поздневторичный разрыв, на картах седиментационных этапов следует отобразить восстановленные значения первичных мощностей отложений. В работе В. Е. Хаина [83] указываются критерии для установления разрывов ранее существовавших отложений (степень метаморфизма пород, литофациальный состав отложений вблизи границы разрыва и др.) и даются рекомендации по восстановлению мощностей отложений, размытых во время ранневторичных перерывов.

Для условий ДДВ более актуальным является вопрос о восстановлении мощностей отложений, размытых во время поздневторичных перерывов. Например, на значительной территории южной прибрежной зоны ДДВ и в прилегающей части склона Украинского щита отсутствуют образования нижней перми, верхнего и большей части среднего карбона общей мощностью до 1000 м и более. Об их былом отложении здесь (по крайней мере каменноугольных образований) свидетельствует отсутствие существенного изменения литофациального состава пород вблизи границы современного распространения, одинаковая степень метаморфизма отложений нижнего карбона вблизи северного и южного краевых разломов [12], хотя в современном структурном плане разница в глубинах залегания их достигает 1,5—2 км. Для восстановления мощностей в этом случае нельзя основываться на простирации изопакит и градиентах мощностей, сохранившихся от разрыва, как это рекомендует В. Е. Хаин [83] для случаев ранневторичных разрывов, ибо разрыв происходил в другом палеоструктурном плане по сравнению с формировавшимся при осадконакоплении и в ранневторичных перерывах.

Составление карты изопакит восстановленных мощностей в этом случае может основываться на использовании принципа пропорциональности в их изменении в течение единого седиментационного цикла. По скважинам, расположенным в зонах полных разрезов отложений, строились корреляционные графики мощностей отдельных интервалов разреза седиментационного цикла. На участках разрыва по мощностям не затронутой поздневторичным разрывом части разреза с помощью корреляционного графика определяется мощность размытой толщи. В частности, для ДДВ строились корреляционные графики мощностей отложений нижнего (верхнее визе — серпуховский ярус) и среднего карбона и среднего и верхнего карбона (рис. 1). С использованием этих графиков на основе сохранившейся мощности нижнего карбона (не затронутой предпозднепермским разрывом) определялась восстановленная мощность средне- и верхнекаменноугольных отложений. Естественно, что точность составления карт изопакит восстановленных мощностей ниже, чем реальных, о чем может свидетельствовать наличие невязки на границах участков с восстановленными и сохранившимися мощностями.

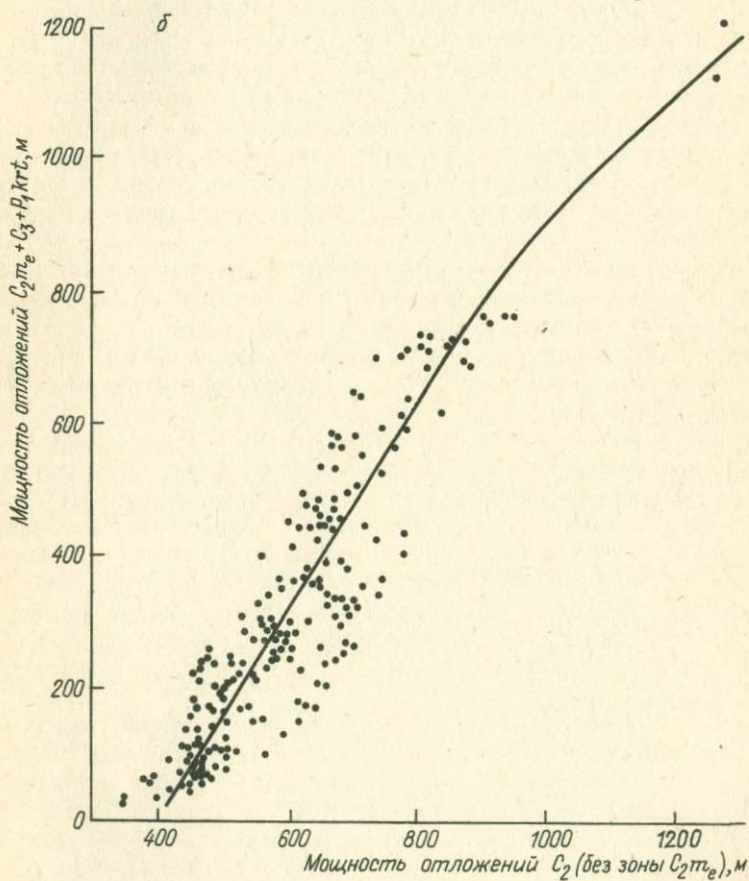
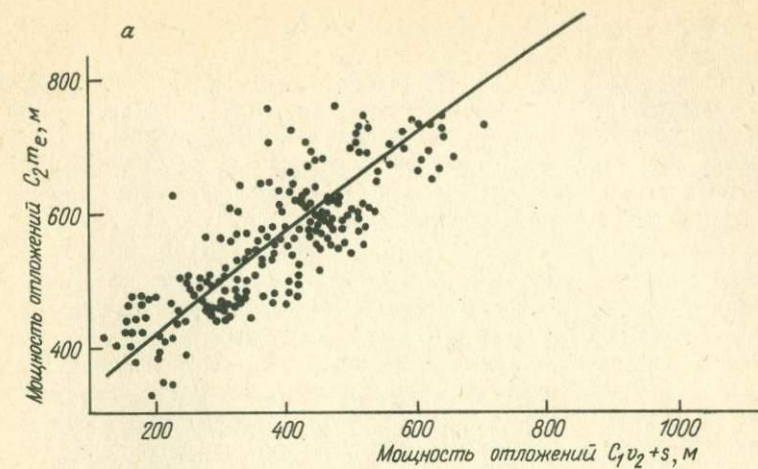


Рис. 1. Корреляционные графики мощностей отложений C_2 (без зоны C_{2m_e}) и C_1v_1+s (а) и $C_{2m_e} + C_3 + P_1krt$ и C_2 (без зоны C_{2m_e}) (б) в ДДВ.

Последняя достигала 20% мощности толщи, что является достаточным для подобного рода исследований.

Охарактеризованным методом впервые для ДДВ были составлены палеотектонические карты каменноугольных этапов, имеющие важное значение для восстановления палеоструктурных условий формирования нефтяных и газовых месторождений и решения других задач. Подобным образом восстанавливались мощности меловых и юрских отложений, размытых в предпалеогеновый поздневторичный перерыв.

На палеотектонических картах инверсионных этапов развития региона в соответствии с сущностью происходивших во время поздневторичных перерывов тектонических процессов изображается возраст пород, выходящих под поверхность несогласия (палеогеологическая карта), и мощность отложений, размытых во время этого перерыва (карта изопахит). Первая карта дает качественную, а вторая — количественную характеристику инверсионных тектонических движений. Палеогеологическая карта строится обычным способом по данным бурения и сейсморазведки.

На картах изопахит отображается разность между общей восстановленной мощностью и сохранившейся от размыва соответствующего стратиграфического интервала разреза. Практически это осуществляется путем графического «вычитания» мощностей карты изопахит сохранившихся отложений из карты изопахит восстановленной мощности, являющейся составной частью палеотектонической карты предшествующего перерыву седиментационного этапа развития. Для территории ДДВ таким методом составлены палеотектонические карты предпозднепермского и предпалеогенового инверсионных этапов.

Легенда палеотектонических карт выбирается с расчетом, чтобы наиболее наглядно отразить сущность тектонических процессов, происходивших в седиментационные и инверсионные этапы развития. На картах седиментационных этапов параметр мощности более дифференцирован по площади, чем вещественный состав пород, так как изображен по данным бурения и сейсморазведки, а вещественный состав только по бурению. Поэтому на этих картах целесообразно вещественный состав показывать штриховкой, а мощности — в изолиниях и цветом. На картах инверсионных этапов палеогеологию целесообразно изображать цветом (общепринятым для геологических карт), а мощность размытой части разреза — в виде изопахит.

Кроме описанных выше основных видов нагрузки на палеотектонических картах отображается ряд других сведений, характеризующих палеотектоническую обстановку соответствующих этапов развития (зоны некомпенсированного прогибания, соляные штоки, разрывные нарушения, угленосность и битуминозность разреза, нефтяные и газовые залежи в соответствующих комплексах отложений).

С использованием охарактеризованных выше принципов и методики составлены палеотектонические карты территории ДДВ для периода времени начиная с поздневизейского. Для более ранних этапов нет для этого достаточного фактического материала. При составлении карт специфические особенности строения и степень изученности региона наложили некоторые ограничения на полное использование изложенных выше принципов и методики. Так, на период с поздневизейского времени в истории

развития ДДВ приходится три поздневторичных перерыва. Для двух из них (предпозднепермского и предпалеогенового) составлены палеотектонические карты инверсионных этапов. Для третьего перерыва (предмелового) палеогеологическая карта домеловой поверхности несогласия ранее не составлялась и затруднительно ее составить в настоящее время, вследствие того, что пограничные подперерывные (волжский и верхи кимериджского яруса) и надперерывные (нижний мел) отложения представлены континентальной терригенной толщей, стратиграфия которой разработана недостаточно. Из-за этого невозможно достоверно и детально расчленять данные отложения. Составление палеогеологической карты домеловой поверхности несогласия должно быть объектом специального исследования. Поэтому предмеловой перерыв анализируется нами совместно с седиментационным этапом.

Для всей толщи карбона, а вероятно, и для нижней перми можно было бы составить единую палеотектоническую карту седиментационного этапа. Однако на значительной территории северо-западной половины ДДВ отсутствует хомогенная толща нижней перми (из-за размыва в предпозднепермский перерыв), а на юго-востоке, где она широко развита, не изучены отложения среднего и нижнего карбона вследствие больших глубин залегания. По этой причине составить единую карту всего верхнепалеозойского седиментационного этапа развития для всей или значительной части территории региона не представляется возможным. Поэтому верхнепалеозойский этап развития региона целесообразно проанализировать путем составления отдельно четырех палеотектонических карт (ранний, средний, поздний карбон и ранняя пермь).

Исходя из указанных соображений для изучения истории развития ДДВ и осложняющих ее структур составлено 10 палеотектонических карт следующих этапов развития: ранне- и среднекаменноугольный, позднекарбонново-картамышский, раннепермский седиментационные, предпозднепермский инверсионный, позднепермский и триас-келловейский седиментационные, оксфорд-сеноманский, позднемеловой седиментационный и предпалеогеновый инверсионный.

Палеотектонические карты составлены в масштабе 1:200 000. В гл. II представлены их уменьшенные и схематизированные варианты.

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

Тектонические карты обобщают все имеющиеся данные о строении участков земной коры и являются теоретической основой для выбора направления поисков различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Они прочно вошли в практику геологических исследований, причем советская школа тектонической картографии занимает передовые позиции в мире [61].

Вместе с тем следует указать, что широкое распространение и использование получили в основном мелко- и среднемасштабные карты (не крупнее 1:500 000), так называемые обзорные и региональные [75]. В то же время, как указывалось выше, в освоенных нефтегазоносных регионах на первый план выдвигается задача изучения закономерностей распространения сред-

них по размерам структур, увязка их с более крупными и мелкими и установление взаимосвязи с нефтегазоносностью. Именно в этом направлении наряду с оценкой еще слабоизученных зон следует ожидать наибольшие успехи в разработке тектонических критериев нефтегазоносности и прогнозирования новых месторождений и залежей. Все это создает объективную необходимость составления крупномасштабных тектонических карт.

Вторая актуальная задача совершенствования тектонического картирования состоит в необходимости для авлакогенных и солянокупольных регионов составления тектонических карт по отдельным структурным этажам. Это обусловлено наличием существенных несоответствий структурных планов фундамента и чехла, а также внутри последнего. Различное же строение по разным этажам трудно отобразить на одной карте.

По определению Н. С. Шатского [89] тектоническими являются «карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста». По Н. Т. Спижарскому [75, с. 9] — «это документальное графическое изображение на плоскости при помощи системы условных обозначений тектонической структуры всей земной коры или отдельных регионов в их динамике с указанием тектонических режимов и связи последних с другими геологическими процессами». Если учесть, что под тектоническим режимом Н. Т. Спижарский понимает тектонические движения и созданные ими структуры, то можно сделать вывод, что по существу оба определения тектонической карты совпадают и сводятся к тому, что на них отображается структура региона и время ее образования. Эти определения близки к определениям В. В. Белоусова [15] и В. Е. Хаина [83].

В полной мере указанные два вида нагрузки тектонических карт (структуры и их возраст) находят отражение на тектонических картах геосинклинальных областей, составляющихся по разработанному А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским принципу районирования территорий по возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие. Однако этот принцип, который в обобщенном виде можно назвать историко-структурным, в такой его форме неприменим для платформенных областей. На тектонических картах последних обычно подробно изображается морфология структур разных категорий и дается лишь косвенная информация об их возрасте.

В последние годы в работах Ю. А. Косыгина [50], Л. М. Парфенова [70] и других исследователей предлагается основным содержанием тектонических карт считать «изображение геологических тел, выделяемых по вещественным признакам, — осадочных, магматических и метаморфических формаций и их рядов, условий их залегания и взаимоотношений» [70]. Структурные и возрастные характеристики Л. М. Парфенов считает дополнительными.

По нашему мнению, указанные два принципа составления тектонических карт не следует противопоставлять и каждый из них может применяться в различных условиях, в первую очередь в зависимости от детальности тектонического районирования. Поэтому трудно согласиться с представлением Н. Т. Спижарского [75], что «независимо от масштаба и площади территории, все тектонические карты должны составляться по единому принципу». В частности, для крупномасштабной тектонической карты

нефтегазоносного региона платформенного типа целесообразно использование историко-структурного принципа, однако в другой его форме, чем для геосинклинальных областей: в виде изображения морфологии структур разных категорий и порядков и времени главного этапа их развития, т. е. той нагрузки, которая соответствует содержанию тектонической карты в формулировке Н. С. Шатского.

Время главного этапа развития платформенных структур может определяться по-разному. Так, Р. Г. Гарецкий и Р. Е. Айзберг [26], предложившие новую методику составления региональных тектонических карт, в качестве такового используют время отложения доминирующего по мощности структурного комплекса (этажа, подэтажа), который выделяется обычно среди 2—3 других комплексов. Г. Х. Дикенштейн и др. [32], развивая этот принцип, предложили производить районирование по доминирующим комплексам только ортоплатформенной части чехла и считать таковыми комплексы, имеющие мощность более 50% мощности ортоплатформенного чехла.

Указанный метод определения времени главного этапа развития платформенных структур в наибольшей степени применим для составления средне-масштабных тектонических карт. На его основе хорошо выделяются крупные структуры (впадины, своды, мегавалы), а также тектонические зоны (части этих структур). Средние по размерам структуры (депрессии, валы) и тем более мелкие в пределах одного нефтегазоносного бассейна в большинстве случаев не будут дифференцироваться.

Поэтому для крупномасштабной тектонической карты за главный этап развития структур целесообразно принять время, к которому они достигли 75% своей амплитуды по базисному горизонту (подошве ортоплатформенного чехла или другой низкой поверхности), т. е. время, к которому структуры в основных чертах уже сформировались. Этот метод определения главного этапа развития структур ранее был применен М. Я. Рудкевичем [72] при составлении мелкомасштабной (1:5 000 000) тектонической карты Западно-Сибирской плиты [8]. Правда, на этой карте неудачно выбрана легенда: каждый тип отрицательных и положительных структур закрашен разным цветом, поэтому не создается четкого проявления структур разных категорий (положительных, отрицательных и нейтральных) одного возраста да и между собой эти структуры различаются на карте нечетко. Кроме времени достижения структурами 75% своей амплитуды на тектонической карте целесообразно отмечать, происходило ли формирование их в периоды седиментации основных продуктивных комплексов региона (конседиментационность структур).

Главные цвета на картах, как известно, должны использоваться для отображения основной нагрузки, соответствующей принципу их составления. С учетом того, что любая тектоническая карта (в том числе и с использованием историко-структурного принципа) составляется для современной эпохи и что на карте нефтегазоносного бассейна нас в первую очередь интересуют структуры разных категорий и порядков современного структурного плана, главные условные знаки (цвета) должны быть задолжены для изображения этой информации. Возраст структур (время главного этапа их формирования) следует показывать на фоне основной окраски в виде полос разного цвета или штриховки.

С использованием историко-структурного принципа составлена крупномасштабная (1:200 000) тектоническая карта верхнепалеозойского структурного этажа ДДВ, уменьшенный и схематизированный вариант которой охарактеризован в гл. II. Структуры различных категорий систематизированы по размерам в основном в соответствии с решением Совещания по классификации платформенных структур 1963 г. в г. Ленинграде [69]. Выделение структур I, II и III порядков выдержано в соответствии с решением Совещания, а те структуры, которые по каким-либо причинам не соответствуют этой градации, выделялись в группы промежуточных структур между указанными порядками. Так, в решении Совещания не нашли места структуры длиной от 20 до 40 км (длина структур III порядка 3—20 км, II — 40—300 км)*. Принимая это во внимание, а также обстоятельство, что для крупномасштабной карты требуется более дробное разделение средних структур, выделен промежуточный (между структурами III и II порядка) тип средних структур под названием «малые валы» (для положительных) и «малые депрессии» (для отрицательных). В отличие от ранее выделявшихся В. С. Лазаревым [Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа, 1967 г.] коротких валов, не отличавшихся по размерам от структур III порядка, малые валы и малые депрессии имеют свои размеры — 20—40 км по длинной оси.

Итак, на тектонической карте по размерам длинных осей выделяются следующие морфологические типы структур:

- 1) структуры II порядка (длиной 40—300 км) — валы, депрессии;
- 2) структуры, промежуточные между структурами II и III порядков (длиной 20—40 км), — малые валы, малые депрессии;
- 3) структуры III порядка (длиной до 20 км) — брахиантиклинали, купола, мульды;
- 4) тектонические зоны как промежуточные структурные элементы между структурами I и II порядков.

Положительные структуры III порядка еще называются локальными поднятиями. Днепровско-Донецкая впадина в целом, имеющая размеры 630×210 км и площадь 102 тыс. км², относится к структурам I порядка, а весь Припятско-Днепровский авлакоген — к надпорядковым структурам.

Общий принцип проведения границ между структурными элементами заключается в следующем. В случае, когда положительные и отрицательные структуры граничат непосредственно друг с другом, граница между ними проводится посередине склона [62] или, если имеется, по крупному разрывному нарушению. Структуры одной категории (положительные или отрицательные) сочленяются посредством нейтральных структурных элементов — седловин. На ранее составлявшихся мелко- и среднемасштабных тектонических картах ДДВ этот принцип не всегда выдерживался.

Контурные структуры разных порядков (кроме мульды) на тектонической карте показаны разными знаками одного цвета, кроме того, отрицательные, положительные и нейтральные структуры на оригинале карты выделены цветовой закраской, а структуры разных порядков — оттенками одного цвета.

* По площади структур «окна» между структурами II и III порядка нет [69].

Информация о времени формирования структур и зон на карте показана в виде редких наклонных полосок с разной штриховкой и цветом. Выделено 6 градаций интервалов времени, к которому структуры по соответствующему базисному горизонту достигли основного этапа развития (75% своей современной амплитуды): каменноугольно-раннепермский (седиментационный этап), предпозднепермский, триасовый, юрский, меловой (включая предпалеогеновый перерыв) и мезозойский без подразделения (при отсутствии данных для такового). Следует подчеркнуть, что указанные временные интервалы не определяют всего времени основного (наибольшего) роста структур, а обозначают лишь рубеж, к которому они достигли 75% своей амплитуды начиная с раннекаменноугольной эпохи, отложения которой приняты за базисный горизонт. Так, например, если поднятие на 70% своей амплитуды сформировалось в каменноугольно-раннепермское время, а затем еще на 5% в позднепермское, то естественно, что 75% прироста амплитуды его приходится на оба интервала времени, т. е. на каменноугольно-позднепермское время. Однако в соответствии с предлагаемой методикой на тектонической карте отражается время, к которому структура достигла 75% амплитуды, т. е. в данном случае это позднепермское время. Другими словами на карте отражается не вся продолжительность главного этапа развития структур, а лишь время его достижения (или окончания).

Тектонические зоны как составные части единой отрицательной структуры I порядка (ДДВ) выделены также на основе различий в строении и истории развития их (резкие изменения гипсометрии, степени дислоцированности, мощности и формационного состава отложений верхнепалеозойского структурного этажа). Вполне естественно, что границы таких зон совпадают с глубинными разломами, выделяемыми по геофизическим данным. Кроме того, на тектонической карте показаны схематизированно (с сечением через 0,5 или 1 км) гипсометрия базисных горизонтов, наиболее крупные разрывные нарушения, осложняющие отложения верхнепалеозойского структурного этажа, и соляные штоки, прорывающие эти образования.

КАРТЫ КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Составление карт качественной оценки перспектив является необходимой составной частью исследований по прогнозированию нефтегазоносности недр. Они ложатся в основу при количественной оценке прогнозных запасов и потенциальных ресурсов нефти и газа. С учетом существующих представлений [52, Методы оценки перспектив нефтегазоносности, 1979 г. и др.] разработана методика составления таких карт [Кабышев Б. П., 1981 г.], в основу которой положены:

- генетический принцип, соответствующий осадочно-миграционной теории формирования месторождений;
- раздельное районирование территории по степени перспективности на газ и нефть;
- учет при районировании территории степени перспективности ловушек разного типа.



Последнее отличает эту методику от ранее предлагавшихся. Тип ловушек на картах отражен с подразделением их на две разновидности: обычные антиклинальные структуры (крупно- и среднеамплитудные) и слабые ловушки (неантиклинальные и слабовыраженные малоамплитудные поднятия *).

Выделенные две разновидности ловушек в соответствии с геолого-математической моделью формирования месторождений характеризуются неодинаковыми способностями к аккумуляции УВ в зависимости от проявления латеральной или вертикальной миграции. Обычные антиклинальные структуры способны улавливать нефть и газ как на путях латеральной, так и вертикальной миграции. Слабые ловушки могут улавливать УВ только на путях латеральной миграции их. Аккумуляция в таких ловушках УВ, поступающих из нижележащих горизонтов по разрывным нарушениям, представляется случайным явлением, которое не может иметь широкого распространения. Поэтому слабые ловушки могут содержать залежи и являться перспективными преимущественно в продуктивных комплексах с сингенетичной нефтегазоносностью (в питающих комплексах). Обычные антиклинальные ловушки могут быть продуктивными как в питающих, так и в принимающих комплексах. В целом они характеризуются более широким спектром перспективности по сравнению со слабыми, чем и объясняется их более частая нефтегазоносность. Однако в некоторых более частных случаях обычные антиклинальные ловушки, особенно крупноамплитудные, могут быть менее перспективными по сравнению со слабыми. Такая ситуация может возникнуть в отложениях питающего комплекса, где вследствие вертикальной миграции углеводороды переместились в вышележащие горизонты. В соседних с такими структурами слабых ловушках, характеризующихся в этом отношении лучшей сохранностью залежей, могут остаться аккумуляровавшиеся в них скопления нефти и газа.

В основу районирования территорий положена разработанная для соответствующего нефтегазоносного бассейна генетическая модель формирования месторождений. Зоны разной перспективности определялись путем сочетания условий (соответствующих карт) генерации и сохранности (с эволюцией) углеводородов. Следует отметить, что сходная методика составления карт перспектив была ранее предложена исследователями ВНИГРИ [52], с тем отличием что сочетались геохимические, литологические и гидрогеологические условия (соответствующие карты), которые получали соответствующую балльную оценку, а общая оценка каждого участка определялась произведением присущих ему баллов. Такой принцип сочетания условий (признаков) не позволяет учитывать тип ловушек при районировании территории по степени перспективности. Кроме того, при этом определяемая по произведению баллов окончательная оценка оказывается заниженной (если баллы принимались в долях единицы) по сравнению с наилучшим признаком (слабейшим звеном), что вряд ли является правильным.

Подобное замечание можно сделать и к методике составления карт качественной оценки перспектив, предложенной А. А. Аксёновым и А. А. Новиковым [3]. В ней также предусматривается оценка отдельных критериев в баллах (по 6-балльной шкале), а «обобщенный средний балл для ка-

* Амплитудой до 50—75 м.

чественной оценки перспектив нефтегазоносности определялся как среднее арифметическое суммы баллов отдельных критериев» (с. 133). Этот подход основан на предположении, что низкие показатели перспективности по одним критериям могут компенсироваться высокими значениями по другим, с чем согласиться не представляется возможным. Оценка по среднеарифметическому баллу дает завышение степени перспективности по сравнению с наилучшим критерием.

Нами при сочетании условий генерации, миграции и сохранности УВ использован принцип прогнозирования нефтегазоносности по наименее слабому звену [Теоретические основы прогнозирования нефтегазоносности, 1977 г.], согласно которому степень перспективности зоны при влиянии на это многих критериев в конечном счете определяется наименее благоприятным фактором. Переход на сочетание условий генерации, миграции и сохранности УВ как раз и позволяет производить районирование земель с учетом перспективности разных типов ловушек; исходя из допущения, что слабые ловушки перспективны только в нефтегазогенерирующих комплексах отложений.

Техника составления карт отдельной оценки перспектив заключается в следующем. Сначала строятся карты условий генерации и сохранности УВ, на которых выделяются зоны весьма хорошей, хорошей, удовлетворительной и посредственной и плохой генерации и сохранности УВ. На картах условий генерации УВ отражается изменение по площади отдельных генерационных признаков: содержание рассеянного органического вещества (РОВ), хлороформенных битумов ($B_{хл}$), формационный состав пород, степень метаморфизма пород. На основе их с учетом положений осадочно-миграционной теории генезиса УВ выделены зоны с различными условиями генерации жидких и газообразных углеводородов. Для газа весьма хорошие условия генерации наблюдаются в главной зоне газообразования (ГЗГ), хорошие — в главной зоне нефтеобразования (ГЗН), удовлетворительные — на участках, где в ГЗН находится лишь часть продуктивного комплекса по мощности, посредственные и плохие — в зонах, где степень метаморфизма пород ниже среднедлинопламенной стадии ($МК_1$). Для нефти и конденсата весьма хорошие условия генерации отмечаются в зонах, где отложения с сапропелевым или гумусово-сапропелевым ОВ на полную мощность продуктивного комплекса находятся в ГЗН или достигли более высокой стадии метаморфизма, хорошие — там, где только нижняя часть комплекса соответствует этим условиям, удовлетворительные — там, где степень метаморфизма пород и РОВ достигла лишь раннедлинопламенной стадии (на картах — территория между изоресплендами 71 и 75 ед. $10R^a$).

Следует отметить, что различные исследователи (Н. Б. Вассоевич [17], А. Э. Конторович [1976 г.], Неручев С. Г. и др. [65] и другие), единодушно приурочивая ГЗН к зоне среднего катагенеза (стадии Д, Г, Ж или по новой градации $МК_1$, $МК_2$, $МК_3$), несколько по разному проводят верхнюю и нижнюю границы ГЗН. На сводных картах условий генерации верхняя граница ГЗН принята нами в середине длинопламенной (по изореспленде 75 ед. $10R^a$), а нижняя — в подошве жирной стадии метаморфизма пород (по изореспленде 90 ед. $10R^a$), как это сделано в работе группы исследователей ВНИГРИ [5]. ГЗГ в соответствии с теми же

разработками принята нами в объеме К, ОС и Т (МК₄, МК₅, АК₁) стадий метаморфизма РОВ (нижняя граница по изореспленде 120 ед. 10R^a). Генерация газа на буроугольной стадии метаморфизма РОВ (верхняя ГЗГ по В. П. Строганову) на картах условий генерации не отражена, исходя из того что газ ранней генерации в палеозойских нефтегазоносных бассейнах, в том числе в ДДВ, по-видимому, не сохранился до настоящего времени. А там где он, возможно, частично и сохранился, например в ДДВ под мощной нижнепермской соленосной покрывкой, зоны его распространения совпадают с ГЗГ позднекатагенетической стадии метаморфизма пород и РОВ (юго-восток региона).

Принятую градацию условий генерации УВ следует интерпретировать так: в зонах с хорошими и весьма хорошими условиями возможно образование промышленных скоплений нефти или газа, сингенетичных соответствующим комплексам; в зонах с удовлетворительными условиями образование промышленных залежей находится под вопросом, можно допустить формирование весьма мелких по запасам скоплений; в зонах с посредственными и плохими условиями невозможно образование сингенетичных скоплений УВ промышленного значения.

В качестве примера реализации охарактеризованной методики здесь приводятся карты условий генерации УВ по двум основным продуктивным комплексам ДДВ.

Верхневизейско-серпуховский комплекс сложен терригенной угленосной полифациальной формацией. Содержание РОВ в ней в среднем составляет 1,1—2%, иногда до 5% и более. Условия генерации газа в этом комплексе (рис. 2) определяются как весьма хорошие в Восточной* субобласти, хорошие в осевой части Западной, удовлетворительные на всей периферии ДДВ; для нефти — весьма хорошие условия в Восточной субобласти и осевой части Западной, хорошие по периферии последней и на прилегающей к грабену части северного борта, удовлетворительные на бортах ДДВ.

Нижнепермско-верхнекаменноугольный (подхемогенный) продуктивный комплекс характеризуется красноцветным (на западе) и престоцветно-угленосным (на востоке) формационным составом пород, гумусовым РОВ и содержанием его в количестве 0,2—0,8% (по данным Е. Ф. Шевченко). По степени метаморфизма породы только в юго-восточной части ДДВ находятся в условиях ГЗГ или ГЗН. Исходя из приведенных выше критериев районирования территорий по условиям генерации УВ (рис. 3) в образованиях данного комплекса выделяются: весьма хорошие условия генерации газа в осевой части Восточной субобласти ДДВ, на периферии её они сменяются на хорошие и удовлетворительные; для жидких УВ на всей этой территории наблюдаются удовлетворительные условия генерации. В Западной субобласти условия генерации газообразных и жидких УВ посредственные и плохие.

На картах условий сохранности УВ изображается изменение наиболее информативных геологических признаков, характеризующих эти условия: степень метаморфизма и газонасыщенность подземных вод, содержание

* Граница между Западной и Восточной субобластями ДДВ проводится автором по направлению Полтава—Высокополье (восточное обрамление Солоховско-Диканьского вала).

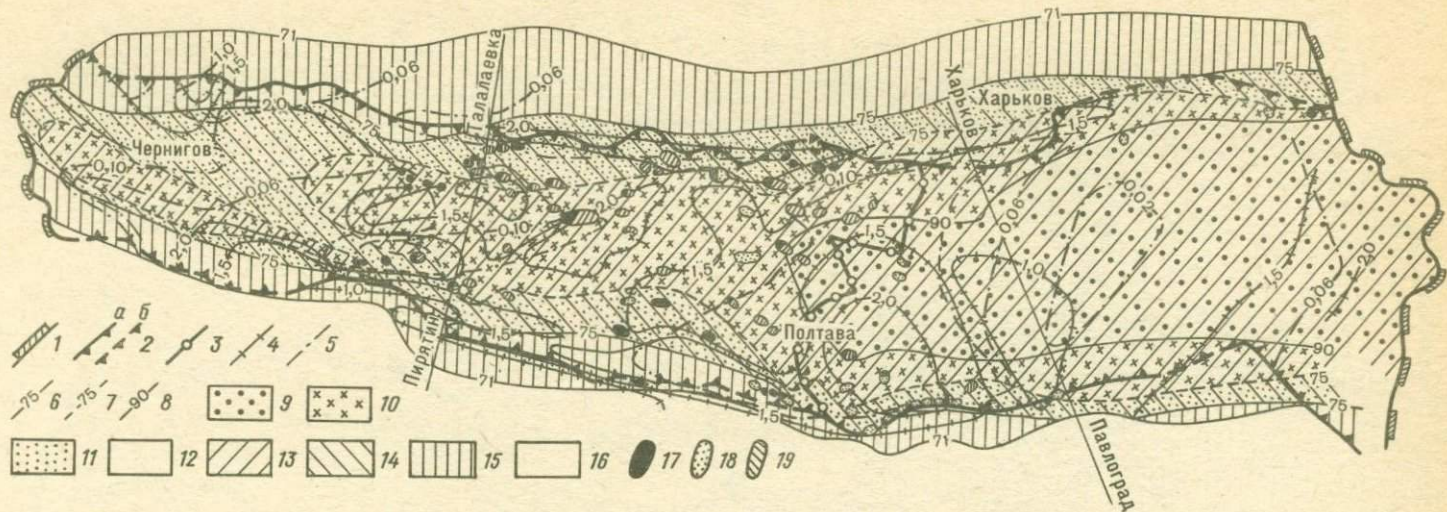


Рис. 2. Карта условий генерации УВ в верхневизейско-серпуховском комплексе ДДВ. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Е. Ф. Шевченко; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — границы Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области; 2 — границы Днепровского грабена (а) и то же, на участках отсутствия четко выраженного нарушения или недостаточно изученных (б); 3 — граница между Западной и Восточной субобластями ДДВ; 4 — изолинии содержания $C_{орг}$, %; 5 — изолинии содержания $B_{св}$, %; 6 — верхняя граница ГЗН по подошве комплекса (изореспленда 75, или 71, ед. $10R^*$); 7 — то же, по кровле комплекса; 8 — верхняя граница ГЗГ по подошве комплекса (изореспленда 90 ед. $10R^*$); 9—12 — условия генерации газа, 9 — весьма хорошие; 10 — хорошие, 11 — удовлетворительные, 12 — посредственные и плохие; 13—16 — условия генерации нефти; 13 — весьма хорошие, 14 — хорошие, 15 — удовлетворительные, 16 — посредственные и плохие; 17—19 — залежи: 17 — нефтяные, 18 — газовые, 19 — газоконденсатные.

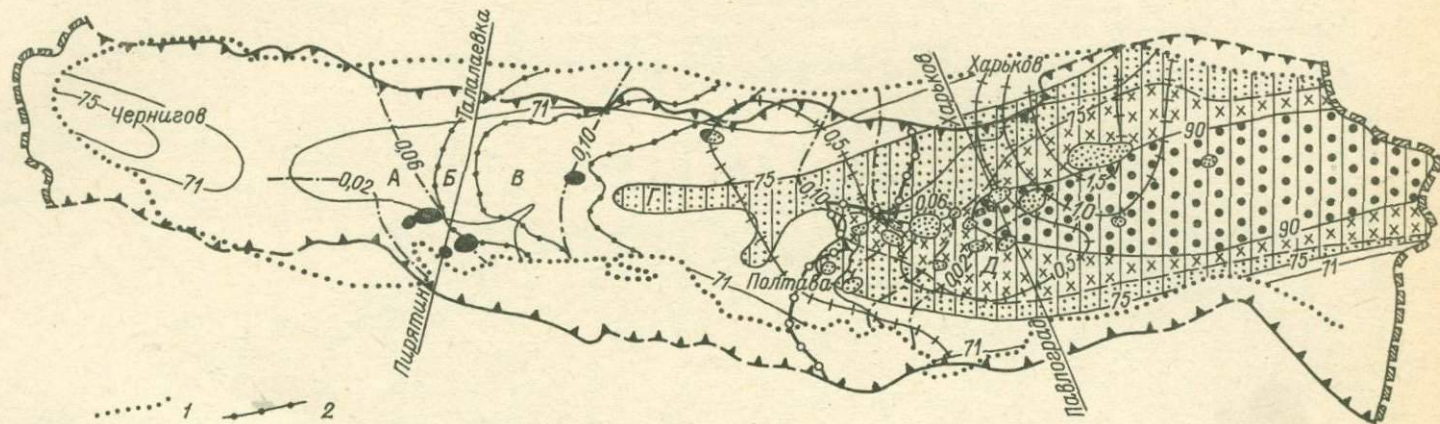


Рис. 3. Карта генерации УВ в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе ДДВ. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Е. Ф. Шевченко; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — граница распространения картамышско-верхнекаменноугольных отложений; 2 — границы субформаций (А — красноцветная, Б — красноцветно-пестроцветная, В — пестроцветная, Г — угленосно-пестроцветная, Д — пестроцветно-угленосная). Остальные обозначения см. на рис. 2.

УВ в водорастворенных газах, класс покрышек, температура. Данную группу условий можно подразделить на две подгруппы: условия сохранности и условия эволюции скоплений УВ. Под первыми подразумевается сохранение залежей от разрушения в зоне гипергенеза (на периферии нефтегазоносности бассейна, в приштоковых участках и др.), под вторыми — разрушение сформировавшихся залежей при погружении их в зону глубже оптимальных условий образования: для газовых скоплений — в зону апокатагенеза (глубинную зону кислых газов, по А. Л. Козлову [1978 г.]), для нефтяных — ниже ГЗН.

Как и для условий генерации, анализируемая территория по данному фактору разделяется на 4 категории земель, характеризующихся соответственно весьма хорошими, удовлетворительными и посредственными и плохими условиями. Выделение зон производится в основном с учетом изменения мощности слабопроницаемых толщ (покрышек), общей газонасыщенности вод и содержания УВ в них, коэффициента метаморфизма вод. Для разных районов и комплексов критерии выделения зон сохранности могут несколько различаться в зависимости от наличия фактического материала и некоторых особенностей их строения.

Условия эволюции нефти существенно ухудшаются с повышением температуры и степени катагенеза пород, превышающих таковые для ГЗН. Как показано Б. Д. Гончаренко и др. [29], нефтяные залежи в ДДВ характеризуются пластовыми температурами в большинстве случаев до 100° С. Температуре 100—130° С соответствуют преимущественно газонасыщенная и газоконденсатная зоны, хотя нефтяные скопления здесь также имеются. При температуре более 130° С развиты только газовые и газоконденсатные залежи. В соответствии с этим весьма хорошие и хорошие условия эволюции для нефти выделены в зоне пластовых температур до 100° С, удовлетворительные — при 100—130° С, а посредственные и плохие — при более 130° С. Для газа посредственные условия с точки зрения эволюции залежей выделены в зонах со степенью катагенеза пород комплекса по всей мощности более 120 ед. 10R⁰.

В качестве примера приведены карты условий сохранности УВ для тех же двух основных продуктивных комплексов ДДВ, что и при рассмотрении условий генерации УВ. По отложениям верхневизейско-серпуховского комплекса (рис. 4) территория ДДВ районирована на основе изменения двух параметров: качества верхнесерпуховской покрышки и содержания УВ в водорастворенных газах. Для газа весьма хорошие условия сохранности наблюдаются в осевой части Западной субобласти, хорошие — в Восточной субобласти, удовлетворительные — в периферийной части всего Днепровского грабена и в центре Восточной субобласти. Для нефти весьма хорошие и хорошие условия сохранности наблюдаются в прибортовых зонах, на северном борту и на значительной территории осевой части Западной субобласти.

По отложениям нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса (рис. 5) территория районирована в зависимости от изменения классов региональной соленосно-глинистой покрышки и степени метаморфизма подземных вод. Весьма хорошие условия сохранности газа и нефти наблюдаются в осевой части Днепровского грабена (зоне распространения соле-

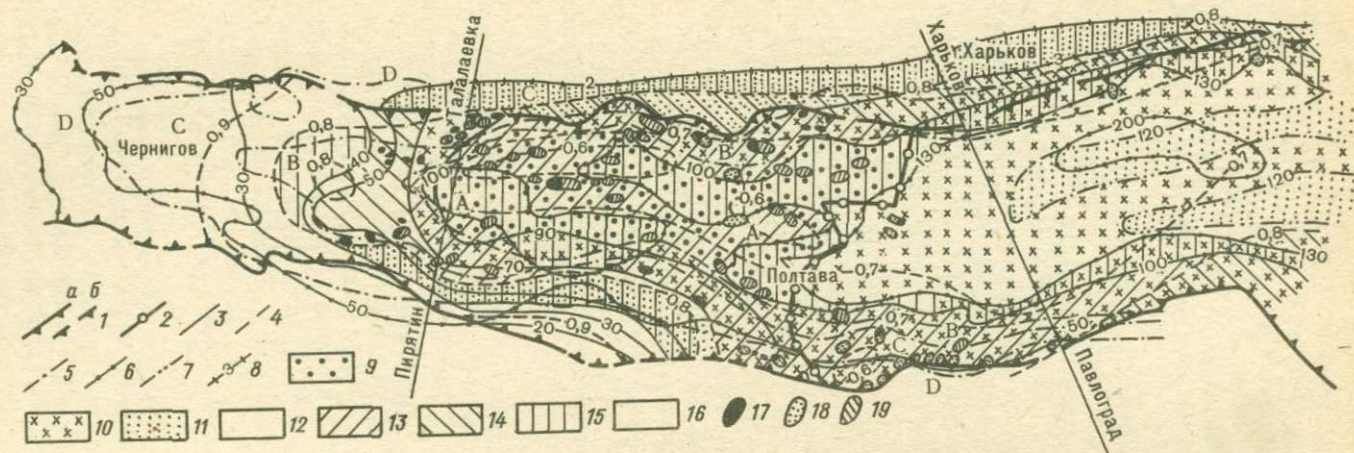


Рис. 4. Карта условий сохранности УВ в верхневизейско-сернуховском комплексе ДДВ. Составили И. В. Высочанский, В. А. Гальченко, Б. П. Кабышев, В. А. Кривошея, А. Е. Лукин, Р. М. Новосилецкий, Т. И. Смирнова, Л. П. Швай; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — границы Днепровского грабена (а) и то же, на участках отсутствия четко выраженного нарушения или недостаточно изученных; 2 — граница между Западной и Восточной субобластями ДДВ; 3 — содержание УВ в водорастворенных газах, %; 4 — степень метаморфизма подземных вод; 5 — границы классов верхнесернуховской покрывки (А, В, С, 1) — в порядке ухудшения свойств покрывки); 6 — температура в кровле комплекса, °С; 7 — степень катагенеза пород в кровле комплекса, ед. 10R°; 8 — глубина подошвы комплекса на Северном борту, км; 9—12 — условия сохранности газа: 9 — весьма хорошие, 10 — хорошие, 11 — удовлетворительные, 12 — посредственные и плохие; 13—16 — условия сохранности нефти: 13 — весьма хорошие, 14 — хорошие, 15 — удовлетворительные, 16 — посредственные и плохие; 17—19 — залежи: 17 — нефтяные, 18 — газовые, 19 — газоконденсатные.

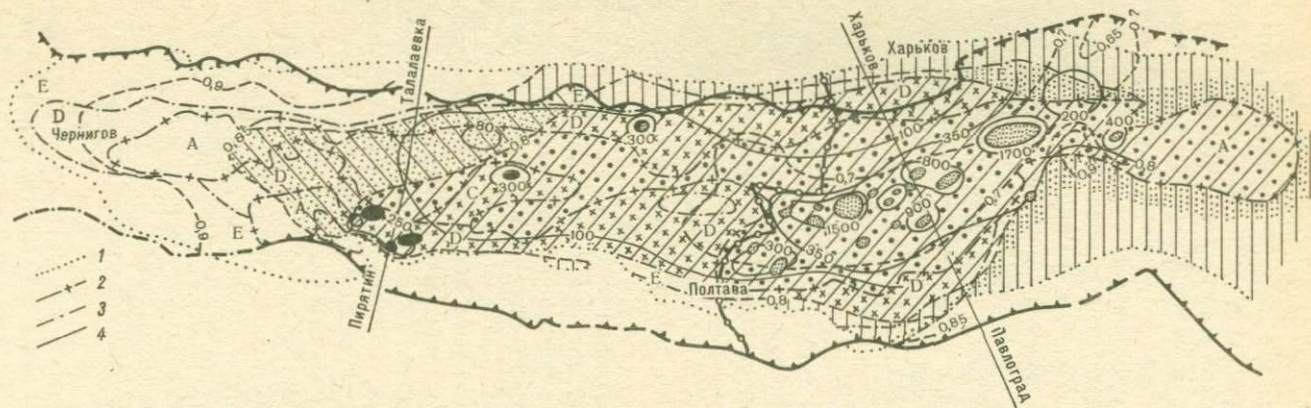


Рис. 5. Карта условий сохранности УВ в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе. Составили И. В. Высочанский, В. А. Гальченко, Б. П. Кабышев, В. А. Кривошея, А. Е. Лукин, Р. М. Новосилецкий, Т. И. Смирнова, Л. П. Швай; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — граница распространения картамышско-верхнекаменноугольных отложений; 2 — граница распространения нижнепермской соленосной покрывки (класс А); 3 — границы классов покрывок в пересажской толще верхней перми (классы С, D, E — в порядке ухудшения свойств покрывки); 4 — изолинии значений общей газонасыщенности пластовых вод, мл/л.
Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

носной покрышки), хорошие — на отдельных участках краевых зон, удовлетворительные для газа — на территории Западной субобласти, для нефти — на северном борту и отдельных участках прибортовых зон.

Карты качественной оценки перспектив раздельно нефте- и газоносности строятся, как указано выше, путем сочетания условий (соответствующих карт) генерации и сохранности углеводородов с учетом условий зональной миграции их и с отдачей предпочтения наислабейшему звену.

Высокоперспективные земли по слабым ловушкам выделяются там, где весьма хорошие условия сохранности сочетаются с весьма хорошими условиями генерации соответствующего типа УВ в данном комплексе, а по обычным антиклинальным ловушкам — в зонах, где такие условия сохранности совпадают с весьма хорошей генерацией анализируемого или хотя бы одного из подстилающих комплексов. Перспективные земли по слабым ловушкам выделяются в зонах с хорошей сохранностью и хорошей и весьма хорошей генерацией или весьма хорошей сохранностью и хорошей генерацией; по обычным антиклинальным ловушкам, кроме того, при не ниже хорошей генерации хотя бы одного из подстилающих комплексов. Мало-перспективные (умеренно перспективные) земли по слабым ловушкам выделяются в зонах удовлетворительной сохранности при не ниже удовлетворительной генерации, или наоборот; по обычным антиклинальным ловушкам, кроме того, при удовлетворительной генерации не только анализируемого, но и хотя бы одного из подстилающих комплексов. Бесперспективные и весьма малоперспективные земли по обоим разновидностям ловушек выделяются в зонах с плохими и посредственными условиями сохранности независимо от условий генерации анализируемого и подстилающих комплексов.

В составленные на основе сочетания условий генерации и сохранности УВ карты перспектив при необходимости вносятся дополнения с учетом условий зональной миграции УВ, например в части повышения степени перспективности некоторых зон с невысоким генерационным потенциалом за счет подтока сюда УВ из других участков. В частности, для ДДВ по верхневизейско-серпуховским отложениям понижена на одну градацию степень перспективности крайней восточной части южной прибортовой зоны ДДВ (по всем типам ловушек) за счет больших размывов в предподнеперский и последующие перерывы, обуславливающих разрушение залежей.

В качестве примеров здесь приводятся карты качественной раздельной оценки перспектив по двум упоминавшимся выше комплексам ДДВ. Наиболее дифференцированными по перспективности с точки зрения типа ловушек являются отложения нижней перми — верхнего карбона. По газу высокоперспективные и перспективные земли в нем по обычным антиклинальным ловушкам выделяются в осевой части всего Днепровского грабена, а по слабым ловушкам — только в Восточной субобласти (рис. 6); по нефти зоны с такой оценкой выделены только для обычных антиклинальных ловушек в Западной субобласти ДДВ и в примыкающих в ней прибортовых участках Восточной (рис. 7)

Карты перспектив верхневизейско-серпуховских отложений менее различаются по типам ловушек, так как на большей части территории региона эти образования являются нефтегазопроизводящими. По газу (рис. 8)

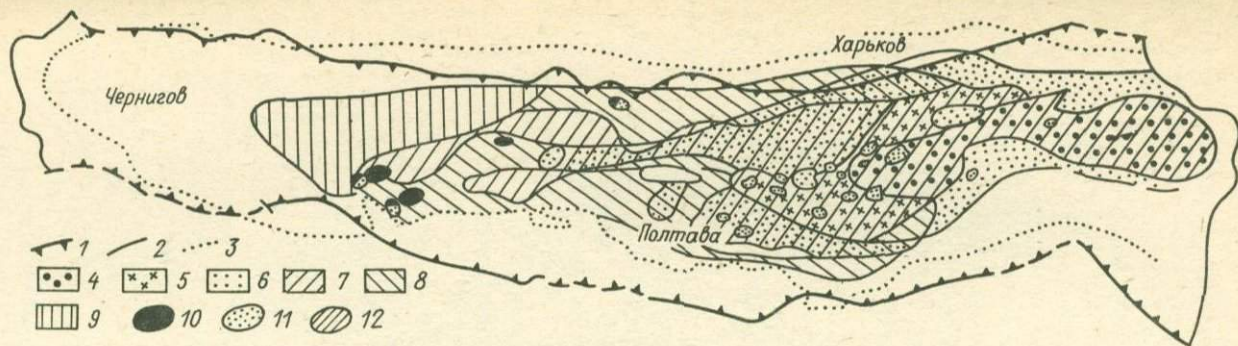


Рис. 6. Карта качественной оценки перспектив газоносности нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса.

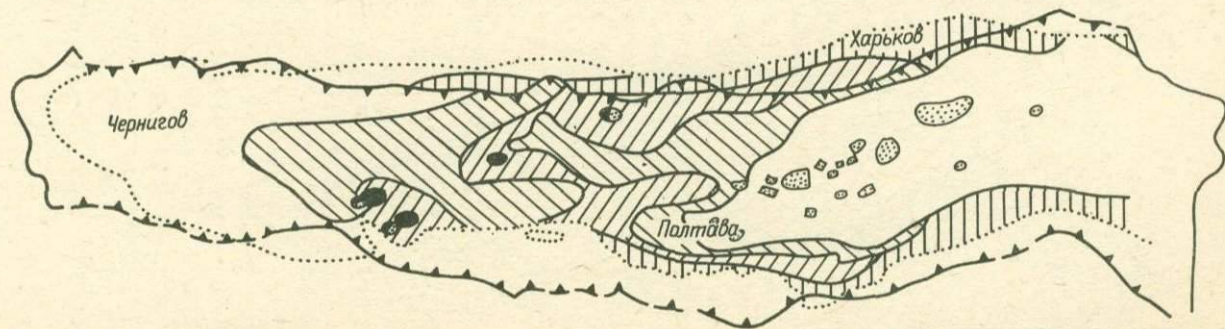


Рис. 7. Карта качественной оценки перспектив нефтеносности нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса. Условные обозначения см. на рис. 6.

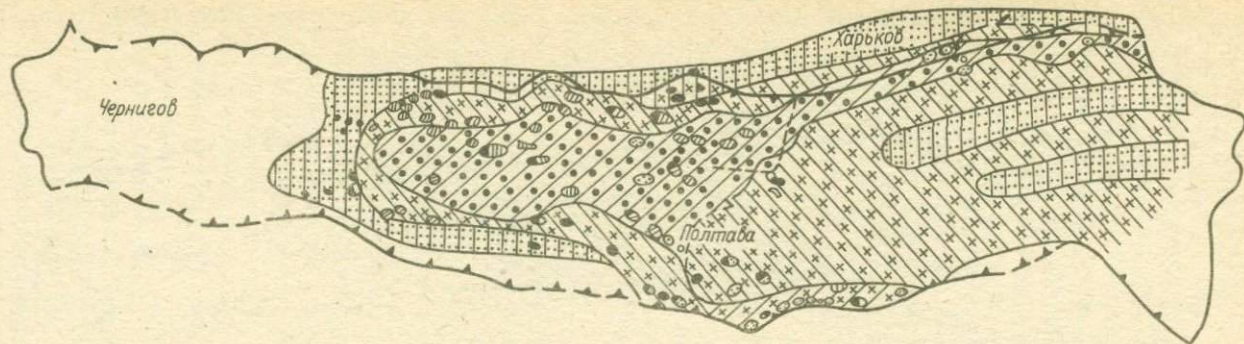


Рис. 8. Карта качественной оценки перспектив газоносности верхневизейско-серпуховского комплекса.
Условные обозначения см. на рис. 6.

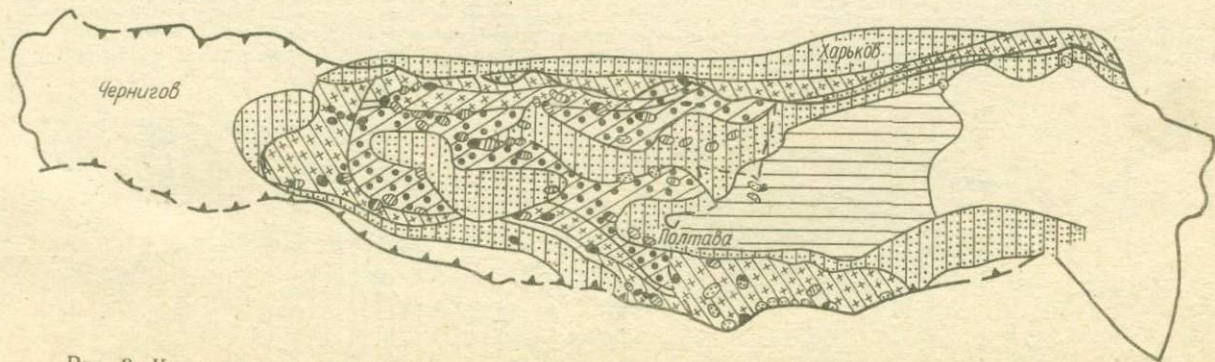


Рис. 9. Карта качественной оценки перспектив нефтеносности верхневизейско-серпуховского комплекса.
Горизонтальной штриховкой показана территория, где предполагается повышенное содержание конденсата в газе, а в высокочленистых прищитковых ловушках — наличие нефтяных залежей.
Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

высокоперспективные земли по обеим разновидностям ловушек выделяются в осевой части Западной субобласти и на узких участках прибортовых зон Восточной; большая часть последней является перспективной. Различие ловушек проявляется в южной зоне краевых дислокаций на участке Зачепиловка—Левенцовка, который является высокоперспективным по обычным антиклинальным ловушкам и перспективным по слабым. По нефти (рис. 9) верхневизейско-серпуховские отложения высокоперспективны на участках Западной субобласти (по антиклинальным ловушкам на большей площади, чем по слабым), перспективны по обеим разновидностям ловушек на северном борту, некоторых участках прибортовых зон грабена. В осевой части Восточной субобласти ДДВ, перспективной на газ, выделяется зона, где возможно наличие газоконденсатных залежей с более высоким (по сравнению с отложениями нижней перми — верхнего карбона этой же территории) содержанием конденсата, а в высоко вздернутых приштоковых ловушках — и нефтяных скоплений. Предположительность такого прогноза объясняется слабой изученностью вопросов консервации сформированных скоплений нефти после попадания их в условия ниже ГЗН — с температурой более 130—150° С. О перспективности на газоконденсатно-нефтяные залежи восточной части ДДВ в отложениях нижнего карбона свидетельствует открытие нефтяной залежи в серпуховских отложениях на Новоукраинском месторождении (севернее Распашновского штока) в зоне распространения газовых скоплений в нижнепермско-верхнекаменноугольных отложениях.

В заключение следует указать, что охарактеризованные карты качественной оценки перспектив не определяют потенциальное богатство недр региона, а дают лишь сравнительную оценку перспективности зон, районов и участков. Эти карты являются основой при количественной оценке прогноза нефтегазоносности.

НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вопросам нефтегеологического районирования посвящены многочисленные работы, большей частью касающиеся регионального районирования. Весьма актуально также совершенствование принципов детального (крупномасштабного) районирования нефтегазодносных бассейнов, являющегося основой решения тактических задач поисков новых нефтяных и газовых месторождений. Со временем по мере ввода в сферу поисково-разведочных работ все большего числа новых регионов роль крупномасштабного районирования будет возрастать. Представляется, что совершенствование принципов такого районирования должно идти по пути внедрения генетических основ, предусматривающих районирование территорий по условиям генерации, региональной миграции, аккумуляции и сохранности залежей нефти и газа, т. е. по онтогенезу УВ [Оленин В. Б., 1977 г.], в соответствии с современными представлениями осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа.

В теории нефтегеологического районирования наиболее дискуссионным является вопрос об основных единицах регионального районирования, в процессе разработки которого в СССР сложилось два направления: согласно первому в основу районирования положено учение о нефтегазоносных

провинциях и областях (А. А. Бакиров, М. И. Варенцов, Н. Ю. Успенская и другие), согласно второму — о нефтегазоносных бассейнах (И. О. Брод, Н. Б. Вассоевич, В. Е. Хаин, И. В. Высоцкий, В. Б. Оленин и другие). Первое из них в большей мере отражает современное распространение месторождений, второе — генетическую сторону проблемы. Другими словами, здесь мы имеем дело с различными принципами районирования — геолого-структурным и генетическим [33]. Не останавливаясь подробно на региональном районировании, следует только отметить, что по отношению к крупным (I порядка) отрицательным структурам авлакогенной природы (типа Днепровско-Донецкой и Припятской впадин), обе формулировки (нефтегазоносные области или бассейны) выражают одну и ту же сущность: выполнение этих структур мощной толщей осадочных пород, длительную историю развития, в процессе которого в них возникли условия, благоприятные для нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

В качестве категорий крупномасштабного районирования, основывающегося на геолого-структурном принципе, обычно выделяются нефтегазоносные районы и зоны нефтегазоаккумуляции. Эти категории следует использовать и при генетическом принципе районирования, однако в основе его лежит выделение замкнутых в миграционном отношении участков нефтегазоносного бассейна, получивших название *секторов нефтегазосбора*. Это «площадь, за пределы которой нефть и газ из зоны генерации (или ее частей) при латеральном перемещении в свободном состоянии * не могут уходить. Границы их проводятся по осевым частям впадин, прогибов, депрессионных зон, а на моноκлиналях — от погруженных частей зон генерации вверх по восстанию пластов» [5]. Правда, следует допускать, что степень замкнутости секторов нефтегазосбора ниже, чем нефтегазоносного бассейна в целом.

Для целей нефтегеологического районирования Западно-Сибирской плиты на генетической основе секторы нефтегазосбора впервые были использованы И. И. Нестеровым [66], который выделял их в ранге нефтегазоносных районов. Правда, М. Я. Рудкевич и др. [1976 г.] критически оценили такой подход по тем соображениям, что он не учитывает принципиальных различий в условиях аккумуляции рассеянных УВ в средних по размерам положительных и отрицательных структурах, которые попадают при этом в один район. Замечание это веское, однако оно не может служить основанием для отказа от генетического подхода к нефтегеологическому районированию. Оба принципа — геолого-структурный и генетический, как и при региональном районировании [33], не являются взаимоисключающими, а наоборот, дополняют друг друга, отражая разные стороны одного явления, и применяются для решения соответствующих задач. В частности, геолого-структурный принцип больше подходит при районировании территорий для целей определения различной методики и направлений проведения поисково-разведочных работ, а генетический — для более достоверной оценки потенциальных ресурсов нефти и газа в пределах территорий средних размеров, особенно с использованием генетических методов подсчета прогнозных

* Следует добавить и в водорастворенном состоянии, учитывая преимущественно элизионный режим подземных вод, существующий на средних и больших глубинах в нефтегазоносных бассейнах.

ресурсов. В пределах замкнутых систем представляется возможность сравнивать прогнозные ресурсы. УВ, подсчитанные разными методами, между собой и с разведанными запасами и, таким образом, более обоснованно определять дальнейшие перспективы нефтегазоносности их. Во-вторых, сглаживанию отмеченных М. Я. Рудкевичем негативных сторон генетического принципа районирования должно служить дальнейшее совершенствование его, в частности использование секторов нефтегазосбора в обязательном сочетании и соподчиненности с зонами нефтегазонакопления, которые могут быть разного типа в разных частях секторов и тем подчеркивать различие нефтегазосборных и нефтегазоаккумулирующих участков.

Секторы нефтегазосбора, по нашему мнению, целесообразно приравнивать и даже называть нефтегазоносными районами, как это делает И. И. Нестеров. Обусловлено это тем, что они бывают двух порядков: первого, включающие свод или мегавал (структуры I порядка) и оконтуренные по днищам окружающих их впадин, и второго, включающие вал (структуру II порядка) и оконтуренные по днищам депрессий. И. И. Нестеров [66, с. 108] секторы нефтегазосбора обоих порядков предлагает выделять в ранге нефтегазоносных районов, под которым «понимается территория крупной положительной структуры I или II порядка и склоны окружающих ее впадин, служащие нефтесборной площадью». Сектор нефтегазосбора первого порядка близок и соизмерим с площадью области нефтегазонакопления (сводового типа), а сектор второго порядка — только с частью области и в принципе в ряде случаев может быть приравнен к нефтегазоносному району. Однако при районировании нефтегазоносных бассейнов авлакогенного типа, характеризующихся высокой степенью дифференциации структурного плана с резко выраженными средними структурами, целесообразно нефтегазоносные районы выделять в отдельную категорию территорий крупномасштабного районирования.

Нефтегазоносные бассейны разного типа и размеров характеризуются специфическими особенностями нефтегеологического районирования на генетической основе. Для бассейнов авлакогенного типа целесообразно выделять следующие соподчиненные категории земель (в порядке увеличения размеров): зоны нефтегазонакопления, секторы нефтегазосбора, нефтегазоносные районы, нефтегазоносные суббассейны (субобласти).

Зона нефтегазонакопления — это единственная категория земель, которая выделяется одинаково при районированиях, основанных на разных принципах. В наиболее распространенном понимании — это совокупность смежных и сходных по строению месторождений, относящихся к единому структурному или литолого-фациальному элементу [80, 33]. Зоны бывают структурного (валы), рифогенного, литологического, стратиграфического и других классов. В некоторых работах определение зоны нефтегазонакопления дополняется необходимостью для всех месторождений характеризоваться общностью нефтегазоносных свит и сходством условий формирования месторождений [Успенская Н. Ю., Таусон Н. Н., 1972 г.], или «единством механизма и времени образования месторождений» [14]. По М. Я. Рудкевичу и др. [1976 г., с. 117], «ведущим критерием выделения той или иной зоны [нефтегазонакопления] служит наличие господствующих типов месторождений и залежей и *полная стратиграфическая синхронность*

(курсив мой.— Б. К.) главных комплексов и продуктивных горизонтов». По нашему мнению, все эти дополнения являются излишними, так как нередко случаи, когда в пределах единого вала (зоны нефтегазонакопления) отдельные локальные поднятия характеризуются существенно разным стратиграфическим диапазоном продуктивности, различаются по условиям времени формирования залежей, что обусловлено индивидуальными особенностями развития ловушек. Примерами могут служить Глинско-Розышевский и Солоховско-Диканьский валы и соответственно зоны нефтегазонакопления в ДДВ, где структуры различной интенсивности и возраста характеризуются неодинаковым стратиграфическим этажом нефтегазонакопления, что обусловлено разной ролью вертикальной миграции УВ в их пределах [20, 57].

При районировании по генетическому принципу зоны нефтегазонакопления выделяются в пределах секторов нефтегазосбора. В каждом секторе может быть выделена одна или несколько зон. Зоны нефтегазонакопления антиклинального типа могут объединять локальные поднятия с двойным структурным контролем (расположенные на валу) или тройным, когда поднятие расположено на валу, а последний — на своде [52]. Поскольку в авлакогенных областях нет структур с тройной степенью структурного контроля, для большей дифференциации зон нефтегазонакопления целесообразно выделять таковые, объединяющие поднятия с полуторным структурным контролем, т. е. приуроченные к малым валам, как промежуточным тектоническим элементам между структурами II и III порядка.

Нефтегазоносный район обычно рассматривается как часть нефтегазоносной области, выделяющаяся по геоструктурному или по географическому признаку [80]. В отличие от других таксономических единиц районирования нефтегазоносный район является наиболее неопределенной категорией и в некоторых классификациях (Оленин В. Б.) не выделяется.

Между тем потребность в наличии промежуточной категории между нефтегазоносной областью и зоной имеется, учитывая зачастую весьма большие размеры областей и сравнительно малые зон, как это наблюдается, в частности, в авлакогенах. Нефтегазоносные районы отличаются от зон не только размерами, но и характером площадного распространения месторождений. Районы занимают всю территорию нефтегазоносного бассейна, а зоны нефтегазонакопления — только участки концентрации месторождений нефти и газа и их запасов. Месторождения, хотя и значительно реже, распространены и вне зон нефтегазонакопления, но не могут быть развиты за пределами нефтегазоносных районов. Вследствие этого нефтегазоносные районы не могут быть заменены предложенными В. Б. Олениным (1977) ареалами зон нефтегазонакопления.

С позиций генетического принципа районирования нефтегазоносный район объединяет территорию нескольких (реже одного) секторов нефтегазосбора, характеризующихся сходным геологическим строением, историей развития и нефтегазонакоплением. Имеется в виду литолого-формационный состав пород, возраст основных регионально и сингенетично продуктивных толщ, фазовое состояние углеводородов.

Иногда бывает необходимым разделять нефтегазоносный бассейн (область) на 2—3 крупные части, различающиеся некоторыми существен-

ными условиями нефтегазообразования и нефтегазонакопления и состоящие из нескольких нефтегазоносных районов. Такие территории целесообразно выделять в суббассейны (субобласти). Таким образом 3 категории земель детального нефтегеологического районирования — секторы, районы, субобласти — в миграционном отношении являются замкнутыми системами и соподчинены друг другу. С учетом изложенных принципов и методики выполнено крупномасштабное нефтегеологическое районирование Днепровско-Донецкой впадины (рис. 10).

Днепровско-Донецкий нефтегазоносный бассейн (ДДНБ) и соответствующая нефтегазоносная область являются составной частью Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции [Шпак П. Ф. и др., 1969 г.], в состав которой, кроме того, входят еще две нефтегазоносные области: Припятская и Донбасская. Границы ДДНБ совпадают с границами Днепровско-Донецкой впадины как отрицательной структуры I порядка. В этих границах бассейн объединяет в себе перспективные и малоперспективные земли и граничит на северо-востоке и юго-западе с бесперспективными землями (где глубина фундамента менее 1000 м), а на границе с соседними нефтегазоносными областями (Припятской и Донбасской) — с перспективными и малоперспективными землями.

В пределах Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области нами выделяются все четыре охарактеризованные категории территорий нефтегазогеологического районирования: субобласти, нефтегазоносные районы, секторы нефтегазосбора и зоны нефтегазонакопления. Основной единицей такого районирования являются секторы нефтегазосбора, которых на территории ДДВ выделяется 18 (см. рис. 10).

Высокая степень унаследованности развития средних структур позволяет выделять единые секторы для всех продуктивных комплексов, за исключением подсолевого девона. Причем, как показывает анализ палеотектонических карт, впадины и депрессии в ДДВ (а следовательно, и секторы нефтегазосбора) характеризуются древним, палеозойским временем заложения и длительным развитием. По характеру границ выделяемые в ДДВ секторы нефтегазосбора разделяются на два типа: центральные и периферийные. Первые являются полностью замкнутыми; здесь впадины со всех сторон ограничены отрицательными структурами (VII, IX и др.). Периферийные же раскрываются вверх по восстанию на бортах ДДВ. Границы их здесь условно проводятся по контуру ДДВ.

В пределах секторов выделено 26 установленных зон нефтегазонакопления антиклинального типа (соответствующие валам и малым валам тектонического районирования) и 2 зоны неантиклинального типа. На территории ДДВ установлено 8 районов. При этом 4 района объединяются в Западную субобласть, где в условиях ГЗН или ГЗГ находятся девонские и нижнекаменноугольные отложения, а 4 других района — в Восточную, в которой в условиях ГЗН находятся нижнепермские отложения, а в условиях ГЗГ — каменноугольные и девонские.

Охарактеризованные категории нефтегеологического районирования в общем соответствуют отдельным этапам онтогенеза нефти и газа: субобласти (субрегионы) характеризуются своими условиями генерации УВ, секторы нефтегазосбора — определяют зональную миграцию, зоны нефтегазона-

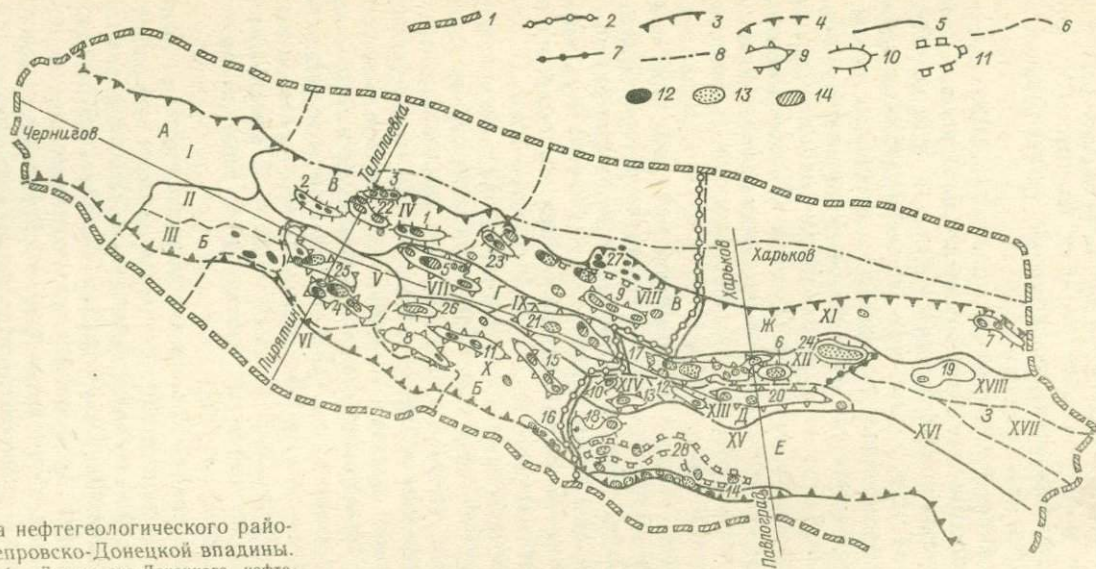


Рис. 10. Схема нефтегеологического районирования Днепровско-Донецкой впадины.

1—8 — границы: 1 — Днепровско-Донецкого нефтегазоносного бассейна (области), 2 — между Западной и Восточной нефтегазоносными субобластями, 3 — Днепровского грабена, 4 — то же, на участках слабого проявления краевых разломов, 5 — нефтегазоносных районов, 6 — секторов нефтегазосбора, не совпадающих с границами районов (номера секторов даны римскими цифрами), 7 — секторов нефтегазосбора, возникших только на инверсионном этапе развития региона (раннепермское время), 8 — перспективных земель на Северном борту; 9—11 — зоны нефтегазоаккумуляции: 9 — антиклинального типа с ловушками (раннепермское время), 10 — то же, с ловушками полуторного структурного контроля, 11 — неантиклинального типа; 12—14 — месторождения: 12 — нефтяные, 13 — газоме, 14 — газоконденсатные.

Нефтегазоносные районы: А — Черниговско-Березнянский, Б — Нежинско-Миргородский, В — Талалаевско-Ахтырский, Г — Глинско-Солоховский, Д — Машевско-Шебелинский, Е — Суходоловско-Лозовский, Ж — Рябухино-Североголубовский, З — Кальмиус-Бахмутский.

Зоны нефтегазоаккумуляции: 1 — Анастасьевско-Липоводолинская, 2 — Софиевско-Ярошевская, 3 — Великобубновская, 4 — Гнединцевско-Чернухинская, 5 — Глинско-Розбишевская, 6 — Ефремовская, 7 — Зайцево-Ольговская, 8 — Исачковско-Ромодановская, 9 — Котелевско-Березовская, 10 — Копыловско-Восточно-Полтавская, 11 — Малосорочинско-Радченковская, 12 — Марьяновско-Ланюковская, 13 — Машевско-Елизаветовская, 14 — Михайловско-Левицкая, 15 — Петренковско-Абазовская, 16 — Потичанско-Зачепиловская, 17 — Распашинско-Мелиховская, 18 — Решетняковско-Суходоловская, 19 — Сливаковско-Красноскольская, 20 — Сосновская, 21 — Солоховско-Диканьская, 22 — Талалаевско-Артюховская, 23 — Тимофеевско-Маритновская, 24 — Шебелинская, 25 — Шуровско-Лежиковская, 26 — Яблуновско-Яровская, 27 — Ахтырская, 28 — Руденковско-Богатойская.

копления — аккумуляцию, нефтегазоносные районы — сохранность и эволюцию залежей и отражают в наибольшей степени условия их распространения.

НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА

В плане нефтегеологического расчленения разреза осадочного чехла наибольшее распространение в литературе получило выделение нефтегазоносных (продуктивных) комплексов, представляющих собой совокупность содержащей залежи проницаемой части разреза и перекрывающей ее региональной покрывки [4, 80]. По расположению в разрезе региональных покрывок такие комплексы иногда выделялись под наименованием «стратиграфические уровни нефтегазонакопления» [Воробьев Б. С., 1961 г.] или «стратиграфические этажи промышленной нефтегазоносности» [34]. В ДДВ обычно выделяются 5 таких этажей: юрский, триасово-верхнепермский, нижнепермско-верхнекаменноугольный, среднекаменноугольный и нижнекаменноугольный. Кроме того, потенциально нефтегазоносным является девонский комплекс.

По площади распространения нефтегазоносные комплексы в соответствии с классификацией покрывок по площади распространения подразделяются на региональные, субрегиональные, зональные и локальные [4, 80]. При этом по представлениям А. А. Бакирова и др. [80, с. 130] «региональные и субрегиональные нефтегазоносные комплексы всегда перекрываются входящими в их состав региональными и субрегиональными покрывками». Отклонения от этой зависимости, по их мнению, допускаются для зональных и локальных покрывок.

Материалы по ДДВ, особенно полученные в последнее десятилетие новые данные о вертикальном и площадном распространении залежей нефти и газа, свидетельствуют о том, что зависимость между региональностью распространения непроницаемых толщ и нефтегазоносностью не является такой прямой, как это следует из вышеприведенных работ и ряда других исследований. Поэтому принципы нефтегеологического расчленения разреза осадочного чехла требуют дальнейшего совершенствования, в первую очередь в направлении использования генетических условий.

Среди основных продуктивных комплексов ДДВ только нижнепермско-верхнекаменноугольный в полном смысле этого термина экранируется региональной покрывкой (рис. 11). Последняя по возрасту и типу является комбинированной; это нижнепермская соленосная толща, а в зонах ее отсутствия — верхнепермская (пересажская) глинистая толща. Под этой покрывкой находятся залежи нефти и газа на 21 месторождении (содержащие 67,3% запасов в регионе), среди которых Шебелинское, Зап.-Крестинское, Ефремовское, Кегичевское газовые и Гнединцевское, Леляковское нефтяные.

Принципиально другая закономерность присуща среднекаменноугольным и верхневизейско-серпуховским отложениям. Обычно выделяемая в качестве региональной или субрегиональной покрывки для среднекаменноугольного этажа нефтегазоносности глинистая толща в верхах московского яруса фактически не выполняет этих функций. В отложениях среднего карбона,

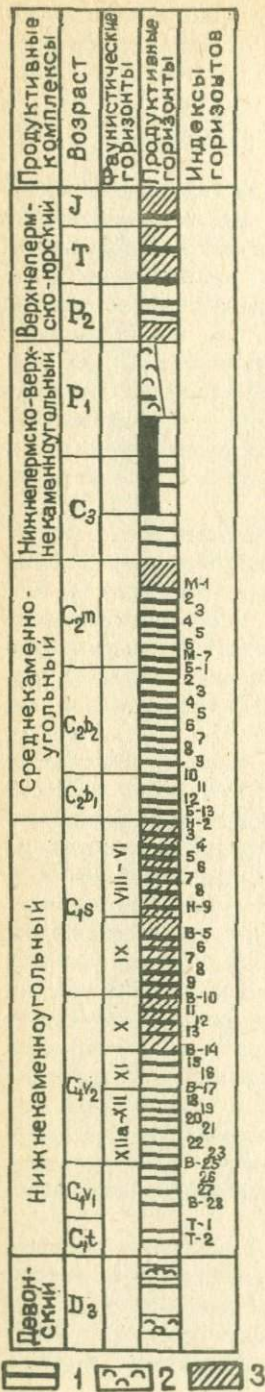


Рис. 11. Схема нефтегеологического расчленения разреза в Днепровско-Донецкой впадине.

1 — продуктивные горизонты; 2 и 3 — региональные, а также на значительной территории более выдержанные покрывки; 2 — соленосные, 3 — глинисто-аргиллитовые.

содержащих 5,5% общих разведанных запасов нефти и газа, установлено 20 продуктивных горизонтов (в московском ярусе — 7, башкирском — 13), которые в общем равномерно распределены по всему разрезу отдела (см. рис. 11). Каждый из них содержит от 2 до 16% запасов от общих по среднему карбону и продуктивен на 2—10 месторождениях. Покрывками для залежей служат глинисто-аргиллитовые пачки небольшой (20—50 м) мощности. В верхней части московского яруса выделяется глинистая толща повышенной (70—150 м) мощности (зона C_{2m}), однако она экранирует залежи только одного горизонта М-1 на 3 из 34 месторождений среднего карбона (Рыбальское, Качановское, Восточно-Полтавское), которые к тому же содержат только 7% запасов от общих по этому комплексу. При таких условиях не приходится говорить о наличии одной региональной или субрегиональной покрывки, экранирующей все или большинство залежей и, следовательно, о наличии среднекаменноугольного этажа или уровня нефтегазоаккумуляции в том понимании, как они выделяются в работах Б. С. Воробьева [1961 г.], В. М. Завьялова [34] и ряда других исследователей.

Сходная, хотя и не совсем такая же, картина наблюдается в расположении залежей в отложениях нижнего карбона, который характеризуется наиболее широкой площадной нефтегазоносностью. Продуктивность в нем установлена на 72 месторождениях (72%), в которых содержится 27% разведанных запасов углеводородов. Считается, что региональной «покрывкой для нижнекаменноугольного этажа нефтегазоносности являются известняково-глинистые отложения намюрского [по новому расчленению верхнесерпуховского подъяруса] и нижней части башкирского ярусов, глинистая толща верхневизейского подъяруса [X фаунистический горизонт] и глинисто-карбонатные образования нижнего визе» [34]. Однако фактическое распределение скоплений УВ свидетельствует о более равномерном вертикальном распределении установленных, в своем абсо-

лютном большинстве преимущественно пластовых, залежей в разрезе нижнего карбона, во всяком случае в хорошо изученной верхневизейско-серпуховской толще, чем сосредоточение их под одной-двумя или даже тремя региональными или субрегиональными покрывками.

Здесь выделяются 33 продуктивных горизонта (см. рис. 11), в том числе в верхнесерпуховском подъярусе — 8, в нижнесерпуховском и верхневизейском подъярусах — 19 (в IX—X фаунистических горизонтах — 9, в XI — 3, в XII—XIIa — 7), нижневизейском подъярусе — 4 и турнейском ярусе — 2. При этом в отложениях, относимых к региональной покрывке (серпуховский ярус и X фаунистический горизонт), имеются 17 продуктивных горизонтов, содержащих 105 залежей на 36 месторождениях, а в отложениях, залегающих ниже этой «покрывки» (XI, XII—XIIa микрофаунистические горизонты верхнего визе), имеются 10 продуктивных горизонтов, содержащих 126 залежей на 45 месторождениях. Если к тому же учесть, что в последнем случае большинство залежей экранируются непроницаемыми породами не так называемой региональной покрывки, а сравнительно маломощными (10—40 м) глинисто-аргиллитовыми пачками внутри продуктивной толщи, то станет вполне очевидным отсутствие в верхневизейско-серпуховских отложениях единой региональной или субрегиональной покрывки, обусловившей аккумуляцию под ней большинства залежей и основной части запасов углеводородов этого комплекса.

Охарактеризованная закономерность вертикального размещения залежей УВ в данном комплексе наглядно проявилась на примере отложений серпуховского яруса, который ранее традиционно рассматривался в составе нижнекаменноугольной региональной покрывки. В настоящее время после открытия ряда газоконденсатных месторождений в Котелевско-Березовской и Гоголевско-Абазовской зонах серпуховские образования приобрели значение важной продуктивной части разреза.

Таким образом, следует указать, что в качестве региональной в ДДВ пока можно говорить только об одной — комбинированной глинисто-солевой пермской покрывке. Остальные скопления УВ экранируются многочисленными сравнительно маломощными (первые десятки метров) глинисто-аргиллитовыми пачками внутри продуктивной толщи. Следовательно, принцип нефтегеологического расчленения разреза, в основе которого лежит выделение региональных покрывок, не является универсальным, хотя, конечно, весьма важен.

По нашему мнению, в основу нефтегеологического расчленения разреза следует положить генетические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления углеводородов в той или другой части разреза. При этом под условиями нефтегазообразования имеется в виду приуроченность залежей к нефтегазопроизводящей толще и прохождение ею главных фаз нефте- и газообразования, а под условиями нефтегазонакопления — образование залежей под действием преимущественно латеральной или вертикальной миграции углеводородов. В ДДВ, как отмечено выше, эти условия весьма различаются в различных стратиграфических комплексах в разных зонах. При таком принципе роль покрывок будет выступать как один из факторов (но не единственный) нефтегеологического расчленения разреза.

Исходя из генетического принципа нефтегазогеологического расчленения разреза продуктивным (нефтегазоносным) комплексом следует считать часть разреза осадочного чехла, содержащую промышленные залежи углеводородов с одинаковыми условиями их образования на всей или значительной части нефтегазоносного бассейна. Продуктивные комплексы целесообразно разделять на 4 типа, которые характеризуются региональной, локальной, субрегионально-локальной и субрегиональной нефтегазоносностью. Продуктивным комплексом с региональной нефтегазоносностью является такой, который на всей или большей части нефтегазоносного бассейна * содержит сингенетические залежи углеводородов, т. е. является нефтегазопроизводящим, в своем развитии прошел ГФН и характеризуется формированием залежей под действием преимущественно латеральной миграции УВ. При этих условиях почти все ловушки разных типов, расположенные в зоне латеральной миграции, являются нефтегазоносными; непродуктивные же располагаются на периферии нефтегазоносного бассейна.

Продуктивные комплексы с локальной нефтегазоносностью не обладают собственными источниками углеводородов или в развитии не прошли ГФН. Залежи нефти и газа в таких комплексах вторичные и образуются за счет вертикальной миграции УВ из нижележащего комплекса с региональной нефтегазоносностью. Происходит же она в пределах лишь тех ловушек, где для этого имелись благоприятные условия, например, в крупноамплитудных, нарушенных сбросами, с интенсивным формированием после времени отложения этого комплекса. Соседние ловушки с аналогичными покрывками, коллекторами, условиями сохранности залежей оказываются «пустыми».

Продуктивные комплексы с субрегионально-локальной нефтегазоносностью характеризуются промежуточными условиями нефтегазонакопления по сравнению с освещенными выше. Они обладают региональной продуктивностью на части нефтегазоносного бассейна, а на остальной территории — локальной. Комплексы только с субрегиональной нефтегазоносностью содержат сингенетичные скопления УВ только на части нефтегазоносного бассейна.

Таким образом, на примере ДДВ проявляется существенное несоответствие между характером покрывок и контролируемыми ими масштабами нефтегазоносности, состоящие в том, что, с одной стороны, региональная нефтегазоносность не всегда контролируется региональными покрывками (нижний и средний карбон), а с другой — региональные покрывки нередко контролируют локальную нефтегазоносность (триас, юра). Сказанное стимулирует более широкое использование генетического принципа при нефтегеологическом расчленении разреза осадочного чехла. Этот принцип, конечно, имеет и свои недостатки, так как может применяться для регионов с достаточно высокой степенью изученности условий формирования месторождений. Зато применение указанного принципа и классификация на его основе продуктивных комплексов позволит обоснованнее и детальнее выполнять прогнозирование нефтегазоносности в новых зонах и ловушках региона.

* Независимо от его размеров и количества развитых в нем структур I порядка.

В заключение раздела вернемся к вопросу о соотношении классификаций продуктивных комплексов и непроницаемых покрышек. Разделение последних на региональные, субрегиональные, зональные и локальные в основном правильно отражает сущность вопроса, за исключением того, что указанные типы покрышек не следует связывать с порядком и размерами платформенных структур, в пределах которых они распространены, т. е. региональными считать покрышки, развитые на территории «нескольких соседних надпорядковых структур», зональными — на территории «не больше площади надпорядковой структуры и не меньше площади структуры первого порядка», локальными — на территории «меньше площади структуры первого порядка» [4, с. 92]. При такой классификации получается, что в небольших нефтегазоносных бассейнах (соизмеримых со структурой I порядка, например ДДВ, Припятский прогиб), каких в мире большинство, вообще не должно выделяться региональных покрышек. В то же время в таких регионах есть покрышки, распространенные по всей или большей части территории, и их целесообразно называть региональными, хотя площадь их распространения соизмерима со структурой I порядка. Субрегиональными в таком случае будут покрышки, распространенные на части нефтегазоносного бассейна (не менее половины), зональными — в пределах нефтегазоносных зон или районов, локальными — на отдельных участках, т. е. региональность покрышек, как и продуктивных комплексов целесообразно определять по отношению к основной единице нефтегеологического районирования — нефтегазоносному бассейну — независимо от его размеров (порядка).

ТЕКТОНИКА И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Днепро-Донецкая впадина представляет собой внутриплатформенную структуру Русской плиты и является составной частью крупного авлакогена, который протягивается от Припятского прогиба через Донбасс и мегавал Карпинского на Туранскую плиту [Айзберг Р. Е. и др., 1971 г.]. Как особый тип платформенных структур авлакогены впервые выделены Н. С. Шатским [1964 г.] на примере Большедонбасского прогиба, хотя еще А. К. Карпинским [1883 г.] была указана природа и намечены границы этой структуры, когда он установил на юге России «зачаточную кряжевую полосу». Тектоника этого региона была и продолжает оставаться объектом пристального внимания многих исследователей. Этим, а также большой сложностью строения и развития обусловлено значительное количество зачастую противоречивых представлений о природе этой интереснейшей геоструктуры.

Наиболее распространенные взгляды на строение Днепро-Донецкого авлакогена отражены на тектонической карте Украинской ССР, составленной коллективом украинских геологов под редакцией М. В. Муратова [68], а Припятского прогиба — на тектонической карте Белоруссии, изданной под редакцией Р. Г. Гарецкого [1974 г.]. Правда, для наименования указанных трех регионов в целом в опубликованных работах используются разные термины: Доно-Днепровский прогиб, Большедонбасский прогиб, Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Днепро-Донецкий авлакоген, Донецко-Припятский авлакоген.

Учитывая, что авлакогенной областью в «чистом» виде является только ДДВ и Припятский прогиб, а Донбасс и мегавал Карпинского после авлакогенного этапа (в рифее и девоне) испытали геосинклинальный режим развития и в современном плане представляют собой складчатую область, целесообразно указанным двум парам смежных регионов дать отдельные наименования, более точно и полно отражающие их геотектоническую природу. В данной работе нами использованы термины «Днепровско-Припятский авлакоген» (объединяющий ДДВ и Припятский прогиб) и «Донецко-Каспийская авлакоген-складчатая область» (объединяющая Донбасс и мегавал Карпинского). Термин «Днепровско-Донецкая впадина», предложенный еще А. Д. Архангельским и являющийся наиболее распространенным, используется нами для обозначения мезозойской отрицательной структуры, а также как термин общего пользования для Днепровской части авлакогена.

Геологический разрез ДДВ представлен комплексом отложений от среднего девона по кайнозой включительно, залегающим на докембрийском кристаллическом фундаменте (рис. 12). Присутствие более древних (рифейских) отложений не установлено, но предполагается по геологическим соображениям и геофизическим данным. Литологический и формационный состав их охарактеризован ниже при освещении палеотектоники региона.

В строении осадочного чехла ДДВ наблюдаются существенные несоответствия структурных планов, что нашло отражение в выделении многими исследователями структурных этажей, подэтажей, ярусов. Основными причинами несоответствия являются перестройка структурных планов во время крупных региональных (поздневторичных) перерывов и соляной тектогенез. В первом случае границами несоответствия планов служат поверхности стратиграфических несогласий, а во втором ими могут быть и согласно залегающие границы, но разделенные тектонически активной соленосной толщей. Указанные две причины по-разному влияют на соотношение структурных планов. Заслуживает внимания предложение В. И. Китька [1971 г.], чтобы разнопостроенные толщи пород, разделенные несогласиями, выделять в структурные этажи, а разделенные тектонически активной соленосной толщей — в структурные комплексы. При этом, по нашему мнению, структурные этажи следует выделять не по всем несогласиям, а только по поздневторичным, так как последние не только наиболее крупные, но характеризуются также принципиальными качественными изменениями структурных планов по сравнению с таковыми, сформировавшимися в предшествующее им время при осадконакоплении.

Исходя из указанных предпосылок в осадочном чехле ДДВ и Донбасса выделяются 4 структурных этажа: девонский, верхнепалеозойский (карбон — нижняя пермь), мезозойский (верхняя пермь — мезозой) и кайнозойский. Эти структурные этажи были выделены уже давно [Андреева Р. И. и др., 1962 г.] и с тех пор нашли широкое применение. По данным геофизических работ выделяют также рифейский структурный этаж [Соллогуб В. Б. и др., 1975 г.]. Структурных комплексов в ДДВ, по нашему мнению, следует выделять три: надсолевой (кайнозой — нижний фамен), солевой (верхнефранская соленосная толща) и подсолевой (подсолевая часть верхнего франа, нижний фран и средний девон).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Верхнепалеозойский структурный этаж

Для территории ДДВ тектонические схемы и карты начали составляться с 1940-х гг. В послевоенный период такие карты составляли И. А. Балабушевич [1949 г.], И. Ю. Лапкин, С. Е. Черпак, М. В. Чирвинская [1952 г.], В. Г. Бондарчук [1955 г., 1959 г.], В. Я. Клименко [1950 г., 1957 г.], З. А. Мишунина [1955 г.], В. В. Глушко и др. [1956 г.], П. С. Хохлов [1959 г.], З. А. Шантар [1959 г.], В. В. Глушко, И. Ф. Клиточенко, В. С. Попов, М. В. Чирвинская [1960 г.], А. А. Билык [1962 г.], А. А. Мартынов и др. [1963 г.], М. В. Чирвинская и др. [1960 г.], И. Г. Баранов, Ю. А. Арсирий [1965 г.], Б. С. Воробьев, В. К. Гавриш [1969 г.] и др. Из наиболее

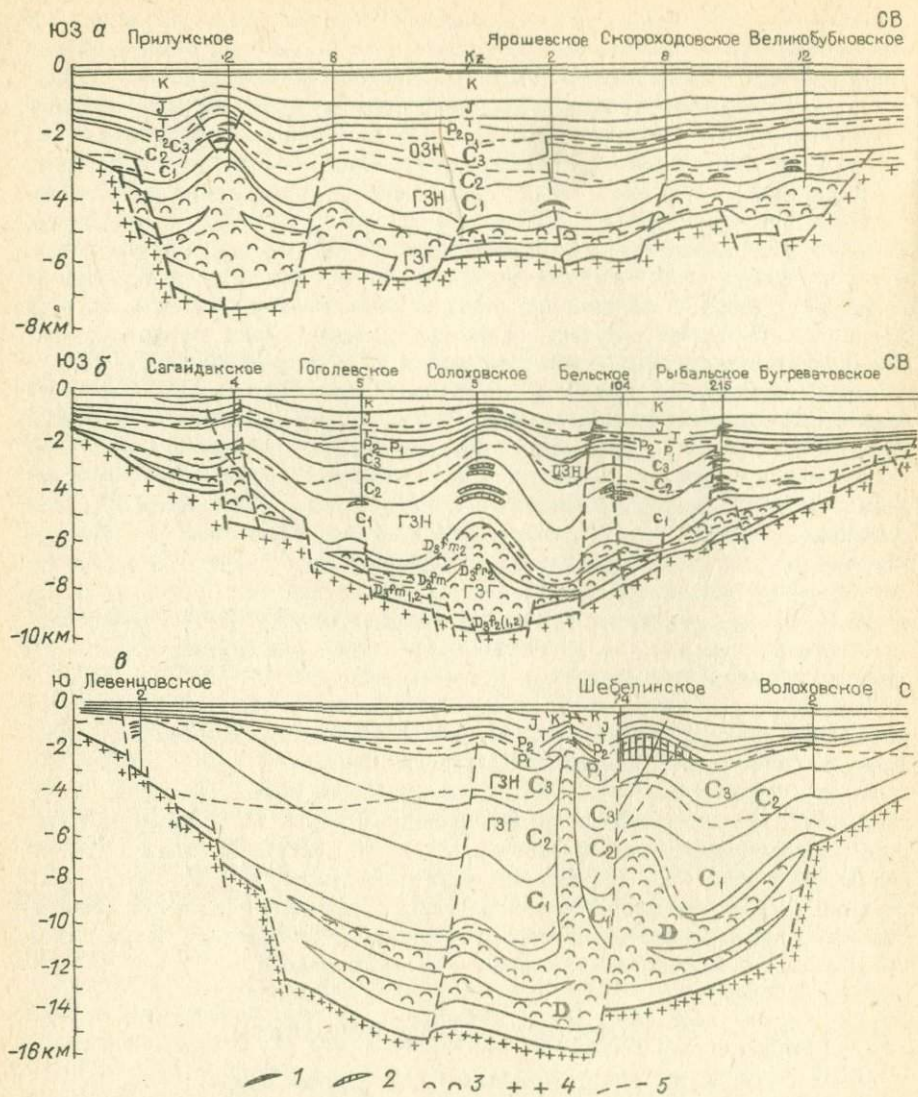


Рис. 12. Геологический профиль через северо-западную (а), центральную (б) и юго-восточную (в) часть ДДВ. Составили Б. П. Кабышев, А. Ф. Шевченко с использованием материалов по катагенезу пород А. Е. Лукина.

1 — нефтяные залежи; 2 — газовые и газоконденсатные залежи; 3 — соленосная толща; 4 — породы докембрийского фундамента; 5 — границы зон с разными условиями генерации углеводородов (ГЗН — главная зона нефтеобразования, ГЗГ — главная зона газообразования, ОЗН — ослабленная зона нефтеобразования).

поздних следует указать на тектоническую карту УССР и МССР (М 1:1 000 000), составленную в 1969 г. в организациях Мингео УССР под редакцией М. В. Муратова (редакционная коллегия в составе В. В. Глушко, Б. Л. Гуревича, И. Ф. Клиточенко, А. М. Палия, В. С. Попова, А. П. Стукало, М. В. Чирвинской и П. Ф. Шпака), схему тектонического районирования ДДВ [76], тектоническую схему, составленную В. А. Разницыным [1975 г.] и тектоническую карту Украинской ССР, составленную сотрудниками ИГН АН УССР под редакцией Бондарчука В. Г. [78]. Все составлявшиеся до настоящего времени тектонические карты были мелко- или среднemasштабными (не крупнее 1:500 000).

Автором в соответствии с изложенными выше принципом и методикой впервые для ДДВ составлена крупномасштабная (1:200 000) тектоническая карта верхнепалеозойского структурного этажа [Кабышев Б. П., 1980 г.]. На рис. 13 представлен ее уменьшенный и схематизированный вариант. Северо-восточная и юго-западная границы ДДВ проведены по глубине залегания поверхности фундамента (и базисного горизонта) 1000 м, что примерно соответствует середине склона между краями Днепровского грабена и сводовыми частями Воронежского массива и Украинского щита.

Граница ДДВ с Донбассом большинством исследователей проводится по линии Кадиевка — Донецк [Гавриш В. К., 1969 г., Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф., 1965 г., 1966 г., Чирвинская М. В., 1976 г., Майданович И. А., 1976 г., Стерлин Б. П. и др., 1973 г.]. Она совпадает с выделенной Е. К. Гончаровым, Б. П. Кабышевым, А. Ф. Шевченко [30] Кадиевско-Донецкой глубинной зоной поперечных дислокаций, характеризующейся четкой палеофлексурой в мощностях каменноугольных отложений. В принципе это верная глубинная граница между двумя структурами I порядка Припятско-Днепровского авлакогена. Однако при районировании верхнепалеозойского структурного этажа мы считаем целесообразным эту границу проводить несколько западнее (на 20—30 км), с тем чтобы она проходила посредине склона между Донбассом и ДДВ. В этом случае будет выдержан общий принцип проведения границы между положительными и отрицательными структурами одного порядка и, кроме того, она будет проходить примерно по распространению хемогенных отложений нижней перми и молассов верхней перми. Такое ее положение имеет генетический смысл, так как именно в пермском периоде произошло разделение ранее единого Доно-Днепровского седиментационного прогиба на два тектонических элемента. Некоторая условность этой границы состоит только в том, что распространение пермских отложений в мезозойское время несколько сократилось за счет размывов и современная граница не совсем соответствует той, которая существовала в период отделения Днепровско-Донецкой впадины от Донбасса.

Тектоническое районирование непосредственно ДДВ в части выделения продольных тектонических элементов принято нами в соответствии с ранее составлявшимися тектоническими картами [87, 68, 76]: выделены северный и южный борт впадины (склоны соответственно Воронежского массива и Украинского щита), Днепровский грабен (сложный грабен, по М. В. Чирвинской), а в пределах последнего — осевая субсинклинорная и прибортовые субмоноклинальные зоны (см. рис. 12 и 13). Выделение бортов и сложного

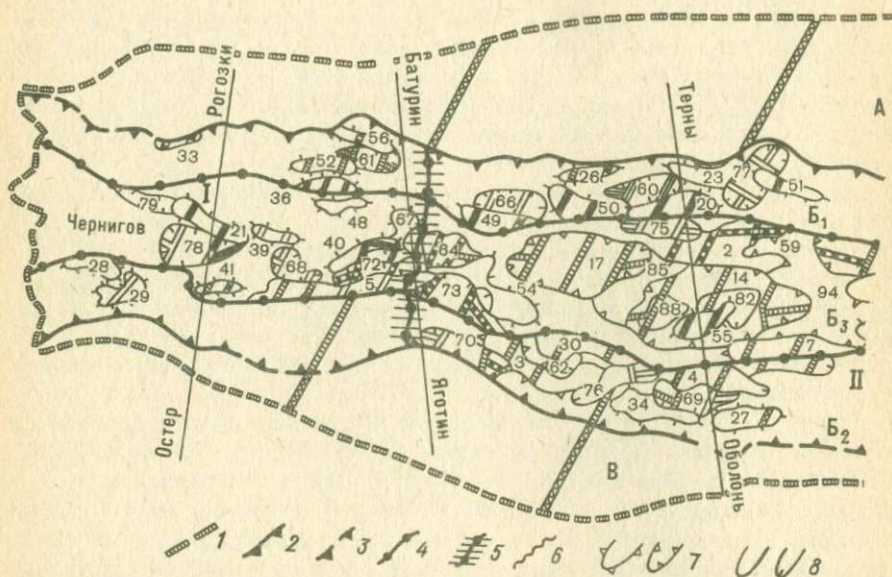
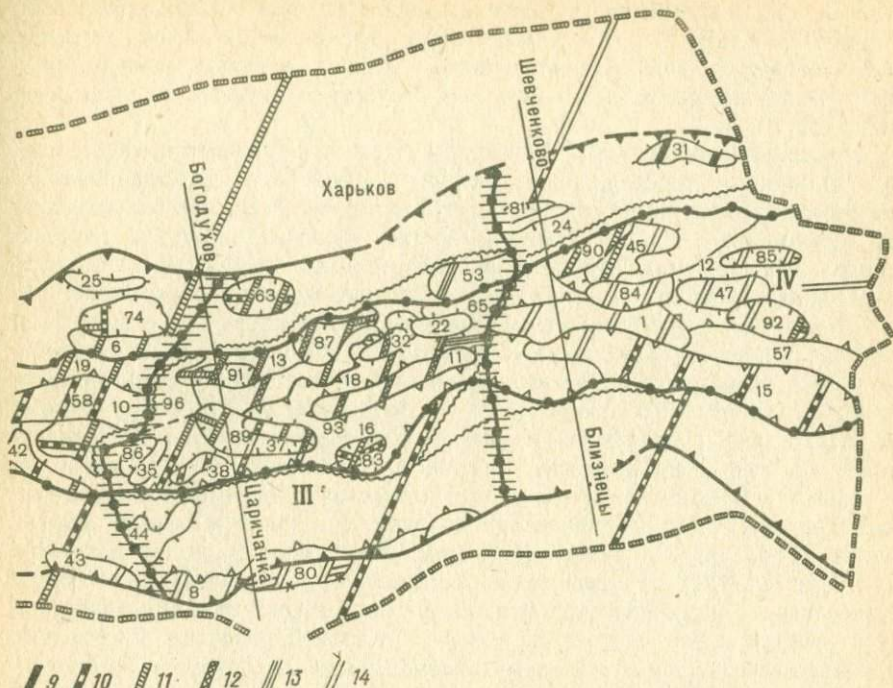


Рис. 13. Тектоническая карта верхнепалеозойского структурного этажа ДДВ.

1—6 — границы: 1 — ДДВ, 2 — Днепровского грабена, 3 — то же, на участках отсутствия четко выраженного краевого нарушения или недостаточно изученных, 4 — продольных тектонических зон грабена (Б₁ — Северная прибортовая; Б₂ — Южная прибортовая; Б₃ — Осева; А — Северный борт ДДВ; В — Южный борт), 5 — поперечных тектонических зон грабена (I — Западная центрицираль, II — Ичнянско-Солоховский сегмент, III — Чутово-Шебелинский сегмент, IV — Восточная центрицираль), 6 — районов, где построения представлены по различным базисным горизонтам (а — верхнему визе, б — среднему карбону, в — нижней перми); 7 и 8 — структуры: 7 — II порядка, соответственно положительные (валы) и отрицательные (депрессии), 8 — промежуточного (между II и III) порядка, соответственно положительные (малые валы) и отрицательные (малые депрессии); 9—14 — возраст структур (время достижения структурой 75% своей амплитуды по базисному горизонту): 9 — каменноугольно-раннепермский, 10 — предлоднепермский, 11 — триасовый, 12 — юрский, 13 — меловой, 14 — мезозойский (без расчленения). Структуры II порядка (цифры на карте): 1—11 — валы: 1 — Волвенковско-Дружковский, 2 — Глинско-Розбышевский, 3 — Журавковско-Логовиковский, 4 — Исачковско-Ромодановский, 5 — Краснопартизанско-Ичнянский, 6 — Котелевско-Березовский, 7 — Малосорочинско-Радченковский, 8 — Михайловско-Левенцовский, 9 — Распашовско-Мелиховский, 10 — Солоховско-Диканьский, 11 — Сосновско-Беляевский; 12—19 — депрессии: 12 — Бахмутская, 13 — Гребенковско-Коминтерновская, 14 — Ждановская, 15 — Кальмиус-Торецкая, 16 — Кратенковско-Григорьевская, 17 — Сребненская, 18 — Хорольско-Лихачевская, 19 — Шилловская; 93—96 — седловины: 93 — Красноградская, 94 — Лысовско-Семиряновская, 95 — Свиридовско-Краснозаводская, 96 — Чутовская.

грабена, которое впервые было сделано для районирования поверхности докембрийского фундамента, справедливо и для верхнепалеозойского структурного этажа, так как в отложениях последнего крайние глубинные разломы также проявляются в виде разрывных нарушений, на границе которых происходит резкая смена дислоцированности каменноугольно-раннепермских отложений. Вообще крупные разрывные нарушения фундамента в осадочный чехол в большинстве случаев распространяются до предлоднепермской (или предраннепермской) поверхности несогласия. При этом амплитуда их снизу вверх уменьшается, так что многие из них в нижнепермских, верхне- и среднекаменноугольных отложениях проявляются уже небольшими смещениями или даже в виде флексур. Южное крайнее



Структуры промежуточного (между II и III) порядка: 20—58 — малые вали: 20 — Анастасьевско-Липоводолинский, 21 — Анисовский, 22 — Алексеевский, 23 — Афанасьевско-Колядинцевский, 24 — Балаклейско-Савинский, 25 — Бугреватовско-Качаловский, 26 — Великобубновский, 27 — Вергуновско-Петричевский, 28 — Глядинско-Копытовский, 29 — Гончаровско-Слабинский, 30 — Гнедизцевско-Чернухинский, 31 — Дружелюбовско-Ольговский, 32 — Ефремовский, 33 — Ивашковско-Червоногорский, 34 — Колядинцевско-Тарнавщинский, 35 — Копыловско-Восточно-Полтавский, 36 — Комаровский, 37 — Марьяновско-Ланновский, 38 — Машевско-Елизаветовский, 39 — Низовско-Вертневский, 40 — Нежинско-Северо-Дорогинский, 41 — Олишевка-Хрещатинский, 42 — Гоголевско-Семеновский, 43 — Потичанско-Зачепиловский, 44 — Решетняковско-Суходоловский, 45 — Спиваковско-Краснопокольский, 47 — Славянский, 48 — Смоляжско-Прохоровский, 49 — Софиевско-Ярошевский, 50 — Талалаевско-Артюховский, 51 — Тимофеевско-Мартыновский, 52 — Холмский, 53 — Шебелинский, 54 — Яблуньско-Яровской, 56 — Ядутовско-Кинашевский, 57 — Дружовско-Константиновский, 58 — Солоховский; 59—92 — малые депрессии: 59 — Белоченковская, 60 — Бобриская, 61 — Борзнянская, 62 — Богдановско-Червономаякская, 63 — Валковская, 64 — Гужевская, 65 — Гусаровская, 66 — Дмитриевская, 67 — Ивангородская, 68 — Колесниковская, 69 — Кремьяновская, 70 — Малодевещко-Линовицкая, 71 — Миргородская, 72 — Нежинско-Пашковская, 73 — Ольшанская, 74 — Пархомовская, 75 — Северо-Погарщинская, 76 — Сухоносовско-Куреньковская, 77 — Синевская, 78 — Скорецкая, 79 — Хмельницкая, 80 — Царичанская, 81 — Яковенковская, 82 — Березоволукская, 83 — Григорьевская, 84 — Камышевавская, 85 — Криволукская, 86 — Кратенковская, 87 — Комянтерновская, 88 — Лохвицкая, 89 — Максимовско-Южно-Тараховская, 90 — Нордовско-Северо-Оскольская, 91 — Степковско-Гребенковская, 92 — Часовярьско-Краматорская.

нарушение на некоторых участках впадины в отложениях карбона проявляется в виде взброса (Зачепиловская, Михайловская и другие площади). Борты впадины на большей части перекрыты верхневизейскими отложениями, хотя местами присутствуют и более древние образования (турнейский ярус и изредка девон), залегающие весьма полого. Особенностью строения северного борта является увеличение (почти в 2 раза по сравнению с южным) мощности осадочного чехла, что создает асимметрию в продольном строении ДДВ.

Строение осадочной толщи Днепровского грабена по палеозойским отложениям резко отличается от такового на бортах. Здесь возрастает общая мощность осадочного чехла как за счет появления в разрезе осадков

девона, так и вследствие увеличения мощности всех других комплексов отложений. Кроме того, здесь значительно увеличивается степень дислоцированности отложений, проявляющаяся в первую очередь в наличии большого числа локальных положительных структур и крупных валлообразных поднятий.

По строению мезозойский структурный этаж обнаруживает принципиальное отличие от нижележащих. По этим отложениям рассматриваемая территория представляет собой впадину платформенного типа, наложенную на палеозойский грабенообразный прогиб. Краевые и другие крупные продольные нарушения фундамента и палеозойских структурных этажей в отложения мезозойского этажа непосредственно не распространяются.

Сложнее обстоит вопрос с выделением в регионе поперечных структурных элементов, которые различными исследователями проводятся неоднозначно и по-разному понимаются. Нельзя согласиться с трактовкой природы поперечных дислокаций ДДВ, даваемой Г. Н. Доленко и др. [1970 г.], которые выделяют древние поперечные поднятия, развитые по всей ширине Днепровского грабена (Черниговское, Гмырянское, Лютенское и Харьковское), и депрессии (Нежинская, Роменская, Полтавская и Шебелинская). Указанные депрессии и поднятия не проявляются ни на структурных картах чехла и поверхности фундамента (рис. 14), ни на палеотектонических (см. рис. 15—20). Трудно также согласиться с выделением по линии Красноград—Харьков западной границы «зоны сочленения» [68], разделяющей участок с одинаковым строением и историей развития. По нашему представлению, сущность поперечной зональности состоит в том, что погружение осадочных пород от центриклиналей к центру в пределах единой отрицательной структуры I порядка (Днепровский прогиб) происходит неравномерно, а в определенных местах — флексуобразно. Такие места характеризуются также рядом других существенных изменений в строении осадочного чехла и в плане совпадают с глубинными разломами, выделяемыми по геофизическим данным.

Поскольку крупномасштабная тектоническая карта составлена для верхнепалеозойского структурного этажа, мы отдаем предпочтение тем поперечным зонам, на границах которых происходит наиболее существенное изменение историко-структурных параметров — гипсометрии, мощности, полноты разреза и вещественного состава отложений этого комплекса. Естественно, что такие границы совпадают или находятся вблизи выделяемых по геофизическим данным глубинных разломов, однако их значительно меньше выделенных разломов.

Для наименования поперечных зон Днепровского грабена предлагается использовать термины «центриклиналь» и «сегмент». Первый довольно точно отражает морфологию участка замыкания отрицательной структуры и в геологической литературе используется довольно часто. Термин «сегмент» предлагается для обозначения поперечных зон, расположенных между центриклиналями. Центриклинали и сегменты ДДВ следует рассматривать как структурные элементы промежуточного (между I и II) порядка.

В пределах Днепровского сложного грабена нами выделяются 4 поперечные тектонические зоны: западная центриклиналь; Западный (Ичнянско-Солоховский) сегмент; Восточный (Чутово-Шебелинский) сегмент; Восточ-

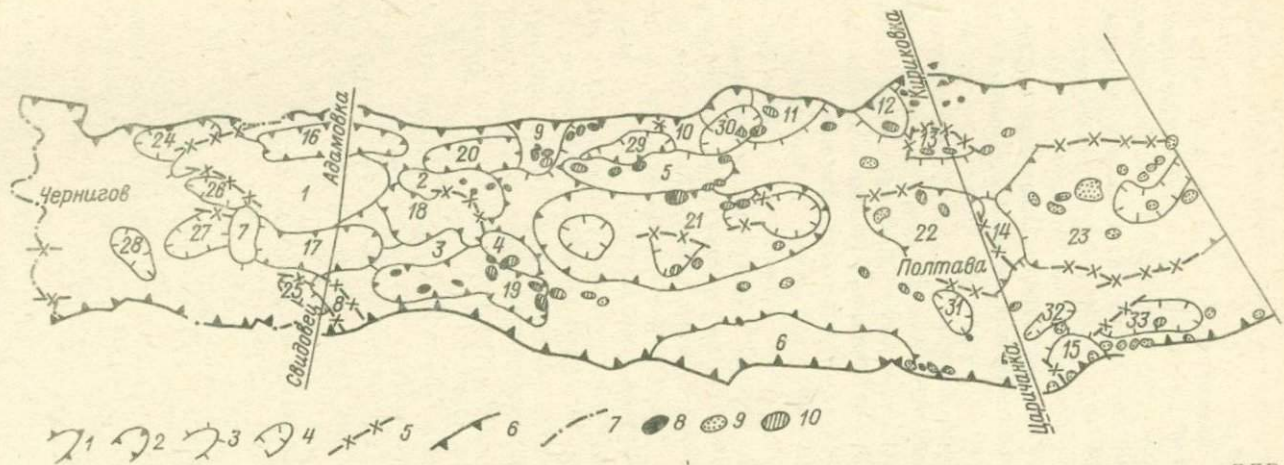


Рис. 14. Схема размещения месторождений нефти и газа относительно структур по поверхности фундамента ДДВ. 1—4 — контуры средних структур по поверхности фундамента: 1 — валов и выступов, 2 — депрессий, 3 — малых валов и выступов, 4 — малых депрессий; 5 — разрывные нарушения; 6 — границы Днепровского грабена; 7 — граница ДДВ с Брагинско-Лоевской седловиной; 8—10 — месторождения: 8 — нефтяные, 9 — газовые, 10 — газоконденсатные. ДДВ с Брагинско-Лоевской седловиной; 8—10 — месторождения: 8 — нефтяные, 9 — газовые, 10 — газоконденсатные. Валу и выступы (цифры на карте): 1 — Брусиловско-Кочелевский, 2 — Плисковско-Лысогородский, 3 — Монастирищенско-Августовский, 4 — Переволоченский, 5 — Артюховско-Липоводолинский, 6 — Остапьевско-Белоцерковский, 7—15 — малые валы и выступы: 7 — Хрещатинско-Дроздовский, 8 — Старохуторской, 9 — Талалаевский, 10 — Берестовский, 11 — Новотроицкий, 12 — Груньский, 13 — Колонтаевский, 14 — Ладыженский, 15 — Игна-товский; 16—23 — депрессии: 16 — Холмско-Великозагоровская, 17 — Нежинская, 18 — Ичнянско-Парафиевская, 19 — Малодевицко-Богдановская, 20 — Дмитриевская, 21 — Сребненско-Лютенская, 22 — Солоховская, 23 — Чутово-Распашновская; 24—33 — малые депрессии: 24 — Седневская, 25 — Носовская, 26 — Горбовская, 27 — Скоренецкая, 28 — Михайло-Коцюбинская, 29 — Бобринская, 30 — Синевская, 31 — Решетилловская, 32 — Новогригорьевская, 33 — Перещепинская.

ная центриклиналь (северо-западное погружение Донбасса). Границы между ними проходят: в зоне Ичнянской группы структур; по линии Полтава—Чутово—Колонтаево; по направлению Краснопавловка—Волоховка (см. рис. 13).

В районе Ични многие исследователи (Гавриш В. К. [1969 г.], Стерлин Б. П. и др. [76], Чирвинская М. В. [1977 г.]) выделяют поперечный глубинный разлом, находящийся на продолжении Кировоградской полосы гранитных интрузий Украинского щита. На палеотектонических картах (см. рис. 15—18) к этой зоне приурочены высокие градиенты мощности (тренды) каменноугольных и нижнепермских отложений, а в отложениях верхнего карбона к ней приурочена смена красноцветной субформации на пестроцветную и ряд других изменений литолого-фациального и формационного состава пород.

По линии Полтава—Чутово—Колонтаево происходит резкое изменение мощности нижнепермских, верхнекаменноугольных (а также, несомненно, и еще неизученных здесь средне- и нижнекаменноугольных) образований, смена угленосно-пестроцветной субформации верхнего карбона на пестроцветно-угленосную, граница распространения красноцветной картамышской формации. Сложнее обстоит вопрос с выделением вдоль этой линии глубинного разлома по геофизическим данным. Четкий глубинный разлом, называемый Качановским рубежом [76] или Криворожско-Комаричским [Гавриш В. К., 1969 г.], проходит в 50 км западнее зоны высокого градиента мощности, на продолжении Криворожско-Кременчугского протерозойского трога Украинского щита. К этой линии Б. П. Стерлин и др. [76] приурочивают одну из границ поперечной зональности в ДДВ. С чем связано такое несоответствие геофизической и геологической границ, достоверно ответить пока затруднительно. Возможно, это обусловлено активным формированием в каменноугольный период Солоховско-Диканьского вала, из-за чего резкое региональное увеличение мощности карбона произошло не по западной периклинали вала (где трассируется продолжение Криворожско-Кременчугского трога), а по восточной или, как считает В. К. Гавриш [1969 г.], восточнее Солоховско-Диканьского вала проходит еще один глубинный разлом — Верховцевско-Львовский, совпадающий с выделенным трендом. Несмотря на неоднозначность толкования рассматриваемого глубинного разлома, границу между поперечными тектоническими зонами на карте верхнепалеозойского структурного этажа целесообразно проводить по линии Чутовского тренда, а не Качановского рубежа.

Граница между Чутово-Шебелинским сегментом и Восточной центриклиналью проводится нами по линии Краснопавловка—Волоховка в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома (Гавриш В. К. [1969 г.], Стерлин Б. П. и др. [76], Чирвинская М. В. [1977 г.]). Следует отметить, что поперечная зональность наиболее четко выражена только в осевой части Днепровского сложного грабена. На прибортовые зоны, где более интенсивными являются продольные тренды, затушевывающие проявление поперечной зональности, она распространяется условно.

Охарактеризованные выше продольные и поперечные тектонические зоны ДДВ выделены по историко-структурному принципу, так как характеризуются различиями не только в характеристике современного структурного

плана, но и в истории развития их. Последнее проявляется и для продольных, и для поперечных тектонических зон. Так, возраст главного этапа развития бортов впадины (время достижения 75% современного наклона по подошве верхневизейского базисного горизонта) во всех поперечных пересечениях моложе, чем смежных с ними прибортовых субмоноклинальных зон грабена (см. рис. 13). При этом наблюдается омоложение возраста продольных зон с юго-востока на северо-запад: время главного этапа развития прибортовых зон в Восточной центриклинали и Чутово-Шебелинском сегменте приходится на конец ранней перми, а в пределах Ичнянско-Солоховского сегмента и Западной центриклинали — на конец триаса.

Выделенные поперечные и продольные тектонические зоны ДДВ в историческом плане четко проявляются также в мощностях отложений доминирующего структурного этажа в соответствии с принципом составления тектонических карт, предложенным Р. Г. Гарецким, Р. Е. Айзбергом [26], Г. Х. Дикенштейном и др. [32]. В пределах Западной центриклинали ДДВ доминирующим является девонский структурный комплекс, на остальной части грабена — каменноугольно-раннепермский. Однако Чутово-Шебелинский сегмент разделяет смежные с ним две другие поперечные зоны по мощности отложений нижнепермского подкомплекса — она в нем максимальная.

В соответствии с охарактеризованными выше принципами на тектонической карте ДДВ в отложениях верхнепалеозойского структурного этажа среди структур II порядка выделено 11 валов и 8 депрессий, а в качестве структур промежуточного порядка (между II и III) — 38 малых валов и 34 малые депрессии (см. рис. 13). Некоторые из них (Глинско-Розбышевский, Солоховско-Диканьский, Сосновско-Беляевский валы, Сребненская, Ждановская депрессии и др.) известны давно и широко используются в тектонических исследованиях, правда, весьма часто с несоответствующими классификации наименованиями (например, Ждановский, Дмитриевский прогибы, Сребненская впадина и т. д.). Большинство же остальных валов, депрессий, малых валов и малых депрессий как структурные формы II и промежуточного порядков выделяются впервые.

Большинство валов и все депрессии расположены в осевой зоне Днепровского грабена и лишь Михайловско-Левенцовский и Исачковско-Ромодановский валы — в Южной прибортовой зоне. Это подчеркивает приуроченность структур II порядка к зонам больших мощностей осадков. Малые валы и малые депрессии по территории ДДВ распространены более равномерно и располагаются как в Осевой, так и прибортовых зонах, а Царичанская малая депрессия — даже на борту. Правда, значительные по площади участки Северной и Южной прибортовых зон, особенно в пределах Чутово-Шебелинского сегмента и Восточной центриклинали, лишены средних и даже мелких структур. Причем, если в Северной прибортовой зоне это можно объяснить слабой изученностью каменноугольного структурного плана, то в Южной — их действительным отсутствием вследствие специфичности проявления структуроформирующих процессов. Малые депрессии обычно располагаются самостоятельно, реже они являются осложнениями (донными частями) депрессий. В последнем случае промежуточные отрица-

тельные структуры выделялись только тогда, когда депрессию осложняло две или более таких структур.

Общая площадь положительных структур II и промежуточного порядков составляет 17,5% площади Днепровского грабена и 11,2% всей впадины, а отрицательных соответственно 26,0 и 17,8%. Остальная часть Днепровского грабена (37,0 тыс. км² или 56,5%) и всей Днепровско-Донецкой впадины (73,2 тыс. км² или 71,0%) занята нейтральными структурами (моноклинали, седловины, структурные выступы). Наиболее четко выраженными седловинами, соединяющими структуры II порядка, являются Красноградская, Лысовско-Семиренко-Свиридовско-Краснозаводская и Чутовская. Если учесть, что подавляющее большинство открытых к настоящему времени месторождений нефти и газа приурочено к антиклинальным ловушкам, расположенным в пределах валов и малых валов, то можно видеть, на какой большой территории еще не известны месторождения. Даже с учетом неравномерности распространения скоплений углеводородов по площади эта территория может рассматриваться как зона будущих поисков новых положительных средних структур.

На крупномасштабной тектонической карте отражена также такая важная в нефтегазоносном отношении характеристика структур, как конседиментационность их — формирование во время осадконакопления продуктивных толщ карбона. Подавляющее большинство средних структур Днепровско-Донецкой впадины конседиментационные; постседиментационными являются Михайловско-Левенцовский, Потичанско-Зачекиловский валы, а также Вергуновско-Петривцевский, Колайдинцевско-Тарнавщинский и Шебелинский (в ранней перми) малые валы. Ряд других средних структур с точки зрения конседиментационности в палеозое еще не изучены.

Время главного этапа развития положительных структур принималось таким, каким оно получено по критическому направлению (в сторону регионального подъема пород), так как только оно характеризует время образования замкнутой структурной формы. Обычно по этому направлению время главного этапа более позднее, чем по направлению, совпадающему с региональным погружением. Для отрицательных структур время главного этапа развития показано для разных направлений (крыльев, центриклиналей) таким, как оно получено непосредственно из анализа.

Время главного этапа развития валов в основном совпадает с таковым осложняющих их наиболее крупных (обычно сводовых) локальных поднятий. Наблюдаются также случаи, когда один и тот же вал в разных частях характеризуется несколько отличной историей формирования, однако и в этом случае время достижения главного этапа развития отклоняется не более, чем на один период.

Анализ тектонической карты (рис. 13) показывает, что по верхневизейскому базисному горизонту валы являются весьма древними структурными формами. Время главного этапа развития Глинско-Розбышевского, Солоховско-Диканьского, Михайловско-Левенцовского, Потичанско-Зачекиловского, восточной части Краснопартизанско-Ичнянского валов было достигнуто еще в палеозое, а для остальных — в триасе (Малосорочинско-Радченковский, Журавковско-Логовикский, Исачковско-Ромодановский). Депрессии и котловины в этом отношении несколько моложе, чем валы.

Время главного этапа развития их чаще приходится на триасовый период (Сребненская, Ждановская и Шиловская депрессии).

Малые валы характеризуются различным возрастом, однако в большинстве случаев время главного этапа по верхневизейскому базисному горизонту было достигнуто у них, как и у валов, в палеозое или раннем мезозое. При этом отметить какую-либо зональность в распространении структур разного возраста не представляется возможным. Закономерность проявляется в другом: малые валы, объединяющие мало- или среднеамплитудные несолянокупольные поднятия (Софиевско-Ярошевский, Талаевско-Артюховский, Анастасьевско-Липоводолинский и др.), характеризуются более ранним периодом достижения главного этапа развития (средний карбон — ранняя пермь), чем малые валы, объединяющие крупноамплитудные соляные структуры (триас, юра). Малые депрессии характеризуются одинаковым или близким временем достижения главного этапа развития с сопряженными с ними положительными средними структурами.

На территории Чутово-Шебелинского сегмента и Восточной центриклинали региона вследствие неизученности их по глубоким горизонтам возраст структур на тектонической карте показан по отношению соответственно к нижнепермскому и среднекаменноугольному базисным горизонтам. В последнем случае из-за отсутствия на положительных структурах мезозойских отложений время достижения главного этапа можно определить лишь довольно грубо, в основном как мезозойское без более детального подразделения.

В пределах Чутово-Шебелинского сегмента время главного этапа развития по нижнепермскому базисному горизонту у подавляющего большинства средних структур было достигнуто в триасовом и юрском периодах. Исключение составляют южное крыло Кратенковско-Григоровской депрессии, являющееся более древним (предпозднепермским), и Шебелинский малый вал, для которого главный этап развития приходится на конец мезозоя. Не вызывает сомнения, что по нижнекаменноугольным отложениям время главного этапа формирования средних структур и в восточной половине Днепровско-Донецкой впадины также является более ранним (конец палеозоя — начало мезозоя), как и в Ичнянско-Солоховском сегменте. Этот вывод вытекает из установленной более высокой скорости роста структур в палеозое по сравнению с мезозоем — кайнозоем [40].

В отложениях верхнепалеозойского структурного этажа ДДВ выявлено около 500 локальных структур. С генетической точки зрения они весьма разнообразные: несоляные и солянокупольные с разной степенью проявления соляного тектогенеза, надразломные, приразломные, штамповые и др. [Кабышев Б. П., 1968 г.]. Наибольшее количество локальных поднятий группируется в малые валы, другие являются осложнениями валов или располагаются одиночно. Все валы, почти все малые валы и подавляющее большинство локальных структур ориентированы в северо-западном направлении (по азимуту 280—310°), совпадающем с простиранем самого региона, хотя определенное количество поднятий характеризуется и другими направлениями, в частности северо-восточным. Количество структур северо-восточного простиранения увеличивается по более древним отложениям.

По нижнекаменноугольным отложениям локальные структуры ДДВ характеризуются следующими наиболее часто встречающимися значениями морфологических параметров: размер длинной оси 2—8 км имеют 81% структур (экстремальные значения 1,5 и 28 км, среднеарифметическое 5,9 км); удлинение до 2,0 имеют 58% структур (экстремальные значения 0 и 6,0 среднеарифметическое 2,2); амплитуду 50—150 м имеют 78% структур (экстремальные значения 25 и 1250 м, среднеарифметическое 160 м); площадь до 10 км² имеют 62% структур (экстремальные значения 0,8 и 165 км², среднеарифметическое 16,4 км²); объем до 1 км³ имеют 77% структур (экстремальные значения 0,02 и 71 км³, среднеарифметическое 3,3 км³); интенсивность (отношение амплитуды к площади) 6—18 м/км² имеют 57% структур (экстремальные значения 2,1 и 72 м/км², среднеарифметическое 15,9 м/км²); коэффициент нарушенности до 0,6 км/км² имеют 75% структур (экстремальные значения 0 и 4,2 км/км², среднеарифметическое 0,3 км/км²).

Сравнение значений морфологических параметров локальных структур ДДВ с таковыми в типично платформенных областях Русской, Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плиты [Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа, 1967 г.] показывает, что здесь размеры и площадь структур в 2—4 раза меньше, а амплитуда, наоборот, в 2—3 раза больше. Особенно показательны различия в значениях такого обобщенного морфологического параметра, как интенсивность, который характеризует активность структуроформирующих процессов в регионе. У структур ДДВ она в среднем в 8—10 раз больше, чем у поднятий типично платформенных областей. Частично это объясняется влиянием соляного тектогенеза, создающего в надсолевом комплексе резкие структурные формы. Однако это не единственная причина, так как высокой интенсивностью характеризуются и многие несоляные структуры.

Девонский структурный этаж

Изложенное в предыдущем разделе строение верхнепалеозойского структурного этажа с точки зрения регионального плана, средних и частично локальных структур во многом характерно также для надсолевой, верхней соленосной и межсолевой толщ девона (фаменский ярус), хотя другие отличия в строении дают основание выделять девонский структурный этаж. Отложения, залегающие ниже верхнефранской тектонически активной соли, образуют девонский подсолевой структурный комплекс, который в региональном и зональном структурных планах имеет сходное строение с поверхностью докембрийского фундамента и существенно не соответствует всему надсолевому структурному комплексу (см. рис. 12—14).

Девонские отложения в ДДВ изучены еще весьма слабо, поэтому о подсолевом плане можно судить в основном по данным КМПВ, характеризующим поверхность фундамента. Схема гипсометрии фундамента составлена сотрудниками объединения «Укргеофизика» [Чирвинская М. В. и др., 1968 г.] и постоянно обновляется по мере поступления нового фактического материала. На основании этих материалов и данных бурения автором составлена схема соотношения структурных пластов поверхности

фундамента и верхнепалеозойского структурного этажа (см. рис. 14), дающая также представление о строении девонского подсолевого комплекса.

В пределах Днепровского грабена в строении поверхности фундамента на фоне общего погружения с северо-запада на юго-восток от 1—1,5 (Брагинско-Лоевская седловина) до 17 км (Дружковская депрессия) выделяется ряд валов, выступов и депрессий амплитудой 1—3 км. Между собой они сочленяются как пликативно, так и посредством разрывных нарушений. Прибортовые зоны представляют собой чередование депрессий и разделяющих их валов и выступов. Так, в северной прибортовой зоне с северо-запада на юго-восток выделяются следующие депрессии и малые депрессии: Седневская, Холмско-Великозагоровская, Дмитриевская, Бобрицкая, Синевская, Шевченковская. Они разделены выступами Городищенским, Талалаевским, Берестовским, Новотроицким, Груньским, Богодуховским. Со стороны осевой части грабена рассматриваемая зона ограничивается приподнятыми блоками фундамента, которые на отдельных участках группируются в валы и малые валы: Брусиловско-Кошелевский, Плисковско-Лысогоровский, Артюховско-Липоводолинский, Колонтаевский.

Глубинное строение южной краевой зоны во многом аналогично северной. Здесь также выделяются депрессии и выступы в кристаллическом фундаменте, правда выражены они слабее, чем в северной зоне (Носовская, Малодевицко-Богдановская, Перещепинская депрессии и Старохуторской, Остапьевско-Белоцерковский выступы). На остальной части южная прибортовая зона представляет собой систему блоков с общим региональным наклоном к северу. В осевой части грабена, подобно прибортовым, развита система депрессий и малых депрессий (Скоренецкая, Михайло-Коцюбинская, Нежинская, Ичнянско-Парафиевская, Сребненско-Лютеньская, Солоховская, Чутово-Распашновская, Павловская, Мечебилловская, Дружковская и др.). Правда, размеры их, как правило, больше, чем соседних прибортовых. Между этими депрессиями расположены приподнятые участки фундамента.

Глубина залегания поверхности фундамента в приосевых депрессиях чаще на 1—3 км больше, чем в соседних прибортовых. Например, в Чутово-Распашновской депрессии она больше, чем в Валковской и Перещепинской, в Солоховской больше, чем в Качановской, в Сребненско-Лютеньской больше, чем в Синевской. На тех же участках, где против прибортовых депрессий в осевой части расположены выступы, глубина фундамента в прибортовых зонах грабена бывает иногда больше, чем в осевой. Поэтому известная дискуссия о том, где глубже залегает фундамент — в осевой или прибортовых частях [Хохлов П. С., 1959 г.], разрешается в известной степени правотой обеих точек зрения, так как наблюдается и тот и другой тип строения, хотя на большей части территории фундамент в осевой зоне залегает глубже. Следует также отметить, что в северной прибортовой зоне и на соседнем борту глубина залегания фундамента почти всегда больше, чем в южной прибортовой зоне на южном борту. В этом состоит асимметрия в строении Днепровско-Донецкой впадины по фундаменту. Кроме пликативных структурных форм строение поверхности докембрийского фундамента осложняет большая сеть разрывных нарушений, амплитуда которых изменяется от десятков метров до нескольких километров. Максимальными значениями смещения кровли фундамента характеризуются крае-

вые нарушения, которые по своей природе являются глубинными разломами, так как проявляются во всех слоях земной коры.

В Припятском прогибе в надсолевом комплексе развит принципиально другой тип средних структур. Ведущим фактором тектоники здесь являются крупные (с амплитудой до 1—3 км) разломы субширотного и диагонального простирания, расчленяющие территорию прогиба на серию линейно вытянутых пластинообразных субмоноклинальных блоков, именуемых тектоническими ступенями [Тектоника Белоруссии, 1976 г.]. Последние согласно принятой нами классификации являются нейтральными структурами. Тектонические ступени характеризуются пологим, преимущественно односторонним наклоном слоев и отделяются друг от друга несогласными сбросами. В свою очередь ступени нарушены более мелкими по размерам сбросами, однако имеющими иногда значительную амплитуду (до 0,5 км). Это создает неоднозначность в выделении ступеней различными авторами. В данной работе принят один из вариантов.

Согласно этим данным в северной половине Припятского прогиба выделяются Речицкая, Черновободская, Бобровицко-Малодушинская и Василевичская тектонические ступени, характеризующиеся северным наклоном, а в южной половине — Шестовицкая, Мозырская и Буйновичско-Ельская ступени с южным наклоном пород. Кроме того, выделяются две узкие прибортовые ступени с наклоном пород в сторону центральной части грабена, а также Хойникский и Петриковский выступы, разделяющие в центральной части прогиба разнонаклоненные зоны ступеней. Северные ступени на востоке упираются в Брагинско-Лоевскую седловину, а южные — в Хойникский выступ, с которыми граничат по разломам.

Таким образом, в подсолевом структурном плане следует констатировать разнотипность средних структур северо-западной части ДДВ и Припятского прогиба (депрессии и валы — в первой, тектонические ступени — во втором), что свидетельствует о большей роли в ДДВ пликативной составляющей структурного плана. Чем это вызвано, достоверно ответить пока затруднительно. Вероятно, тем, что с приближением к складчатому Донбассу роль пликативного тектогенеза увеличивается. Это не значит, что в ДДВ в отложениях девона мало разрывных нарушений. На современных построениях по поверхности фундамента их не меньше, а возможно, даже больше, чем в Припятском прогибе, но, во-первых, наряду с ними есть средние пликативные структуры (чего нет в Припятском прогибе) и, во-вторых, нет таких крупных по амплитуде и длине продольных и несогласных по типу ступенеобразующих сбросов, как в Припятском прогибе.

Соотношение структурных планов

Структурные планы поверхности фундамента и отложений верхнепалеозойского структурного этажа обнаруживают соответствие на уровне структуры I порядка: наблюдается общее совпадение в плане ДДВ и грабена по фундаменту, одинаково выражена асимметрия их за счет большей погруженности северного борта и прибортовой зоны по сравнению с соответствующими зонами на юге. Резкие несоответствия структурных планов наблюдаются на уровне средних и мелких структур (см. рис. 13 и 14). Валы осадочного чехла чаще всего (60% случаев) располагаются над осложненными сбросами моноклинальными участками фундамента, иногда являющимися переходными зонами между выступами и депрессиями, реже (20%) — над депрессиями. В пределах Чутово-Шебелинского сегмента ДДВ валы (Сосновско-Беляевский, Распашновско-Мелиховский) располагаются без видимой связи со структурными формами фундамента, что, вероятно, объясняется ослаблением влияния подвижек фундамента на верхнюю часть осадочного чехла в условиях большой (12—18 км) мощности его.

Малые валы чехла в большинстве случаев (52%) также расположены над осложненными сбросами моноклиналями, иногда последние являются склонами депрессий. Часть малых валов (22%) располагается над выступами фундамента, а некоторые (11%) — над депрессиями или их малыми

аналогами. Над выступами фундамента располагаются малые валы с малоамплитудными, иногда погребенными несоляными структурами, а над депрессиями — крупноамплитудные солянокупольные поднятия. Некоторые малые валы (15%) приурочены к гетерогенным структурным формам фундамента.

Депрессии осадочного чехла совпадают (40% случаев) с отрицательными формами поверхности фундамента, иногда со смещением центров (Сребненская, Ждановская), или (50% случаев) располагаются над моноклинальными участками, являющимися склонами отрицательных средних структур (Шиловская, Миргородская). Хорольско-Лихачевская депрессия, как и другие средние структуры Чутово-Шебелинского сегмента ДДВ, располагается над разными структурными формами фундамента.

Малые депрессии и котловины чаще всего (45% случаев) совпадают с отрицательными структурами фундамента (Синевская, Валковская), иногда с некоторым смещением в плане (Дмитриевская). Реже (33%) они располагаются над моноклинальными участками (Кремянковская и др.) и лишь иногда (11%) — над выступами и седловинами (Ольшанская, Борзнянская) и (11%) гетерогенными структурными формами (Ивангородская).

В общем по всем разновидностям средних структур качественное соотношение планов чехла и поверхности фундамента наблюдается у 27% структур, полное несоответствие (расположение положительных структур над отрицательными) — у 14%, неполное несоответствие (расположение положительных или отрицательных структур над моноклиналями) — у 48%. Остальные 11% средних структур чехла располагаются над разнотипными структурными формами фундамента. При этом степень соответствия положительных структур чехла ниже, чем отрицательных. Особенно значительные несоответствия структурных планов наблюдаются на участках расположения валов и малых валов чехла над отрицательными структурами фундамента (Солоховско-Диканьский вал и др.).

В Припятском прогибе средние структуры надсолевого комплекса в большей степени соответствуют подсолевому плану, чем в ДДВ. Здесь валы и малые валы надсолевого комплекса (зоны приразломных поднятий) чаще всего приурочены к поднятым краевым частям тектонических ступеней, располагаясь вблизи крупных ступенеобразующих разрывов фундамента. Выделяются следующие зоны приразломных поднятий (валы): Березинская, Речицко-Вишанская, Червонослободская, Малодушинская, Копаткевичская, Гороховская, Омельковщинская, Сколодинская, Буйновичская, Наровлянская [Тектоника Белоруссии, 1976 г.]! Депрессии надсолевого комплекса располагаются в опущенных частях ступеней.

На довольно обширной (80×80 км) территории Брагинско-Лоевской седловины и несколько восточнее ее структуры II порядка как в подсолевом, так и в надсолевом комплексах по имеющимся данным выделить не представляется возможным. А поэтому соединить в единые структурные линии средние структуры Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов невозможно, тем более невозможно это сделать по подсолевому структурному комплексу, где они разнотипные: с одной стороны, ступени, а с другой — валы и депрессии. Другое дело, что можно говорить об определенных чертах сходства тектонических зон, объединяющих несколько смежных структур II порядка. Так, наблюдается сходство строения прибортовых зон, характеризующихся погруженностью подсолевого ложа относительно смежных участков: в Припятском прогибе — это опущенные по несогласным сбросам части ступеней, а в ДДВ — депрессии. Поднятые части Речицкой и Буйновичско-Ельской ступеней в определенной степени являются аналогами соответственно северной (Плисковско-Лысогородский и Брусиловско-Коселевский валы) и южной (Монастырищенско-Августовский вал) приподнятых зон. Правда, эта аналогия, как и первая, не распространяется на область между Припятской и Днепровско-Донецкой впадинами — Брагинско-Лоевскую седловину.

Допоздневизейское время

По представлению большинства исследователей (Доленко Г. Н. и др. [1970 г.], Кабышев Б. П. [1966 г.], Разницын В. А. [1975 г.], Лапкин И. Ю. и другие) возникновение в теле докембрийского сарматского щита ДДВ как составной части Днепровско-Припятского авлакогена произошло в среднедевонскую эпоху. Проведенными в последние годы глубинными сейсмическими исследованиями в пределах ДДВ и Донбасса установлен более узкий грабен [Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Бородулин М. А., 1975 г.], заполненный предположительно рифейскими образованиями мощностью 5—10 км и ограниченный глубинными разломами, секущими всю толщу земной коры. Ширина рифейского грабена примерно в 2 раза меньше девонского, по отношению к которому он расположен асимметрично: на некоторых участках тяготеет к северному борту (район г. Харькова), на других — к южному (район Близнецовского выступа). Малый грабен прослежен от Донбасса в северо-западном направлении до меридиана г. Миргорода. Геофизические данные о наличии в ДДВ более древнего рифейского структурного этажа логичнее объясняют ряд принципиальных вопросов тектоники Восточно-Европейской платформы и непосредственно рассматриваемого региона. В этом случае Днепровско-Припятский авлакоген перестает быть исключением среди большинства авлакогенов Русской плиты, имеющих рифейское заложение.

В разрезе девона ДДВ выделяются формации [Формации девона Днепровско-Донецкой впадины, 1975 г.], объединяемые в два формационных ряда. Нижний, среднедевонско-франкий формационный ряд представлен 4 формациями: терригенной (пярнуско-наровский, старооскольский, пашийско-кыновский горизонты), карбонатной (саргаевский и семилукский горизонты), эффузивно-туфогенной (алатырский, воронежский и евлановский горизонты), соленосной (ливенский горизонт, а также алатырский, воронежский, евлановский горизонты в зонах отсутствия эффузивов). Фаменский формационный ряд также представлен 4 формациями: карбонатной (задонский горизонт), терригенной (низы елецкого горизонта), соленосной (елецко-лебединский горизонт), эффузивно-терригенной (верхи елецкого, данково-лебединский горизонты).

Формационный состав, мощности, резкие изменения их, развитие девонских отложений в узкой грабенообразной структуре — все это свидетельствует об отложении их в особых (авлакогенных) условиях. Здесь, правда, следует указать, что большинство исследователей (Доленко Г. Н. и др. [1970 г.], Разницын В. А. [1975 г.], [77]) авлакогенный этап ограничивают позднефранско-фаменским временем, которому предшествовал этап формирования синеклизы в живетско-раннефранское время. В пользу этого представления приводится распространение живетско-нижнефранских образований на небольших участках бортов ДДВ, выдержанность их на значительной территории и сравнительно небольшие мощности.

По нашему мнению, авлакогенный этап охватывает более длительный период времени. Первая стадия его продолжалась от рифея по ранний палеозой включительно, вторая — относится к девонскому периоду. При

переходе от первой ко второй стадии авлакоген увеличился как по ширине, так и по простиранию, распространившись западнее Ичмянской группы структур (позднее, в карбоне произошло дальнейшее расширение площади прогибания). По вопросу о характере перехода этих этапов может быть высказано две точки зрения: 1) либо между ними был период «тектонической паузы» в среднедевонско-раннефранское время (а возможно, и раньше), когда маломощные образования распространялись и за пределами грабена; 2) либо, что более вероятно, малый рифейский грабен продолжал активно формироваться до конца девона, а втянутая в авлакогенное развитие новая территория сначала испытала более спокойное прогибание, но также авлакогенного характера. В пользу этого вывода свидетельствует, во-первых, то, что все изученные разрезы девонских отложений в ДДВ находятся в зонах за пределами малого рифейского грабена, и, во-вторых, о чем подробнее сказано ниже, в начальный период девонской истории проявлялась вулканическая деятельность. Не исключено, что на площади малого внутреннего грабена все подразделения девонской системы имеют мощности и состав, характерный для авлакогенного этапа развития. По современным представлениям [Хаин В. Е., 1973 г.] авлакогены имеют рифтовую природу и относятся к подклассу континентальных рифтов.

Девонская палеотектоника ДДВ, особенно осложняющих ее структур, изучена еще весьма слабо. Однако уже теперь несомненна высокая тектоническая активность и большая роль конседиментационных процессов в этот период. Широкое развитие девонских конседиментационных структур достоверно установлено в Припятском прогибе [79]. Охарактеризованные выше тектонические ступени возникли в основном в главную стадию развития Припятского грабена — позднефранско-фаменское время. На более раннем этапе (в доливенское время) подобных резко выраженных ступеней еще не существовало, а на местах их сочленения (в зонах современных ступенеобразующих разломов) были развиты конседиментационные валы, осложненные локальными поднятиями (Речицко-Вишанский, Червонослободско-Малодушинский валы и др.).

В ДДВ о конседиментационном развитии основных структурных элементов поверхности фундамента и низов девона (валы, выступы, депрессии) свидетельствует резкое изменение литолого-фациального состава пород девона и их мощностей. В депрессиях фундамента наблюдается значительное увеличение мощности девонских отложений (до 5—6 км), а в пределах выступов — сокращение вплоть до полного исчезновения из разреза. При этом уменьшение мощности на выступах сопровождается переходом терригенно-соленосных толщ в бессолевы карбонатно-терригенные и эффузивно-туфогенные разрезы и происходит как за счет конседиментационного изменения ее, так и вследствие размыва девонских отложений в предкаменноугольный перерыв. Такой размыв иногда приводил к полной денудации образований девона на валах и выступах и перекрытию их осадками карбона (Кошелевский, Старохуторской).

Представления М. В. Чирвинской и др. [1968 г., с. 22] о более позднем (предпозднепермском или предпалеогеновом) времени образования некоторых выступов (Монастырищенского, Липоводолинского, Октябрьского, Груньского и др.) в свете новых данных бурения не подтверждается.

Вскрытый скважинами разрез девона на Лысогоровском и Липоводолинском выступах представлен сокращенной по сравнению с окружающими участками бессолево-эффузивно-терригенной толщей пород, что свидетельствует о девонском возрасте их. Другое дело, что часть средних структур фундамента, особенно отрицательных (Сребненская депрессия, Валковская малая депрессия и др.), в последевонское время продолжали унаследованно и довольно интенсивно формироваться на протяжении всего палеозоя и позднее. В меньшей степени это относится к выступам фундамента (Лысогоровский, Липоводолинский), но и над ними в последевонское время формировались малые валы, хотя малоамплитудные.

Припятская и Днепровско-Донецкая впадины на протяжении всего девонского периода, разделялись Брагинско-Лоевской седловиной. Это проявляется в мощностях и литофациях практически всех частей девонского разреза. Так, семилукско-саргаевские отложения в ДДВ и Припятском прогибе имеют мощность до 70—80 м, а в приподнятой части седловины они вообще отсутствуют. Отложения воронежского горизонта, хотя и распространены в пределах седловины, но имеют уменьшенную мощность (до 100 м), против таковой во впадинах (до 200 м в Припятской и 600 м в ДДВ). Вышележащие образования девона вообще отсутствуют в приподнятой части Брагинско-Лоевской седловины. Правда, в северной погруженной ее части они появляются. Однако уменьшенная мощность по сравнению с северными прибортовыми зонами Припятской и Днепровско-Донецкой впадины и соответствующее изменение литолого-фациального состава свидетельствуют о том, что в продольном направлении и эта часть седловины в палеопланах девона была приподнятой и разделяла крупные отрицательные структуры. Таким образом, можно констатировать, что по девонским отложениям ДДВ и Припятский прогиб всегда были изолированными нефтегазоносными бассейнами.

В конце девонского периода заканчивается авлакогенный этап развития ДДВ. Во время крупного предкарбонного перерыва происходило выравнивание рельефа и формирование коры выветривания. Морские трансгрессии турнейского и ранневизейского веков знаменовали собой наступление нового этапа в развитии региона. Представление о продолжении авлакогенного этапа в это время на том основании, что турнейско-нижневизейские образования не распространяются за границы девонского грабена, необоснованно. Во время отложения этих толщ в регионе отсутствовала вулканическая деятельность. Об обычном платформенном режиме осадконакопления этого времени свидетельствует также формационный состав пород.

Турнейско-нижневизейский седиментационный комплекс слагают 4 формации [41, 56]: терригенная пестроцветно-континентальная ($D_3\text{tm}_2 - C_1\text{ta}$), развитая преимущественно в южной прибортовой зоне ДДВ; карбонатная лагунно-морская ($C_1\text{tb-d} - C_1\text{v}_1\text{a-d}$); терригенно-угленосно-бокситоносная континентальная ($C_1\text{v}_1$) и глинисто-кремнисто-карбонатная морская ($C_1\text{v}_1\text{d}_1 - \text{e}$). Изученность мощностей, литолого-фациального, формационного состава и стратиграфии турнейско-нижневизейских отложений в настоящее время недостаточна для составления крупномасштабной палеотектонической карты. Можно лишь отметить, что в этот седимента-

ционный этап развития ДДВ интенсивно развивалась как крупная отрицательная структура. При этом зона максимального прогибания ее в определенные эпохи этапа находилась в пределах южной прибортовой части, а не располагалась симметрично относительно краевых разломов фундамента.

На протяжении турнейско-ранневизейского времени имели место два перерыва в осадконакоплении: предвизейский и предпоздневизейский. По характеру и интенсивности они подобны другим перерывам каменноугольного периода и относятся к раннеторичным [39]. Следует отметить, что некоторые исследователи [58 и др.] придают предпоздневизейскому перерыву слишком большое значение, считая его одним из основных рубежей в истории развития ДДВ. Основанием для такого вывода обычно приводится факт перекрытия верхневизейскими отложениями докембрийского фундамента на большей части южного и северного бортов. По нашему мнению этот вывод является малообоснованным. О тектоническом значении какого-либо перерыва можно судить только на основе анализа тех участков его проявления, где в разрезе сохранилась подперерывная и надперерывная толщи, так как в противном случае несколько перерывов объединяются в один и судить о значении каждого в отдельности не представляется возможным.

Анализ условий залегания ниже- и верхневизейских отложений на участках их общего распространения показывает, что между ними не наблюдается сколько-нибудь существенного несоответствия структурных планов (как региональных, так и локальных), во всяком случае оно не большее, чем на границах других раннеторичных несогласий. Перекрытие верхневизейскими отложениями докембрийского фундамента на бортах также не свидетельствует о большой тектонической активности предпоздневизейского перерыва. Такие участки в предшествующее перерыву время характеризовались значительно меньшей тенденцией к прогибанию по сравнению с грабеном. Вследствие этого одни части девон-нижневизейского разреза здесь отлагались в резко уменьшенных мощностях, а другие (например, соль) вообще не отлагались. В этих условиях даже небольшие, свойственные раннеторичным перерывам, восходящие движения всего региона в предпоздневизейское время привели к полному размыву мало-мощных нижневизейских образований на бортах ДДВ. Что же касается девонских отложений, то они здесь, вероятно, были размывы еще ранее — во время предкаменноугольного поздневторичного перерыва.

Поздневизейско-раннепермское время

В соответствии с изложенными выше принципами и методикой впервые для ДДВ составлены крупномасштабные палеотектонические карты. Ниже на основе анализа их освещена история развития региона от поздневизейского до палеогенового времени.

Палеотектоническая карта поздневизейско-серпуховского седиментационного этапа (рис. 15). Верхневизейско-серпуховский седиментационный комплекс характеризуется довольно однородным строением и формационной общностью отложений, представляя собой единую терригенную угле-

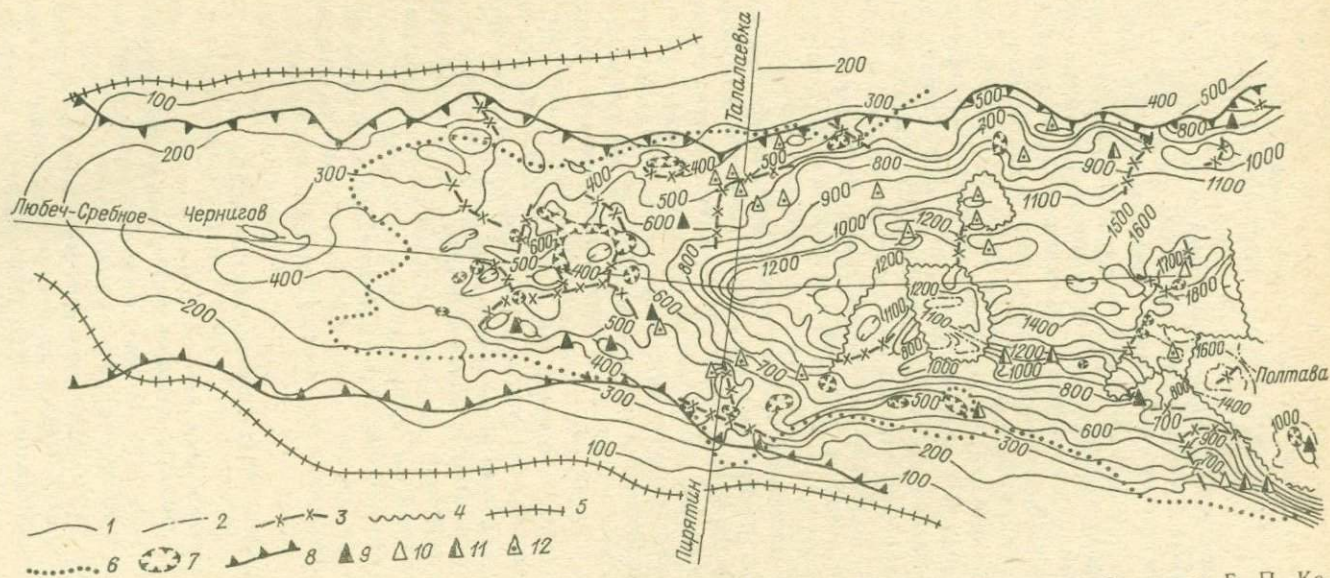


Рис. 15. Палеотектоническая карта ДДВ поздневизейско-серпуховского седиментационного этапа. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, А. И. Серов; под редакцией Б. П. Кабышева

1 — изопакеты верхневизейско-серпуховских отложений; 2 — изопакеты толщи между двумя точно не стратифицированными отражающими горизонтами; 3 — границы распространения в карбоне; 4 — границы построений по разным нестратифицированным отражающим горизонтам; 5 — границы распространения глинистой с песчано-алевролитовыми прослоями субформации (верхнесерпуховской подъярус); 6 — границы распространения глинистой субформации (нижнесерпуховский подъярус); 7 — контуры соляных штоков; 8 — границы Днепровского грабена; 9 — 12 — месторождения с залежами в отложениях верхневизейско-серпуховского комплекса: 9 — нефтяные, 10 — газовые, 11 — нефтегазовые, 12 — газоконденсатные.

носную полифациальную формацию [56, 41]. Она представлена чередованием темно-серых песчаников (алевролитов) и аргиллитов с карбонатными, а также углистыми прослоями. Мощность ее колеблется от 100—200 и до 2000—2500 м и более. В отличие от нижележащих формаций здесь проявляется четкий региональный контроль в распределении мощностей: увеличение их по направлению от бортов к осевой зоне и от Брагинско-Лоевской седловины к Донбассу. Зона максимального прогибания располагалась симметрично относительно краевых разломов фундамента. Прирост амплитуды прогибания осевой зоны по отношению к прибортовым составляет: в северо-западной части (на меридиане г. Ичня) 250—300 м, в средней (западнее Солоховской структуры) 1000—1200 м, в юго-восточной части он увеличивается еще больше.

Терригенная угленосная полифациальная формация нижнего карбона ДДВ разделяется на 3 части (субформации), различные по литолого-фациальному составу. Нижняя субформация (верхневизейская) представлена циклическим чередованием глинистых и песчаных пород с прослоями известняков и углей; средняя (нижнесерпуховская) представляет собой однородную глинистую (алевроглинистую) толщу; верхняя (верхнесерпуховская) сложена циклическим чередованием глинистых пород с песчаными (алевролитовыми) прослоями, с редкими известняками и углистыми включениями. Она залегает на подстилающих отложениях с несогласием, наибольшая величина которого на северо-западной и прибортовых зонах впадины, где из разреза визе выпадает X фаунистический горизонт, а из серпуховского яруса — IX и нижняя часть VIII горизонта. В юго-восточном направлении величина несогласия уменьшается, а в пределах Донбасса оно вообще не установлено.

Палеотектонический режим накопления угленосной полифациальной формации нижнего карбона варьировал на территории прогиба Большого Донбасса в широких пределах: от субгеосинклинального в центральных и восточных районах Донбасса до субплатформенного на северо-западе ДДВ и типично платформенного на южном склоне Воронежской антеклизы (переход в карбонатную шельфовую формацию).

Региональное прогибание ДДВ в раннем карбоне происходило далеко не везде плавно, о чем свидетельствует наличие зон высоких градиентов мощности, широко развитых в других солянокупольных областях и получивших наименование «трендов». Последние выделяются в северной и южной прибортовых зонах ДДВ, особенно в приближенных к краевым разломам участкам, где градиент мощности верхневизейско-серпуховских отложений изменяется в пределах 50—130 м/км, а севернее и южнее их (на бортах и в осевой зоне) не превышает 5—8 м/км. Это свидетельствует о проявлении движений в раннем карбоне по краевым разломам. Причем, как указывалось нами ранее [36] и как это отражено на палеотектонической карте, северный краевой разлом формировался в виде системы конседиментационных сбросов, а южный — в форме конседиментационной флексуры. В обоих случаях опущенные крылья обращены в сторону осевой части впадины. Причина различного характера формирования краевых разломов пока недостаточно ясна. Не исключено, что в этом проявилось влияние малого рифейского грабена, который на территории средней части

ДДВ (где и устанавливается это различие) смещен к северному борту и, таким образом, северные краевые разломы рифейского и девонского грабенов примерно совпадают, а южные нет.

Поперечный к простиранию ДДВ тренд с градиентом мощности 40—55 м/км проходит в зоне Ичнянской группы структур. Изгибаясь в плане, он с трех сторон оконтуривает Сребненскую депрессию. Восточнее тренда мощность отложений в региональном плане на расстоянии 150 км (вплоть до Солоховской структуры) практически не изменяется, а западнее уменьшается весьма плавно (с градиентом до 2 м/км). В зонах продольных и поперечного тренда происходит и более резкое изменение литологического состава пород, здесь чаще проходят границы литологических зон и субформаций.

В поздневизейско-серпуховский седиментационный этап происходило весьма интенсивное конседиментационное формирование очень многих локальных и средних по размерам положительных и отрицательных структур и разрывных нарушений. На палеотектонической карте это проявляется настолько сложной рисовкой изопакит, что порой трудно уловить региональную закономерность в изменении мощности, весьма четко проявляющуюся на мелкомасштабных картах, составленных без использования данных сейсморазведки. В зоне северного краевого разлома конседиментационно формировались почти все известные в современном структурном плане локальные поднятия. Наиболее крупные из них (Новотроицкое, Качановское, Рыбальское) прирастили свои амплитуды на 150—200 м. В отличие от них структуры, прислоненные к южному краевому разлому (Колайдинцевская, Зачепиловская, Пролетарская, Голубовская, Левенцовская и др.) и соответственно весь Михайловско-Левенцовский вал не формировались. В этом заключается принципиальное отличие в истории развития структур северной и южной подзон краевых дислокаций, несомненно связанное с различием в характере развития самих разломов.

Средние по размерам структуры в начале раннего карбона еще не проявлялись как структурные формы II и промежуточного порядков, однако подавляющее большинство осложняющих их локальных поднятий, будущих составных элементов валов, испытали интенсивный конседиментационный рост. А основные структуры валов (Солоховская, Погарщинская, Краснопартизанская, Богдановская и др.) прирастили свои амплитуды на 120—200 м. Глинско-Розбышевский же вал со всеми осложняющими его поднятиями четко проявлялся уже в раннекаменноугольную эпоху, что подтверждается также увеличением здесь песчаности разреза.

Интенсивно формировались (с приростом амплитуды по 100 м) и все одиночно расположенные крупные солянокупольные поднятия (Прилукское, Великозагоровское, Холмское), а Бельское, Сагайдакское, Перещепинское прирастили свои амплитуды на 150—200 м. Конседиментационно формировалось также подавляющее большинство малоамплитудных поднятий. Для многих из них (Водяновское, Скороходовское, Плужниковское и др.) ранний карбон был основным этапом развития, после которого интенсивность их роста уменьшилась, а затем и полностью они прекратили свое развитие. Не формировались в раннем карбоне (т. е. являются постседиментационными) кроме структур зоны южного краевого разлома неко-

торые другие поднятия. Например, Гнединцевское, Леляковское и Чернухинское представляли собой периклинальные участки соответственно Богдановской, Мильковской и Поздняковской структур. Постседиментационными являются также оба поднятия Вергуновско-Петривцевского малого вала. Зато на карте изопахит отложений нижнего карбона проявляется много локальных минимумов, не связанных с имеющимися в современном структурном плане поднятиями. Такие локальные аномалии интерпретируются нами как расформированные палеоподнятия [Кабышев Б. П., 1974 г.]. Они выделяются как по данным сейсморазведки (Южно-Свиридовское, Северо-Солоховское и др.), так и по бурению (Сидорячское).

Отрицательные структурные формы ДДВ также характеризовались конседиментационным развитием в раннем карбоне; Сребненская и Ждановская депрессии представляли собой единую погруженную зону, разделенную Свиридовско-Краснозаводской седловиной. Прирост их амплитуд составил по несколько сотен метров. Малые депрессии формировались по-разному: одни из них довольно интенсивно (Бобрицкая, Гужевская, Борзнянская, Нежинско-Пашковская, Сухоносовско-Куреньковская и др.), другие или не формировались вообще (Царичанская, Дмитриевская), или проявлялись в виде отдельных локальных мульд (Валковская, Синевская, Колесниковская, Носовская).

Кроме упоминавшихся выше краевых нарушений в раннем карбоне происходил конседиментационный рост и многочисленных других более мелких сбросов. Здесь, правда, следует отметить, что сбросы сейсморазведкой картируются менее уверенно, чем пликвативные структуры, соответственно и на палеотектонических картах время их формирования отражается менее достоверно. Тем не менее более крупные из сбросов, которые проявляются на картах изопахит, составленных по двум смежным отражающим горизонтам карбона, нанесены на палеотектоническую карту.

Палеотектоническая карта среднекаменноугольного седиментационного этапа (рис. 16). Средний карбон перекрывает нижний с несогласием. Предбашкирский перерыв в северо-западной части ДДВ фиксируется отсутствием в разрезе верхней части серпуховского яруса (V, VI и VII микрофаунистические горизонты) и низов свиты С₁. В юго-восточном направлении величина несогласия уменьшается, а восточнее Шебелинской структуры оно отсутствует. В среднекаменноугольном седиментационном комплексе выделяются две формации: нижняя — терригенно-карбонатная лагунно-шельфовая и верхняя — терригенная пестроцветно-угленосная [41, 56].

Терригенно-карбонатная лагунно-шельфовая формация (нижнебашкирский подъярус) подразделяется на четыре субформации, характеризующиеся преобладанием соответственно: светлых известняков и доломитов (на северном борту); карбонатов с органическими постройками (на границе с погруженной зоной); глинисто-карбонатных относительно глубоководных отложений в юго-восточной погруженной части ДДВ; карбонатно-терригенных образований в южной прибортовой зоне.

Терригенная пестроцветно-угленосная формация (верхнебашкирский подъярус — московский ярус) представляет собой основную по стратиграфическому объему и мощностям (от 200—300 до 2000—2500 м) часть среднекаменноугольного комплекса. На большей части ДДВ она представлена

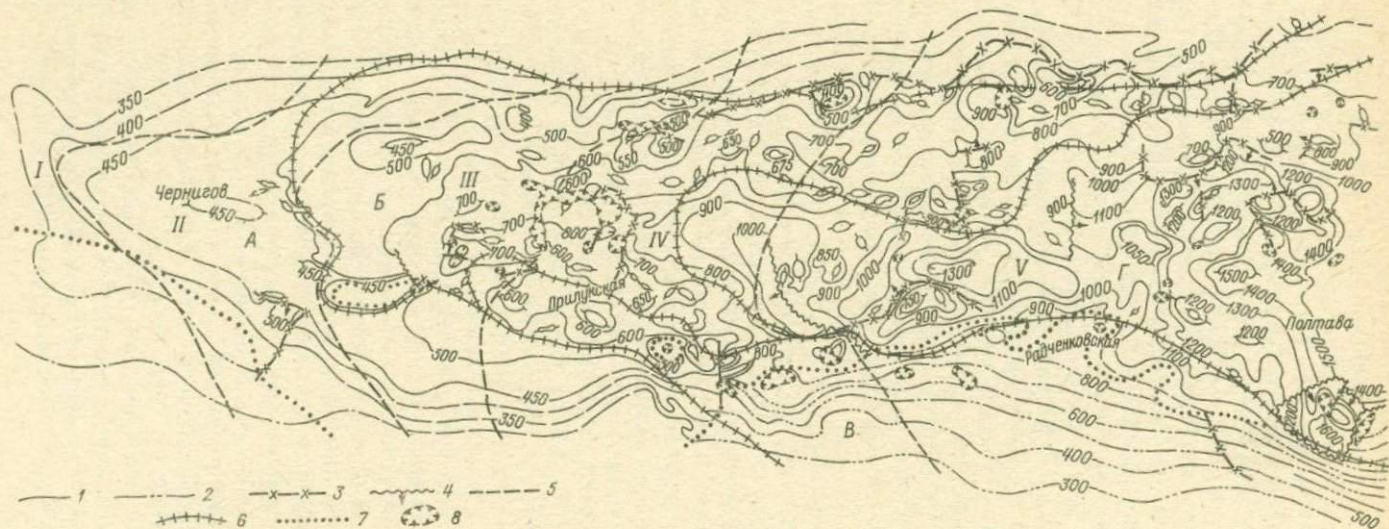


Рис. 16. Палеотектоническая карта ДДВ среднекаменноугольного седиментационного этапа. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Т. И. Смирнова; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — изопахиты отложений между репером М-9 (московский ярус) и подошвой башкирского яруса; 2 — то же, на участках восстановленной мощности; 3 — разрывные нарушения; 4 — предполагаемые разрывные нарушения; 5 — границы субформаций отложений московского яруса и верхнебашкирского подъяруса (I — пестроцветная, II — угленосно-пестроцветная, III — пестроцветно-угленосная, IV — угленосная с пестроцветными прослоями, V — угленосная); 6 — границы субформаций нижнебашкирского подъяруса (А — карбонатно-лагуно-шельфовая, Б — карбонатная шельфовая с органическими постройками, В — карбонатно-терригенная); 7 — граница современного распространения отложений репера М-9; 8 — контуры прибрежно-морская с выносами рек; Г — глинисто-карбонатная глубоководная; соляных штоков.

чередованием сероцветных аллювиально-дельтовых, лагунных, болотных и морских фаций и состоит преимущественно из песчаных (30—60%) и глинистых (70—40%) пород с прослоями известняков и углей, не играющих существенной роли в ее валовом составе. На северо-западе впадины наряду с сероцветными отложениями в верхней части появляются пестроцветные прослои, роль которых в крайней северо-западной части резко возрастает в результате стратиграфически скользящего понижения границы сероцветов и пестроцветов вплоть до подошвы формации в пределах Брагинско-Лоевской седловины и Припятского прогиба. Пестроцветность, являясь признаком соответствующих палеоландшафтных условий, в то же время отражает ослабление темпов прогибания бассейна седиментации, палеотектонические условия в пределах которого варьировали от субгеосинклинальных в Донбассе и на юго-востоке ДДВ до субплатформенных на крайнем северо-западе впадины. Именно с этим в конечном счете связана характерная зональность данной формации, в составе которой по соотношению сероцветных, угленосных и пестроцветных отложений выделяются угленосная, угленосная с пестроцветными прослоями, пестроцветно-угленосная, угленосно-пестроцветная и пестроцветная субформации (см. рис. 16).

Формирование региональной структуры ДДВ в среднем карбоне происходило в основном унаследованно предшествующему этапу, что проявляется в одинаковом плане распределения мощностей отложений. Прирост амплитуды прогибания осевой зоны впадины по отношению к прибортовым составил: в северо-западной части 350—400 м, в средней 850—700 м, в юго-восточной он был еще большим. Проявляются те же зоны высоких градиентов мощности. В северной прибортовой зоне выделяется тренд со значениями градиента мощности 20—45 м/км против максимум до 10 м/км на северном борту и в осевой зоне. Как составная часть этого тренда в виде конседиментационного сброса (с приростом амплитуды 100—250 м) проявлялся северный краевой разлом. Несомненно, что и южная прибортовая зона прогибалась также более резко, однако на палеотектонической карте это не показано вследствие предпозднепермского размыва верхней части среднекаменноугольных образований. Менее резко, чем в раннем карбоне, но все же проявляется Ичнянский поперечный тренд. Все тренды находят отражение в изменении литологического состава пород либо формаций.

В северной прибортовой зоне в среднем карбоне весьма интенсивно конседиментационно формировались крупные солянокупольные поднятия Великозагоровское, Роменское, Качановское, Рыбальское, а также Котелевская, Березовская, Новотроицкая несоляные структуры (с приростом амплитуд по 100—150 м), более мелкие поднятия (с приростом амплитуд по 20—30 м) и соответственно образуемые ими малые валы, Валковская, Синевская малые депрессии и многие локальные мульды. Вокруг Дмитриевского штока проявлялся ряд расформированных палеоподнятий. В осевой зоне ДДВ наиболее интенсивно формировались поднятия Глинско-Розышевского и Солоховско-Диканьского валов (с приростами амплитуд до 200—300 м), Ждановская, Кратенковско-Григоровская и Сребненская депрессии (с приростами амплитуд 300—400 м), Гужевская малая депрессия и др. В южной прибортовой зоне интенсивно развивались Монастырищенское, Малодевичкое, Прилукское, Богдановское и другие поднятия.

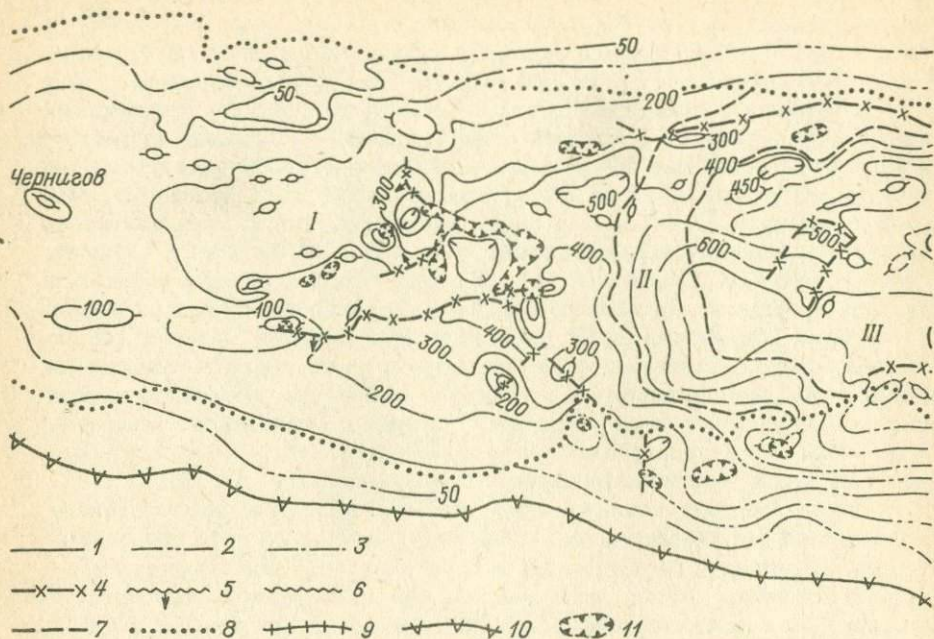


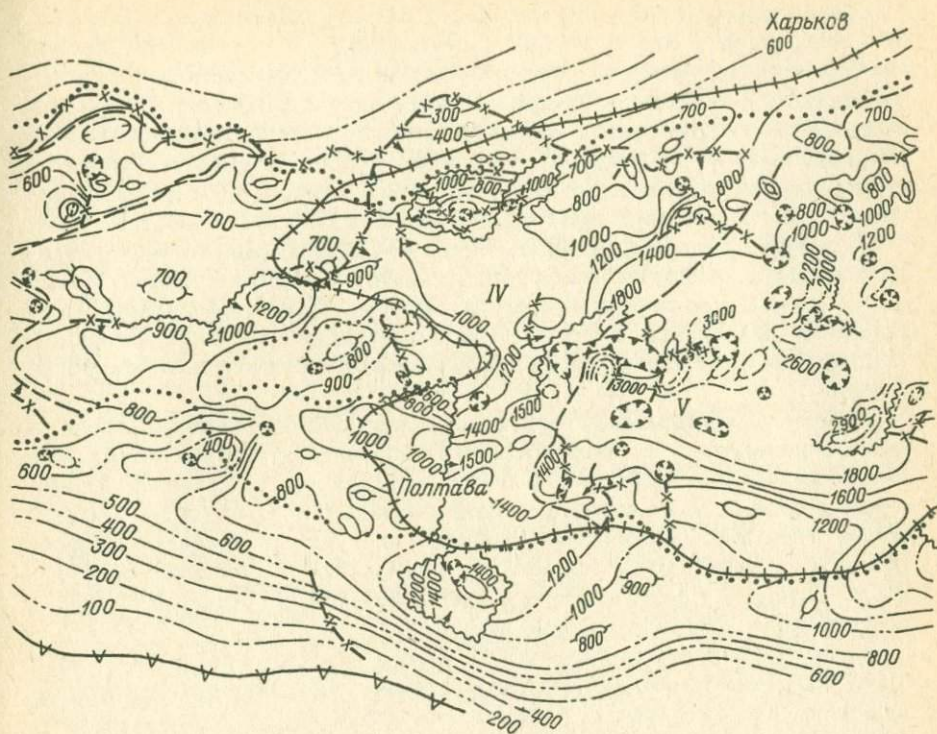
Рис. 17. Палеотектоническая карта ДДВ позднекаменноугольно-картамышского седиментационного этапа. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Т. И. Смирнова; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — изопакиты верхнекаменноугольно-картамышских отложений; 2 — то же, восстановленные; 3 — то же, между точно не стратифицированными сейсмическими отражающими горизонтами; 4 — разрывные нарушения; 5 — предполагаемые разрывные нарушения; 6 — границы участков, где построения выполнены по

Палеотектоника юго-восточной части ДДВ, как и для раннекаменноугольного этапа, почти не изучена. Имеются только построения карт изопакит между двумя точно не стратифицированными отражающими горизонтами для зоны «открытых структур» и Бахмутской котловины. Эти данные свидетельствуют о конседиментационном формировании структурных форм Волвенковско-Дружковского вала (Дружковское, Троицкое и Великокамышнянское поднятия), ограничивающей его с юга Кальмиус-Торецкой депрессии (Семеновская, Барвенковская и Торецкая мульды) и Бахмутской котловины.

Палеотектоническая карта позднекаменноугольно-картамышского седиментационного этапа (рис. 17). Карта характеризует палеотектонику во время осадконакопления в конце московского века, позднем карбоне, картамышское время ранней перми и в предраннепермский* перерыв.

* Мы говорим о предраннепермском перерыве, так как он достоверно установлен и наиболее резко выражен в северо-западной части ДДВ, в области, где отсутствует картамышская свита. В восточной части И. В. Галицкий приурочивает его к верхам картамышской свиты, а Я. И. Коломиец — к середине ее (предмелиховский перерыв).



различным нестратифицированным отражающим горизонтам; 7 — границы субформаций верхнекаменноугольных отложений (I — красноцветная, II — красноцветно-пестроцветная, III — пестроцветная, IV — угленосно-пестроцветная, V — пестроцветно-угленосная); 8 — граница распространения гемогенных отложений нижней перми; 9 — граница распространения картамышской свиты; 10 — предполагаемая граница седиментационного бассейна в позднем карбоне; 11 — контуры соляных штоков, прорывающих верхнекаменноугольно-картамышскую толщу.

Верхнекаменноугольно-картамышский седиментационный комплекс согласно залегает на среднекаменноугольном и отличается от него возрастом роли пестроцветов и появлением красноцветов, знаменующих переход от карбонового угленакопления к нижепермскому соленакоплению. Аналогично границе между пестроцветными и сероцветными угленосными отложениями, граница между красноцветами и пестроцветами данного комплекса носит стратиграфически скользящий характер, понижаясь в северо-западной части впадины до подошвы верхнего карбона. Связанные с этим изменения количественных соотношений между красноцветами, пестроцветами и сероцветами обусловили существование четкой формационной зональности, сходной с таковой для верхнебашкирско-московских отложений. В составе данного седиментационного комплекса выделяются терригенная угленосно-пестроцветная лагунно-континентальная (верхний карбон) и терригенная красноцветная континентальная (верхнекаменноугольно-картамышская толща) формации. Граница между ними носит постепенный характер [41, 56].

Терригенная угленосно-пестроцветная лагунно-континентальная формация приурочена к юго-восточной и центральной частям ДДВ, а северо-западнее линии Ромны—Исачки наблюдается полное замещение ее красноцветами. По соотношению пестроцветов и сероцветов в составе формации выделяются пестроцветно-угленосная, угленосно-пестроцветная, пестроцветная, красноцветно-пестроцветная и красноцветная субформации, связанные стратиграфически скользящими постепенными переходами и последовательно смещающие друг друга в северо-западном направлении.

Терригенная красноцветная континентальная формация состоит из трех субформаций, представленных соответственно глинисто-песчаными, глинистыми и хемогенно-глинистыми образованиями. Хемогенно-глинистая субформация приурочена к верхам картамышской свиты и характеризует условия смены отложений красноцветов соленаккумуляцией на рубеже карбона и перми.

Область максимального прогибания в конце позднего карбона — начале перми переместилась в северо-западном направлении в район Бахмутской котловины, что фиксирует начало инверсии в Донецком бассейне, приведшей к разобщению до этого единого седиментационного прогиба на два тектонических элемента: Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс. Прирост амплитуды осевой зоны впадины по отношению к прибортовым в это время составил: в северо-западной части 150—200, в средней 600—700, в юго-восточной 1000—1500 м (см. рис. 17).

За исключением зоны перехода от ДДВ к Донбассу, развитие региона в позднекаменноугольно-картамышское время происходило в общем унаследованно от предшествующих этапов каменноугольного периода и характеризовалось некоторым спадом интенсивности тектонических движений. Унаследованность заключается в сохранении местоположения седиментационного бассейна, продольных прибортовых и Ичнянского поперечного трендов (с градиентом мощности до 20 против 2—4 м/км западнее и восточнее его), в продолжении формирования большинства средних и мелких структур. Вторая поперечная зона высоких градиентов мощности находится восточнее Солоховско-Диканьского вала (Чутовский тренд). Выделенные тренды находят отражение также в смене формаций и литологического состава отложений. Вблизи Ичнянского тренда происходит смена красноцветной субформации на пестроцветную, а в зоне Чутовского — угленосно-пестроцветной на пестроцветно-угленосную. Продолжался довольно интенсивный рост средних и мелких структур. Более крупные из локальных поднятий прирастили свои амплитуды на 100—150 м (Великозагорское, Мильковское, Качановское, Бельское) или даже по 250—300 м (Прилукское, Машевское), а малоамплитудные — до 50 м (Артоховское, Талалаевское, Волоховское, Гоголевское и др.). На Глинско-Розышевском валу наблюдается также увеличение к своду коэффициента песчаности разреза, что подтверждает конседиментационный характер развития его. Однако рост ряда мало- и среднеамплитудных поднятий (Новотроицкое и др.) затухает. Продолжали формироваться в это время и отрицательные структуры. Сребненская и Ждановская депрессии формируются в виде единой прогнутой зоны. Центр Синевской малой депрессии в палеоплане

смещается к юго-западу по сравнению со средним карбоном, свидетельствуя о компенсационной природе ее.

На палеотектонической карте позднекаменноугольно-картамышского этапа, хотя еще и по скудным данным, нашло отражение формирование многих структур юго-восточной части ДДВ (Западно-Крестищенской, Западно-Медведовской, Северо-Волвенковской, Сливаковской, Славянской) с приростом амплитуд по несколько сотен метров. Интенсивно формировались Дружковская антиклиналь и Бахмутская котловина.

Подытоживая закономерности палеотектонического развития ДДВ в каменноугольный период, следует указать на следующие характерные особенности этого процесса.

1. Преимущественно нисходящие длительные тектонические движения, компенсировавшиеся осадконакоплением и лишь изредка прерывавшиеся кратковременными перерывами на периферии седиментационного бассейна.

2. Весьма широкое площадное распространение конседиментационных структурообразующих процессов разных порядков.

3. Унаследованность развития во все эпохи периода, по крайней мере начиная с поздневизейского времени.

Соотношение в изменении зональности формационного состава и мощности пород на протяжении каменноугольного периода не оставалось постоянным. Более тесная связь была в позднебашкирско-московское и позднекаменноугольное время, когда в условиях сокращения трансгрессии, уменьшения мористости разреза оба палеотектонических параметра (формация и мощность) синхронно фиксируют формирование Доно-Днепровского прогиба как крупной отрицательной геоструктуры в теле Восточно-Европейской платформы с изменяющимся от субгеосинклинального к субплатформенному режиму тектонических движений. В периоды усиления тенденции к прогибанию (поздневизейское, раннебашкирское время), сопровождавшегося расширением трансгрессии и увеличением мористости разреза, на формационный состав большее влияние оказывало формирование структуры более высокого порядка и затушевывание Доно-Днепровского прогиба, хотя в мощностях он выражается весьма четко. По-видимому, эта закономерность является достаточно общей и характерна также для средних по размерам структурных форм, когда зональность более высокого порядка подавляет проявление их в вещественном составе пород, но не затушевывает выраженности в мощностях.

Палеотектоническая карта раннепермского седиментационного этапа (рис. 18). Хемогенный комплекс нижней перми в объеме никитовской, славянской и краматорской свит по своему строению и вещественному составу пород является типичной соленосной (галогенной) формацией. Однако резкая палеотектоническая и палеогеографическая дифференциация бассейна седиментации привела к существенным латеральным различиям в распределении мощностей и литологического состава пород этой формации, что обуславливает выделение в ней трех субформаций [41]. Терригенно-сульфатно-карбонатная лагунно-шельфовая субформация включает в себя никитовскую и славянскую свиты за пределами соленосных депрессий. Она представлена чередованием пестроцветных терригенных, карбонатных (доломиты, оолитовые и песчанистые известняки) и сульфатных (ангидриты,

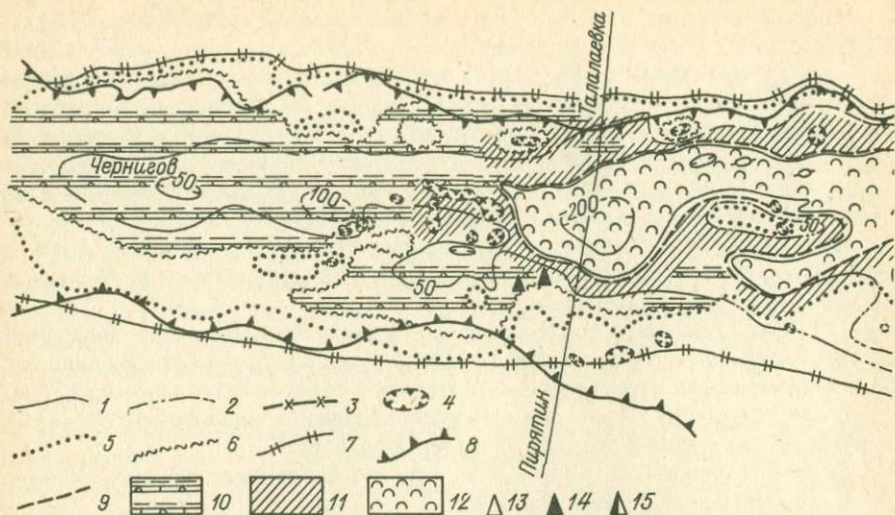
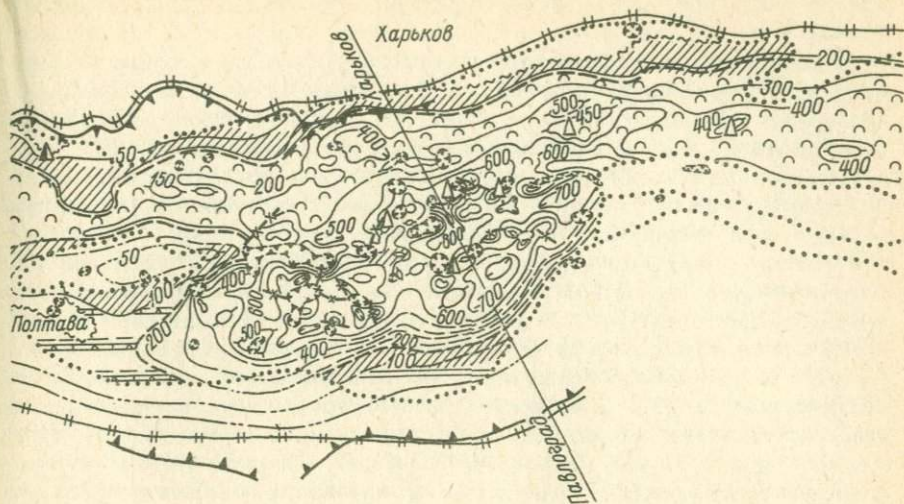


Рис. 18. Палеотектоническая карта ДДВ в раннепермский (святогорско-подбрянцевский) седиментационный этап. Составили Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Т. И. Смирнова, А. И. Серов; под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — изопакты отложений святогорского — подбрянцевского горизонтов; 2 — то же, восстановленные; 3 — разрывные нарушения; 4 — контуры соляных штоков; 5 — современная граница распространения хемо-

известково-доломитовые ангидриты) пород общей мощностью до 50—60 м. Рифогенно-карбонатная субформация распространена в виде узкой зоны (от 1—1,5 км до 5—6 км) по периферии системы нижнепермских соленосных депрессий (Сребненская, Ждановская, Бахмутская и др.). Она представлена в различной степени доломитизированными биоморфными (водорослевыми, кораллово-криноидными и др.) известняками мощностью от 30—40 до 80—100 м. Терригенно-карбонатно-соленосная субформация представлена ритмичным чередованием пачек и толщ галита с прослоями ангидритов, известняков, терригенных пород. Карбонатные прослои представлены темными пелитоморфными известняками более глубоководного облика. Мощность субформации в центральных частях Сребненской, Бахмутской и Кратенковско-Григорьевской депрессий составляет соответственно 250, 450—500 и 900—950 м, что наглядно свидетельствует о различии в темпах накопления субформации по сравнению с типично платформенными мелководно-шельфовыми отложениями за пределами соленосных депрессий.

Данная палеотектоническая карта (рис. 18) составлена для времени отложения части галогенной формации — святогорского, торского и подбрянцевского горизонтов (никитовская и нижняя половина славянской свиты). Седиментационный бассейн этого времени, как и каменноугольный, располагался симметрично относительно краевых разломов фундамента. В осевой части его, характеризующейся мощностью обычно более 100—150 м, отлагалась терригенно-карбонатно-соленосная субформация. В отличие от каменноугольного периода седиментационный бассейн был почти замкнут на юго-востоке. При этом зона максимального прогибания (до 950 м) и соответственно соленакопления (до 65%) находилась в юго-восточной части



генных отложений нижней перми; 6 — граница распространения кровли подбрянцевского горизонта; 7 — предполагаемая граница распространения Бахмутского седиментационного бассейна; 8 — граница Днепровского грабена; 9 — границы субформаций; 10—12 — субформации: 10 — терригенно-сульфатно-карбонатная лагунно-шельфовая, 11 — рифогенно-карбонатная; 12 — терригенно-карбонатно-соленосная; 13—15 — залежи в хемогенных отложениях нижней перми: 13 — газовые, 14 — нефтяные, 15 — нефтегазовые.

региона (Орчи́ковская палеодепрессия) *, восточнее ее (Бахмутская депрессия) и западнее (Сребненская депрессия) максимальная амплитуда прогибания составляла соответственно 450 и 250 м. На периферии седиментационного бассейна (в прибортовых зонах и на северо-западе) отлагалась терригенно-сульфатно-карбонатная лагунно-шельфовая субформация.

Прогибание седиментационного бассейна не было равномерным, что проявилось в наличии двух продольных (прибортовых) и трех поперечных зон повышенных градиентов мощности (трендов). Продольные тренды наиболее четко выражены в Орчи́ковской палеодепрессии, где они характеризуются градиентом 40—50 м/км, в то время как в осевой зоне он составляет до 10 м/км, хотя здесь наблюдается сильная локальная расчлененность мощности данной толщи. В северо-западной и средней частях ДДВ продольные тренды выражены слабее вследствие вообще небольшого регионального прогибания этой территории. Поперечные тренды проходят в зоне Ичнянской группы структур, по линии Полтава—Чутово—Колонтаево и по меридиану Шебелинской структуры. Ичнянский тренд характеризуется градиентом мощности 7—10 м/км (западнее и восточнее его на расстоянии 150 км мощность святогорско-подбрянцевской толщи практически вообще не

* Выделяемая некоторыми исследователями [Пистрак Р. М. и др., 1967 г.] Орчи́ковская депрессия как единая отрицательная структура II порядка проявляется только в палеоплане бахмутского времени. В современном структурном плане нижней перми вследствие осложнения ее тремя вытянутыми валами (Сосновско-Беляевский и др.), окончательно оформившимися как структуры II порядка в послепермское время, Орчи́ковская палеодепрессия разделена на три более узкие, но длинные депрессии: Кратенковско-Григоровскую, Гребенковско-Коминтерновскую, Хоральско-Лихачевскую.

изменяется), Чутовский имеет градиент 40—50, а Шебелинский — 30—40 м/км.

Формирование мелких и средних структур ДДВ в святогорско-подбрянцевское время происходило весьма интенсивно в зоне максимального прогибания (Орчиновская палеодепрессия) и незначительно либо вообще не происходило в зонах слабого прогибания. Это свидетельствует о генетической связи конседиментационных структурообразующих процессов с региональным прогибанием территории. В это время интенсивно формировались почти все поднятия Сосновско-Беляевского (Кегичевское, Веселовское, Светловское и др.), Распашновско-Мелиховского (Западно-Крестищенское, Староверовское, Западно-Медведовское, Мелиховское) валов, а также Ефремовского и Алексеевского малых валов. Сами валы по отложениям нижней перми еще не проявлялись достаточно четко как единые структуры II порядка. Прирост амплитуд наиболее крупных локальных поднятий указанных валов (Кегичевское, Западно-Крестищенское, Новоефремовское, Мелиховское, Веселовское) за святогорско-подбрянцевское время составил первые сотни метров, а более мелких (Западно-Сосновское) — десятки метров. Активно формировались также все поднятия малых валов и расположенные одиночно (Машевское, Восточно-Полтавское, Кобзевское, Славянское, Северо-Волвенковское и др.).

Интенсивный конседиментационный рост этих структур доказывается значительным уменьшением к сводовым частям не только общей мощности святогорско-подбрянцевской толщи, содержащей мощные (до 100 м и более) пласты соли, способной к значительным вторичным изменениям своей мощности, но и нижних бессолевых частей этих и более молодых (брянцевский, надбрянцевский, красносельский) горизонтов нижней перми. Последнее установлено для всех поднятий, детально изученных большим количеством поисковых и разведочных скважин. В общем для структур юго-восточной части региона на период раннепермского тектогенеза приходится половина или даже больше прироста их амплитуд по подоше замощенной толщи. Исключением из этой закономерности является Шебелинская структура, которая в ранней перми фактически являлась постседиментационной; мощность святогорско-подбрянцевской толщи здесь уменьшается в своде всего на 8—10% и то за счет почти только соляных пластов. Вероятно, это обусловлено расположением ее в зоне прибортового тренда, где интенсивность регионального изменения мощности превышала таковую локальной структуры. Не формировались в ранней перми и некоторые другие поднятия северной прибортовой зоны — Волоховское, Червонодонское, Балаклейско-Савинцевский малый вал.

Подобно валам формировались в ранней перми и сопряженные с ними депрессии (Кратенковско-Григоровская, Гребенковско-Коминтерновская, Хоральско-Лихачевская), проявляясь в виде системы образующих их локальных мульд без четкого объединения в единые отрицательные структуры II порядка. Кроме них в юго-восточной части ДДВ выделяется значительное количество локальных палеомульд. Расположение вблизи штоков и нередко смещение по площади или вообще исчезновение в отдельные периоды времени по сравнению с современным структурным планом свидетельствует о компенсационной природе их. Интенсивно формировалась в

ранней перми также Бахмутская депрессия. В мощностях нижнепермских хемогенных отложений в виде локальных минимумов, не связанных с современными структурами, проявляется ряд расформировавшихся палеоподнятий (Северо-Федоровское, Северо-Ланновское и др.), подробно охарактеризованные ниже.

В противоположность юго-востоку в средней и северо-западной частях впадины активность раннепермских структуроформирующих конседиментационных процессов была довольно низкой. Из структур II порядка отмечается заметное формирование только Сребненской депрессии, Глинско-Розбышевского и Солоховско-Диканьского валов с приростом амплитуд соответственно 150, 75 и 100 м. На двух последних нижнепермские хемогенные образования в настоящее время отсутствуют, будучи размыты в предпозднепермский перерыв. Однако их присутствие во время осадконакопления, вероятно, в виде бессолевого терригенно-сульфатно-карбонатной субформации обосновывается распространением на крыльях, в том числе с наличием соляных пластов, и засоленностью разреза залегающих под верхней пермью отложений карбона. Отмечается также слабое формирование в ранней перми Ждановской депрессии. Из локальных структур этих зон происходил конседиментационный рост Бельского, Котелевского, Березовского поднятий с приростами амплитуд 10—30 м. Подавляющее большинство других структур, включая такие довольно крупные по размерам и амплитуде, как Качановская и Новотроицкая, в виде замкнутых поднятий в это время не формировались, проявляясь в виде структурных носов.

Охарактеризованные условия развития Днепровско-Донецкой впадины во время раннепермского осадконакопления позволяют выполнить палеотектоническое районирование ее для этого этапа истории. Выделяются внутренняя (синклиналиподобная) и внешняя (прибортовые моноклинали и северо-западная центриклиналь) зоны. Формационный состав внутренней зоны (терригенно-карбонатно-соленосная подформация), высокая, свойственная геосинклинальным областям скорость прогибания средней части ее (до 100 м/млн. лет), миграция зон максимального прогибания (с учетом их положения в картамышское и краматорское время) — все это позволяет считать, что она выполняла роль периклинального предгорного прогиба Донецкого складчатого сооружения. Весь прогиб вместе с периферийной зоной почти не выходил за границы Днепровского грабена, существовавшего по девонским и каменноугольным отложениям, что свидетельствует о высокой степени унаследованности в его развитии.

Палеотектоническая карта предпозднепермского инверсионного этапа (рис. 19). Предпозднепермский перерыв, начавшийся с конца сакмарского века, является отражением инверсионных движений в истории развития ДДВ. Во время перерыва были денудированы разновозрастные отложения значительной мощности, а сохранившиеся в разрезе с крупным несогласием перекрыты верхнепермскими пестроцветными образованиями. На палеотектонической карте показаны возраст отложений, выходящих под верхнюю пермь (палеогеологическая карта), мощность размытой части разреза карбона и нижней перми (в зонах отсутствия нижнепермской хемогенной толщи) и мощность хемогенной толщи нижней перми, сохранившейся от размыва.

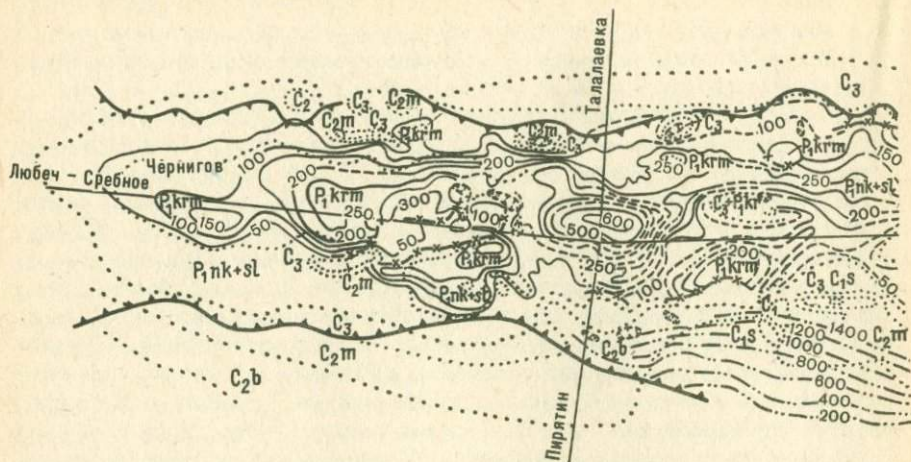
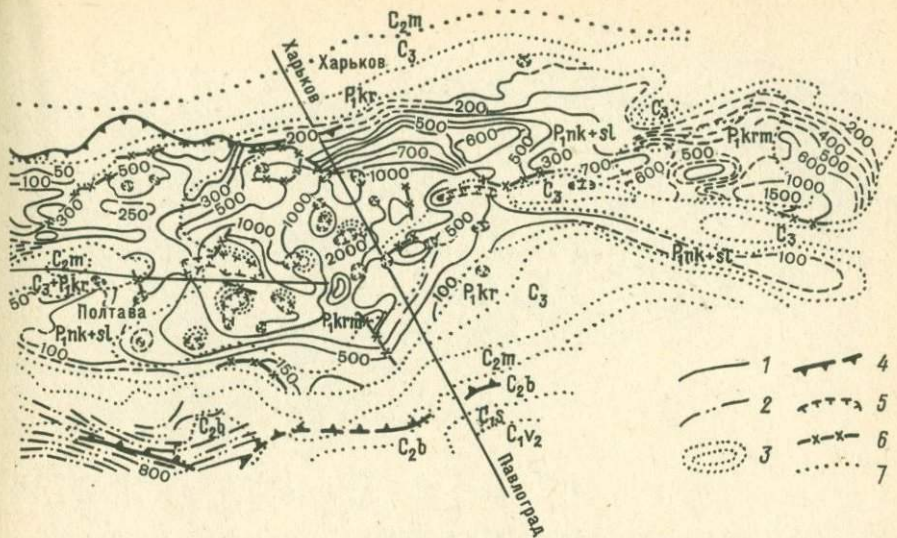


Рис. 19. Палеотектоническая карта ДДВ предпозднепермского инверсионного этапа. Составили Е. А. Бржевальская, Б. П. Кабышев, В. Е. Курочкина, В. А. Пупов, А. И. Серов, Т. И. Смирнова, А. К. Цылко; под редакцией Б. П. Кабышева и А. К. Цылко.
 1 — изопахиты отложений хомогенной толщи нижней перми (никитовская P_{1nk} , славянская P_{1sl} , крама-

В рассматриваемый инверсионный этап продолжалось активное формирование ДДВ как замкнутой со всех сторон крупной отрицательной структуры, что проявляется в омоложении возраста выходящих на доверхнепермскую поверхность отложений от периферии к центру. Отличительной особенностью этого этапа является смещение осевой части палеовпадины к северу, так что она располагалась асимметрично относительно краевых разломов фундамента. Следует подчеркнуть, что произошло смещение не оси седиментационного бассейна, а зоны максимальных мощностей отложений, сохранившихся от размыва в предпозднепермский перерыв. В результате инверсионного подъема южного борта и прибортовой зоны здесь было размыто 300—2200 м отложений нижней перми, верхнего и частично среднего карбона. В сводовой части Солоховско-Диканьского вала размыто 800—900 м. Следует отметить, что поскольку в указанных зонах размыва в конце палеозоя имели место два крупных перерыва — предраннепермский и предпозднепермский, указанный выше эрозионный эффект является совместным, однако в большей степени он относится к предпозднепермскому перерыву.

Вследствие меньшего подъема юго-восточной части впадины углубление ее в предпозднепермский перерыв было значительно большим, чем северо-западной и средней. Граница проходит по линии Чутовского тренда, который в это время продолжал существовать. Ичнянский тренд проявился слабее и к тому же в виде поперечной приподнятой зоны, разделяющей поля распространения краматорской свиты $P_1 krm$.

В предпозднепермский перерыв принципиально различно проявились краевые разломы. Северный был слабоактивным и развивался, как и в предшествующие седиментационные этапы, в виде системы сбросов. Южный



торская P_1krm свиты); 2 — то же, восстановленные; 3 — участки в приштоковых зонах, где распространены козырьки девонской соли; 4 — границы Днепровского грабена; 5 — контуры соляных штоков; 6 — разрывные нарушения, влияющие на распространение нижнепермских отложений; 7 — границы распространения разновозрастных отложений, выходящих под предверхнепермскую поверхность несогласия.

вследствие более интенсивных инверсионных (восходящих) движений южной прибортовой зоны по сравнению с самим бортом формировался в виде обратной флексуры, осложненной взбросом. Это достоверно установлено на участках Зачепиловского, Михайловского и других поднятий, где четко проявляется краевой разлом по фундаменту. Здесь в рассматриваемый период впервые по отложениям карбона возникли локальные поднятия зоны южного краевого разлома, а также Михайловско-Левенцовский вал и Потичанско-Зачепиловский малый вал. Причем для большинства структур этой зоны данный этап явился основным во всей истории их развития. Поднятия, примыкающие к северному краевому разлому, либо вообще не формировались, либо проявлялись весьма слабо в виде структурных носов и террас (Великобубновское, Новотроицкое и др.).

Происходило постседиментационное формирование структур разных порядков и в остальных частях ДДВ. Этот процесс настолько хорошо и наглядно проявился, что с самого начала изучения региона многие исследователи отводят предпозднепермскому перерыву ведущую роль в истории развития структур. Формирование в это время Краснопартизанско-Крапивнянского, Глинско-Розышевского, Солоховско-Диканьского, Малосорочинско-Радченковского, Волненковско-Дружковского валов, а также Холмской, Журавковской, Рыбальской, Красноскольской и других локальных структур четко фиксируется выходом на предверхнепермскую поверхность в сводовых частях верхне-, средне- или даже нижнекаменноугольных отложений на общем фоне более молодых образований.

В рассматриваемый этап очень многие небольшие по амплитуде поднятия прекратили свой рост или проявились весьма слабо (Анастасьевско-Ли-

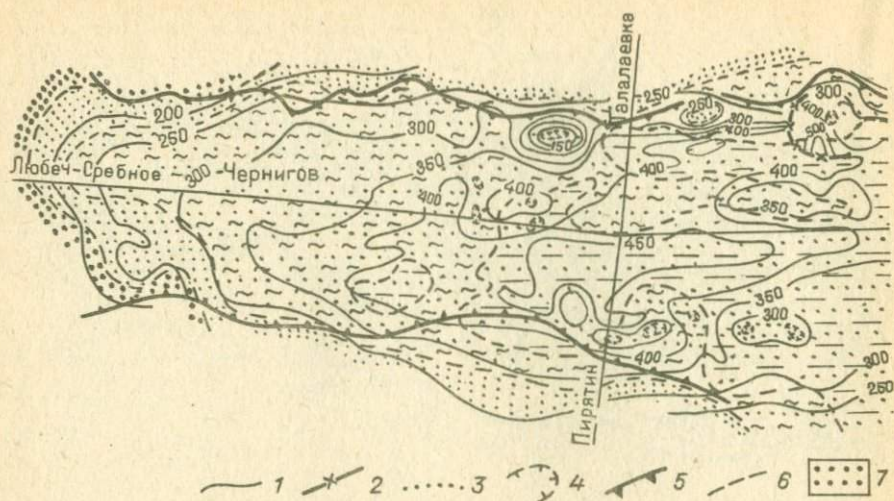


Рис. 20. Палеотектоническая карта ДДВ позднепермского седиментационного этапа. Составил Б. П. Кабышев.

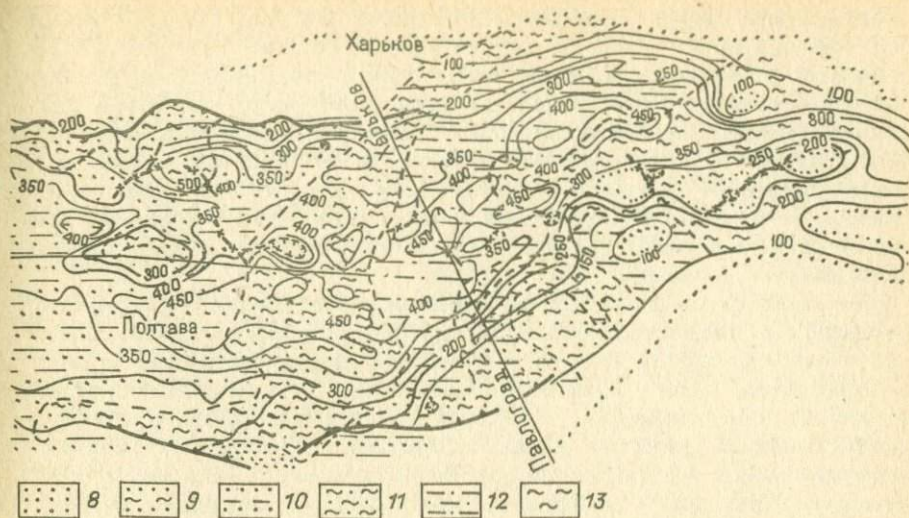
1 — изопахиты верхнепермских отложений (пересажская, шебелинская, корневая толщи); 2 — разрывные нарушения, влияющие на распространение верхнепермских отложений; 4 — контуры соляных штоков;

поводолинский, Софиевско-Ярошевский, Тимофеевско-Мартыновский малые валы и др.). В виде структурного выступа проявлялось даже такое крупное поднятие, как Качановское. Шебелинская структура прирастила свою амплитуду всего лишь на 100—150 м (из 1100 м по нижней перми).

Отрицательные структуры во время предпозднепермского перерыва формировались за счет меньшего подъема внутренних частей их. Сребненская и Ждановская депрессии четко проявлялись в виде полей распространения краматорской свиты и повышенных мощностей всей хемогенной толщи. В отличие от предшествующих седиментационных этапов они четко отделялись друг от друга седловиной с палеоамплитудой перегиба 300—500 м. В это время формировались также Бахмутская и Кальмиус-Торецкая депрессии, Синевская, Бобрицкая и Дмитриевская малые депрессии, впервые возникла Царичанская малая депрессия.

Позднепермско-мезозойское время

История развития ДДВ в позднепермский седиментационный этап отражена на соответствующей палеотектонической карте (рис. 20). Отложения верхней перми в объеме дроновской свиты представлены тремя толщами: пересажской (преимущественно пестроцветные глины), шебелинской (чередование пестроцветных глин, песчаников и алевролитов) и корневской (песчаники, алевролиты с небольшими прослоями глин и гравелитов). Как показано О. Д. Бильком и Р. Ф. Сухорским [1966 г.], они «являются взаимозаменяющимися литологическими толщами, имеющими скользящие контакты и постепенные взаимопереходы по площади, а часто и по разрезу». При этом в северо-западной части ДДВ преимущественно развиты пересажская и корневская толщи, а на юго-востоке — шебелинская. Мощность



5 — границы Днепровского грабена; 6 — границы литофациальных зон; 7—13 — литофациальные зоны: 7 — песчано-алевролитовых пород более 90%, глины менее 10%; 8 — соответственно 90—80 и 10—20%, 9 — 80—70 и 20—30%, 10 — 70—60 и 30—40%, 11 — 60—50 и 40—50%, 12 — 50—40 и 50—60%, 13 — менее 40 и более 60%.

верхнепермских отложений изменяется от 0 до 500 м, а в отдельных локальных мульдах достигает 750 м. Накопление их началось в осевой части впадины, зоне распространения нижнепермской галогенной формации. Осадконакопление в прибортовых зонах и на борту в это время не происходило. Об этом свидетельствует увеличение мощности дроновской свиты не только за счет конседиментационного фактора, но и в значительной степени в результате наращивания снизу разреза глинистой толщи переосаждения. И это в максимальной степени проявляется в зонах распространения краматорской свиты. Здесь на первом этапе происходило заполнение осадками некомпенсированных эрозионных депрессий.

Формирование осадков происходило в обширном континентальном мелководном бассейне озерного типа. В формационном отношении — это моласовая толща. Позднепермский палеобассейн с точки зрения формирования регионального плана частично наследует некоторые черты предшествующих седиментационных этапов, частично — предпозднепермского инверсионного, а в ряде моментов характеризуется новообразованиями. Так, на большей части он располагается симметрично относительно краевых разломов фундамента, однако на крайнем северо-востоке ось палеопроггиба резко смещена к северной прибортовой зоне. В изменении мощностей, хотя и с меньшей резкостью, проявляются древние прибортовые тренды, но не проявляются поперечные. В отличие от предшествующих палеопроггибов в нем не фиксируется увеличение регионального прогибания по его оси, а выделяются два одинаковых (с мощностями 400—475 м) палеопогружения, расположенных в северо-западной и юго-восточной частях ДДВ.

Литологический состав дроновской свиты в целом изменяется следующим образом. В северо-западной и средней частях региона содержание песчано-

алевролитовых пород уменьшается от прибортовых зон (90%) к осевой (75—60%), а на юго-востоке — по всем зонам от 60 до 40% (см. рис. 20). На участках, граничащих с Донецким складчатым сооружением и зоной открытых палеозойских структур, разрез дровновской свиты характеризуется наличием мощных пачек конгломератов (Дружковка, Новомеччилово и др.). Изменение песчаности разреза по площади тесно связано с зональным распространением корневой, шебелинской и пересажской толщ, в свою очередь зависящим от источников сноса обломочного материала [Билык О. Д., Сухорский Р. Ф., 1966 г.] и в меньшей степени от региональных тектонических движений.

Из структурных форм разных порядков в позднепермский седиментационный этап продолжали формироваться преимущественно только солянокупольные структуры. Довольно интенсивно развивались Краснопартизанско-Григоровский, Глинско-Розбышевский, Солоховско-Диканьский, Исачковско-Ромодановский, Малосорочинско-Радченковский, Распашновско-Мелиховский валы (с приростом амплитуд 50—150 м), одиночные солянокупольные поднятия Холмское, Великозагоровское, Прилукское, Журавковское, Бельское, Сагайдакское, Шебелинское (с приростом амплитуд 50—100 м), Дмитриевское, Роменское (с приростом амплитуд до 200—300 м). Конседиментационный характер развития многих из названных структур подтверждается также увеличением к своду коэффициента песчаности разреза. В поздней перми многие ранее возникшие соляные штоки оказались перекрытыми осадками и над ними начали формироваться купола (Сосновский, Ефремовский, Рябухинский и др.). В юго-восточной части ДДВ более интенсивный рост этих куполов по сравнению с ранее возникшими палеозойскими поднятиями (Кегичевское, Новоефремовское и др.) приводил к маскировке структурного плана их и в конечном итоге к превращению в погребенные по оси вала структуры [Андреева Р. И., Кабышев Б. П., 1970 г.].

Все поднятия южной и северной подзон краевых дислокаций, а также многие в других зонах (несоляные и ряд соляных) в поздней перми не формировались. Из отрицательных структур в это время формировались некоторые малые депрессии (Бобрикская, Синевская, Валковская), а над многими соляными штоками (Андреевский, Новосенжарский, Полтавский, Бакейский, Руновщинский и др.) возникли воронки прогибания, в которых мощность верхнепермских отложений увеличена по сравнению с окружающими участками в 1,5—2 раза. Причем нижняя большая часть мощности представлена пестроцветными глинами пересажа, в то время как вокруг штоков на значительной площади их вообще нет. Это совместно с указанным выше залеганием наиболее древних частей пересажской толщи на краматорской свите свидетельствует о том, что пересаж отлагался тогда, когда на большей части площади ДДВ был перерыв в осадконакоплении (продолжение предпозднепермского). Поэтому пересажскую толщу образно можно назвать «свитой перерыва».

В триас-келловейский этап* ДДВ испытала континентальное (триас, начало юры) и морское (юрский период по келловей включительно)

* Для этого и последующих этапов составленные палеотектонические карты в целях сокращения объема работы не прилагаются.

осадконакопление, а также предъюрский перерыв. Триасовые отложения в объеме серебрянской и протопивской свит представлены пестроцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов, в нижней части — чередованием песчаников, алевролитов, глин и известняков. Осевая часть впадины несколько отличается и по вещественному составу (от суммарно всей триас-келловейской толщи): в ее пределах содержание песчано-алевролитовых пород составляет 20—30%, а в прибортовых — более 30% (остальную часть разреза в обоих случаях составляют глины).

В формационном отношении отложения триаса — это молассовая толща. Накопление ее происходило в условиях континентального режима — обширном пресном мелководном бассейне озерного типа. Отложения юры залегают на триасовых несогласно. Осадконакопление началось образованием континентальной терригенной формации новорайской свиты нижней юры на юго-востоке и бат-байосских отложений на северо-западе региона. В общем на протяжении юрского периода ДДВ пережила три эпохи континентального осадконакопления (начало периода, в конце бата — начале келловей, позднем кимеридже — волжском веке) и две морского (тоар — поздний бат, ранний келловей — ранний кимеридж). Морские трансгрессии были весьма обширными.

В триас-келловейское время ДДВ развивалась в виде отрицательной структуры, в основных чертах унаследованной от предшествующего периода. Прибортовые зоны прогибались более контрастно. По оси впадины прогибание увеличилось с северо-запада на юго-восток от 200 м до 850 м с более резким перепадом мощности в зоне древнего Чутовского тренда. Прирост амплитуды осевой зоны по сравнению с прибортовыми составил: в северо-западной части 100, в средней 250, в юго-восточной 300 м. Развитие средних и мелких структур в основных чертах происходило подобно предшествующему позднепермскому этапу — формировались преимущественно солянокупольные поднятия и валы. Так, Краснопартизанско-Крапивнянский, Солоховско-Диканьский, Малосорочинско-Радченковский, Сосновско-Беляевский валы увеличились по амплитуде на 50—150 м, Холмское, Великозагоровское, Прилукское, Журавковское поднятия — на 75—185 м, Бельское и Шебелинское — на 30—40 м. Из отрицательных структур довольно интенсивно формировались Ждановская депрессия, а также Дмитриевская, Бобринская и Валковская малые депрессии. Прирост амплитуд трех последних составил по 150—200 м.

Оксфорд-сеноманский этап характеризует развитие ДДВ во время осадконакопления в поздней юре, крупного предмелового перерыва и осадконакопления в мелу по сеноманский век включительно. Литологически пограничные с несогласием отложения юры (верхний кимеридж и волжский ярус) и нижнего мела представлены континентальными пестроцветными песчано-глинистыми образованиями. Оксфорд — нижний кимеридж и сеноманский ярус сложены морскими отложениями, первые — глинами, песчаниками и известняками, а сеноман — песками и песчаниками. Для разреза в целом содержание известняков на большей части территории составляет до 10%, остальную часть разреза поровну занимают песчаные и глинистые породы. В осевой и южной прибортовой зонах средней части ДДВ содержание песчано-алевролитовых пород уменьшается до 30—40% при соответствующем увеличении глин.

В рассматриваемое время ДДВ формировалась как замкнутая отрицательная геоструктура с осевой частью, смещенной к северу относительно краевых нарушений фундамента. Смещение произошло в предмеловой перерыв, ибо отложения, не затронутые перерывом, свидетельствуют о симметричном прогибании впадины. Погружение по оси впадины изменяется от 200 до 650 м. При этом древние поперечные тренды не проявляются, а прибортовые проявляются слабее, чем в карбоне. Прирост амплитуды осевой зоны относительно прибортовых составил в северо-западной части 50, в средней 150—250, юго-восточной 100—250 м.

Формирование средних и мелких структур происходило преимущественно постседиментационно в предмеловой перерыв. Более интенсивно развивались соляные купола с предверхнепермским уровнем соли (Машевский, Полтавский, Рябухинский и др.). Приросты амплитуд их составляют 125—150 м. Соляные структуры с предкаменноугольным или внутридевонским уровнем соли прирастили амплитуды мало (до 50 м) и лишь немногие из них (Великозагоровская, Шебелинская) — на 150—200 м. Глинско-Розбышевский и Малосорочинско-Радченковский валы увеличились в амплитуде на 50 м, а Солоховско-Диканьский — на 100 м. Из отрицательных структур наиболее интенсивно формировались Ждановская и Кратенковско-Григоровская депрессии, четко проявлялись Дмитриевская, Бобрикская и Валковская малые депрессии, слабо — Сребненская депрессия.

Позднемеловой седиментационный этап, для которого составлена палеотектоническая карта, характеризует формирование региона во время осадко-накопления в туронский, коньякский и сантонский века. Отложения этих ярусов являются составной частью верхнемеловой карбонатной формации, сложенной песчим мелом и мергелем. В составе толщи турон-сантона количество песчого мела увеличивается с северо-востока на юго-запад от 50—60 до 80—90%, не соответствуя плану изменения мощности. Видимо состав пород в данном случае отражает тектонические движения более высокого порядка. В это время ДДВ продолжала формироваться в виде синеклизы, унаследованной от предшествующих седиментационных этапов. Погружение ее увеличивалось с северо-запада на юго-восток от 130 до 350 м и от бортов к оси происходило без сколько-нибудь заметных трендов. На юго-востоке по имеющимся материалам седиментационный бассейн не замкнут, так как граница распространения турон-сантонских отложений здесь эрозионная — мощность отложений увеличивается вплоть до границы распространения, а состав не претерпевает изменений, говорящих о приближении к береговой линии. Все это свидетельствует о том, что верхнемеловые отложения распространялись значительно восточнее и, возможно, перекрывали часть ныне открытого Донбасса. Прирост амплитуды прогибания осевой зоны по отношению к прибортовым составил: в северо-западной и средней частях 20, в юго-восточной 40 м.

В анализируемый этап формировались только солянокупольные структуры и валы, причем более интенсивно с предверхнепермским и более высоким уровнем соли. Так, купола Распашновско-Мелиховского вала прирастили свои амплитуды на 50—70 м. У структур с более погруженными соляными ядрами (Холмская, Великозагоровская, Бельская, Качановская, Рыбальская и др.) прирост амплитуды составляет 10—40 м. В виде структур

II порядка в это время обособливались только Глинско-Розбышевский и Солоховско-Диканьский валы с приростами амплитуд соответственно 20 и 50 м. Большое количество других средних и мелких структур не формировалось.

Предпалеогеновый инверсионный этап приурочен к крупному поздневторичному предпалеогеновому перерыву, когда ДДВ испытала восходящие движения и произошел размыв большой мощности меловых и более древних образований. В это время ДДВ формировалась в виде асимметричной относительно девонского грабена синеклизы. Южный борт, прибортовая зона и пограничная с Донбассом территория испытали сильные восходящие движения, в результате чего здесь под поверхность несогласия выходят юрские и более древние отложения, в то время как в северной прибортовой зоне — маастрихтский ярус. Предпалеогеновая палеовпадина по простиранию углублялась незначительно, поперечные тренды заметно не проявлялись. Прирост амплитуды осевой зоны по отношению к северной прибортовой на всем протяжении составлял около 150 м, а по отношению к южной на северо-западе 300, в средней части 700, в юго-восточной 900 м. По-разному проявлялись во время перерыва краевые нарушения. Активность северного разлома была незначительной, вдоль южного происходили инверсионные движения, обусловившие формирование обратной (с крутым южным крылом) флексуры и локальных надразломных структур (Зачепиловская, Михайловская, Колайдинцевская и другие площади).

Предпалеогеновый перерыв был периодом наибольшей активизации тектонических движений за все мезозойское время. Происходил довольно интенсивный рост почти всех валов, многих малых валов и одиночных солянокупольных и в меньшей степени несоляных структур (Новотроицкая, Анисовская). Прирост амплитуды одиночных солянокупольных поднятий составлял десятки метров, а Шебелинского — более 600 м. Из отрицательных структур формировались Сребненская, Ждановская и Кратенковско-Григоровская депрессии, многие малые депрессии. В предпалеогеновый перерыв, как и в предпозднепермский и предмеловой, солянокупольные поднятия осложнялись густой сетью мелких эпипанклинальных сбросов. Не формировались в анализируемый этап или проявлялись весьма слабо многие поднятия с небольшими амплитудами и образуемые ими малые валы: Софиевско-Ярошевский, Анастасьевско-Липоводолинский, Тимофеевско-Мартыновский, Талалаевско-Артюховский и др.

В палеогеновый период ДДВ пережила сравнительно непродолжительный седиментационный этап, а после регрессии харьковского моря вступила в неотектонический этап восходящих движений. Тектонические события этого времени иллюстрируются картой суммарных амплитуд неотектонических движений. Анализ ее свидетельствует о проявлении ДДВ в неотектонический этап в виде крупной отрицательной структуры, отстававшей в воздымании от окружающих ее положительных структур (Воронежский массив, Украинский щит, Донецкий бассейн, Брагинская седловина). При этом прирост амплитуды ДДВ составил 100—150 м.

Унаследованно с предшествующим периодом происходило формирование в **неоген-четвертичное время** большинства положительных и отрицательных средних структур, а также локальных поднятий. Среди последних более

интенсивно (с приростом амплитуд по несколько десятков метров) проявлялись солянокупольные структуры с большой высотой соляных ядер (предверхнепермские и предкайнозойские соляные штоки). В современных вертикальных тектонических движениях [Сомов В. И., 1977 г.] Днепровский грабен выделяется по отрицательным (до $-1,5$ мм/год) значениям скорости на фоне положительных значений в окружающих областях (в Донбассе до 8 мм/год).

Припятский прогиб в ранне- и среднекаменноугольные эпохи развивался как отрицательная структура I порядка, отделявшаяся от ДДВ Брагинско-Лоевской седловиной [77]. Развитие прогиба и осложняющих его пликативных и разрывных структурных форм происходило в условиях спада тектонической активности по сравнению с предшествующим девонским периодом. В результате блоковых подвижек фундамента и проявления соляного тектогенеза унаследованно с позднедевонскими структурами развивались валы, осложняющие их локальные поднятия, депрессии и мульды.

В позднекаменноугольно-раннепермское время Припятский прогиб, как и краевая северо-западная часть ДДВ, испытал региональный подъем и размыв каменноугольных и надсолевых девонских отложений в сводах многих соляных структур. Дальнейшее снижение тектонической активности региона отмечается с позднепермского времени, а с позднетриасового перестает проявляться Брагинско-Лоевская седловина и Припятский прогиб развивается как центриклинальное замыкание единой Днепровско-Припятской впадины.

СООТНОШЕНИЕ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОГО И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ТЕКТОГЕНЕЗОВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Вопрос о типах, темпе и периодичности тектонических процессов является одним из важнейших в геотектонике, на протяжении многих лет привлекающим внимание исследователей. В его разработку особенно большой вклад внесли советские геологи, которыми еще в 30-е годы было подвергнуто критике одностороннее учение Г. Штилле о складчатости как о кратковременном и эпизодическом явлении и развито представление о ней как о длительном и сложном тектоническом процессе. Однако и до сих пор, как отмечал В. Е. Хаин [82], в этом вопросе «отсутствует необходимая ясность». Эту же мысль подчеркивал и Ю. А. Косыгин [49, с. 532, 537], который объяснял такое состояние вопроса тем, что «еще очень мало исследован процесс складкообразования во времени в его конкретном виде...», так как «исследований, выясняющих изменение темпа тектонических движений во времени, было проведено очень мало и пока на очень несовершенной методической основе». Именно в этом плане нами была поставлена задача исследовать вопрос о временных закономерностях проявления тектонических процессов на первичном фактическом материале такого своеобразного региона, как Днепровско-Припятский авлакоген, а также ряда других регионов, по тектонической активности занимающих промежуточное положение между типично платформенными и геосинклинальными областями, по которым ранее выполнялись исследования по анализу темпа и периодичности структуроформирующих процессов.

Кроме того, несмотря на всеобъемлющую критику в советской литературе односторонних (некатастрофических, как их назвал Н. С. Шатский) представлений о складчатости как об эпизодическом, кратковременном и постседиментационном процессе, эти идеи остаются еще весьма живучими, а среди исследователей ДДВ и Донбасса до недавнего времени и в определенной степени и в настоящее время являются преобладающими. Поэтому в данном разделе основное внимание уделено детальному рассмотрению конседиментационных структуроформирующих процессов как еще слабо изученных и их соотношению с постседиментационными. Познание этих процессов является научной основой палеотектонического метода прогнозирования структур.

Термин «конседиментационная складчатость» впервые предложен С. С. Шульцем [1948 г.], который определил его как «процесс складчатости, протекающий длительно, одновременно с осадконакоплением» [92]. Правда, в другом месте этой же работы и в более ранней работе [93] он дополняет это определение тем, что процесс конседиментационной складчатости протекает медленно.

Другой формой проявления складчатости в природе является постседиментационная, которая происходит в этапы восходящих движений региона (во время перерывов в осадконакоплении). Складки и разрывные нарушения соответственно называются конседиментационными (синоним — консидигенными) и постседиментационными (синоним — постсидигенными). В природе проявление обоих типов складчатости часто совмещено в пределах одних и тех же структурных форм. Такие структуры, т. е. формировавшиеся как конседиментационно, так и постседиментационно (в другие периоды времени), называются конседиментационно-постседиментационными [Кабышев Б. П., 1970 г.].

Подчеркиваемая С. С. Шульцем [93] медленность протекания конседиментационной складчатости (в противоположность постседиментационной), по нашему мнению, не является обязательной характерной чертой ее. Как будет показано ниже, в авлакогенных областях существуют структурные формы, которые во время осадконакопления формировались с большей скоростью, чем при последующих перерывах. Также не универсальным, хотя и в меньшей степени, является фактор длительности как свойство конседиментационной склад-

частости, ибо и постседиментационные складки иногда могут формироваться не менее длительно. Поэтому определяющим критерием конседиментационной складчатости является только проявление ее одновременно с осадконакоплением. Именно в таком смысле этот термин используется большинством исследователей (Ю. А. Косыгин [49], В. Е. Хаин [1964 г.] и другие).

В разрезе конседиментационные антиклинальные складки проявляются увеличением мощностей бесперерывных интервалов разреза от свода к крыльям, а конседиментационные сбросы — на опущенных крыльях по сравнению с поднятиями. По этому основному признаку и выделяются конседиментационные структурные формы. Изменение мощностей может быть обусловлено как первичным генетическим уменьшением (выклиниванием) их к сводам антиклиналей, так и срезанием отдельных горизонтов в результате размыва слоев при их небольшом подъеме выше базиса действия волн. Отличить такой конседиментационный рост структуры можно путем сравнения мощности интервала разреза с размывом с соседним интервалом без размыва.

Сложнее обстоит вопрос с характером изменения литолого-фациального состава пород в пределах структур. Обычно конседиментационные структурные формы не полностью компенсируются осадконакоплением и поэтому получают выражение в рельефе морского дна: антиклиналям соответствуют небольшие возвышенности, а сбросам — уступы. В таких условиях состав пород будет изменяться в разных частях структур — обычно в сводовых частях поднятий будет отлагаться более крупнозернистый материал, чем на крыльях.

Г. А. Каледя и др. [43] показали наличие статистической связи в распределении вещественного состава пород на конседиментационных структурах. При этом ими подчеркнены различия в распределении более грубозернистого материала в зависимости также от ориентировки конседиментационного поднятия по отношению переносящего осадки потока (морского течения, волнения и др.). Ю. А. Косыгин [49, с. 231] указывает также на возможность полного замещения песчаных горизонтов, развитых на сводах конседиментационных поднятий, глинистыми на крыльях. В других случаях наблюдается лишь улучшение коллекторских свойств пород на сводах поднятий [43].

Однако состав пород не является таким универсальным критерием для выделения конседиментационных структур, как мощность. Как отмечают С. С. Шульц [92] и другие исследователи, в условиях полной компенсации литологический состав пород не зависит от структурных условий. Степень же компенсации прогибания бассейна осадконакоплением зависит от соотношения скорости роста конседиментационных структур и интенсивности прогибания. При скорости прогибания дна бассейна большей, чем скорость роста поднятия, последнее не будет проявляться в рельефе и, следовательно, не будет влиять на состав пород. Возможны также условия, когда весьма интенсивный конседиментационный рост поднятий (и возвышение их на морском дне выше базиса действия волн) обуславливает размыв песчаного горизонта в своде и сохранение его на крыльях.

Таким образом, закономерное изменение литолого-фациального состава пород в зависимости от структурных условий свидетельствует о конседиментационном проявлении структур в это время, однако отсутствие такой зависимости не отрицает проявления конседиментационных структуроформирующих процессов. Решающим фактором для их выделения являются мощности отложений.

Критериями выделения конседиментационных сбросов являются [36]: а) увеличение с глубиной амплитуды сброса в бесперерывном интервале разреза; б) скачкообразное изменение мощности (увеличение градиента) на границе блоков также в бесперерывной части разреза. Причем первый критерий является прямым доказательством конседиментационности именно разрывного нарушения, однако для его использования необходима высокая степень изученности района (подсечение одного и того же сброса не менее чем двумя скважинами на разных глубинах). Второй критерий является косвенным, так как увеличение градиента мощности присуще также конседиментационным флексурам.

Теперь кратко рассмотрим вопрос об истории развития представлений о конседиментационных структуроформирующих процессах. Важные исследования в этом направлении выполнены В. В. Белоусовым, Ю. А. Косыгиным, Н. М. Страховым, М. М. Тетяевым, В. Е. Хаиным, Н. С. Шатским, С. С. Шульцем, А. Л. Яншиным и другими исследователями.

С именем Г. Штилле связана концепция о фазах складчатости (тектогенеза), наиболее полно сформулированная им в 1924 г. в книге «Основные вопросы сравнительной тектоники». Более ранними представителями таких взглядов являлись Кювье, д'Орбиньи, Эли де Бомон. Сущность этих представлений заключается в том, что складки и разрывы формируются в кратковременные (сотни тысяч лет) отрезки времени (фазы складчатости) и происходит это

на фоне региональных восходящих движений, зафиксированных в разрезе в виде угловых несогласий. В длительные промежутки времени между фазами (периоды прогибания региона и осадконакопления) складкообразование не происходит. Эти представления в 30-е годы были подвергнуты резкой критике со стороны Н. С. Шатского [1937 г.] и ряда других советских и в меньшей степени, а также позднее, и зарубежных геологов. Тогда же Н. С. Шатский назвал представления Г. Штилле «неокатастрофизмом» за их тесную связь со взглядами катастрофистов XIX в.

Сущность ранних представлений Н. С. Шатского [1937 г.], имеющих свои корни в идеях Ч. Ляйеля, Ч. Дарвина, М. Бертрана и других, сводится к концепции непрерывности и медленности складкообразования, скорость которого соизмерима со скоростью осадконакопления. Угловые несогласия согласно этой точке зрения свидетельствуют лишь о проявлении восходящих движений, а не об увеличении скорости складкообразовательных процессов. Ранние представления Н. С. Шатского были подвергнуты значительной критике за их крайний эволюционизм. В процессе последовавшей полемики между двумя крайними концепциями появился ряд промежуточных представлений, включая и более поздние взгляды самого Н. С. Шатского [88].

В. В. Белоусов [15, с. 247] считает, что выделенные им два основных морфологических типа складчатости (прерывистая и полная) различаются и образованием их во времени, соответствуя конседиментационной и постседиментационной складчатостям. А так как прерывистая складчатость, по В. В. Белоусову, развита преимущественно на платформах, а полная — в геосинклинальных областях, то отсюда следует, что структуроформирующие процессы на платформах носят в основном конседиментационный характер, а в геосинклиналях — постседиментационный.

Интересно решает рассматриваемый вопрос М. М. Тетяев [81], который выделял два основных типа структур: формы слоистой структуры и складчатые формы. По современной терминологии это соответственно конседиментационные и постседиментационные структуры. При этом формы слоистой структуры (купола, мульды, вали) возникают как на платформах, так и в геосинклиналях. Однако в последних в фазы складчатости слоистые структуры подвергаются складкообразованию, превращаясь в складчатые структуры.

В. Е. Хаин [82, 83] считает, что «процесс складкообразования представляется процессом непрерывно-прерывистым, в котором более продолжительные периоды медленного роста складок прерываются фазами более быстрого их развития и качественного изменения складчатой структуры» [83, с. 343]. Такое развитие, по мнению В. Е. Хаина, характерно для всех трех выделенных В. В. Белоусовым типов складок — прерывистых, промежуточных и полных, но роль медленного конседиментационного фактора уменьшается от прерывистых к полным складкам, а роль быстрого постседиментационного роста, наоборот, увеличивается к полной складчатости. В. Е. Хаин считает, что содержание понятия о фазах складчатости следует существенно изменить по сравнению с представлениями Г. Штилле. По В. Е. Хаину [82], «так называемые орогенические фазы или фазы складчатости представляют на самом деле просто фазы повышенной тектонической активности, проявляющейся в самых разнообразных формах — в увеличении скорости вертикальных (колебательных) движений, в ускоренном росте прерывистых складок, в интенсивном развитии линейных складок, в ускоренном разрывообразовании, во внедрении интрузий, в особенно сильных и многочисленных землетрясениях». Следовательно, тектонические движения в замедленной форме происходят и между фазами, т. е. при прогибании региона. При этом продолжительность фаз, по В. Е. Хаину, измеряется несколькими миллионами лет, а не сотнями тысяч лет, как у Г. Штилле.

В вышедшей вслед за статьей В. Е. Хаина [82] работе Н. С. Шатского [1952 г.] дан развернутый анализ существовавших к тому времени представлений о развитии складчатости, приводятся новые данные о длительности складкообразования и изменяются прежние представления о понятии «фаза складчатости», наличие которых теперь признается, но в своем определении. Н. С. Шатский [88] так определяет ее: «фазой складкообразования мы называем время тех неравномерных складкообразовательных движений, которые приводят к скачкообразному изменению общего плана структуры данного участка земной коры. В течение фазы складки усложняются, их крылья становятся все круче и круче, развиваются вторичные деформации, осложняющие их надвиги, кливаж и т. д., но общий план складчатости остается одним и тем же, т. е. сохраняются те же основные антиклинали и синклинали, сохраняются те же основные соотношения между ними». Так, для юго-восточного погружения Большого Кавказа, где четко проявляется региональный предплиоценовый перерыв, Н. С. Шатский выделяет 2 фазы: олигоцен-миоценовую и плиоценовую. Им показано, что в предплиоценовый перерыв здесь «складкообразовательные движения были того же порядка, что

и во время отложения миоценовых отложений». А в плиоцене движения продолжались, но в другом плане: в это время кроме осложнения старых структур возникли новые. Перерывы в осадконакоплении, согласно представлениям Н. С. Шатского, не имеют особого значения в развитии процесса складкообразования «даже в том случае, если в это время можно доказать убыстрение складкообразования» [88]. Они обычно (хотя и не всегда) лишь являются границей, отделяющей одну фазу тектогенеза от другой.

Продолжительность фазы складчатости, по Н. С. Шатскому, измеряется миллионами лет. Как нетрудно заметить, это определение принципиально отличается от представлений Г. Штилле, но приближается к определению, данному В. Е. Хаинным в 1950 г. Оба исследователя рассматривают фазы складчатости как скачки в общем развитии земной коры, но такие скачки, которые следуют не за этапами тектонического покоя, а за этапами менее интенсивных движений. Правда, в статье 1951 г. [88] Н. С. Шатский критикует В. Е. Хаина за то, что «он понимает под скачками не качественные изменения в развитии, а какое-то механическое ускорение движения», т. е. только количественные изменения. Действительно, В. Е. Хаин в работе 1950 г. [82] не акцентирует внимание на качественных изменениях складчатости во время фаз складкообразования, однако в более поздней работе [83, с. 345] он уже специально говорит об этом. «Эта перестройка [качественная] выражается в скачкообразном изменении на уровне поверхности несогласия наклона крыльев складок, наклона шарниров с возникновением на периклинали местных азимутальных несогласий, простирающихся осей складок, с образованием региональных азимутальных несогласий; наконец, несколько складок могут объединяться в одну выше поверхности несогласия; в результате усиления интенсивности движений складки могут усложняться разрывами и т. д.»

По Ю. А. Косыгину [49, с. 518], «складчатость может возникнуть и развиваться в одних случаях при нисходящих движениях, в других случаях — при восходящих». Фазы складчатости он рассматривает как сложный и длительный геологический процесс.

При изучении условий формирования структур Днепровско-Донецкой впадины основное внимание исследователи уделяли солянокупольным поднятиям, а несолевые структуры (т. е. такие, в формировании которых соляной тектогенез не проявлялся) освещены очень слабо, хотя в общем объеме они составляют около половины установленного фонда локальных поднятий. Особенно слабо несоляные структуры освещены с точки зрения соотношения формирования на стадиях прогибания и подъема. Сведения об этом имеются только в работах М. В. Чирвинской [85, 86], Б. С. Воробьева и Е. Е. Вороного [21], Э. В. Абрамевича [1966 г.], Б. П. Кабышева [1966 г.], [36] и некоторых других геологов.

М. В. Чирвинская [85] впервые сделала вывод о формировании структурных форм ДДВ только постседиментационно во время перерывов в осадконакоплении. Ею выделены основные перерывы в стратиграфическом разрезе региона, которые «позволяют установить периодичность в формировании структур и выделять эпохи спокойного осадконакопления, сменяющиеся фазами интенсивных колебательных движений». В последующих работах М. В. Чирвинская [86] отстаивает положение о том, что «наиболее активный рост структур происходил в эпохи общего воздымания рассматриваемой территории, тогда как в периоды максимальных трансгрессий развитие структур либо полностью прекращалось, либо происходило в замедленном темпе». При этом последнее («в замедленном темпе») относится только к мезозойско-кайнозойскому времени и обусловлено соляной тектоникой. Для периода девон—карбон «намечающееся отсутствие роста структур при одновременном осадконакоплении, по-видимому, связано с меньшей активностью соляной тектоники» [86].

Таким образом, М. В. Чирвинской в работах до 1980 г. полностью отрицалось проявление глубинных конседиментационных структурформирующих процессов. В недавно опубликованной работе [87] М. В. Чирвинская со ссылкой на работы Б. П. Кабышева признает, что «в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена встречаются структуры, развивающиеся только конседиментационно» (с. 135), среди которых есть соляные и несоляные. Однако и здесь (с. 138) она считает, что «постулат о приуроченности максимума роста структур к эпохам перерыва осадконакопления также справедлив не для всех, а для большинства структур ДДВ», что, как будет показано нами ниже, не соответствует именуемому фактическому материалу.

Б. С. Воробьев и Е. Е. Вороной [21] также полагают, что «по-видимому, в пределах ДДВ конседиментационно развивались только солянокупольные структуры».

Нетрудно видеть, что по вопросу о времени проявления глубинных тектонических движений, являющихся причиной формирования несоляных структур впадины, представления М. В. Чирвинской, Б. С. Воробьева и Е. Е. Вороного близки к идеям Г. Штилле. Эти исследователи в формировании несоляных структур видят только цикличность, отрицают

непрерывность и не рассматривают вопрос о направленности в их развитии. По нашему мнению, как будет показано ниже, такой вывод имеет лишь частное значение, так как соответствует лишь одной, и не самой многочисленной, группе структурных форм рассматриваемого региона. Он впервые был сделан М. В. Чирвинской, когда глубоким бурением было изучено небольшое количество структур, развитых в южной прибортовой зоне ДДВ, которые действительно формировались только в эпохи восходящих движений региона.

Анализом истории формирования соляных структур ДДВ исследователи занимаются весьма интенсивно. Большинство геологов считают, что солянокупольные структуры здесь формировались как конседиментационно, так и постседиментационно (И. Г. Баранов, А. А. Билык, М. В. Чирвинская и другие). При этом постседиментационный рост происходил с большей скоростью и сформировал большую часть амплитуды, чем конседиментационный за счет гравитационного фактора. Так, по И. Г. Баранову [13, с. 221], «скрытосолянокупольные брахиантиклиналы начали формироваться в предкаменноугольное время... Их рост был связан с проявлением бретонской фазы складчатости при активном проявлении молодой тектоники. Следующий этап роста этих структур относится к предозднепермской эпохе. Последний интенсивный этап формирования структур этого типа завершился в предпалеогеновое время». Между этими этапами формирование структур, по И. Г. Баранову, было незначительным, так что в общем их рост происходил непрерывно-прерывисто.

А. Я. Ларченко и В. И. Хныкин [1969 г.] считают, что формирование соляных структур ДДВ происходило вместе с осадконакоплением, а во время перерывов прекращалось. Это другая крайняя слабообоснованная точка зрения, отрицающая проявление глубинного конседиментационного тектогенеза, а связанная лишь с гравитационным фактором формирования солянокупольных поднятий. В. И. Китьком [1962 г., с. 262] вначале был сделан вывод о том, что бесперерывное уменьшение мощностей осадков к сводам соляных структур имеется, но оно не обусловлено проявлением гравитационного фактора, а «является следствием уплотнения осадков, а также глубинных тектонических процессов». В более поздней работе В. И. Китьк [45] изменил свои представления и выделил фазы замедленного соляного тектогенеза (на стадиях осадконакопления) и фазы усиленного соляного тектогенеза («медленный конседиментационный рост») происходил, по его мнению, только в поздней перми и мезозойско-кайнозойское время, а в «течение каменноугольного периода роста поднятий, за исключением отмеченных выше слабых толчков в предвизейское, предпаденвизейское, преддамурское и предбахирское время не было. Исключение составляет Качановская структура...» [45, с. 134]. С таким выводом согласиться нельзя. В рассматриваемой работе охарактеризована история формирования в основном тех поднятий, которые действительно в карбоне формировались (Зачепилуевское, Колайдинцевское, Малосорочинское, Гнединцевское и др.). Однако многие другие солянокупольные структуры региона (Рыбальская, Погарщинская, Солоховская, Гваньская, Северо-Дорогинская и др.) во время осадконакопления в карбоне формировались, причем со скоростью, большей, чем в последующее время, включая периоды региональных перерывов [40]. Автором [36] выполнена количественная оценка роли гравитационного фактора в формировании соляных куполов ДДВ. Сделан вывод, что он зависит от высоты соляных ядер.

Таким образом, во взглядах исследователей ДДВ преобладают представления о преимущественно постседиментационном проявлении глубинных структуроформирующих процессов, вследствие чего эти идеи нашли отражение и в сводных работах по геотектонике [83, с. 344; 49, с. 518] и в обобщающих исследованиях по нефтегазоносности Украины [67]. В частности, Ю. А. Косыгин [49, с. 518], делая вывод, что «складчатость может возникнуть и развиваться в одних случаях при нисходящих движениях, в других случаях при восходящих», в качестве примера последнего со ссылкой на работу М. В. Чирвинской [85] приводит ДДВ. В работе Р. М. Новосилецкого, посвященной анализу условий формирования залежей нефти и газа Украины, говорится, что «предозднепермский этап привел... в ДДВ к образованию локальных структур, которые группируются в несколько зон валообразных поднятий» [67, с. 196]. Такая недооценка более древних конседиментационных структуроформирующих процессов каменноугольно-раннепермского и девонского времени не может существенно не повлиять и на выводы о времени и условиях формирования скоплений углеводородов.

В последние 10—15 лет появляются работы с обоснованием проявления в ДДВ конседиментационных глубинных структуроформирующих процессов. Так, Б. П. Кабышев [1966 г.] впервые были выделены конседиментационные сбросы и конседиментационные несоляные структуры. Анализ богатейшего нового фактического материала позволил автору

[36, 40] сделать вывод о широком развитии в рассматриваемом регионе конседиментационных структурных форм (пликативных и разрывных), не связанных и связанных с соляным тектогенезом. Однако общие масштабы этого явления, скорость его, количественные соотношения между конседиментационными и постседиментационными тектоническими процессами, взаимоотношение их во времени и по площади остались неизученными и являются предметом настоящего исследования.

КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканогенные образования в девонском комплексе отложений Днепровско-Припятского авлакогена и Донбасса развиты весьма широко. Представлены они базальтами, диабазами, различными туфами, образующими две близкие по составу формации — щелочно-оливиново-базальтовую и щелочно-ультраосновную — щелочно-базальтоидную, характерные для рифтовых зон земной коры. Большинство исследователей (В. К. Гавриш, В. М. Завьялов, М. В. Чирвинская и другие) проявление девонского вулканизма здесь связывают с периодами восходящих движений. Так, В. К. Гавриш [1969 г., с. 126] выделяет в разрезе девона следующие мезоциклы: «пярнуско-наровский, старооскольский, шигровско-позднесемилукский (ранневоронежский), воронежско-ливенский, елецко-лебединский и лебединско-данковский. Каждый из этих циклов характеризуется погружением и последующим подъемом территории. В моменты максимального погружения, совпадающие с началом цикла, вулканические образования, как правило, не встречаются. При восходящих движениях происходило накопление грубозернистого, часто пестроцветного материала, а также садка соли». Правда, в более поздней работе В. К. Гавриш и Л. И. Рябчун [25] для отдельных участков Днепровско-Донецкой впадины допускают, что воронежский и евлановский вулканизм «проявлялись при нисходящих движениях региона синхронно с накоплением карбонатно-глинистых пород» (с. 28). Однако в конце и этой работы вновь подчеркивается мысль, что «накопление эффузивов происходило в континентальных, реже подводных условиях, но, как правило, в конце отдельных циклов и эпох геотектонического развития, связанных с восходящими движениями подкорового субстрата или горизонтальным растяжением земной коры» (с. 33).

Ранее была высказана и другая точка зрения, согласно которой излияния эффузивов в девоне приурочивались ко времени прогибания и осадконакопления [Усенко И. С. и др., 1964 г.]. По нашему мнению, широкие исследования вулканитов, выполненные в последние годы [Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В., 1977 г.; Беляев В. С., Бритченко А. Д. и др., 1977 г.; и др.] убедительно свидетельствуют о том, что девонский вулканизм в рассматриваемом регионе является преимущественно конседиментационным тектоническим процессом, проявлявшимся в периоды нисходящих тектонических движений; в значительно меньшей степени эффузивная деятельность проявлялась во время восходящих движений и перерывов в осадконакоплении. Об этом свидетельствуют следующие признаки.

1. Сплошное, хотя и неравномерное распространение эффузивных пород или туфов во всех горизонтах девонского разреза независимо от литолого-фациального состава пород и наличия перерывов [Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В., 1977 г.].

2. Широкое развитие и большие мощности туфогенных пород, свидетельствующие об одновременности процессов осадконакопления и излияния эффузивов.

3. Частое чередование в разрезах девона эффузивных, туфогенных и нормально-осадочных глинисто-карбонатных пород прибрежно-морского и морского происхождения, а также замещение их друг другом.

4. Наличие участков, где девонский разрез сложен преимущественно изверженными породами с аномально большими мощностями — до 1000—2500 м и более (скважины 3 и 231 Ладинские, 1 Довжиковская, 1 Переходовская, 1 и 207 Анисовские, 1, 2 и 3 Ивановские, 227 Пакульская и др.). По положению в разрезе возраст эффузивов в этих скважинах в настоящее время считается позднефранско-фаменским [Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В., 1977 г.; Беляев В. С., Бритченко А. Д., 1977 г.], хотя еще совсем недавно он считался только позднефаменским (данково-лебедянским). На таких участках не вскрыта поверхность докембрийского фундамента и не известна самая нижняя часть девонского разреза, поэтому не исключено, что разрез нижнего франа и живета здесь также сложен эффузивно-туфогенными образованиями. Следовательно, в зонах аномально высоких мощностей эффузивных пород не происходило нормальное осадконакопление на протяжении всего девонского периода. Участки с большими мощностями эффузивных пород занимают значительные площади и их уже в ДДВ установлено больше 12. Поэтому нельзя признать обоснованным выдвигаемое некоторыми исследователями предположение, что скважины с большими мощностями эффузивов попали непосредственно в жерла древних вулканов.

5. Основной состав эффузивных пород, сменяющийся в самой верхней части девонского разреза кислыми породами [Беляев В. С., Бритченко А. Д., 1977 г.]. Такая смена состава вулканогенных пород находится в соответствии с общими закономерностями изменения характера вулканизма в подвижных областях [15].

Все это свидетельствует о том, что вулканическая деятельность в девонский период происходила непрерывно, хотя и неравномерно во времени, и была приурочена к определенным участкам. Таковыми являются зоны глубинных разломов, особенно места пересечения продольных и поперечных разломов [25]; ими чаще являются выступы и палеовыступы поверхности докембрийского фундамента; и наоборот, в депрессиях по поверхности фундамента вулканогенные образования отсутствуют либо развиты в небольших количествах.

КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Проявление конседиментационных и постседиментационных процессов в формировании локальных и средних по размерам структур ДДВ, Донбасса, Припятского прогиба, других регионов авлакогенной природы характеризуется сложностью и разнообразием как во времени, так и по площади. По характеру развития локальные структуры, валы и разрывные нарушения разделяются на преимущественно конседиментационные, постседимента-

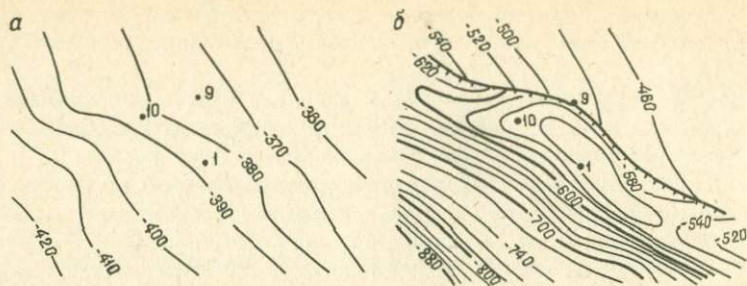


Рис. 21. Структурные карты Боровской площади по подошве верхнего мела (а) и по известняку N¹ московского яруса (б).

ционные и комбинированного развития (конседиментационно-постседиментационные). Поскольку история развития большинства изучённых структур ДДВ автором совместно с В. А. Витенко (Витенко В. А., Кабышев Б. П., 1977) подробно проанализирована в специальной работе [20], здесь мы рассмотрим лишь несколько характерных примеров структур разных типов.

Примерами типичных конседиментационных структур являются поднятия на северной окраине Донбасса (Боровское, Вергунское и др.), расположенные в зоне Краснорецкого сброса и генетически с ним связанные. **Боровское поднятие** по верхнекаменноугольным отложениям представляет собой брахиантиклинальную складку с размерами 14×4 км, амплитудой 50 м и углами наклона крыльев $2-4^\circ$ (рис. 21 и 22). С глубиной амплитуда его увеличивается. Триасовые и верхнемеловые отложения, перекрывающие каменноугольные с крупным стратиграфическим и угловым несогласием, залегают моноκлиально, и, таким образом, Боровское поднятие является погребённым под мезозойскими отложениями. С севера структуру ограничивает Краснорецкий сброс, который нарушает только каменноугольные отложения и, так же как и поднятие, в мезозойских не прослеживается. Наклон плоскости сбрасывателя к югу $60-70^\circ$.

Палеоструктурный анализ указывает на тесную взаимосвязь в истории формирования Краснорецкого сброса и Боровского поднятия. В каменноугольный период происходил конседиментационный рост поднятия и сброса. Об этом свидетельствует уменьшение мощности согласно залегающих отдельных свит карбона от крыльев к своду его (рис. 22 и 23) и, наоборот, увеличение в этом направлении коэффициента песчаности разреза (рис. 24). Количественно эти показатели характеризуются следующими данными: прирост неполной амплитуды поднятия (в пределах освещённой бурением части его) за московский век составил 50 м, позднебашкирское время — 55 м, а песчаность в своде увеличивается на $15-25\%$.

Краснорецкий сброс подсечен в скважинах 335, 334, 307 на глубинах 600—800 м с амплитудой 80 м (в свитах $C_2^1-C_3^1$) и скважинах 5 и 12 на глубинах 1450 и 1420 м в свитах $C_2^3-C_2^4$ с амплитудой 200 м. Следовательно, в пределах бесперывного интервала разреза карбона (свиты $C_2^1-C_2^4$) мощностью около 800 м сброс увеличивает свою амплитуду на 120 м. Это однозначно свидетельствует о формировании Краснорецкого сброса в период осадконакопления свит $C_3^1-C_3^3$, так как если бы он образовался

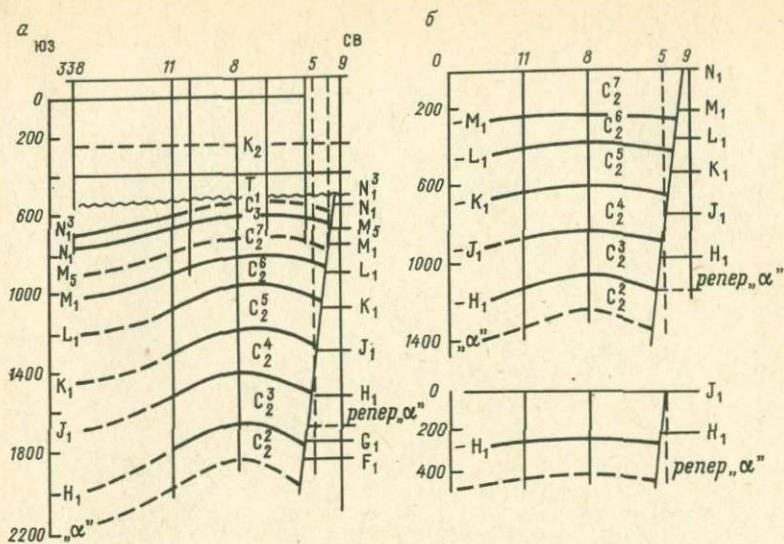


Рис. 22. Палеотектонические профили через Боровское поднятие.
 а — современный этап; б — к началу позднего карбона; в — к началу отложения свиты C_3^1 среднего карбона.

после отложения осадков карбона, например в предпозднепермский и (или) предтриасовый перерывы, тогда на разных глубинах разреза карбона он имел бы одинаковую амплитуду. Количественно прирост амплитуды сброса за время отложения каждой свиты карбона и в последующее время проявляется и на картах изопакит, как разность мощностей в опущенном и поднятом крыльях (рис. 22 и 23), а рост общей амплитуды показан на графике (см. рис. 32). В общем прирост амплитуды сброса за время отложения башкирского яруса (свиты C_2^2 , C_2^3 , C_2^4) составляет 100 м, московского (свиты C_2^5 , C_2^6 и C_2^7) — 120 м.

На карте изопакит между репером N_1^3 (свита C_3^1) и подошвой триаса (рис. 23, б) прирост полной амплитуды Боровского поднятия (по северному крылу) составляет 40 м, а Красноречского сброса — 50 м*. Наиболее вероятно, хотя прямых доказательств этому нет и никогда не появится вследствие размыва здесь верхнекаменноугольных и пермских отложений, что указанный выше прирост амплитуды Боровского поднятия произошел только конседиментационно в позднекаменноугольное время, а во время последующих перерывов оно уже не формировалось. Доказательством этого является установленный автором принцип устойчивости в формировании структурных форм в каменноугольный период [36]. Согласно этому принципу, если структура формировалась в раннем и среднем карбоне, то она обязательно продолжала расти и в позднекаменноугольное время. Прирост амплитуды Боровского поднятия на 100 м мощности разреза среднего карбона составляет 11 м (исходя из вышеприведенного прироста амплитуды за москов-

* За счет отсутствия в своде поднятия более верхних горизонтов карбона, развитых на крыльях.

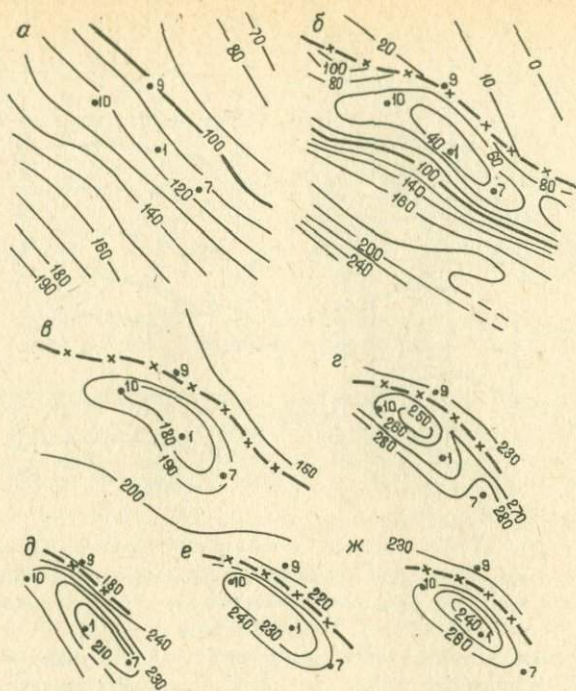


Рис. 23. Карты изопакит Боровской площади.
 а — триаса; б — между подошвой триаса и репером N¹ (московский ярус); в — между реперами N¹ и M₅ (свита С₁¹); г — между репером M₅ и подошвой свиты С₂¹; д — свиты С₂¹; е — свиты С₂¹; ж — свиты С₂¹.

ское и позднебашкирское время в 105 м при мощности этих отложений 950 м). Следовательно, для получения прироста амплитуды в 40 м достаточно мощности верхнекаменноугольных отложений 360 м или несколько большей исходя из того, что интенсивность роста структур со временем снижалась. Прирост амплитуды Краснорецкого сброса на 100 м разреза отложений среднего карбона составляет 15 м (исходя из вышеприведенного прироста амплитуды в 120 м на 800 м мощности разреза). Следовательно, для получения прироста амплитуды в 50 м достаточно мощности верхнекаменноугольных отложений в 330 м. Такие или же большие мощности этих отложений, как следует из палеогеографических реконструкций [Левенштейн М. Л., 1963 г.], отлагались на северной окраине Донбасса, однако позднее были уничтожены денудацией.

В предранне- и предпозднепермский периоды региональных восходящих движений здесь, как и на всей территории Доно-Днепровского прогиба, проявились перерывы в осадконакоплении, однако Краснорецкий сброс и прислоненные к нему структуры в это время уже не формировались. На постседиментационный прирост их в предпозднепермский и предтриасовый перерывы просто не остается амплитуды. И хотя эти перерывы здесь имели место (происходили общий подъем всей территории и денудация осадков),

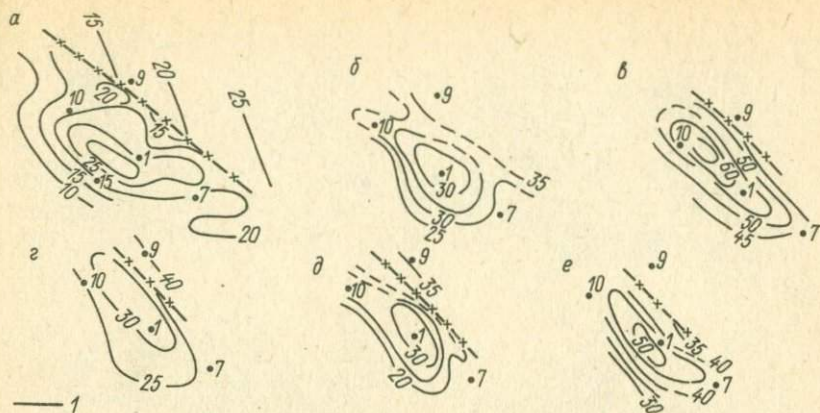


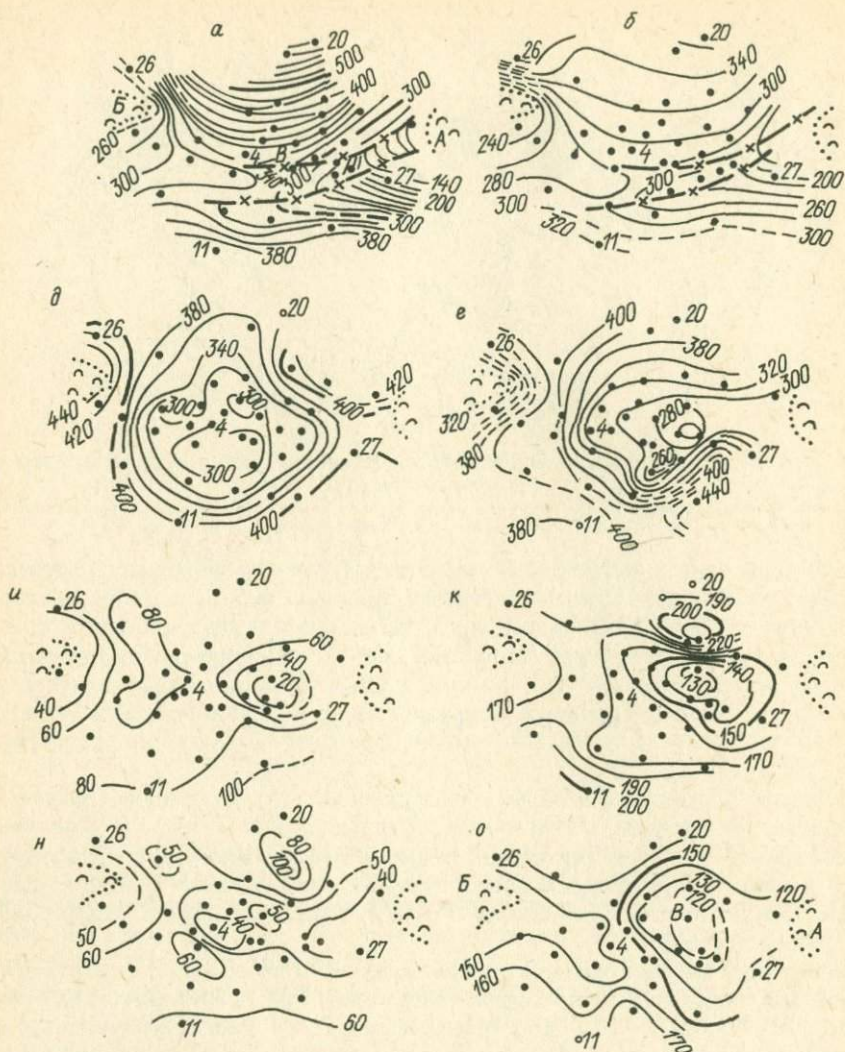
Рис. 24. Схемы линий равного процентного содержания песчано-алевролитовых пород Боровской площади.

Отложения: а — между реперами N_1 и M_5 (московский ярус); б — между репером M_5 и подошвой свиты S_3 ; в — свиты S_3 ; г — свиты S_3 ; д — свиты S_3 ; е — между кровлей свиты S_3 и репером а.

они не приводили к росту (увеличению амплитуды) Краснорецкого сброса. Видимо, это связано со специфическими условиями механизма образования указанных структур, формировавшихся только конседиментационно (в условиях растяжения) и прекративших свой рост во время инверсии Донецкого прогиба (в условиях сжатия). В дальнейшем в триасовое, поздне меловое и последующее время Боровское поднятие также не формировалось; на его месте развивалась моноклираль, наклоненная в юго-западном направлении (рис. 23, а).

Подобно Боровской формировались и другие структуры северной окраины Донбасса (Вергунская, Лобачевская, Капитановская и др.). В качестве характерных примеров преимущественно конседиментационных структур ДДВ рассмотрим Новоефремовское поднятие, где бурением хорошо изучен разрез нижней перми, и Талаевское поднятие с характеристикой карбоновой истории развития.

Новоефремовская структура расположена в юго-восточном сегменте ДДВ и является составной частью Ефремовского малого вала. По верхнепалеозойскому структурному плану она представляет собой брахиантиклинальную складку с размерами 11×6 км и амплитудой более 800 м, осложненную на востоке Ефремовским, а на западе Западно-Ефремовским соляными штоками. По мезозойскому плану поднятие не выражено. История формирования Новоефремовской структуры может быть прослежена с раннепермского времени. Во время отложения никитовской и славянской свит происходил конседиментационный рост ее: мощность преимущественно бессолевого нижних частей святогорского, торского, подбрянцевского и брянцевского горизонтов уменьшается от крыльев к своду поднятия (рис. 25, з, к, м, о). Характерно, что в это время формировалось и восточное замыкание структуры. Примерно подобным образом распределяются по площади и мощности солевых частей горизонтов (рис. 25, и, л, н). Однако здесь наблюдаются небольшие локальные аномалии величиной 5—15 м и не



увеличивается мощность соли в самой восточной приштоковой части поднятия, что можно объяснить вторичными изменениями ее за счет подвижек по сбросам и движений около штока в более позднее время. В предпозднепермское время происходил постседиментационный рост Новоефремовского поднятия (рис. 25, ж), о чем свидетельствует отсутствие в своде и появление на крыльях отложений красносельского горизонта и краматорской свиты. Формированию западной и восточной периклиналей поднятия способствовало их компенсационное прогибание за счет оттока девонской соли и образования приштоковых грабен. В мезозое по отложениям мезозойского структурного этажа на месте девонских штоков интенсивно формировались Ефремовский и Западно-Ефремовский соляные купола, а Новоефремовское

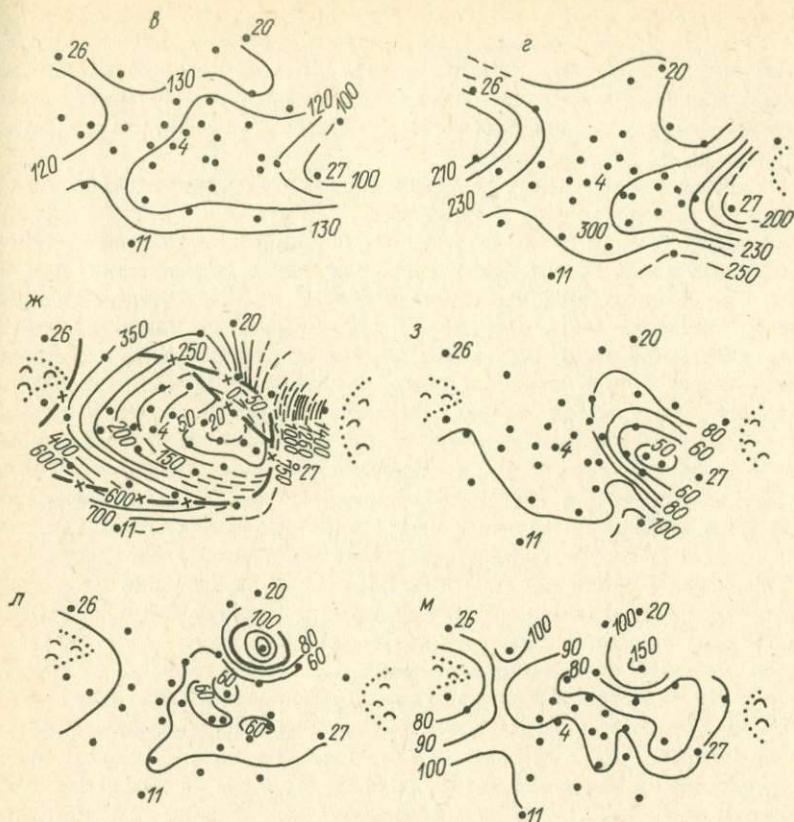


Рис. 25. Карты изопакит Новоефремовской структуры.

а — между подошвой киевской свиты палеогена и кровлей сеномана; б — сеномана—кимериджа (до репера); в — кимериджа—оксфорда; г — келловая—байосса (до репера); д — байосса—триаса; е — верхней перми; ж — между подошвой верхней перми и кровлей нижнебрянцевского горизонта нижней перми; з — нижнебрянцевского горизонта; и — верхнебрянцевского горизонта; к — нижнеподбрянцевского горизонта; л — верхнеторского горизонта; м — нижнеторского горизонта; н — верхнесвятогорского горизонта; о — нижнесвятогорского горизонта.

А и Б — Ефремовский и Западно-Ефремовский соляные штоки; В — Новоефремовское межштоковое поднятие.

поднятие не проявлялось (рис. 25 а—г). Исключение составляет раннеюрская эпоха, когда оно обособлялось от штоков (рис. 25, д). По нижнепермским отложениям Новоефремовское поднятие продолжало формироваться и в мезозойское время.

На рассматриваемой площади развито значительное количество сбросов. По данным сейсморазведки нижнепермские отложения нарушены кольцевым сбросом, по которому Новоефремовское поднятие приподнято в виде горста. Подсечения сбросов зафиксированы в отложениях нижней перми и мезозоя. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в отложениях верхнепалеозойского и мезозойского структурных этажей имеются разные системы сбросов, каждая со своей историей развития. В предподнеперское время

постседиментационно формировался кольцевой сброс (рис. 25, ж). В предмеловой (рис. 25, б) и предпалеогеновый (рис. 25, а) перерывы в сводовой части Новоефремовской структуры постседиментационно формировались два продольных сброса, образующих грабен по мезозойским и верхнепермским отложениям. Во время осадконакопления в мезозое эти сбросы не развились (рис. 25, в, г).

Следует отметить, что история формирования Новоефремовского поднятия была подробно рассмотрена в работе В. И. Китыка и др. [1972 г.], где сделан вывод о том, что оно «в каменноугольных и подсолевых нижнепермских отложениях сформировалось только после образования верхнепермских и мезозойских осадков», т. е. образовалось постседиментационно во время предпалеогенового перерыва. Данный вывод, по нашему мнению, является совершенно необоснованным, так как противоречит фактическому материалу — достоверно установленному уменьшению к своду мощностей бесперерывных интервалов разреза нижней перми. Этот факт авторы пытаются объяснить «оттоком нижнепермской соли в направлении Ефремовского и в меньшей мере Западно-Ефремовского куполов, а также на крылья Новоефремовского поднятия». Однако к своду Новоефремовского поднятия уменьшаются не только и не столько мощности соляных пластов (рис. 25, и, л, н), но и бессолевых нижних частей святогорского, торского, подбрянцевского и брянцевского горизонтов (рис. 25, з, к, м, о). Кроме того, о росте рассматриваемой структуры в предпозднепермское время свидетельствует размыв в своде и появление на крыльях самых верхних горизонтов нижней перми — краматорского и красносельского. Авторы игнорируют эти данные и потому делают неправильный вывод об исключительно предпалеогеновом времени обособления Новоефремовского поднятия от остальных структурных элементов Ефремовского малого вала. В предпалеогеновое время по отложениям нижней перми и карбона поднятие также формировалось, а по образованиям мезозойского структурного этажа этот рост структуры проявлялся вследствие явления автокомпенсации [Галицкий И. В., 1968 г.]. Последнее затрудняет точное количественное определение прироста амплитуды структуры отдельно за палеозойское и мезозойское время. Примерно они соизмеримы между собой.

Талалаевская структура расположена в северной части Западного сегмента ДДВ. По отложениям нижнего карбона она представляет собой куполовидное поднятие с размерами 5×4 км и амплитудой 300 м, нарушенное сбросом. Вверх по разрезу амплитуда его уменьшается до 100 м по низам среднего карбона и до 30—40 м по подошве верхней перми. Историю развития этой структуры по данным бурения можно проследить с визейского периода. В раннем карбоне происходил наиболее интенсивный конседиментационный рост поднятия. При этом прирост амплитуды его (по критическому северо-западному направлению) составил: за поздневизейско-раннесерпуховское время 60, позднесерпуховское 35 м (рис. 26, е, ж). В это же время формировался и осложняющий структуру сброс. Подобным образом продолжалось формирование Талалаевского поднятия и в среднем карбоне с приростом амплитуды в башкирский век 50, в московский 45 м (рис. 26, в, г, д). Конседиментационный рост его в позднекаменноугольное время и постседиментационный в предраннепермский перерыв (рис. 26, б) был

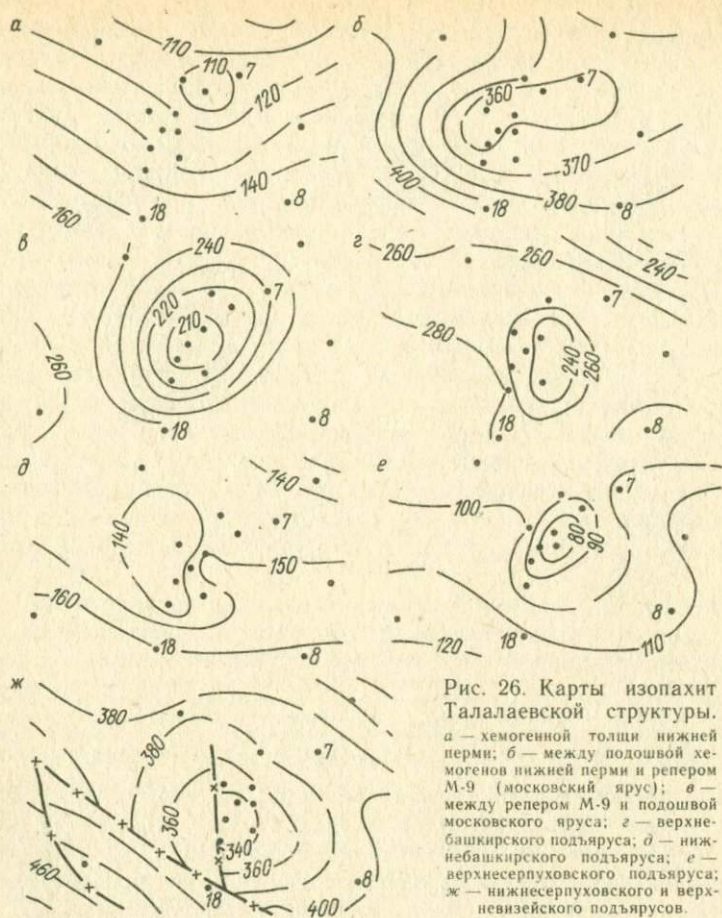


Рис. 26. Карты изопахит Талалаевской структуры. а — хемогенной толщи нижней перми; б — между подошвой хемогенов нижней перми и репером М-9 (московский ярус); в — между репером М-9 и подошвой московского яруса; г — верхнебашкирского подъяруса; д — нижнебашкирского подъяруса; е — верхнесерпуховского подъяруса; ж — нижнесерпуховского и верхневизейского подъярусов.

существенно уменьшенным с некоторой переориентировкой критического направления его. В раннепермскую эпоху и предпозднепермский перерыв оно проявлялось в виде структурной террасы (рис. 26, а), а в последующее время формировалось лишь постседиментационно в предтриасовый, предмеловой и предпалеогеновый перерывы с общим приростом амплитуды 30—40 м.

Преимущественно конседиментационными структурами являются Новотроицкая, Рыбальская, Богдановская, Мильковская, Перещепинская, Опшннская, Суходоловская, Мелиховская, Кегичевская и др., подробно охарактеризованные в более ранней работе [20].

Постседиментационными, как указывалось выше, являются локальные структуры зоны южного краевого разлома ДДВ. Характерным примером их является **Голубовское поднятие**. Оно погребено под мезозойско-кайнозойскими отложениями. По карбону структура проявляется в виде брахиантиклинальной складки с размерами $4 \times 2,5$ км и амплитудой 100 м, осложненной сбросами, а по отложениям мезозойского структурного этажа

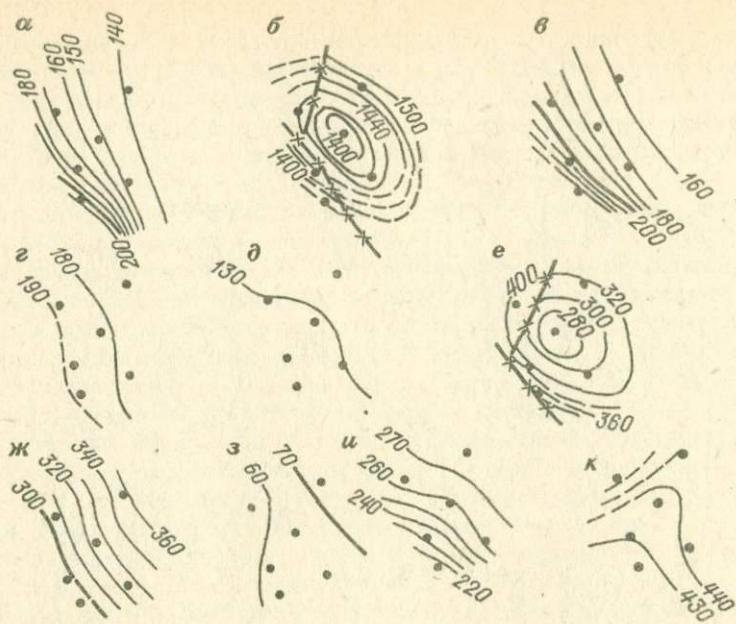


Рис. 27. Структурные карты и карты изопакит Голубовской площади.

а и б — структурные карты: а — по реперу в байосском ярусе; б — по кровле верхнего визе; в — к — карты изопакит отложений; в — между подошвой киевской свиты палеогена и репером в байоссе; г — между репером в байоссе и подошвой триаса; д — верхней перми; е — между подошвой верхней перми и кровлей башкирского яруса; ж — верхнебашкирского подъяруса; з — нижнебашкирского подъяруса; и — верхнесерпуховского подъяруса; к — нижнесерпуховского и верхневизейского подъярусов.

на площади развита довольно крутая моноклираль (рис. 27, а, б), являющаяся составной частью флексуры, в виде которой проявляется южный краевой разлом. Историю формирования Голубовского поднятия можно проследить по данным бурения с визейского века. В период осадконакопления в карбоне антиклинальной структуры на площади не формировалось, о чем свидетельствует моноклиальный характер изменения мощностей отложений визейского, серпуховского и башкирского ярусов (рис. 27, и, к). Палеоподнятие проявляется только на карте изопакит между подошвой верхней перми и кровлей башкирского яруса (рис. 27, е). Следовательно, оно образовалось постседиментационно в позднепермский перерыв. В это время возникли и осложняющие его сбросы. В дальнейшем в позднепермское, триасовое и юрское время, как и в карбоне, на площади формировалась моноклираль, наклоненная к северо-востоку (рис. 27, г, д), а в предпалеогеновый перерыв — обратная флексура с юго-западным наклоном (рис. 27, в). Таким образом, по истории формирования Голубовское поднятие аналогично другим структурам южной подзоны краевых дислокаций (Колайдинцевская, Зачепиловская, Пролетарская, Кременовская и др.).

Структурами комбинированного, постседиментационно-конседиментационного формирования являются преимущественно крупные солянокупольные поднятия, развитые в осевой и северной прибортовой зонах ДДВ (Солоховское, Качановское, Рыбальское, Бельское и др.).

Таким образом, весьма богатый геолого-геофизический материал, накопленный по истории формирования структурных форм ДДВ в каменноугольное и раннепермское время, свидетельствует о широком и интенсивном проявлении в это время конседиментационного тектогенеза. Пликативные конседиментационные структуры в регионе распространены шире и встречаются чаще, чем постседиментационные. Они составляют около 80% общего числа изученных по карбону и нижней перми поднятий. В дальнейшем их доля еще больше увеличится за счет малоамплитудных погребенных структур, являющихся в большинстве случаев конседиментационными.

Конседиментационные структуры распространены почти по всей территории ДДВ — в осевой зоне на валах (Погарщинская, Солоховская и др.), малых валах и одиночно, в северной и южной прибортовых зонах (Качановская, Новотроицкая, Богдановская, Перещепинская и др.). Конседиментационными являются все структуры зоны Краснорецкого сброса на северной окраине Донбасса. Исключением из этой региональной закономерности является южная подзона краевых дислокаций, где развиты постседиментационные поднятия (Кременовское, Пролетарское, Левенцовское и др.). В этом проявляется принципиальное различие структуроформирующих процессов в зоне северного и южного краевых разломов Днепровского грабена.

С целью количественной оценки роли конседиментационного тектогенеза нами введен коэффициент конседиментационного роста структур, который показывает прирост амплитуды поднятия за счет конседиментационных движений:

$$K=(m/M) \cdot 100,$$

где K — коэффициент конседиментационного роста, %; M — общее уменьшение мощности пород от крыла к своду, m ; m — уменьшение мощности только бесперерывных интервалов разреза в тех же точках, m .

Для палеозойского времени коэффициент конседиментационности составляет: преимущественно конседиментационных структур 80—100% (Новотроицкая — 100, Суходоловская — 100, Погарщинская — 82, Мильковская — 100%); конседиментационно-постседиментационных — до 80% (Солоховская — 78, Северо-Дорогинская — 68, Холмская — 40%); постседиментационных — 0%.

Условия формирования структур в раннепермский седиментационный этап лучше всего изучены в юго-восточной части осевой зоны впадины, где развит наиболее полный разрез хемогенной толщи. Здесь во время отложения никитовской, славянской и краматорской свит происходило формирование почти всех изученных на этой территории структур. Конседиментационный рост их убедительно обосновывается уменьшением к сводам мощностей не только соляных, но и бессолевых частей святогорского, торского, подбрянцевского, брянцевского, надбрянцевского и красносельского горизонтов. Постседиментационными в ранней перми являлись только Шебелинское и Балаклеинское поднятия.

В конце палеозоя территория ДДВ испытала региональные восходящие движения в предраннепермский и предпозднепермский перерывы, которыми заканчивается позднепалеозойский этап в развитии региона. Он был наиболее активным с точки зрения формирования структур. И во многом это

обусловлено конседиментационными процессами. К концу его уже существовало подавляющее большинство из известных ныне структур. Обобщенные сведения о палеозойской истории развития структур ДДВ дают среднеарифметические значения приростов их амплитуд к позднепермскому времени, которые составляют: по кровле визейского яруса (среднее по 61 структуре) — 73%, по среднему карбону (среднее по 45 структурам) — 72%, по подошве хемогенов нижней перми (среднее по 35 структурам) — 50%. Это данные свидетельствуют о большой роли структуроформирующих движений палеозойского времени.

Позднепермско-мезозойский этап характеризуется значительным спадом в интенсивности роста структур. Более активно формировались соляные структуры, особенно с предпозднепермским и более высоким уровнем залегания девонской соли, менее активно — несоляные. При этом наибольший прирост амплитуд поднятий приходится на предпалеогеновый, предмеловой и предюрский перерывы. Во время осадконакопления в мезозое рост структур происходил менее интенсивно, чем во время перерывов, и был присущ только солянокупольным поднятиям. Коэффициент конседиментационного роста за позднепермско-мезозойское время составил: у соляных куполов с предверхнепермским уровнем залегания девонской соли — 35—50% (Рябухинский — 50, Полтавский — 45, Машевский — 37%); с предкарбонным и внутридевонским — 0—20, редко до 30% (Тваньский и Северодорогинский — 0, Великобогачанский — 9, Великозагоровский — 10, Рыбальский — 12, Сагайдакский — 19, Бельский — 25, Погарщинский — 29); у несолянокупольных структур — равен или близок 0% (Новотроицкая, Олишевская, Михайловская).

О конседиментационном росте в мезозое предверхнепермских соляных штоков свидетельствует изменение не только мощностей осадков, но и литолого-фациального состава их. Так, в бесперывном интервале разреза между подошвой оксфордского яруса и репером в верхнем байосе от крыльев к сводам поднятий наблюдается увеличение содержания песчано-алевролитовых пород: Рябухинском — от 13 до 25%, Машевском — от 23 до 31%, Полтавском — от 23 до 38%, Сосновском — от 18 до 21% (рис. 28). На предкаменноугольных и внутридевонских соляных куполах литологический состав мезозойских отложений не зависит от структурных условий. Общая же интенсивность тектонических движений в мезозое по сравнению с палеозоем также уменьшалась. Так, среднеарифметические значения приростов амплитуд поднятий за позднепермско-мезозойское время составляют: по кровле визейского яруса — 24,5, по среднему карбону — 26, нижней перми — 47,5%. Кайнозойский (в том числе неотектонический этап) с точки зрения формирования структур является самым пассивным в истории развития ДДВ. Среднеарифметические значения прироста амплитуд поднятий за это время составляют 2—2,7%. Лишь единичные структуры испытали ощутимые приросты своих амплитуд (Монастырищенская и Чернухинская — 26, Гнединцевская и Леляковская — 13%).

Разрывные нарушения, осложняющие локальные и средние по размерам структуры ДДВ, разделяются на две группы.

1. Основные наиболее крупные поперечные сбросы. Они осложняют не все поднятия, а наиболее четко проявляются на Рыбальском, Погарщинском,

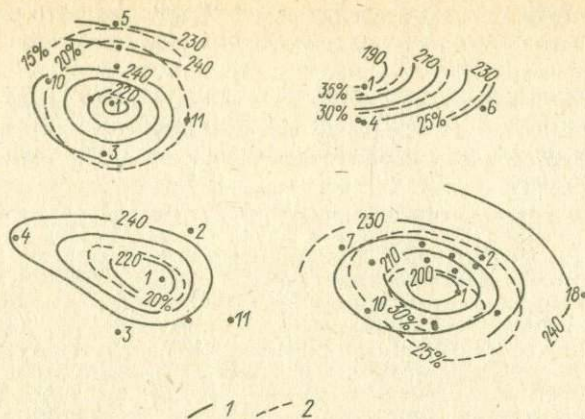


Рис. 28. Схемы изопакит и линий равного процентного содержания песчано-алевролитовых пород в келловей-байосских отложениях на предверхнепермских соляных куполах ДДВ.

1 — изопакиты, м; 2 — линии равного процентного содержания песчано-алевролитовых пород. Структуры: а — Рыбужинская, б — Полтавская, в — Сосновская, г — Машевская.

Богдановском и Качановском и характеризуются непрерывным увеличением амплитуды сверху вниз по разрезу до 200—300 м и более в нижнекаменноугольных отложениях.

2. Более мелкие сбросы (амплитудой несколько десятков метров, реже до 100 м и более). Осложняют только сводовые и присводовые части структур, а на крыльях и периклиналях затухают. По разрезу эти сбросы наиболее интенсивно развиты в верхней части надсолевого комплекса (мезозой, пермь и верхний карбон), где они совместно с основными поперечными сбросами или самостоятельно образуют типичные для солянокупольных структур сводовые грабены. В более глубоких горизонтах надсолевой толщи количество сбросов значительно уменьшается — они сочленяются друг с другом или примыкают к основным поперечным сбросам.

Существенные различия наблюдаются и в условиях формирования указанных двух групп сбросов. Основные поперечные нарушения испытывали значительный конседиментационный рост в каменноугольный период, а в последующее время формировались преимущественно постседиментационно в предпозднепермский (или предраннепермский), предмеловой и предпалеогеновый перерывы. При этом наибольший прирост амплитуды этих сбросов приходится на карбон — раннепермское время. Так, основной поперечный сброс на Рыбальском поднятии при амплитуде по кровле верхневизейских отложений 460 м к предпозднепермскому времени достиг амплитуды 390 м (85%), на Погарщинском при амплитуде по подошве верхнего визе 250 м к предпозднепермскому времени достиг амплитуды 165 м (56%). На Богдановском поднятии поперечный сброс амплитудой 280 м полностью сформировался к предпозднепермскому времени. При этом конседиментационная составляющая прироста амплитуды названных сбросов не менее 90% на Богдановской структуре, 57 на Рыбальской и 49 на Погарщинской. Фактически же эти значения больше, так как невозможно учесть часть

конседиментационного прироста амплитуд сбросов между самым верхним прослеживаемым по всей структуре репером в карбоне и подошвой верхней перми.

Многочисленные мелкие сбросы на соляных куполах ДДВ формировались постседиментационно во время предпермских и последующих перерывов, когда по приросту амплитуды они почти не отличались от крупных поперечных сбросов.

В Донецком бассейне (в центральной части) первым начал изучать изменение мощностей Н. С. Шатский [1924 г., 1937 г.], который пришел к выводу, что заложение и развитие основных пликвативных структур здесь (Главный, Северный и Южный антиклиналы) происходили конседиментационно в каменноугольный период. Эти представления не подтверждались последующими исследователями [Широков А. З., 1938 г., Ершов В. З., 1954 г.]. Формирование донецкой складчатости, по взглядам большинства исследователей (П. И. Степанов, Л. И. Лутугин, В. З. Ершов, В. С. Попов, А. З. Широков, М. Л. Левенштейн и другие), было приурочено к заальской (конец ранней перми) и фальцской (конец поздней перми) фазам складчатости. Правда, В. С. Попов [71] допускает, что Главный антиклиналь начал формироваться конседиментационно с начала раннепермской эпохи. В мезозое—кайнозое Донецкий бассейн испытал еще несколько фаз складчатости.

В последние годы возобновилась довольно острая дискуссия о роли конседиментационной складчатости в формировании структур Донецкого бассейна. С одной стороны, А. К. Михалев [1968 г.] и И. И. Чебаненко [84] отстаивают взгляд на конседиментационное заложение почти всех структурных форм Донецкого бассейна, а с другой — М. Л. Левенштейн [1963 г.], И. М. Беспалов и Д. Л. Филиппов [1969 г.], за исключением некоторых краевых разрывов, отрицают конседиментационность в тектонике этого региона. Е. К. Гончаров, Б. П. Кабышев, и А. Ф. Шевченко [1965 г., 1968 г.] впервые обосновали, что региональные надвиги Северной зоны мелкой складчатости Донбасса (Северо-Донецкий, Алмазно-Марьевский) в каменноугольный период формировались в виде конседиментационных сбросов с опущенными южными крыльями. Позднее этот вывод был подтвержден исследованиями Ю. Н. Нагорного и В. Н. Нагорного [1972 г.].

Наиболее полные данные о соотношении конседиментационной и постседиментационной складчатости в Донецком бассейне получены Ю. Н. Нагорным [1980 г.]. Им установлено, что в северо-западной половине Донбасса в каменноугольный период происходило конседиментационное формирование многих пликвативных и разрывных структурных форм (Чистяково-Снедянская и Боково-Хрустальская синклинали, западные части Главного и Северного антиклиналов, Ветковская, Чайкинская, Калиновская поперечные структуры, Северо-Донецкий, Алмазный, Марьевский и другие сбросы). Крутизна пликвативных структур по отложению нижнего карбона к концу раннепермского осадконакопления составляла 6—9°, а амплитуда сбросов — до 600—1700 м. В юго-восточной части Донбасса, по данным Ю. Н. Нагорного [1980 г.], тектонические структуры в каменноугольном периоде в процессе осадконакопления не развивались, их зарождение относится к прединверсионному этапу, когда они достигли 25% своих амплитуд. В то же время в западной части Донбасса конседиментационная составляющая структур достигает 50%.

В Припятском прогибе в истории развития разрывных нарушений, валов и локальных структур большое, часто определяющее значение, имели конседиментационные процессы [77, В. С. Конищев, 1975 г. и др.]. Движения по краевым разломам (Северный, Южный, Лоевский) в доворонежское время достоверно не устанавливаются, в воронежско-евлановское были слабыми, а наибольшая активность их приходится на конец франского и фаменский века. Формировались они преимущественно конседиментационно [Краевые разломы Припятской впадины, 1977 г.]. Во время накопления нижнесолевых, межсолевых и верхнесолевых отложений краевые разломы контролировали осадконакопление. В период отложения надсолевых девонских и каменноугольных образований интенсивность на большей части их уменьшилась по сравнению с предшествующим периодом.

Более определенные данные с количественной оценкой прироста амплитуд в разные эпохи имеются для субрегиональных (ступенеобразующих) разломов. Большинство их «в течение первой фазы развития в евланово-ливенское время сформировались на 10—20%. Главное их развитие (80—90%) падает на вторую фазу (фаменско-каменноугольную), причем на 50% они сформировались в позднем фамене. Они развивались длительно и преимущественно конседиментационно» [Тектоника Белоруссии, 1976 г., с. 116].

Характерным примером является наиболее изученный Речицкий разлом. Амплитуда его по подсольевым отложениям в современном структурном плане изменяется от 900 до 2000 м (на разных участках). Прирост амплитуды составлял: в бургеско-евлановское время 1—2,5, в ливенское 3—26, в задонско-елецкое 12—35, в лебедянского 33—71, в данковское время, карбоне и ранней перми — 7—47% от общей амплитуды [Конишев В. С., 1975 г.].

В целом региональные и субрегиональные сбросы Припятского прогиба, как и в ДДВ, характеризуются преимущественно конседиментационным развитием. Скорости же движений по ним в периоды осадконакопления и во время региональных перерывов, как считают В. А. Богоино и др. [1973 г.], были соизмеримыми.

Локальные структуры Припятского прогиба по истории развития Р. Е. Айсберг и др. [1976 г.] разделяют на 4 типа, характеризующиеся формированием: а) на протяжении всего девонского периода; б) с ливенского времени; в) с лебедянского времени; г) в доливенское и лебедяньское время, но расформированные в позднем фамене и раннем карбоне. Наибольший прирост амплитуд поднятий на ранних этапах обусловлен конседиментационным тектогенезом. Данные о количественном соотношении интенсивности роста на стадиях прогибания и во время перерывов в осадконакоплении имеются для ряда наиболее крупных солянокупольных поднятий [Конишев В. С., 1975 г.]. Так, коэффициент конседиментационного роста Осташковичского, Сосновского, Давыдовского, Тишковского, Октябрьского поднятий в позднелебедяньское и данковское время составляет 50%. На более ранних этапах значение его было существенно большим, а в последевонское время, наоборот, меньшим. Так что в целом, по данным В. С. Конищева [1975 г.], процесс формирования солянокупольных структур в Припятском прогибе со временем по мере снижения его интенсивности из преимущественно «конседиментационного все в большей мере становился постседиментационным».

Подытоживая рассмотрение конседиментационных структуроформирующих процессов в нефтегазоносных регионах Припятско-Днепровского авлакогена и в Донбассе, следует отметить их большое значение в формировании структурного плана и непрерывность проявления как во времени, так и по территории. При этом значение конседиментационной составляющей тектонических движений в авлакогенных областях (примерно 50%) большее, чем в межгорных впадинах (Венский бассейн), во внутренних зонах предгорных прогибов (Предкарпатский) и краевых частях миогеосинклиналей (Донбасс), где она оценивается в 20—40%. В типично платформенных областях, краевых синеклизах платформ (Галф-Кост) и внешних (платформенных) зонах предгорных прогибов (Восточно-Венесуэльский бассейн) роль конседиментационных структуроформирующих процессов была преобладающей.

СКОРОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Для познания закономерностей изменения тектонических процессов во времени весьма важным является количественное определение и анализ такого параметра, как их скорость. Для территории ДДВ ранее определялась скорость регионального прогибания [Гавриш В. К., Гончаренко Б. Д. и др., 1980 г., Чирвинская М. В., 1964 г.]. Скорость подъема региона во время перерывов в осадконакоплении и скорость роста пликативных и разрывных структурных форм автором проанализированы впервые [40]. При анализе принята геохронологическая шкала, одобренная Международной геохронологической комиссией в 1965 г. [9], а также более новые исследования [10], а там, где нет детализации, продолжительность веков определялась путем пропорционального деления продолжительности периода на количество веков.

Скорости регионального прогибания ДДВ и Донбасса

Период, эпоха	Северо-запад- ная часть (район г. Чернигова)		Средняя часть				Юго-восточная часть			
			Район г. Полтавы		Район южнее г. Харькова		г. Горловка		г. Шахты	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Девон	$\frac{2500}{25}$	100	$\frac{500}{25}$	200	$\frac{5000}{25}$	200	$\frac{5000}{25}$	200		
Карбон	$\frac{725}{45}$	16	$\frac{3150}{65}$	48	$\frac{7500}{65}$	115	$\frac{10000}{65}$	154	$\frac{1800}{65}$	277
Ранняя пермь (святогорско-под- брянцевское вре- мя)	$\frac{50}{9,4}$	5	$\frac{280}{9,4}$	30	$\frac{750}{9,4}$	80				
Поздняя пермь	$\frac{300}{20}$	15	$\frac{430}{20}$	21	$\frac{480}{20}$	24				
Триас	$\frac{250}{50}$	5	$\frac{375}{50}$	8	$\frac{300}{50}$	6				
Юра	$\frac{250}{32}$	8	$\frac{500}{38}$	13	$\frac{700}{53}$	13				
Мел	$\frac{400}{58}$	7	$\frac{800}{58}$	14	$\frac{700}{58}$	12				
Палеоген	$\frac{200}{34}$	6	$\frac{300}{41}$	7	$\frac{70}{34}$	2				

Примечание. А — в числителе мощность, м, в знаменателе время, млн. лет;
В — скорость, м/млн. лет.

Скорость прогибания региона определялась делением мощности осадков определенных интервалов разреза на время их отложения. Принимались современные значения мощностей пород без учета их уплотнения. Введение такой поправки является трудоемким процессом и, по нашему мнению, не привело бы к существенно другим выводам, так как наибольшее уплотнение пород при осадконакоплении происходит при погружении их на первые десятки метров, до 100—200 м. Мы же для расчета обычно принимали толщину мощностью в несколько сотен метров и больше. Анализ составленных карт скоростей прогибания ДДВ в табл. I позволяет сделать два основных вывода.

1. Скорость прогибания ДДВ в каждой ее точке со временем неизменно уменьшалась (от значений 0,050—0,200 мм/год в девонский период до 2—6 м/млн. лет в палеогене). Небольшие отклонения наблюдаются для поздней перми и триаса, что, возможно, объясняется погрешностями в подсчетах вследствие недостаточной изученности стратиграфической полноты разреза.

2. Скорость прогибания бассейна в каменноугольный период увеличивалась с северо-запада к юго-востоку, а в последующее время — от периферии к оси впадины.

Эти данные интересно сравнить со скоростями прогибания различных геотектонических элементов. Так, М. В. Гзовский и др. [1959 г.] указывают, что скорости прогибания (вычисленные как средние значения для нескольких десятков миллионов лет для геосинклиналей) составляют десятые доли миллиметра в год, а для платформ — сотые. Л. А. Варданыц

[16] на основе анализа скоростей прогибания многих регионов уточняет эти цифры. В геосинклиналях большинство полученных им значений располагается в интервале от 80 до 200 м/млн. лет, а наибольшие значения достигают 500, наименьшие — 50 м/млн. лет. На платформах большинство значений скоростей лежит в интервале 20—30 м/млн. лет. Исходя из этого в девонский период ДДВ характеризовалась скоростями, свойственными геосинклинальному режиму развития (или близкому к нему по интенсивности прогибания — авлакогенному); в карбоне многогеосинклинальный режим по интенсивности прогибания сохранился в Донбассе и в юго-восточной части впадины, а остальная территория характеризовалась платформенным режимом развития. То же самое относится и к ранней перми. В поздней перми, мезозое и палеогене ДДВ испытывала платформенный режим развития. В палеогене скорость прогибания (2—6 м/млн. лет) была меньше самых низких значений для платформ и примерно соответствовала скоростям осадконакопления в океанических впадинах.

Скорость региональных восходящих движений определить труднее. В настоящее время представляется возможным это сделать для предмелового и предпалеогенового перерывов, а также для неотектонического этапа развития региона исходя из следующих соображений. В южной прибортовой зоне впадины отсутствуют юрские и меловые отложения вследствие их размыва в предмеловой и предпалеогеновой перерывы. При седиментации эти породы отлагались здесь в мощностях, равных таковым в северной прибортовой зоне. Приняв это значение мощности отложений меловой системы (600 м для средней части впадины) и время предпалеогенового перерыва 10 млн. лет (датский век и палеоцен), определим скорость подъема, равную 60 м/млн. лет. Скорость прогибания региона на этом участке в меловое время равна 14 м/млн. лет. Следовательно, скорость предпалеогенового подъема южной прибортовой зоны ДДВ была в 4 раза больше, чем скорость прогибания в предшествующий перерыву меловой период.

В северной прибортовой зоне, где сохранился от размыва более полный разрез мела, оценить скорость подъема количественно невозможно. Ясно только, что она была значительно меньше, чем в южной прибортовой зоне. Здесь был только сравнительно небольшой подъем территории, приведший к регрессии моря, но размыва ранее отложившихся осадков верхнего мела, вероятно, не происходило. Не исключено, что в таких местах скорость подъема не была больше скорости прогибания. Аналогичный вышеописанному подсчет для предмелового перерыва показывает, что скорость подъема южной прибортовой зоны была в 4 раза больше, чем скорость прогибания в предшествующее перерыву юрское время.

Теперь определим скорость регионального подъема в неотектонический этап развития региона. По данным И. Л. Соколовского и Н. Г. Волкова [1965 г.] ДДВ с неогенового времени испытывает подъем. Карта скорости подъема за неоген-четвертичное время (рис. 29) составлена нами на основе карты суммарных амплитуд неотектонических движений (Мелихов В. А. и другие). Из нее следует, что скорость подъема в это время на большей части территории ДДВ изменялась в пределах 3—6 м/млн. лет, т. е. была близка к скорости прогибания в предшествовавшее подъему палеогеновое

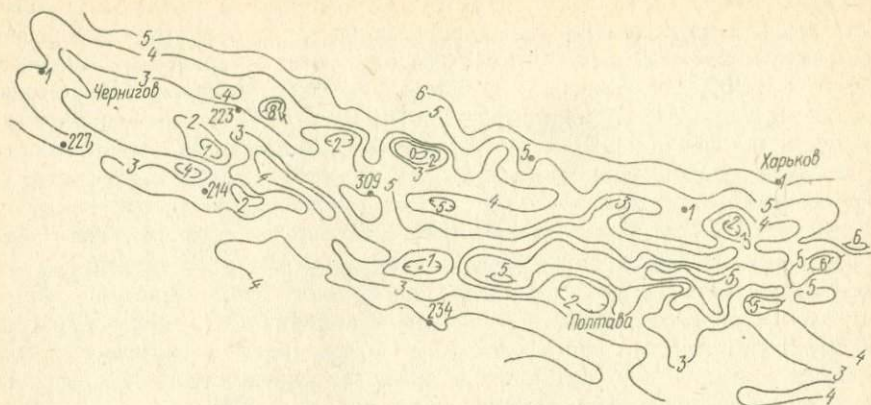


Рис. 29. Карта изолиний скорости подъема ДДВ в неоген-четвертичное время, м/млн. лет. Составил Б. П. Кабышев на основе карты суммарных амплитуд неотектонических движений В. А. Мелихова и других.

время (2—7 м/млн. лет). Можно полагать, что и во время других более ранних перерывов скорость региональных восходящих движений на значительной части ДДВ, в первую очередь в южной прибортовой зоне, была больше, чем в смежные периоды прогибания ее, а в других частях эти скорости были соизмеримы. Как и при прогибании, скорость подъема уменьшалась от девонского периода к современному. Вследствие этой направленности в развитии скорость прогибания в более древние периоды была намного больше, чем скорость подъема в позднее время.

На основе значений скоростей прогибания (см. табл. 1) можно вычислить ускорение вертикальных тектонических движений (прогибания) в ДДВ путем сравнения скорости смежных этапов. Определяется оно по формуле [Николаев Н. И., Беспрозванный П. А., 1967 г.]

$$a = (v_2 - v_1) / (T_{1-2} / 2),$$

где a — ускорение; v_1 и v_2 — средние скорости за ранний и поздний этапы; T_{1-2} — общая длительность обоих этапов.

Расчеты ускорений приведены в табл. 2. Знак минус при значении ускорения означает, что от раннего этапа к позднему происходило уменьшение скорости вертикальных тектонических движений, а плюс — увеличение. Как видно из табл. 2, от девона до палеогена происходило в основном замедление тектонических движений. Положительные значения ускорения (убыстрение движений) на всей территории приурочены только к триасу—юре и на двух участках к границам ранняя—поздняя пермь и юра—мел, причем значения ускорения незначительные и, вероятно, обусловлены погрешностями расчета и недостаточной стратиграфической изученностью определенных интервалов разреза.

Характерной особенностью изменения ускорения является то, что наибольшее абсолютное значение его приходится на три границы этапов: девон—карбон, ранняя—поздняя пермь, мел—палеоген, т. е. по отношению

Ускорение вертикальных тектонических движений (прогибание)
Днепро-Донецкой впадины и Донбасса, м/млн. лет²

Границы периодов	Северо-западная часть (район г. Чернигова)	Средняя часть		Юго-восточная часть (район г. Горловка)
		Район г. Полтавы	Район южнее г. Харькова	
Девон — карбон	-2,40	-3,4	-1,9	-1,0
Карбон — ранняя пермь	-0,41	-0,49	-0,95	
Ранняя пермь — поздняя пермь	+0,66	-0,60	-3,7	
Поздняя пермь — триас	-0,29	-0,37	-0,51	
Триас — юра	+0,07	+0,11	+0,14	
Юра — мел	-0,02	+0,02	-0,02	
Мел — палеоген	-0,02	-0,14	-0,22	

к стратиграфическому разрезу приурочены к границам структурных этажей, хотя последние выделены исходя из других критериев.

Скорость роста локальных структур проанализирована с помощью графиков скорости деформации пород. По вертикальной оси графика отложены абсолютная и относительная геохронологическая шкала, а по горизонтальной — скорость деформации пород в угловых минутах за 1 млн. лет. Последняя определяется по формулам

$$v = a/t; \quad \operatorname{tg} \alpha = \Delta h/l;$$

где v — скорость деформации; a — деформация пород; t — время; Δh — разность мощностей отложений в крыльевой и сводовой скважинах; l — расстояние между скважинами. На графиках откладывалась средняя для разных крыльев скорость деформации. Значение скорости 0'/млн. лет свидетельствует об отсутствии формирования замкнутого поднятия в соответствующие периоды времени.

Несоляные преимущественно конседиментационные структуры (Боровская, Новотроицкая, Перещепинская и др.) характеризуются наибольшими скоростями конседиментационного роста в карбоне (до 15—25'/млн. лет) и полным отсутствием роста или значительно меньшей скоростью (до 2—6'/млн. лет) в периоды восходящих движений (рис. 30). Фактически современный облик структур этой группы на 90—100% создан непрерывными конседиментационными движениями. Например, скорость конседиментационного роста Боровского поднятия в позднебашкирское время равнялась 11,8'/млн. лет, в московский век — 13,4. В пределах поднятия на размытой поверхности московского яруса залегает триас. Средняя скорость роста структуры за время поздний карбон — начало триаса составляет 1,4'/млн. лет. Если же, как указывалось выше, прирост амплитуды этого этапа отнести только на позднекаменноугольное время, то получится скорость 7,8'/млн. лет, что лишь немного меньше, чем в среднем карбоне, и является вполне закономерным с учетом направленного уменьшения интенсивности тектонических процессов во времени. Аналогичные условия характерны также для всех других структур зоны Краснорецкого сброса, а в ДДВ — для Ново-

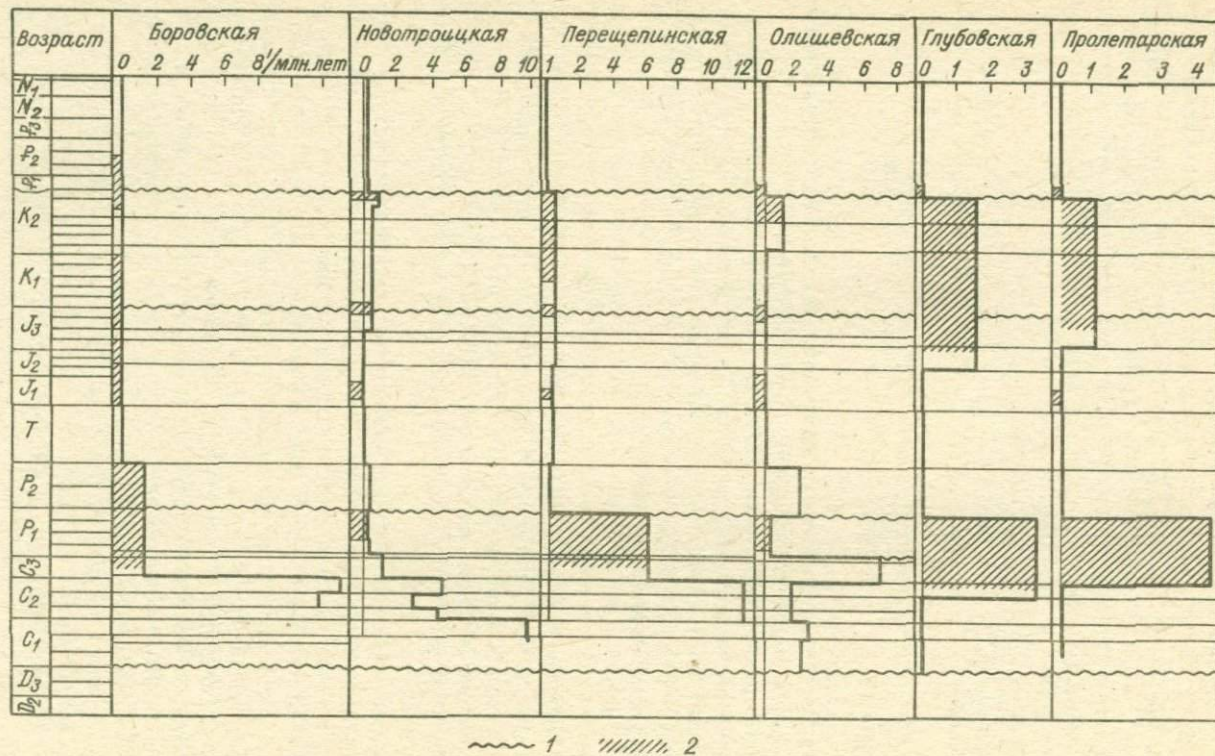


Рис. 30. Графики скорости деформации слоев в пределах несоляных поднятий ДДВ.
1 — границы позднеэоценовых несогласий; 2 — комплексы отложений, отсутствующие на участке структуры.

троицкой, Перещепинской и других преимущественно конседиментационных структур, которые во время перерывов в конце палеозоя не формировались.

Конседиментационно-постседиментационные структуры (Олишевская, Монастырищенская и др.) характеризуются непрерывно-прерывистым развитием: более медленным во время прогибания региона (скорость до $1-3'$ /млн. лет) и более быстрым при подъеме (скорость до $5-10'$ /млн. лет).

Постседиментационные структуры (Левенцовская, Голубовская, Пролетарская, Петривцевская, Гнилицкая, Колайдинцевская, Ведильцевская и др.) характеризуются только прерывистым развитием во время основных (поздневторичных) перерывов в предпозднепермское время со скоростью $6-8'$ /млн. лет, предмеловое и предпалеогеновое время со средней скоростью до $2-3'$ /млн. лет.

В изменении скорости роста локальных несоляных структур наблюдается также четко выраженная направленность, которая проявляется в значительном уменьшении скорости формирования их от палеозоя к кайнозою. Этой закономерности следует большинство из названных выше несоляных поднятий (см. рис. 30), хотя имеется и ряд молодых мезозойско-кайнозойских структур (Гнединцевская, Глиницкая, Северо-Голубовская и др.), которые в карбоне и ранней перми не формировались в виде замкнутых поднятий.

Скорость роста солянокупольных поднятий также характеризуется направленностью и цикличностью в их изменении. Направленность проявляется в уменьшении скорости от палеозоя к кайнозою (рис. 31). Так, средневзвешенная по времени (для 16 поднятий) скорость формирования соляных куполов с предкаменноугольным и внутридевонским уровнями соли составляла в палеозое $5,2'$ /млн. лет, мезозое — $1,1'$ /млн. лет и кайнозое — $0,15'$ /млн. лет, т. е. скорость уменьшалась в $5-7$ раз при переходе от одной эры к другой. Для предверхнепермских куполов среднее значение (для 5 поднятий) скорости роста в мезозое достигало $2-18'$ /млн. лет, а в кайнозое $0,4'$ /млн. лет.

На фоне указанной направленности наблюдается цикличность в развитии соляных структур. Она проявляется сложнее, чем в виде простого увеличения скорости роста всех структур во время перерывов по сравнению с предшествующими им седиментационными этапами и характеризуется особенностями проявления для разных типов структур. Преимущественно конседиментационные структуры характеризуются наибольшей скоростью роста во время осадконакопления в карбоне (Погарщинская, Качановская, Рыбальская, Богдановская) или ранней перми (Новофремовская), составляющей $10-15'$ /млн. лет и более, и значительно меньшей скоростью ($0-6'$ /млн. лет) в предпозднепермский (или предраннепермский для северо-западной части впадины) перерывы. Постседиментационные структуры (Колайдинцевская, Чернухинская и др.) в виде замкнутых поднятий формировались только в предранне- и предпозднепермский перерыв со скоростью $1-8'$ /млн. лет. Конседиментационно-постседиментационные структуры (Прилуцкая, Журавковская и др.) обладали меньшей скоростью роста при осадконакоплении в карбоне и большей в предранне- и предпозднепермский перерывы.

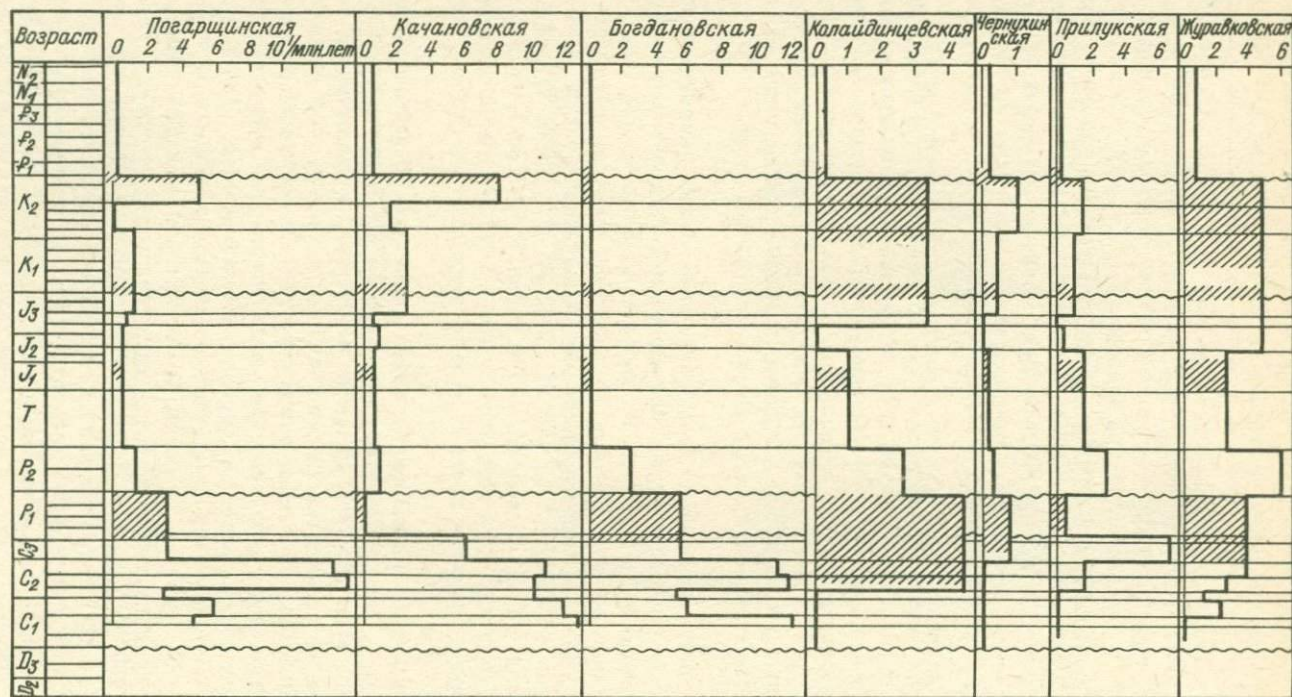


Рис. 31. Графики скорости деформации слоев в пределах солянокупольных поднятий.

Усл. обозначения см. на рис. 30.

В мезозойско-кайнозойское время закономерности цикличности развития соляных структур изменились. Они стали формироваться преимущественно по принципу непрерывно-прерывистого развития: в предпалеогеновый перерыв наблюдается четкое увеличение скорости роста их по сравнению со временем седиментации (см. рис. 31). Предмеловой перерыв также характеризуется увеличением скорости роста структур, однако на представленных графиках это четко не проявляется вследствие усреднения скорости для довольно большого периода времени, что пришлось допустить из-за отсутствия надежных реперов вблизи поверхности несогласия. В меньшей степени ускорение роста солянокупольных поднятий приурочивается также к предюрскому и предтриасовому перерывам. Следует, однако, отметить, что некоторые солянокупольные поднятия небольшой амплитуды (Чернухинское) и в мезозое характеризовались только прерывистым формированием во время перерывов в осадконакоплении. Кроме того, развитие отдельных соляных куполов сопровождалось иногда не ростом, а проседанием соляных массивов. Так, например, соляные ядра опускались на Новосенжарском куполе в верхней перми и триасе, на Мироновском — в юрский период, а на Западно-Нежинском, Новодмитриевском и ряде других — в кайнозое.

Скорость роста разрывных нарушений проанализирована с помощью графиков (рис. 32). Можно определить скорость роста Краснорецкого сброса на участке Боровского поднятия. Как указывалось выше, прирост амплитуды сброса за московское и позднебашкирское время составляет 220 м. Приняв продолжительность этого времени 317 млн. лет, получим среднюю скорость роста сброса 13 м/млн. лет (рис. 32, а). Средняя же скорость роста сброса за поздний карбон и пермь равна 0,8 м/млн. лет (прирост амплитуды сброса 50 м, время 67 млн. лет), а при условии, что прирост приходится только на позднекаменноугольное время, скорость равна 4 м/млн. лет. На участке Вергунской структуры Краснорецкий сброс подсечен в скв. 2 на глубине 910 м в кровле свиты S_6^5 с амплитудой 140 м, а в скв. 6 — на глубине 1510 м в верхней части свиты S_4^3 с амплитудой 220 м. Следовательно, прирост амплитуды сброса за время отложения свит S_2^5 и S_2^6 составляет 80 м. Приняв время отложения этих свит равным 5,6 млн. лет, получим скорость конседиментационного роста Краснорецкого сброса 14,3 м/млн. лет. Другой способ подсчета (по разности мощностей свит S_2^4 — S_2^7 в опущенном и поднятом крыльях сброса) дает близкое к этому значение скорости — 20 м/млн. лет (рис. 32, б). Средняя же скорость роста сброса за время позднего карбона и перми составляет 0,8 м/млн. лет (прирост амплитуды сброса 56 м, время 67 млн. лет), а при условии, что прирост приходится только на позднекаменноугольное время, скорость равна 4,5 м/млн. лет. Аналогичные, как и при анализе формирования и скорости роста Боровского поднятия, доводы дают основание считать, что Краснорецкий сброс с конца или середины позднекаменноугольного времени уже не формировался. Его развитие было только конседиментационным. Во многом сходно с Краснорецким происходило формирование северного краевого разлома в ДДВ. Например, на участке Новотроицкого поднятия скорость конседиментационного роста его составляла: в поздневизейское время 17, в серпуховское 8, в башкирское 7, в московское 4, в поздне-

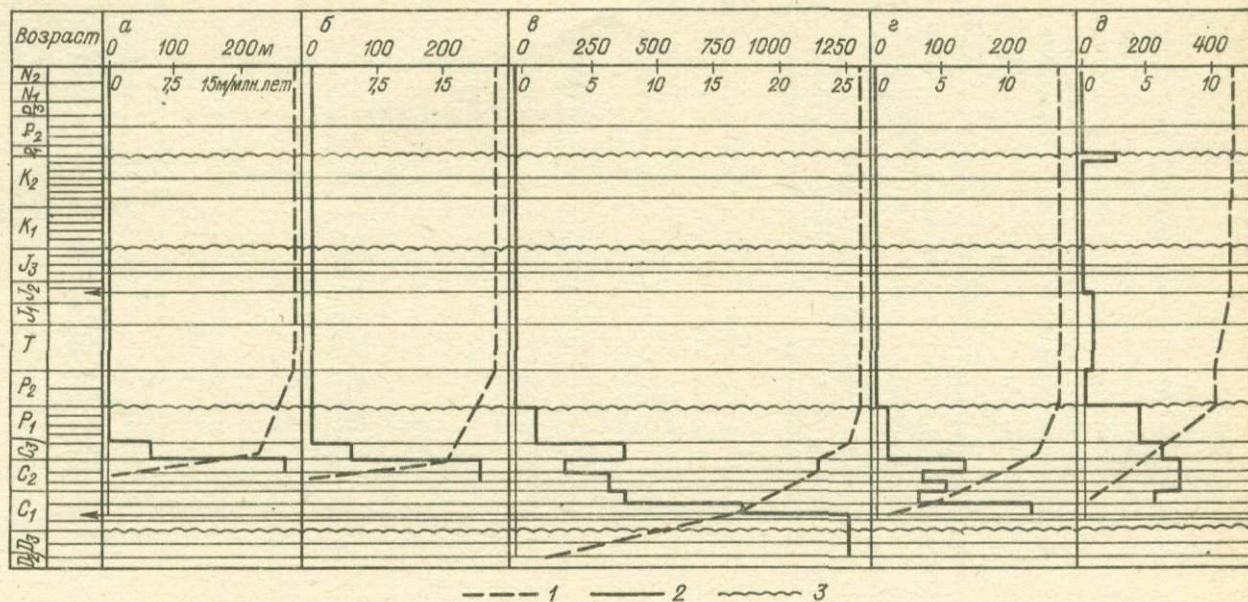


Рис. 32. Графики роста и скорости роста сбросов в ДДВ.

1 — графики увеличения амплитуды сброса; 2 — графики скорости роста амплитуды сброса; 3 — границы поздневторичных несогласий. Сбросы: а — Краснорецкий на участке Боровской структуры; б — Краснорецкий на участке Вергунской структуры; в — северное краевое нарушение ДДВ на участке Новотроицкой структуры; з — пересекающий Богдановскую структуру; д — пересекающий Рыбальскую структуру.

каменноугольное 8,3 м/млн. лет. А средняя скорость за раннепермское время и предпозднепермский перерыв составляет 1,6 м/млн. лет (рис. 32, в). Скорость роста в карбоне основных поперечных сбросов на Богдановской, Рыбальской и Погарщинской структурах составляет 3—7 м/млн. лет, а в предпозднепермский и другие перерывы она, как правило, была меньше (рис. 32, д). Подобно локальным структурам, для разрывных нарушений наблюдается уменьшение скорости роста от девона до антропогена.

Приведенный анализ скорости тектонических процессов в ДДВ позволяет сделать ряд общих выводов о закономерностях ее изменения во времени и в пространстве. Четко проявляется направленность в истории развития региона, заключающаяся в уменьшении скорости регионального прогибания и подъема территории и скорости формирования пликативных и разрывных структурных форм со временем. При этом тектонически самыми активными были девонская и каменноугольная эпохи, а самой пассивной — кайнозойская. Уменьшение скорости происходит примерно на один порядок при переходе от палеозойской эры к мезозойской и от последней к кайнозойской. Соответственно этому изменяется и общая деформированность пород. От девона до кайнозоя происходило также уменьшение относительной роли конседиментационных структуроформирующих процессов за счет постседиментационных.

В заключение раздела следует остановиться на причинах, обусловивших недооценку конседиментационных тектонических движений рядом исследователей в обобщающих работах по ДДВ (Баранов И. Г. [13], Китык В. И. [45], Кривошея В. А., Синичка А. М. [1967 г.], Чирвинская М. В. [86] и другие), в которых формирование структур связывалось преимущественно с послеканменноугольными периодами региональных перерывов в осадконакоплении. Полученные нами данные о большой роли конседиментационных процессов в формировании структур не позволяют согласиться с этими представлениями. Возникает вопрос, чем объяснить недооценку конседиментационного тектогенеза? Во-первых, конечно, тем, что такие представления впервые возникли на основе обобщения материалов по южной прибортовой зоне, с которой в 1947—1953 гг. началось изучение палеозойских отложений на локальных структурах ДДВ, где последние действительно являются постседиментационными (Зачепиловская, Колайдинцевская и др.) или конседиментационно-постседиментационными со сравнительно небольшой ролью конседиментационной составляющей (Радченковская, Сагайдакская и др.). И первая работа М. В. Чирвинской [85] на эту тему в основном правильно обобщала материал по данной зоне. Однако в дальнейшем выводы по ограниченной группе структур без достаточных оснований были распространены на всю территорию ДДВ.

На недооценку роли конседиментационного тектогенеза, вероятно, сказались еще сохранившиеся позиции Г. Штилле о происхождении складчатости, хотя односторонность их (в глобальном масштабе без отношения к материалу по ДДВ) была убедительно показана советскими тектонистами еще в 30-е годы. Однако основная причина, по-видимому, кроется в объективно существующих особенностях строения и проявления конседиментационных структурных форм. Обусловлено это тем, что во многих регионах часто развиты оба типа складчатости, при этом конседиментационную установить

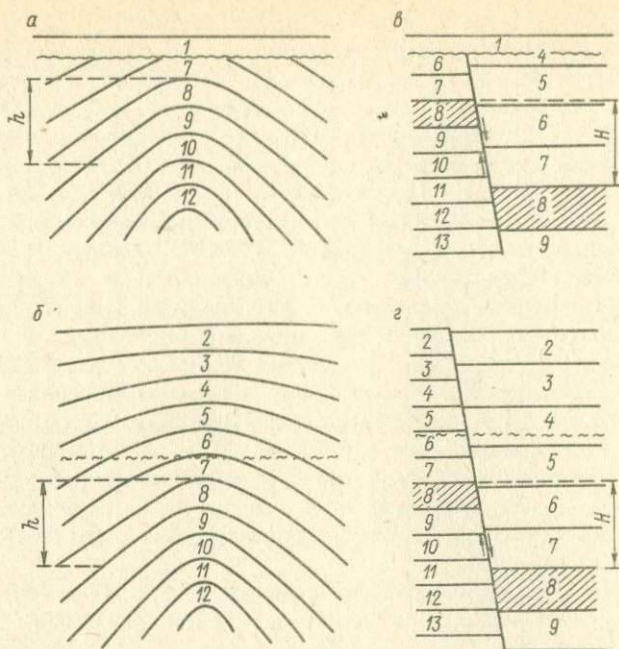


Рис. 33. Схемы формирования конседиментационных структур и разрывов.
а и *в* — посленверсионный этап; *б* и *г* — доинверсионный этап.

труднее, чем постседиментационную, так как для ее доказательства необходима более высокая степень изученности региона. И если даже конседиментационный тектогенез в каком-нибудь регионе предлагался на ранних стадиях его изученности, то это чаще основывалось на интуиции и прозорливости исследователя, чем на фактическом материале, как это сделал, например, Н. С. Шатский в 1924 г., когда впервые высказал мысль о конседиментационном развитии в карбоне структур Донбасса.

Даже в случаях, когда структуры являются исключительно конседиментационными, они часто на геологических профилях выглядят похожими на постседиментационные. Например, на рис. 33 показаны схемы антиклинальной складки и сброса, характеризующиеся только конседиментационным развитием при отложении серии пластов. Здесь мощности всех горизонтов уменьшаются от крыльев к своду и на поднятом крыле относительно опущенного, а амплитуда поднятия и сброса уменьшается снизу вверх вплоть до полного затухания по горизонту 2 (рис. 33, б, г). Если же теперь предположить, что территория расположения этих структурных форм испытала поднятие и денудацию верхней части разреза, а затем снова погружение и осадконакопление, то структуры приобретут вид, изображенный на рис. 33, а, в. При взгляде на эти рисунки (особенно, если не известны нижние части разреза, что весьма часто бывает на практике) в первую очередь бросается в глаза, что рассматриваемые структурные формы образовались во время перерыва («фазу тектогенеза») перед отложением горизонта 1, хотя в дей-

ствительности в это время амплитуды поднятия h и сброса H совершенно не изменились (они одинаковые на рис. 33, *а, б* и рис. 33, *в, г*). Был подъем территории и перерыв в осадконакоплении, но это не повлияло на складко- и разрывоформирующие процессы. Наличие в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе таких конседиментационных структурных форм показано выше.

Таким образом, получается, что если даже «чисто» конседиментационные структуры можно спутать с постседиментационными, то тем более это часто происходит при анализе структур смешанного конседиментационно-постседиментационного формирования. Наличие в разрезе несогласия, особенно углового, действует в данном случае как магическая сила, помимо воли исследователя направляющая его мысль неверно. Более того, Н. П. Херасков [1963 г., с. 10] по этому поводу даже указывал, что «с точки зрения метафизики весьма удобно разделить процесс их [тектонических структур] образования на дискретные кратковременные фазы и разнести связанный процесс по стратиграфическим перерывам, т. е. отнести время образования тектонических структур к тем страницам геологической летописи, которые безнадежно утрачены». Конечно, и недооценка роли перерывов ведет к односторонним и, следовательно, неправильным выводам.

ЯВЛЕНИЯ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НОВООБРАЗОВАНИЯ

Анализ палеотектоники ДДВ, конседиментационных и постседиментационных процессов в ней позволяет высказать некоторые представления о соотношении элементов унаследованности и новообразования в истории развития региона. Принцип унаследованности в геологии разработан Н. С. Шатским [1964 г.], А. В. Пейве [1956 г.], А. Л. Яншиным и другими исследователями. Н. С. Шатский [1964 г., с. 651] писал, что «в новых структурах всегда можно распознать элементы старых, но всегда измененные в какой-то степени. И, наоборот, в длительном развитии старых структур всегда возникают зачатки новых..., первые выделяются как черты унаследования..., вторые — как новообразования». Н. С. Шатский [1964 г., с. 673] также подчеркивал, что понятия унаследованные и наложенные структуры являются относительными — все зависит от того, по отношению к чему рассматривается это явление.

Выше при рассмотрении истории развития ДДВ был сделан вывод, что во время прогибания и осадконакопления во все эпохи каменноугольного периода здесь формировалась крупная отрицательная структура, в плане наследовавшая более древний девонский грабен (она располагалась симметрично относительно краевых глубинных разломов). В таком же плановом соотношении находились седиментационные бассейны в перми и мезозое. Наблюдаемая же в современном структурном плане асимметрия (смещение оси прогиба к северо-востоку относительно краевых разломов фундамента) обусловлена постседиментационными процессами, происходившими в поздневторичные предпозднепермский, предмеловой, предпалеогеновый и, возможно, предкаменноугольный перерывы. Асимметрия обусловлена сохранением в северной прибортовой зоне под указанными несогласиями больших мощностей соответственно раннепермских, юрских, меловых и девонских отложений по сравнению с южной зоной. Во время указанных перерывов,

таким образом, происходила региональная перестройка структурного плана Днепровско-Донецкой впадины по сравнению с планом, сформировавшимся при осадконакоплении. Выражалась эта перестройка в смещении продольной оси впадины в северо-восточном направлении.

Здесь следует отметить, что вопрос о смещении оси ДДВ рассматривался некоторыми исследователями и ранее, однако получил, по нашему мнению, неудовлетворительное толкование. Так, В. К. Гавриш [23] писал о периодическом смещении «зоны максимального накопления осадков» в мезозое то к северу, то к югу, а А. А. Мартынов и В. И. Хныкин [58] — о перемещении к северо-востоку «оси седиментационных бассейнов». Сказанное выше не позволяет согласиться с таким представлением. В действительности седиментационные бассейны в регионе на протяжении карбона, перми и мезозоя формировались унаследованно и располагались все время в одном и том же месте — симметрично относительно девонского грабена, наследуя особенности его развития. Это свидетельствует об устойчивости (консервативности) конседиментационного тектогенеза в формировании регионального структурного плана территории. Смещение же оси впадины к северо-востоку происходило исключительно в периоды инверсий. Оно, по-видимому, не связано с развитием самой геоструктуры, а обусловлено процессами более высокого порядка, происходившими во всей Крымско-Кавказской геосинклинали. Эти процессы и обусловили более высокую тектоническую активность Украинского кристаллического щита по сравнению с Воронежским массивом и соответственно южной прибортовой зоны ДДВ по сравнению с северной в периоды основных наиболее крупных региональных восходящих движений. Они накладывались на процессы, обусловившие образование самого прогиба в теле Восточно-Европейской платформы.

Длительное формирование в теле Русской плиты крупной отрицательной структуры на протяжении седиментационных этапов имело, таким образом, унаследованный характер. Со временем оно усложнялось элементами новообразования (например, снижение роли дизъюнктивной тектоники, обусловившей превращение грабена в синеклизу), характеризовавшими появление новых черт в старом явлении. Такое новообразование соответствует приведенному выше определению этого термина Н. С. Шатским. Элементы новообразования появляются постепенно и развиваются с общим развитием структуры. Например, в девоне седиментация в основном ограничивалась рамками грабена, в карбоне она вышла за пределы краевых разломов, но последние все равно проявлялись в это время в форме разрывных нарушений; в поздней перми — кайнозое отрицательная структура развивалась по типу синеклизы. Однако и на этом этапе древние глубинные разломы продолжали проявляться, но в форме более слабо выраженных флексуорообразных изгибов слоев.

Новообразованием также является происходившее в периоды инверсий смещение оси ДДВ к северо-востоку. Правда, это новообразование отличается от вышеописанного, связанного с направленностью развития. Оно порождается цикличностью, точнее стадийностью в развитии региона — возникает и исчезает периодически. Характерно, что между собой инверсионные палеоструктурные планы разных периодов сходны, можно сказать, унаследованы один от другого, что свидетельствует об относительности

понятий «унаследованности» и «новообразования», о которой писал Н. С. Шатский. Однако, учитывая, что палеоструктурные планы инверсионных этапов формировались после седиментационных и на протяжении более кратковременных отрезков времени, их следует относить к новообразованиям по отношению к унаследованным конседиментационным тектоническим процессам.

К новообразованиям следует относить также разделение в ранней перми ДДВ и Донбасса, представлявших до того единый седиментационный бассейн. Не одинаковым было их взаимоотношение также на протяжении позднепермско-мезозойского времени. Этот вопрос, по существу, сводится к истории развития пограничной территории между Донбассом и ДДВ («зоны сочленения», по М. В. Чирвинской). Интересные представления об истории развития этой зоны в мезозое высказаны В. С. Поповым [71]. Он считает, что область между Донбассом и впадиной в мезозое «неоднократно испытывала попеременное влияние то западной периклинали воздымавшегося Донбасса, то восточного контура опускавшейся ДДВ. В зависимости от интенсивности восходящих движений на востоке или нисходящих на западе возникали структурные контуры: в первом случае выпуклые на запад-северо-запад, во втором — на восток-юго-восток».

Анализ мощностей фиксированных интервалов разреза позволяет несколько по-другому представить историю развития «зоны сочленения» в мезозое. Характерной особенностью ее является различие в условиях формирования в периоды общего погружения региона и в периоды восходящих движений. Мощности бесперерывных комплексов отложений увеличиваются с северо-запада на юго-восток вплоть до границы размыва их вблизи открытого Донбасса. Можно думать, что эти отложения в период седиментации отлагались еще дальше на юго-востоке и перекрывали некоторую часть теперь открытого Донбасса. Фациальный состав отложений юры и верхнего мела подтверждает это [Бланк М. Я., 1960 г.]. Следовательно, в периоды преобладания нисходящих движений (поздний мел, байосский, батский, келловейский, оксфордский века) в юго-восточной части впадины существовал бассейн со структурными контурами, выпуклыми на северо-запад.

На картах мощностей комплексов отложений с перерывами изопакиты на рассматриваемом участке образуют дуги, выпуклые в противоположном, юго-восточном направлении. Наибольшие мощности отложений этих комплексов находятся не на юго-восточной границе их распространения, а в западной части «зоны сочленения» или еще дальше во впадине. Контуры структурного бассейна в инверсионные периоды, следовательно, были выпуклые к юго-востоку. Подобная картина наблюдалась и в предшествовавшее время. В карбоне, когда Донбасс и ДДВ представляли собой единый бассейн осадконакопления, контуры его (направление изопакит) на территории «зоны сочленения» были выпуклые к северо-западу, а в астурийскую и заальскую фазы складчатости они изменились на противоположные. Таким образом, различные контуры прогиба в «зоне сочленения» возникали не в зависимости от того, втягивалась ли эта зона в восходящие движения Донбасса или нисходящие впадины, как считает В. С. Попов (так как восходящие и нисходящие движения в них проявились одновременно, но

с различной интенсивностью), а в зависимости от того, преобладало ли общее прогибание всего Доно-Днепровского прогиба или его подъем.

Таким образом, и во взаимоотношении ДДВ и Донбасса проявляется та же закономерность, что и при возникновении асимметричности региона. На стадии прогибания он развивался как единый бассейн, унаследованный от древнего Доно-Днепровского прогиба, а в фазы региональных восходящих движений возникали элементы новообразования — разделение его на ДДВ и Донбасс. Элементы новообразования, по-видимому, обусловлены тектоническими движениями в соседней геосинклинали, так как Донбасс в каменноугольное время развивался как северо-западная (миогеосинклиальная) ветвь Крымско-Кавказской геосинклинали, испытывавшая в раннепермскую эпоху инверсию геотектонического режима. Элементы новообразования лишь усложняют, но не отрицают развитие ДДВ в мезозойско-кайнозойское время как самостоятельной геоструктуры в теле Восточно-Европейской платформы и проявляются на фоне унаследованного преимущественно авлакогенного этапа развития региона в палеозое.

Сходные соотношения между унаследованностью и новообразованием присущи средним и мелким структурам ДДВ. Если рассматривать историю развития их начиная с каменноугольного периода, с которого она хорошо изучена, то можно отметить, что развитие их вплоть до кайнозоя в общем было унаследованным. Вместе с тем отдельные типы и группы структур в инверсионные этапы характеризовались новообразованиями — полным или частичным расформированием, осложнением солянокупольных поднятий густой сетью эпиантиклинальных сбросов. Принципиально иным представляется явление унаследованности в развитии средних и мелких солянокупольных структур с инверсионным залеганием структурных форм чехла и поверхности фундамента, таких, например, как Солоховско-Диканьский вал, Прилукское поднятие и др. Здесь мы встречаемся со случаем, который имелся в виду в одной из работ А. В. Пейве [1956 г.], различающего «унаследованность тектонических форм» и «унаследованность тектонических движений». Расположение положительных структур надсолевого структурного комплекса над отрицательными подсолевого и поверхности фундамента в ДДВ обусловлено соляным тектогенезом, а не инверсией глубинных тектонических движений. Образование таких структур связано с седиментационными, а не тектоническими причинами — первичным зональным накоплением здесь верхнефранской соленосной толщи большой мощности, отсутствующей на соседних выступах фундамента. В этих условиях даже унаследованные глубинные тектонические движения вследствие пластического перераспределения соли способны приводить к образованию дисгармоничных складок. Можно говорить, что в этом случае мы имеем дело с неунаследованностью тектонических форм, а не с неунаследованностью глубинных тектонических движений.

Таким образом, подытоживая данный раздел, следует сделать вывод о высокой степени унаследованности тектонических движений и подчиненных, но существенных явлениях новообразования в истории развития ДДВ.

ФАЗЫ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОГО И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ТЕКТОГЕНЕЗОВ

Для систематизации закономерностей проявления тектонических процессов во времени в геотектонике давно используется выделение определенных периодов (этапов) в фазы складчатости или тектогенеза (В. В. Белоусов [15], М. А. Усов [1936 г.], Н. С. Шатский [88], В. Е. Хаин, 1950; 1964 и др.). Следует указать на наличие двух основных принципиально различных подходов к этому понятию. Одни исследователи (В. Е. Хаин [82, 83 и др.]) понимают под этим термином приуроченные к перерывам в осадконакоплении этапы усиления тектонических движений, которые разделены более продолжительными и тектонически ослабленными межфазовыми эпохами. По Н. С. Шатскому [88], фазы занимают все геологическое время, чередуясь одна за другой. Время перерывов в осадконакоплении включается им в продолжительность фазы, предшествующей перерыву, поскольку и в это время складкообразовательные движения, по его мнению, были того же порядка, что и во время отложения нижележащих осадков. Перерывы в осадконакоплении, согласно представлению Н. С. Шатского, не имеют особого значения в развитии процесса складкообразования «даже в том случае, если в это время можно доказать убыстрение складкообразования» [88]. Они обычно, хотя и не всегда, лишь являются границей, отделяющей одну фазу тектогенеза от другой.

Охарактеризованные выше закономерности структуроформирующих процессов в регионах различной геотектонической природы со средней интенсивностью тектогенеза свидетельствуют о большой роли конседиментационных движений в них и различном соотношении их с постседиментационными — от преобладающего значения в типично платформенных областях, краевых синеклизах платформ (Галф-Кост) и внешних склонах предгорных прогибов (Восточно-Венесуэльский бассейн), через соизмеримое их значение в авлагенах (Днепровско-Припятский) и краевых частях многосинклиналей (Донецкий бассейн) до значения 20—40% в межгорных (Венский бассейн) и внутренних зонах предгорных (Предкарпатский) прогибов. При этом отдельные более узкие зоны во всех указанных типах регионов или отдельные этапы развития их характеризуются своими особенностями проявления этих процессов.

Все это свидетельствует о том, что представления Н. С. Шатского и В. Е. Хаина о фазах тектогенеза правильно отражают многие важные черты развития складчатости во времени, однако не учитывают всех их особенностей. Так, выше было показано, что в рассмотренных регионах существуют структурные формы, которые формировались: а) только постседиментационно во время перерывов (т. е. согласно представлениям Г. Штилле); б) конседиментационно и постседиментационно, но в последнем случае с большей скоростью (т. е. согласно представлениям В. Е. Хаина и др.); в) конседиментационно и постседиментационно, но без какого-либо различия в интенсивности проявления в оба этапа (т. е. согласно представлениям Н. С. Шатского); г) только конседиментационно. Поэтому в целом

весь комплекс структуроформирующих процессов невозможно объяснить только одной из указанных выше схем, что стимулирует необходимость дальнейшего совершенствования принципов периодизации тектонических процессов. Особенно наглядно эта необходимость проявляется для авлакогенов, где два типа движений контрастируют по территории и времени проявления.

В ДДВ под действием конседиментационного тектогенеза происходило:

1) региональное прогибание и осадконакопление, формирование прогиба, симметричного относительно краевых нарушений фундамента;

2) в девоне и карбоне формирование краевых и других крупных разрывных нарушений;

3) в девоне формирование крупных структурных элементов (выступов, валов и депрессий), а также интенсивное проявление эффузивного магматизма;

4) в девоне и карбоне интенсивное формирование многих несоляных и соляных локальных структур и валов, а также разрывных нарушений;

5) на протяжении всей послефранской истории формирование соляных структур за счет гравитационного фактора.

Под действием постседиментационной тектоники в периоды поздневторичных перерывов происходило:

1) смещение оси впадины к северо-востоку относительно седиментационных палеопрогибов;

2) в предкаменноугольное и предпермское время формирование региональных сбросов и взбросов;

3) формирование несоляных и соляных локальных структур и валобразных поднятий;

4) формирование эпиантиклинальных сбросов и образование грабенов в сводах солянокупольных поднятий;

5) частичное или полное расформирование многих ранее конседиментационно образовавшихся структур.

Скорость же тектонических процессов была дифференцированной — в одних случаях она была большей у конседиментационных структуроформирующих процессов, в других — у постседиментационных.

Сравнительная качественная и количественная характеристика тектонических процессов, происходивших на стадиях прогибания и инверсий в авлакогенных областях свидетельствует в целом об одном порядке их значимости и о наличии принципиальных качественных различий между ними. Это позволяет говорить о конседиментационном и постседиментационном тектогенезе как о двух формах тектонических процессов (движений), а время проявления обеих форм выделять в фазы конседиментационного и фазы постседиментационного тектогенеза [39]. Такой принцип выделения фаз синтезирует в себе охарактеризованные выше представления В. Е. Хаина, Н. С. Шатского и других исследователей (фазы занимают все геологическое время развития региона, подчеркивается различие седиментационных и инверсионных этапов тектогенеза) и вместе с тем отражает новые выявленные закономерности структуроформирующих процессов.

Фазы постседиментационного тектогенеза проявляются не во все перерывы в осадконакоплении, а лишь в поздневторичные (предкаменноуголь-

Фазы тектогенеза Днепровско-Донецкой впадины

Тектонические циклы	Фазы тектогенеза		Продолжительность фаз	
	Конседиментационные	Постседиментационные	стратиграфическая	млн. лет
Кайнозойский		Неоген-антропогеновая	Антропоген, неоген	25
	Палеогеновая		Палеоген	41
Меловой		Предпалеогеновая	Датский век	2
	Меловая		Сеноман-маастрихтский, альб-барремский и 0,5 готеривского века	52
Юрско-позднепермский		Предмеловая	0,5 готеривского, валанжинский и 0,5 волжского века	16
	Юрско-позднепермская		Юра, триас, поздняя пермь	119
Раннеперско-каменноугольный		Предпозднепермская	Кунгурский, артинский века	12,5
	Раннеперско-каменноугольная		Сакмарский, ассельский века, карбон	77,5
Девонский		Предкаменноугольная	?	?
	Девонская		Фаменский, франский и 0,5 живецкого века	23

ный, предпозднепермский, предмеловой и предпалеогеновый) *, которые характеризуются: а) распространением по всей территории впадины; б) большой продолжительностью (единицы или первые десятки миллионов лет); в) тем, что сопровождаются существенной перестройкой регионального структурного плана; г) тем, что приводят к изменению условий формирования локальных структур.

Фазами конседиментационного тектогенеза в ДДВ являются: девонская (живецко-фаменская), каменноугольно-раннепермская, позднепермско-юрская, меловая и палеогеновая (табл. 3). На протяжении этих фаз также имели место подъемы территории и перерывы в осадконакоплении (предвизейский, предпоздневизейский, верхнесерпуховский, предбашкирский, предтриасовый), которые с генетической точки зрения классифицируются нами как ранневторичные, так как характеризуются: а) распространением только по краям седиментационного бассейна; б) небольшой продолжительностью;

* Вероятно, к этому типу еще относится и предраннепермский перерыв, однако однозначно ответить на этот вопрос на основе имеющегося материала пока не представляется возможным.

в) тем, что не сопровождалась перестройкой регионального структурного плана; г) тем, что не приводили к изменению условий формирования локальных структур.

Таким образом, под термином «фаза тектогенеза» автор понимает определенный период преимущественно однонаправленных движений участка земной коры, характеризующийся свойственными ему тектоническими процессами (формирование пликативных и разрывных структурных форм разных порядков, магматизм и др.), качественно и количественно отличающимися от процессов в смежных периодах. Фазы бывают двух типов — конседиментационные и постседиментационные.

Длительность каждой из пяти выделенных фаз конседиментационного тектогенеза в ДДВ изменяется в пределах 23—119 млн. лет, а фаз постседиментационного тектогенеза — 2—25 млн. лет. Общая продолжительность фаз постседиментационного тектогенеза 55—60 млн. лет, что составляет около 15% всего времени формирования региона от среднего девона до антропогена. По площади и во времени проявление фаз конседиментационного и постседиментационного тектогенеза зачастую довольно неравномерное. Например, в пределах линеамента Днепровско-Припятский авлакоген — Донецко-Каспийская авлакоген-миогеосинклинальная область роль конседиментационных фаз во времени уменьшается от девона к антропогену, а по площади — от Припятского прогиба к Донбассу. При этом в отдельных зонах этих регионов современный структурный план сформирован либо только в конседиментационные (Придонецкая ступень на северной окраине Донбасса), либо постседиментационные (южная зона краевых дислокаций в ДДВ) фазы.

Следует отметить, что В. И. Китьком [45] в истории развития солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины выделяется два вида фаз соляного тектогенеза: «фазы замедленного соляного тектогенеза», соответствующие периодам прогибания региона, и «фазы усиленного соляного тектогенеза», соответствующие периодам регионального подъема. Такое выделение фаз, по нашему мнению, является неудачным по двум причинам. Во-первых, нет надобности выделять фазы по характеру развития одного из типов дислокаций (в данном случае соляных структур). При таком принципе пришлось бы выделять фазы и для других типов дислокаций (пликативных и разрывных несоляных, инъективных). Однако такой подход, по-видимому, является неверным, так как все они являются производными от региональных общетектонических движений и при наличии своих специфических особенностей подчиняются общим закономерностям. Во-вторых, выделение фаз замедленного и ускоренного соляного тектогенеза основывается на представлении об универсальности преобладания роли постседиментационных тектонических процессов над конседиментационными, что приведенным выше новым фактическим материалом не подтверждается. Иногда это приводит прямо к курьезным явлениям. Так, выше было показано широкое развитие в ДДВ солянокупольных поднятий, скорость формирования которых в фазу «замедленного соляного тектогенеза», по В. И. Китьку, в карбоне была значительно большей, чем в следующую за ней фазу «усиленного соляного тектогенеза» в предпермское время (Качановское, Погарщинское, Перещепинское и др.).

Для соляных структур «фазы конседиментационного и постседиментационного роста» выделяются также В. С. Конищевым [47, с. 175], правда, последние (постседиментационного роста) приурочиваются им ко всем без исключения перерывам. При этом этапы завершаются «наиболее крупными фазами постседиментационного роста». В частности, в каменноугольно-раннепермском этапе развития ДДВ В. С. Конищев [47, с. 161] выделяет предвизейскую, предпоздневизейскую, предсерпуховскую, предбашкирскую и предпозднепермскую постседиментационные фазы галокинеза. Выше нами было показано, что с внутрикаменноугольными перерывами в осадконакоплении не связаны какие-либо изменения в формировании соляных структур ДДВ по сравнению с предшествующими седиментационными этапами. Поэтому их нецелесообразно выделять в постседиментационные фазы.

При оценке относительной роли конседиментационных и постседиментационных тектонических фаз следует учитывать еще и то положение, что первые в авлакогенных областях являются первичными по отношению к постседиментационным [92], они предшествуют им и создают необходимые предпосылки для последующего их проявления. Постседиментационная тектоника вторична, зависима от конседиментационной. Это проявляется в том, что в одних случаях структурные формы заложились и начали формироваться в конседиментационные тектонические фазы, а в постседиментационные лишь продолжали свое развитие; в других случаях в конседиментационные фазы были созданы предпосылки для образования в последующем постседиментационных структур. Например, образование постседиментационных поднятий вдоль южного краевого разлома ДДВ произошло в предпозднепермский перерыв на месте девонского конседиментационного сброса и карбоновой конседиментационной флексуры.

На фоне направленности в развитии тектонических процессов проявляется их цикличность. Последняя состоит в чередовании конседиментационных и постседиментационных фаз тектогенеза, вместе составляющих тектонический цикл I порядка. Например, в истории развития ДДВ таких циклов выделяется пять: девонский, каменноугольно-раннепермский, позднепермско-юрский, меловой и кайнозойский. При этом продолжительность циклов неодинаковая (см. табл. 3).

Тектонические процессы происходят во время обоих типов фаз, т. е. на протяжении всего цикла. И в этом состоит непрерывность их в авлакогенах, в истории развития которых не было даже сравнительно коротких (в геологическом понимании) отрезков времени, когда бы не формировались какие-либо структурные формы.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕТОД
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТРУКТУР

Одним из важнейших направлений практического использования палеотектонических исследований в нефтегазопроисловых целях является прогнозирование новых антиклинальных, неантиклинальных и комбинированных ловушек. В условиях широкого распространения несоответствий структурных планов такое прогнозирование является весьма актуальной задачей. Оно, во-первых, позволяет рациональнее распределять объемы детальных сейсмических работ и параметрического бурения путем приближения их к участкам более вероятного наличия еще не известных структур и месторождений и, во-вторых, учитывая имеющиеся трудности в картировании малоамплитудных поднятий сейсмическими методами, во многих случаях может иметь и самостоятельное значение при заложении поисковых скважин.

Палеотектонический метод прогнозирования структур состоит в использовании мощностей верхней изученной части разреза для выделения антиклинальных ловушек в более глубоких горизонтах, а при определенных условиях и в тех же отложениях, когда поднятия не выделяются сейсморазведкой в силу недостаточных разрешающих возможностей ее. Такое название метода соответствует содержанию, так как в основе его лежит изучение палеотектоники поздних этапов развития структур, экстраполяция установленных закономерностей на более древние периоды времени и на этой основе познание современного структурного плана глубоких горизонтов.

Впервые использование мощностей отложений для прогнозирования структур в более глубоких горизонтах предложено К. А. Машковичем [59, 60] на материале Саратовского Поволжья. В Волгоградском Поволжье оно применялось А. А. Аксеновым и др. [Поисковые критерии погребенных поднятий Волгоградского Поволжья, 1970 г.]. Б. П. Кабышевым [1964 г., 1968 г.] анализ мощностей верхней части разреза применен для определения смещения сводов поднятий с глубиной и количественной оценки этого смещения. На возможность «использовать данные палеоструктурно-геологических карт для поисков погребенных структур» указывал В. К. Гавриш [24, с. 131].

Б. П. Кабышев с обоснованием специфических особенностей выбора стратиграфических интервалов разреза палеотектонический метод прогнозирования широко применяет в ДДВ для выделения погребенных поднятий в надсолевом структурном комплексе [40] и впервые обосновал такое прогнозирование ловушек в подсолевых отложениях [38]. В последней работе рассматриваемый метод прогнозирования назван палеотектоническим.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛОВУШЕК В НАДСОЛЕВОМ КОМПЛЕКСЕ

Предпосылкой для применения палеотектонического метода прогнозирования структур является развитие в регионе расформированных и расформирующихся палеоподнятий. Под расформированной структурой будем подразумевать такое поднятие, которое образовалось в определенный период времени, а затем расформировалось. Расформирующаяся же структура после своего образования подвергалась лишь частичному расформированию (уменьшение амплитуды). Практически оба типа поднятий часто совпадают в пределах одного участка, когда по верхним горизонтам наблюдается расформированное, а по глубоким — расформирующееся.

Расформированные палеоподнятия в разрезе зафиксированы наличием локальных минимумов мощностей образований тех стратиграфических подразделений, во время отложения которых они формировались. В современном структурном плане по этим отложениям они не выражены. Схема образования таких структур представлена на рис. 34, где на стадии формирования (рис. 34, б) по горизонтам 1—10 конседиментационно образовалось поднятие, которое характеризовалось увеличением амплитуды с глубиной. В современном структурном плане (рис. 34, а) картина иная вследствие того, что на стадии восходящих движений во время перерыва в осадконакоплении (перед отложением горизонта 11) и последующее время произошло расформирование этого поднятия — выполаживание одного из крыльев. При этом по верхним горизонтам 9—7 оно полностью расформировалось, а по более глубоким 6—11 — только уменьшило свою амплитуду. Однако по всем горизонтам подперерывной толщи наличие палеоподнятия зафиксировано минимумами мощностей как по горизонтам, где структура сохранилась, так и по тем, по которым она расформировалась. И эти минимумы мощностей выступают как поисковый признак для выделения существующих в более глубоких горизонтах погребенных поднятий. В частности, в случае, приведенном на рассматриваемой схеме, погребенное поднятие может быть выделено по анализу мощностей верхних горизонтов

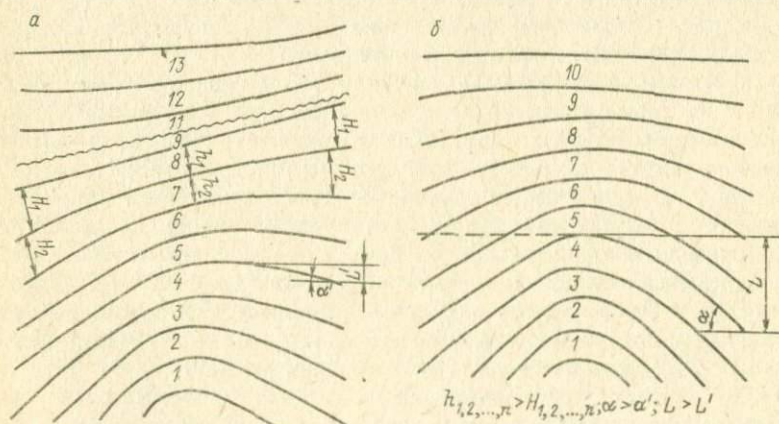


Рис. 34. Схема образования расформирующихся структур.

8 и 7 (по данным структурно-поискового бурения или сейсморазведки), хотя в современном структурном плане по этим горизонтам оно не проявляется.

Такова в общих чертах схема палеотектонического метода прогнозирования структурных ловушек. Для территории ДДВ такая методика прогнозирования может быть применена для отложений надсолевого структурного комплекса, в основном для прогнозирования погребенных поднятий в каменноугольных образованиях. Для ее применения сначала необходимо обосновать выбор стратиграфических интервалов разреза, по мощностям которых можно делать прогноз структур в более глубоких горизонтах, ибо в каждом регионе в этом отношении имеются свои специфические особенности. Прогнозировать структуры можно по мощностям таких стратиграфических интервалов разреза, во время отложения которых формирование структурных форм происходило идентично с более ранними периодами времени, для стратиграфических горизонтов которых и прогнозируется структурный план.

Для обоснования выбора стратиграфических интервалов—индикаторов нами использованы статистические данные об истории формирования локальных структурных форм (по бурению и сейсморазведке общим количеством около 100) в различные периоды времени, а также анализ корреляционной зависимости между мощностями отложений смежных толщ от нижнего карбона до палеогена. Теоретической основой прогнозирования структур являются обоснованное автором широкое развитие в ДДВ конседиментационных структуроформирующих процессов в палеозойское время и принцип устойчивости (унаследованности) в развитии структур [36]. Последний заключается в том, что структуры, которые формировались в раннем карбоне, продолжали свой рост также и в средне-позднекаменноугольное время. И, наоборот, поднятия, не формировавшиеся в раннем карбоне, так же вели себя в среднем и позднем карбоне.

В настоящее время принцип устойчивости в формировании структур ДДВ в каменноугольное время подтверждается новым, более представительным фактическим материалом: из 46 локальных структурных форм соответствие палеопланов разных эпох карбона наблюдается в 45 случаях (98%), в том числе полное соответствие в 85%, а неполное (смещение сводов или проявление роста не во все эпохи) — в 13% случаев. Этот принцип, хотя и с несколько меньшей степенью проявления, можно распространить и на время предраннепермского перерыва, и на период седиментации отложений нижней перми. Сопоставление палеопланов каменноугольного периода с таковыми, формировавшимися в предраннепермское время, показывает, что из 55 локальных структурных форм соответствие наблюдается в 37 случаях (86%), в том числе полное соответствие — в 53% случаев, неполное — в 33%. Несоответствие палеопланов наблюдается (преимущественно по данным сейсморазведки) на 8 структурных формах (14%). Палеопланы раннепермского седиментационного этапа при сравнении их с предраннепермскими совпадают на 87% структур (полное совпадение 73%, неполное — 14%) и не совпадают на 13% структур (при выборке в 19 структур). Таким образом, анализ соотношения палеоструктурных планов карбона, предраннепермского и раннепермского седиментационного этапов развития свидетельствует о соблюдении с высокой

степенью корреляции принципа устойчивости в формировании локальных структурных форм или, другими словами, об унаследованном развитии их в это время.

С позднепермского перерыва устойчивость в формировании структур ДДВ весьма существенно нарушилась: многие структуры в это время впервые возникли, другие, наоборот, прекратили свое развитие, превратившись в погребенные, третьи испытали расформирование, четвертые продолжали свой рост. Это привело к известным несоответствиям структурных планов мезозоя и верхнего палеозоя. Здесь мы не будем приводить статистических данных о соотношении мезозойских палеопланов с палеозойскими. Несомненно, что степень соответствия здесь значительно ниже, чем приведенная выше для ранней перми и карбона. И хотя отрицать возможность использования определенных интервалов разреза мезозоя для прогнозирования структурных ловушек в палеозое не следует, наиболее обещающий путь прогнозирования ловушек в настоящее время мы видим в использовании мощностей нижней перми и карбона. Поэтому и главное обоснование сделано в этом направлении.

Выбор мощностей отложений нижней перми и карбона для прогнозирования структурных ловушек обосновывается также корреляционным анализом мощностей смежных интервалов стратиграфического разреза, вскрытого большим числом скважин. Для территории Донбасса давно установлен принцип пропорциональности в изменении мощностей карбона [Ершов В. З., 1954 г.]. Наличие высокой корреляционной зависимости в изменении мощностей этих отложений свидетельствует о соблюдении этого принципа и в Днепровско-Донецкой впадине (см. рис. 1). В образованиях мезозойского структурного комплекса только между мощностями келловей-триасовой и верхнепермской толщ четко проявляется довольно высокая корреляционная зависимость. Между мощностями остальных смежных интервалов разреза мезозоя и верхней перми с нижней пермью корреляционная зависимость резко снижается. Объясняется это тем, что на графиках сравниваются мощности бесперерывных интервалов разреза с интервалами, граничащими с предпозднепермским (рис. 35, а), предмеловым и предпалеогеновым (рис. 35, б) перерывами, во время которых происходила существенная перестройка регионального и локальных структурных планов [39]. Это не позволяет эффективно использовать мощности данных отложений для прогнозирования структур на глубине.

Таким образом, анализ развития локальных структур и корреляционной зависимости мощностей отдельных комплексов отложений позволяет сделать вывод об однонаправленности изменения этих показателей во все эпохи раннепермского и каменноугольного времени. Поэтому мощности отложений нижней перми и карбона, не затронутые поздневторичными размывами, рассматриваются нами как основной параметр для прогнозирования структурных ловушек в глубоких горизонтах. В этой связи нельзя согласиться с А. И. Недошовенко и др. [64, с. 31], что для прогнозирования слабо-выраженных поднятий можно использовать палеогеологические профили, построенные к периодам формирования перерывов в осадконакоплении.

Для прогнозирования структур нами используются карты мощностей, составленные на основании структурных карт по отражающим горизонтам

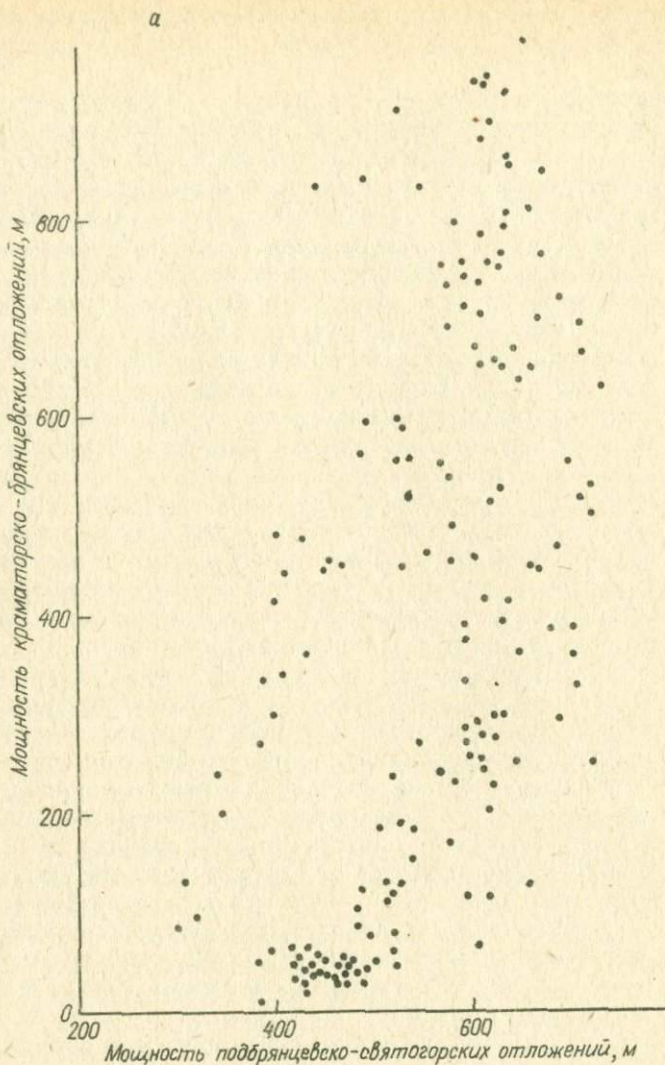
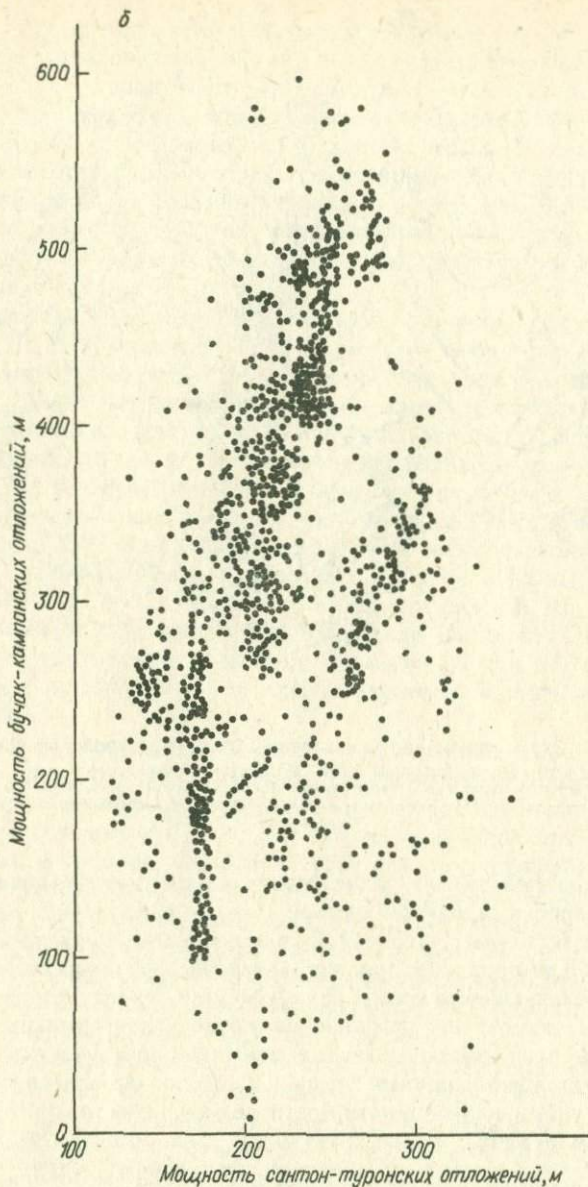


Рис. 35. Корреляционный график зависимости мощностей краматорско-брянецевских и подбрянцевско-святогорских отложений нижней перми (а) и бучак-кампанских и сантон-туронских отложений (б) в ДДВ.

палеозоя: $V_{в4}$ (подошва карбона), $V_{в3}$ (подошва нижнего визе), $V_{в2}$ (подошва верхнего визе), $V_{б2}$ (в низах башкирского яруса), $V_{б1}$ (в верхах московского яруса), $IV_{г}$ (подошва никитовской свиты нижней перми), $IV_{в}$ (в славянской свите нижней перми). Если на каком-либо участке на картах изопахит нижнепермских отложений или образований нижней перми — верхнего карбона установлено наличие расформированных палео-



поднятий, то можно сделать обоснованный вывод, что указанные поднятия в том же структурном плане формировались и раньше — в среднем и раннем карбоне. Кроме того, как это устанавливается для изученных бурением структур, скорость их роста и, следовательно, темп прироста амплитуды на единицу мощности осадков в ранне- и среднекаменноугольное время были большими, чем в позднекаменноугольное.

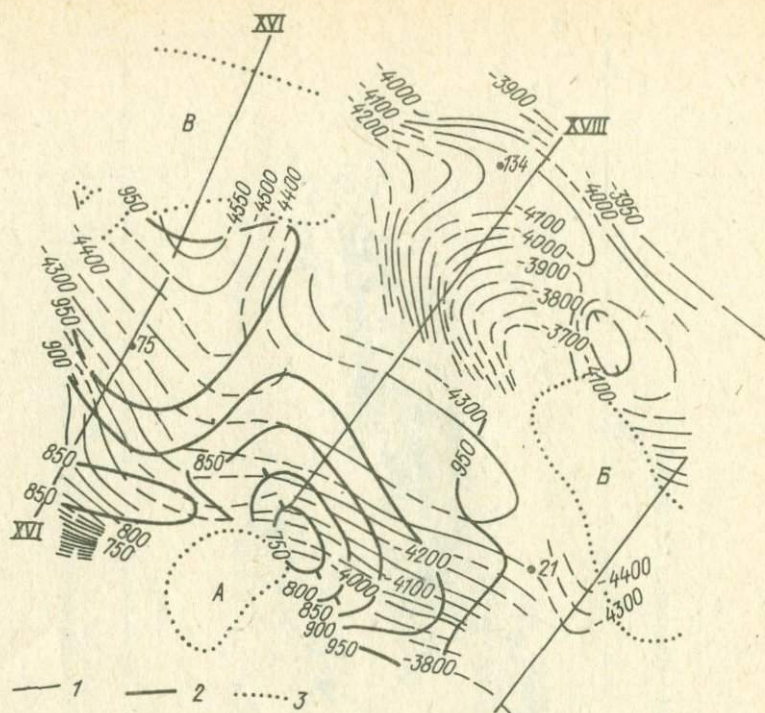


Рис. 36. Структурная карта и карта изопахит федоровской площади.

1 — изогипсы отражающего горизонта IVг (Рiпk), по И. Т. Ильницкому;
 2 — изопахиты толщи пород между отражающими горизонтами IVг — IVв (Рisl), по Т. И. Смирновой; 3 — контуры соляных штоков (А — Федоровский, Б — Верхнеланновский, В — Тарасовский).

К концу ранней перми такие палеоподнятия существовали во всех горизонтах карбона и нижней перми и характеризовались значительным увеличением амплитуды с глубиной. Во время предподнеперского перерыва началось расформирование древних палеозойских поднятий, продолжавшееся и в последующее время. Сохранение замкнутых поднятий до современной эпохи зависит от соотношения их доподнеперских амплитуд и интенсивности расформирующих движений. На участках с меньшей мощностью отложений нижней перми и карбона (и, следовательно, меньшими амплитудами палеоподнятий) эти движения часто приводили к полному расформированию палеоструктур по всем горизонтам карбона. На участках же с большей мощностью отложений верхнепалеозойского структурного комплекса древние палеоподнятия расформировывались только по нижнепермским или также по верхнекаменноугольным отложениям, а в осадках среднего и нижнего карбона лишь уменьшали свои амплитуды.

Рассмотрим конкретные примеры прогнозирования антиклинальных структур по мощностям отложений верхнего карбона и нижней перми. На Федоровской площади (рис. 36), расположенной в юго-восточной части ДДВ, изученные сейсморазведкой нижнепермские отложения залегают в

виде моноклинали, осложненной довершнепермским соляным штоком. Анализ мощностей хемогенной толщи нижней перми (между отражающими горизонтами IVг и IVв) свидетельствует о наличии здесь Северо-Федоровского валеоподнятия с размерами 4×7 км и палеоамплитудой 120—150 м, формировавшегося конседиментационно в ранней перми. В поздней перми и мезозое—кайнозое на уровне отражающих горизонтов IVг и IVв это поднятие расформировалось. Структурные планы карбона на Северо-Федоровской площади не изучены. Наличие расформирующегося палеоподнятия позволяет прогнозировать в них замкнутую структуру и в современном структурном плане.

По мощностям отложений нижней перми — верхнего карбона Б. П. Кабышевым и Т. И. Смирновой [1973 г.] выделен также ряд других расформирующихся палеоструктур: Северо-Ланновская, Северо-Вербовская, Сомовская, Северо-Кегичевская, Северо-Павловская, Северо-Мироновская, Северо-Светловская, Северо- и Южно-Медведовская, Северо- и Южно-Крестищенская. Все они являются перспективными объектами для поисков новых ловушек в средне- и нижнекаменноугольных отложениях. На Южно-Медведовском приштоковом участке пробуренная в 1979 г. с учетом рекомендации автора и Т. И. Смирновой скв. 5 Котляровская подтвердила наличие структуры. Северо-Медведовское палеоподнятия было выделено автором в 1971 г. [40], а в 1973 г. здесь в отложениях нижней перми — верхнего карбона скв. 23 открыто газовое месторождение. В его образовании важную роль сыграло существенное улучшение коллекторских свойств продуктивной толщи в своде палеоподнятия, обусловленное конседиментационным формированием его.

Причиной расформирования охарактеризованных выше палеоструктур является в одних случаях изменение со временем региональных условий проявления структуроформирующих процессов (образование значительных региональных наклонов и др.), а в других — компенсационные процессы вблизи соляных штоков. Однако во всех случаях появление погребенных под нижней пермью или различными горизонтами карбона поднятий генетически не связано с особой ролью перерывов в осадконакоплении, например предраннепермского или предарарукаритового. Оно обусловлено соотношением прироста амплитуд поднятий во время конседиментационного роста в карбоне и ранней перми и интенсивностью расформирующихся процессов в предподднепермский и последующий перерывы.

Несколько по-другому обстоит вопрос с прогнозированием погребенных структур в отложениях нижнего карбона по мощностям этих же образований и непосредственно лерекрывающих их осадков среднего карбона — толщами пород между отражающими горизонтами Vб₂—Vв₂, Vв₂—Vв₃, Vв₃—Vв₄. Выделенные на картах изопакит указанных толщ палеоподнятия, не проявляющиеся в современном структурном плане этих горизонтов, ранее относились нами во всех случаях к полностью расформированным [Кабышев Б. П., 1974 г.]. В настоящее время это положение необходимо уточнить. Опыт прогнозирования локальных антиклинальных структур в ДДВ показал, что часть таких палеоподнятий проявляется и в современном структурном плане нижнего карбона, однако они не всегда картируются сейсморазведкой, вследствие того что имеют небольшие амплитуды (первые

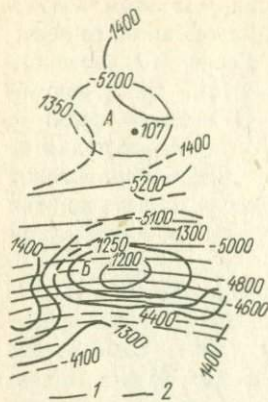


Рис. 37. Структурная карта и карта изопакит Кошевойской площади.

1 — изогипсы по отражающему горизонту $V_{в2}$ (верхнее визе), по П. Ф. Военчуку, П. Л. Марченко; 2 — изопакиты толщи отложений между отражающими горизонтами $V_{в2}$ — $V_{б2}$ (башкирский ярус), по Б. П. Кабышеву, А. Г. Ивашкину.
 А — Кошевойское поднятие; Б — Южно-Кошевойское палеоподнятия.

десятки метров). Прогнозирование их как антиклинальных ловушек по данным палеотектонических исследований основывается на том, что для малоамплитудных поднятий структурные карты по данным сейсморазведки являются менее представительными, чем составленные на их же основе карты изопакит (изохор). Последнее обусловлено тем, что малоамплитудные поднятия зачастую не проявляются на структурных картах вследствие недоучета изменения горизонтального градиента скорости сейсмических волн.

В. Р. Шевченко [90] указал, что недоучет небольших значений горизонтального градиента скорости может при пологих углах наклона пород привести к изменению направления падения отражающих границ на обратные и, следовательно, малоамплитудные поднятия в таких условиях могут оказаться некартированными сейсморазведкой. Анализ подтверждаемости структур последующим бурением, выполненный В. П. Лебедем и Д. И. Чупрыным [1981 г.], также дает основание для такого допущения: установлено, что амплитуда и площадь слабовыраженных структур в условиях ДДВ, как правило, занижается сейсморазведкой в 1,5—2,5 раза. В таких условиях поднятия с амплитудой до 40—60 м могут вообще не картироваться этим методом.

На территории ДДВ, как указывает В. Р. Шевченко [90], наиболее резкое изменение скорости происходит в верхней части разреза, особенно в мергельно-меловой толще верхнего мела и хемогенах нижней перми. Поэтому на картах изопакит толщ пород между отражающими горизонтами, находящимися ниже этих отложений, искажение по данной причине уже не проявляется, что и дает основание считать, что карты изопакит отложений карбона в части выделения малоамплитудных структур являются более достоверными, чем сами структурные карты, на основе которых они составлены. Это и позволяет прогнозировать новые поднятия на основе карт равных мощностей. Ниже рассмотрен ряд конкретных примеров выделения прогнозных ловушек этого типа.

На южном обрамлении Ждановской депрессии по мощностям отложений нижнего карбона (толщи между отражающими горизонтами $V_{б2}$ — $V_{в2}$) выделяется Южно-Кошевойское палеоподнятия (рис. 37). Размеры его $5,5 \times 2,5$ км, палеоамплитуда 120 м.

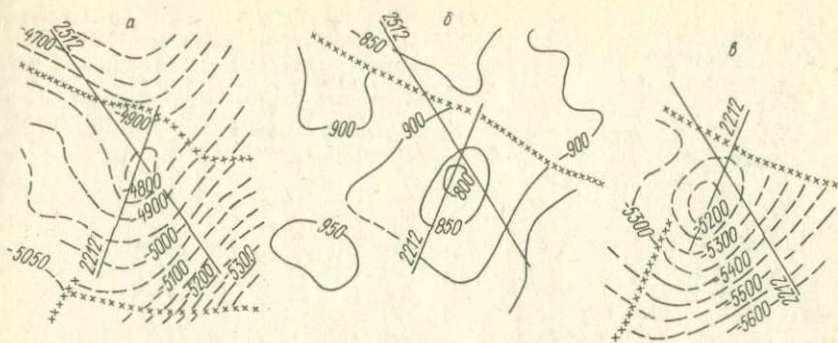


Рис. 38. Структурные карты и карта изопахит Водяновской площади.

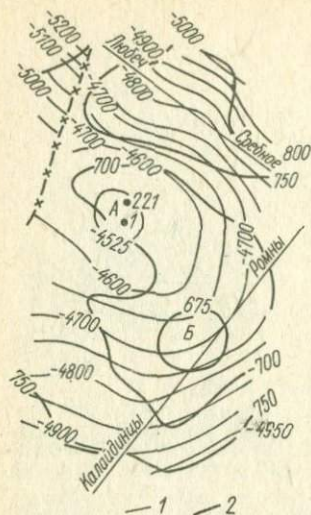
а — структурная карта по отражающему горизонту $V_{B_2}(C_{1V_2})$, по В. П. Межуеву, 1975 г.; б — карта изопахит толщи отложений между отражающими горизонтами $V_{B_2}-V_{B_2}$ (C_{2b}) по Б. П. Кабышеву, А. Г. Ивашкину, 1976 г.; в — структурная карта по отражающему горизонту V_{B_2} , по А. А. Мишуковой и Н. М. Бондарь, 1980 г.

На ряде площадей ДДВ имеются данные о подтверждаемости прогнозных структур, выделенных на основе палеотектонического метода, последующими сейсморазведочными работами с использованием более совершенных методик. Так, на Водяновской площади, расположенной в южной части Высокопольского выступа, в отложениях нижнего карбона по данным сейсморазведки в 1975 г. выделено незначительное по размерам ($0,8 \times 1,2$ км) и амплитуде (менее 50 м) одноименное поднятие (рис. 38, а). Слабая выраженность и весьма малые размеры структуры не позволяли рассматривать ее как важный объект для поискового бурения. Однако данные палеоструктурного анализа, выполненного в 1976 г., существенно повышают ее перспективность. Водяновское поднятие четко выражено на карте изопахит нижнекаменноугольных отложений с палеоамплитудой более 100 м и палеоразмерами 2×3 км (рис. 38, б). Это позволило прогнозировать наличие здесь ловушки более крупных размеров, чем та, которая выделена сейсморазведкой, причем не только в палео-, но и в современном структурном плане. Сделанный вывод в 1980 г. подтвердился новыми данными сейсморазведки (рис. 38, в), по которым Водяновская структура по размерам, амплитуде и даже конфигурации приобрела параметры, близкие к ранее выделенным на основе палеотектонического метода прогнозирования.

На Свиридовской площади по данным анализа мощностей отложений нижнего карбона между отражающими горизонтами $V_{B_2}-V_{B_{2-3}}$ сейсморазведочных работ МОВ автором было выделено Южно-Свиридовское расформированное палеоподнятие [Кабышев Б. П., 1974 г.]. Оно околонуено изопахитой 675 м и расположено на расстоянии 4,5 км к югу от Свиридовской структуры (рис. 39). Выполненными в 1978—1979 гг. сейсмическими исследованиями МОГТ Свиридовское поднятие по отложениям нижнего карбона вырисовывается как незамкнутая структура, с запада экранированная сбросом (рис. 40, а). При этом свод ее расположен на участке скважин 1 и 221 и совпадает с таковым по данным старых структурных построений. В отложениях девона (отражающий горизонт VI'') на участке южнее Свиридовской структуры по карбону установлено новое Яхниковское подня-

Рис. 39. Структурная карта и карта изопакит Свиридовской площади, 1969 г.

1 — изогипсы по отражающему горизонту V_{B_2-3} (визейский ярус), по З. Каплун и Н. Шелкуновой; 2 — изопакиты отложений нижнего карбона между отражающими горизонтами $V_{B_2}-V_{B_2-3}$, по Б. П. Кабышеву.
А — Свиридовское поднятие; Б — Южно-Свиридовское палеоподняtie.



тие (рис. 40, в), в плане совпадающее с ранее прогнозировавшимся нами на основании палеотектонического метода Южно-Свиридовским палеоподнятием. Кроме того, и по данным сейсморазведки МОГТ минимальные значения мощности нижнекаменноугольных отложений по новым данным (рис. 44, б) тяготеют к южному крылу Свиридовской структуры, свидетельствуя о несоответствии здесь палеоплана с современным по этим

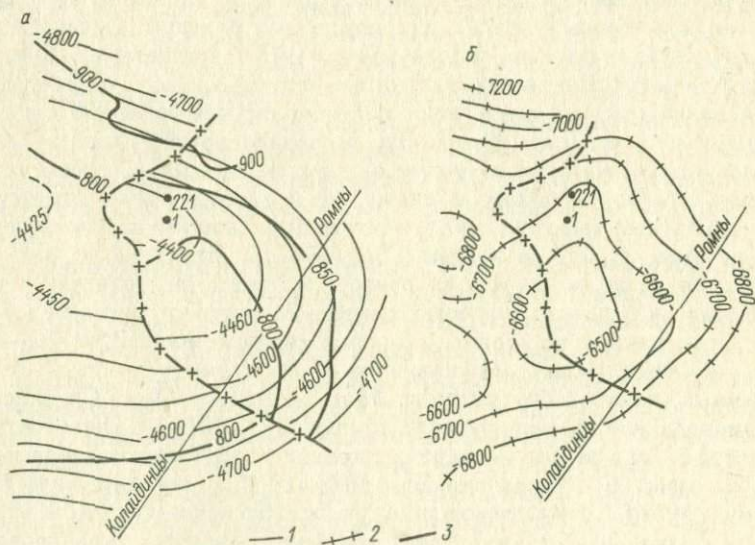


Рис. 40. Структурные карты и карта изопакит Свиридовской площади, 1979 г.

1 — изогипсы по отражающему горизонту V_{B_2} (визейский ярус), по Е. А. Клименко; 2 — изогипсы по отражающему горизонту $V_{I''}$ (девон), по А. Л. Клименко; 3 — изопакиты отложений между отражающими горизонтами $V_{B_2}-V_{B_2}$, по Б. П. Кабышеву, А. Г. Ивашкину.

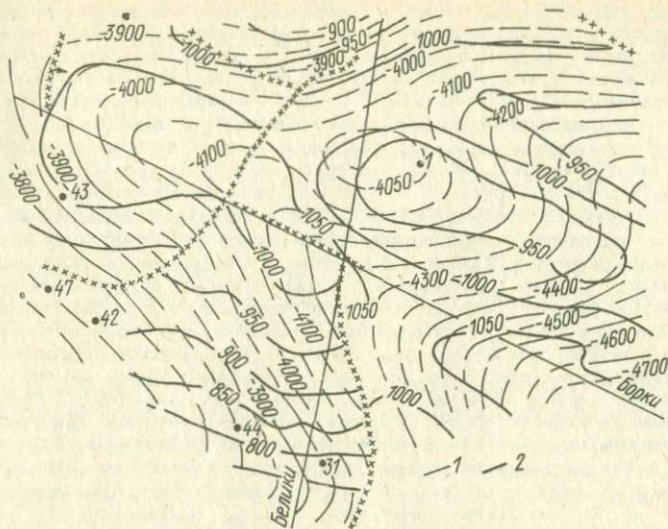


Рис. 41. Структурная карта и карта изопахит Голиковской площади.

1 — изогипсы отражающего горизонта $V_{в2}$ (верхнее визе), по Н. Т. Затеюлю и Л. Н. Фурсовой; 2 — изопахиты толщи пород между отражающими горизонтами $V_{б2}$ — $V_{в2}$, по Б. П. Кабышеву, А. И. Серову, Л. З. Сиенко.

отложениям. Поэтому остается актуальной ранее выданная рекомендация [Кабышев Б. П., 1974 г.] на бурение глубокой скважины в южной части Свиридовской структуры для оценки нефтегазоносности турнейских, визейских и девонских отложений. В условиях присводовой части палеоподнятия в такой скважине могут быть вскрыты верхневизейские продуктивные песчаные горизонты, замещенные глинистыми разностями в скв. 1, расположенной в менее оптимальных палеоструктурных условиях.

Получено также подтверждение выделенных на основе палеотектонического метода прогнозирования локальных структур на Восточно-Озерянской, Горобцовской и смещение свода на Голиковской площадях. На последней площади по отложениям нижнего карбона и девона в современном структурном плане выделяется куполовидное поднятие с небольшими размерами ($2 \times 1,2$ км) и амплитудой (рис. 41). На карте изопахит верхневизейско-серпуховских образований (толщи пород между отражающими горизонтами $V_{б2}$ — $V_{в2}$) ему соответствует смещенное к юго-востоку относительно современного свода палеоподнятия с размерами $5 \times 1,5$ км и палеоамплитудой 100 м. С ним совпадает приподнятый участок и по девонскому палеоплану. Учитывая, что на Голиковской площади в скважинах 1 и 9 получены промышленные притоки нефти из фаменских отложений, а в скв. 481 — из визейского горизонта В-21, есть основания рассчитывать в пределах древнего свода на улучшение коллекторских свойств пород девона, а также на появление песчаных горизонтов в верхневизейских образованиях с запечатанными залежами и, таким образом, на расширение площади продуктивности.

Из других регионов следует указать на применение палеотектонического метода прогнозирования структур в районах Волгоградского и Саратовского Поволжья, где установлено широкое развитие погребенных поднятий в девонских отложениях. На материале Саратовского Поволжья разработке методики палеотектонического прогнозирования и его применению посвящен ряд работ К. А. Машковича [59, 60]. Им установлено, что в этом регионе «расформированные древние поднятия оставляют обычно следы своего бывшего существования в виде зоны сокращенных мощностей отложений, которая в плане совпадает с местоположением свода, существовавшего до расформирования структуры» [59, с. 47]. Например, в Присаратовской группе структур в терригенной толще девона выявлено три погребенных поднятия: Трофимовское, Гуселское и Пристанское. В отложениях карбона и вышележащих осадках они не выражены совсем или слабо проявляются в виде структурных носов и террас. Однако на карте изопахит между кровлей верейского горизонта и кровлей батского яруса на месте указанных структур четко выделяются палеоподнятия, которые позднее (в послелюрское время) расформировались на уровне каменноугольных отложений, но сохранились по девонским, как это установлено глубоким бурением. Используя указанный метод прогнозирования, такие погребенные поднятия, как Гуселское, Трофимовское и Пристанское, можно было бы выявить даже структурным бурением скважинами глубиной до 600—700 м, хотя проявляются они только в терригенной толще девона на глубинах 2000 м и более.

На материале Волгоградского Поволжья разработка методики палеотектонического прогнозирования и выделение структур производились А. А. Аксеновым и др. [Поисковые критерии погребенных девонских поднятий Волгоградского Поволжья, 1970 г.]. Например, на Терсинской площади по данным бурения в среднем девоне (мосоловский горизонт эйфельского яруса) выделяется погребенное поднятие северо-восточного простирания, осложненное двумя сводами. Выше лежащие отложения верхнего девона и карбона залегают моноκлинално. Однако на картах изопахит Терсинское палеоподнятия проявляется в мощностях не только девонских отложений, но и каменноугольных. Это свидетельствует о том, что указанное поднятие формировалось в девонское и каменноугольное время, а позднее по отложениям карбона и верхнего девона расформировалось, но сохранилось по среднедевонским образованиям. Следы же его бывшего существования остались в виде минимумов мощностей карбона, и это является поисковым признаком для обнаружения таких погребенных структур. А. А. Аксеновым и др. [1970 г.] установлена также корреляционная зависимость между современным строением Терсинского поднятия по кровле мосоловского горизонта и мощностями карбона (от бобринского до подольского горизонтов), выведена эмпирическая формула, на основе которой составлена структурная карта по кровле мосоловского горизонта. Последняя подобна структурной карте, составленной по данным бурения. Этим расчетом авторы показали принципиальную возможность применения математики при палеотектоническом прогнозировании погребенных структур.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛОВУШЕК В ПОДСОЛЕВОМ КОМПЛЕКСЕ

Прогнозирование структурных ловушек в подсоловых отложениях является более сложным и более проблематичным вопросом. Теоретическая правомочность такого прогнозирования в принципе обоснована работами многих исследователей, считающих, как это сформулировано В. И. Китыком [45, с. 154], что «в движениях кровли галогенной толщи суммировались движения подсолевого ложа и вертикальная составляющая внутриформационного движения соли». Следовательно, если найти критерии для разделения этих двух типов движений (подсолевого ложа и соли), то тем самым можно будет прогнозировать тип структурной ловушки в подсоловом комплексе. Общая схема прогнозирования такова [Кабышев Б. П., 1972 г., 1974 г.]: восстановление истории развития структуры за время формирования надсолоевой части разреза, разделение этого процесса на составляющие в зависимости от вызвавших его причин, выделение глубинных структуроформирующих движений, влиявших на весь осадочный чехол, и на этой основе познание современного подсолевого структурного плана.

По представлениям большинства исследователей (Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В. [2], Баранов И. Г. [13], Билык А. А. [1962 г.], Кабышев Б. П. [1966 г.], Китык В. И. [45] и другие), формирование соляных структур происходит под действием гравитационного и тектонического факторов. Первый обусловлен неравномерной нагрузкой на соль, имеющей меньший удельный вес по сравнению с надсолевыми породами, а второй — глубинными структуроформирующими движениями. Наблюдаемая направленность в изменении скорости формирования солянокупольных поднятий ДДВ свидетельствует не в пользу гравитационной гипотезы происхождения их, ибо согласно последней скорость роста куполов со временем должна увеличиваться, как это считает Ю. А. Косыгин [49], или по крайней мере оставаться постоянной, но не уменьшаться.

Гравитационные силы, раз возникнув, продолжают действовать непрерывно (хотя и с разной интенсивностью) независимо от того, прогибается весь регион или воздымается и с какой скоростью. Резкое замедление или остановка роста куполов, формирующихся за счет гравитационного фактора, могут быть обусловлены только полным перетоком всей соли из межкупольных зон в соляные ядра, что для всех структур данного региона, конечно, невероятно. Установленное уменьшение от палеозоя к кайнозю скорости роста большинства соляных структур совпадает с подобным уменьшением интенсивности формирования несоляных структур и находится в полном соответствии с изменением скорости регионального прогибания и подъема всей ДДВ. Это, безусловно, говорит о ведущем значении глубинных тектонических движений в проявлении соляного тектогенеза.

Вместе с тем немаловажную роль играет и гравитационный фактор. О его проявлении свидетельствует конседиментационный рост солянокупольных поднятий в тех случаях, когда нет основания обуславливать его глубинными тектоническими движениями. Гравитационный фактор принимает участие в формировании только надсолевого структурного плана. Глубинные структуроформирующие движения (вертикальные блоковые и тангенциальные), с одной стороны, в одинаковой степени воздействуют на весь осадочный чехол площади и приводят к образованию подобных структурных форм в подсолевой и надсолевой частях разреза, а с другой, кроме того, создают дополнительное давление на соль, приводя к перемещению ее на участки меньшего сопротивления независимо от удельного веса соли. В последнем случае деформации надсолевых пород могут не сопровождаться соответствующим изменением подсолевого плана. Во времени, как показывает анализ условий формирования соляных куполов ДДВ, эти три типа деформаций в одних случаях совпадают, а в других нет. Последнее позволяет выделять по мощностям надсолевых отложений деформации, общие с деформацией подсолевой толщи, и, таким образом, прогнозировать наличие в ней структурных ловушек.

Различать же типы деформаций пород можно на основе детального анализа условий формирования локальных структур. Выше было указано о принципе устойчивости в развитии структур ДДВ в каменноугольно-раннепермское время, однако формирование их происходило по-разному. Структуры одной группы (Погарщинская, Богдановская, Сагайдакская, Мильковская, Рыбальская и др.) характеризовались интенсивным седиментацион-

ным ростом со скоростью деформации пород 10—20' млн. лет и более, а другие (Великобогачанская, Колайдинцевская, Чернухинская и др.) как замкнутые поднятия не формировались (см. рис. 30 и 31). В позднепермское и мезозойско-кайнозойское время условия изменились и солянокупольные поднятия формировались конседиментационно при осадконакоплении (со скоростью до 1' млн. лет у предкаменноугольных и внутридевонских куполов и до 3—6 у предпозднепермских) и постседиментационно во время перерывов со скоростью в 2—3 раза большей, чем при седиментации.

Анализ условий формирования разных типов соляных и несоляных структур позволяет сделать вывод о различных причинах, вызвавших их рост в каменноугольно-раннепермское время, с одной стороны, и позднепермско-кайнозойское — с другой. Конседиментационный рост соляных структур в мезозойско-кайнозойское время обусловлен, по нашему мнению, гравитационным фактором соляного тектогенеза. Это доказывается тем, что такой рост: а) характерен только для солянокупольных поднятий и не присущ несоляным структурам (Новотроицкая, Левенцовская и др.); б) более интенсивен у предверхнепермских куполов по сравнению с предкаменноугольными, что объясняется значительно большей высотой соляных ядер у первых, создавшей и большую разность гравитационных нагрузок на соль; в) происходил медленнее, чем во время перерывов, когда кроме гравитационного фактора на соль воздействовали глубинные структуроформирующие движения. Из этого можно сделать вывод, что значительная часть прироста амплитуды соляных куполов в мезозойско-кайнозойское время обусловлена гравитационным фактором и не связана с подобным формированием на глубине подсолевой структуры. Следовательно, мощности отложений верхней перми и мезозоя—кайнозоя не могут быть использованы для прогнозирования подсолевого структурного плана.

По-другому следует интерпретировать изменение мощностей каменноугольных и нижнепермских отложений. Интенсивное конседиментационное формирование в это время многих солянокупольных поднятий обусловлено в основном глубинными структуроформирующими движениями, а не гравитационным фактором. Это доказывается тем, что такое формирование: а) присуще как соляным, так и многим несоляным структурам (Новотроицкая, Боровская и др.); б) не проявляется в истории развития других аналогичных по морфологии соляных структур (Колайдинцевская, Чернухинская, Шебелинская и др.); в) проявляется часто со значительно большей скоростью, чем в последующие периоды восходящих движений. Незначительная роль гравитационного фактора в каменноугольный период объясняется небольшой высотой соляных ядер к тому времени. Из этого следует, что конседиментационные движения в каменноугольном периоде в одинаковой степени воздействовали на подсолевой и надсолевой комплексы отложений. Причем интенсивность их на многих структурах была весьма значительной, что привело к формированию в это время поднятий с амплитудами, измеряемыми многими десятками или даже несколькими сотнями метров. Постседиментационные глубинные структуроформирующие движения, проявлявшиеся в предпозднепермский и другие поздневторичные перерывы, обуславливали формирование всех соляных куполов независимо

от характера их развития в предшествующий седиментационный период. Такая синхронность в росте соляных куполов во время перерывов, видимо, обусловлена возникновением дополнительного динамического давления на соль, что приводило к ее пластическому перераспределению и формированию в надсолевом и подсолевом комплексах часто дисгармоничных структурных форм. Поэтому мощности отложений, искаженные влиянием крупных перерывов, не могут быть использованы для прогнозирования строения подсолевых отложений.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что только мощности стратиграфических интервалов разреза карбона и нижней перми, не затронутые предкаменноугольным или предпозднепермским несогласиями, являются индикатором для прогнозирования структурных ловушек в подсолевых отложениях. Соляные купола, у которых мощности отдельных ярусов карбона уменьшаются от крыльев к сводам, должны характеризоваться наличием антиклинальных структур в подсолевых отложениях (Погарщинская, Сагайдакская и др.) и, наоборот, структуры, у которых эти мощности характеризуются региональной закономерностью изменения, не имеют в подсолевых отложениях замкнутых поднятий (Великобогачанская, Колайдинцевская и др.). Другими словами, по подсолевым отложениям выражены только те солянокупольные поднятия, которые конседиментационно формировались в каменноугольный период, и не выражены не формировавшиеся, хотя в современном структурном плане все они проявляются по отложениям карбона в виде антиклинальных структур.

Следует также отметить, что образование антиклинальных структур в подсолевых девонских отложениях ДДВ связывается нами не только с теми палеоподнятиями, которые формировались в каменноугольный период и приводили к подобной деформации также подсолевой комплекс пород. Устойчивость конседиментационного роста структур в позднем палеозое позволяет предполагать, что эти процессы происходили также в девонский период, причем с еще большей скоростью. Поэтому предполагается, что достоверно установленные каменноугольные конседиментационные палеоподнятия испытывали аналогичный рост и в девонский период в том же плане. В настоящее время фактических материалов о девонских конседиментационных структурах ДДВ пока не имеется. Однако таковые достоверно установлены в соседнем Припятском прогибе [77], где они после возникновения были расчленены крупными разрывными нарушениями и в современном структурном плане выступают как полуантиклинали (например, структуры Речицкой зоны).

Сравнение строения девонского подсолевого структурного плана по данным палеотектонического метода прогнозирования с имеющимися, хотя еще и немногочисленными и недостаточно уверенными, сейсморазведочными материалами свидетельствует об их довольно хорошей сходимости. Совпадение выводов наблюдается на Великобубновской, Сагайдакской, Колайдинцевской, Борковской, Северо-Дорогинской, Софиевской, Великобогачанской и Хрещатинской площадях. В общем на основе палеотектонического метода прогнозирования антиклинальные структуры в подсолевых отложениях девона ДДВ прогнозируются в пределах Григоровской, Краснопартизанской, Северо-Дорогинской, Богдановской, Журавковской, Тваньской, Мильков-

ской, Прилукской, Качановской, Погарщинской, Перещепинской и Рыбальской солянокупольных структур.

Сказанное, а также приводимые ниже доводы не позволяют нам согласиться с существующими представлениями [44, 45, 31] о преимущественно инверсионном залегании надсолевых и подсолевых девонских отложениях в ДДВ. Эта точка зрения основывается на материалах сейсморазведочных работ КМПВ, согласно которым большинство соляных куполов, в том числе наиболее крупные по амплитуде и площади, расположены в прогибах по поверхности фундамента (см. рис. 12, а и б). А структурный план подсолевого девона большинством исследователей считается подобным строению поверхности фундамента. Кроме того, эта идея названными авторами обосновывается также теоретическими реконструкциями по распределению напряжений над границами блоков, согласно которым соль в условиях рассматриваемого региона отжималась с поднимающихся блоков фундамента в опускающиеся.

Полученные в последние годы новые данные о литолого-фациальном составе девонских отложений и условиях их залегания существенно колебали значимость обоих указанных выше факторов, использовавшихся для доказательства инверсионного залегания подсолевых и надсолевых отложений. Во-первых, строение поверхности фундамента по данным КМПВ на уровне локальных структур не следует считать одинаковым с условиями залегания горизонтов подсолевого девона, как это делают многие исследователи. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что поверхность докембрийского фундамента ДДВ перекрывается различными по возрасту горизонтами девона. Так, на Остапьевско-Белоцерковской, Петрицевской, Великобогачанской и Березовской площадях, по данным И. В. Галицкого, фундамент перекрывается старооскольским горизонтом живетского яруса, а в скв. 220 Колайдинцевской площади на фундаменте залегают более молодые отложения — шигровский горизонт франского яруса. По данным А. Д. Бритченко, на Брусиловской, Грибоворуднянской, Гуньковской, Пакульской и Репкинской площадях фундамент перекрывается отложениями ярануско-наровского горизонта живета, а выше его на некоторых площадях залегают старооскольский горизонт. В Лесковской скв. 9 и Максаковской 5 на фундаменте залегают нижнефранские отложения.

Почти все площади, где скважинами вскрыт фундамент, приурочены к выступам его. И если здесь он перекрывается различными по возрасту горизонтами девонского разреза, то тем более есть основания считать, что в депрессиях разрез будет наращиваться за счет более древних осадков, возможно, даже нижнепалеозойских, как об этом давно высказывались В. Б. Порфирьев и другие исследователи. А из этого следует, что поверхность докембрийского фундамента является структурно-эрозионной, а не только структурной, как горизонты внутри девонского подсолевого структурного комплекса. Уже по одному этому нельзя отождествлять структурные планы этих двух поверхностей. Те довольно глубокие депрессии по поверхности фундамента, которые фиксируются по данным КМПВ, за счет обложения и выполнения неровностей древнего эрозионного рельефа должны быть значительно сивелированы по горизонтам нижнефранского подъяруса, хотя еще большее выполаживание их произошло в позднефранское время.

когда прогибы заполнялись солью. Кроме того, точность определения глубин по КМПВ не превышает нескольких сотен метров, а иногда, как показывает последующее бурение, ошибки достигают 1000 м и более. Поэтому даже если по поверхности фундамента на каком-либо участке и имеются локальные поднятия амплитудой в пределах первых сотен метров, то их трудно выявить этим методом.

Второй довод (теоретические представления о распределении напряжений над вертикально поднимающимися блоками) в настоящее время может приниматься во внимание лишь как частный случай. Он основывается на том, что тектонически активная верхнефранская соленосная толща в период седиментации перекрывала участки депрессий и выступов, а затем в результате вертикальных блоковых подвижек фундамента была отжата с выступов в депрессии [44, 31]. Этот довод был веским аргументом в пользу синклинального строения подсолевого ложа в пределах соляных куполов до тех пор, пока не было данных о литолого-фациальном составе пород девона. В настоящее время ясно, что подавляющее большинство выступов и впадин поверхности фундамента — это конседиментационные структурные формы девонского времени формирования. Они развивались одновременно с осадконакоплением (при некотором запаздывании заполнения некомпенсированных прогибов солью), поэтому характеризуются резко различным фациальным составом пород — терригенно-эффузивным сокращенной мощности на выступах (Брусловский, Жеведьский, Брагинский, Новотроицкий, Талалаевский и др.) и терригенно-карбонатно-соленосным большой мощности в депрессиях.

Кроме того, некоторые выступы фундамента (Кошелевский) вообще лишены девонских отложений. Следовательно, в процессе формирования солянокупольных структур соль не могла отжиматься с выступов во впадины, так как она там и не отлагалась. Формирование соляных куполов происходило за счет соли, отлагавшейся на более ограниченной площади в пределах депрессий по фундаменту. Именно этим обусловлена приуроченность к последним большинства солянокупольных структур ДДВ. Этот вывод не исключает вероятности того, что некоторые из выступов фундамента являются более молодыми по времени формирования (последевонскими) и, следовательно, характеризуются соленосным типом разреза. Для них указанное выше влияние напряжений на распределение соли является правильным, однако такие выступы фундамента, если и существуют в регионе, то имеют весьма ограниченное распространение.

Таким образом, в настоящее время нет обоснованных данных для суждений о соотношении структурных планов подсолевых девонских отложений и поверхности докембрийского фундамента на уровне локальных структурных форм (структур III порядка). В то же время на уровне структур II порядка (выступы и депрессии по поверхности фундамента) наблюдается в общем соответствие этих структурных планов. Поэтому нет основания говорить и об инверсионности залегания надсолевых и подсолевых структурных планов в пределах солянокупольных поднятий и, следовательно, об отсутствии в пределах последних по подсолевым отложениям антиклинальных структур, способных быть хорошими ловушками для нефти и газа.

В общем имеющиеся по ДДВ данные сейсморазведки и прогнозирования на основе палеотектонического метода свидетельствуют о значительном разнообразии соотношений структурных планов подсолевых девонских отложений с перекрывающими, в частности, наиболее изученными каменноугольными отложениями. По этому признаку локальные структуры ДДВ можно разделить на 4 типа: 1) сквозные (Сагайдакская, Хрещатинская, Софиевская, Тваньская, Погарщинская и др.), 2) смещенные (Северодорогинская и др.), 3) навешенные (Борковская, Колайдинцевская, Великобогачанская, Ведильцевская и др.), 4) погребенные (Плисковская). В типе навешенных структур выделяются несколько подтипов, характеризующихся расположением солянокупольных поднятий над осложненными сбросами моноклиналями (Великобогачанская), структурными носами (Борковская) и, вероятно, есть и над синклиналями.

Разные по соотношению планов типы структур развиты в различных частях впадины. Однако наблюдается преобладание в зоне северного прибортового прогиба (по фундаменту) сквозных поднятий, в зоне южного — навешенных. Поэтому первая из них является более перспективной для поисков залежей в девонских отложениях, хотя во второй девонские отложения залегают на технически более доступных глубинах.

Палеотектонический метод прогнозирования структурных ловушек в подсолевых отложениях может найти применение и в других солянокупольных регионах. Последние характеризуются своими специфическими особенностями развития солянокупольных структур, что обуславливает и некоторые особенности выбора стратиграфических интервалов разреза надсолевой толщи для прогнозирования. Однако в основных чертах условия выбора общие для всех регионов. Такими толщами являются бесперерывные интервалы разреза, залегающие в нижних частях надсолевой толщи.

В качестве дополнительного фактора палеотектонического метода прогнозирования структур в подсолевых отложениях следует указать также на предложенный А. М. Синичкой и др. [1984 г.] учет и анализ состава соленосных формаций. На материале девонского разреза Припятского прогиба ими установлено, что в направлении подсолевых поднятий сокращается мощность нижних горизонтов верхнефранской соленосной толщи (за счет их выклинивания) либо они замещаются ангидритовыми и сульфатно-карбонатными породами, что может быть использовано в качестве индикатора прогнозирования структур в подсолевых отложениях.

РОЛЬ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИ ЭКРАНИРОВАННЫХ ЛОВУШЕК

Для образования тектонически экранированных ловушек на моноклиналях важное значение имеют время и характер развития сбросов. Этот вывод был детально обоснован автором совместно с В. А. Витенко [19] на основе анализа материала по 150 месторождениям нефти и газа с залежами в неантиклинальных тектонически экранированных ловушках, расположенных в 14 нефтегазоносных регионах мира.

Особенностью экранирующих сбросов является значительный конседиментационный рост их в период отложения ныне продуктивных толщ

или по крайней мере образование вслед за отложением этих толщ. Конседиментационный характер формирования экранирующих сбросов устанавливается на месторождениях всех регионов, по которым имеются соответствующие данные (Восточно-Венесуэльский и Венский бассейны, Галф-Кост, Рейнский и Суэцкий грабены, прогиб Гифхорн). Например, конседиментационная составляющая прироста амплитуды экранирующих сбросов по продуктивным горизонтам в Восточно-Венесуэльском бассейне и Галф-Косте составляет 70—100, а в Венском бассейне — 30—40%. На конседиментационное заложение экранирующих залежи УВ сбросов в Рейнском грабене указывают В. Брудерер и М. К. Луи [1961 г.], А. Андрес и А. Шад [1961 г.], в Суэцком грабене — М. Йоссеф [Joussef M., 1968 г.]. В прогибе Гифхорн Северо-Европейского бассейна, по данным Ф. Гехта [1961 г.], формирование сбросов, осложняющих юрские отложения на месторождении Ханкенсбюттель, происходило одновременно с прогибанием региона, а также в предмеловое время. Из этого можно сделать вывод, что ловушки в анализируемых месторождениях имеют раннее заложение и возникли одновременно или почти одновременно с отложением продуктивных толщ.

На последующих стадиях развития, особенно в неоген-антропогенное время, экранирующие сбросы в одних регионах больше не формировались, превратившись в погребенные, или испытали незначительный постседиментационный рост, а в других постседиментационное формирование сбросов в периоды региональных восходящих движений было довольно интенсивным. При этом устанавливается, что сбросы первой группы экранируют залежи, более крупные по запасам и в большем количестве (Галф-Кост, Восточно-Венесуэльский бассейн), чем сбросы второй группы (Венский бассейн, Рейнский грабен, Магдаленская впадина). Следовательно, низкая тектоническая активность сбросов на последних стадиях развития региона и особенно их погребенность являются весьма благоприятным фактором образования неантиклинальных тектонически экранированных залежей нефти и газа.

Теперь охарактеризуем другие особенности строения тектонически экранированных ловушек, являющиеся эмпирическими закономерностями, установленными на обширном фактическом материале [19]. Одной из характерных черт строения ловушек этого типа является литологический состав контактирующих по сбросам пород. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в подавляющем большинстве случаев залежи углеводородов контактируют с непроницаемыми породами соседнего блока. В редких случаях залежи контактируют с водоносными песчаниками (месторождения Западная Гуара в Восточно-Венесуэльском бассейне и Веласкес в Магдаленской впадине) или метаморфизованными породами фундамента (месторождения Раг в Венском бассейне и Кантагальо в Магдаленской впадине).

Другим критерием является тип экранирующего сброса. Из 150 проанализированных месторождений с поднятыми крыльями несогласных сбросов связаны залежи на 105 (или 70%) месторождениях, а с опущенными согласных сбросов — на 37 (25%) месторождениях. В обоих случаях залежи приурочены к крыльям сбросов, обращенным в сторону осевых частей

региональных впадин. Более частая приуроченность тектонически экранированных залежей к несогласным сбросам по сравнению с согласными обусловлена более благоприятными у первых условиями возникновения ловушек. У несогласного сброса с самого начала его возникновения верхняя часть пласта-коллектора контактирует с непроницаемыми породами соседнего блока (покрышкой этого коллектора) и, следовательно, сразу образуется тектонически экранированная ловушка, которая с ростом сброса увеличивается в объеме. У согласного сброса ловушка возникает только после достижения им амплитуды, большей чем мощность пласта-коллектора, когда горизонт опущенного крыла приходит в контакт с непроницаемыми породами.

Другими словами, при одинаковой интенсивности роста несогласный сброс раньше образует ловушку, чем согласный. Кроме того, приуроченность залежей к тому или иному типу сбросов обусловлена геотектоническими условиями региона, из-за чего наблюдается преимущественное появление определенного типа сбросов в различных регионах. Вследствие этого в одних регионах тектонически экранированные залежи связаны, как правило, только с несогласными сбросами (внешняя зона Галф-Коста, Рейнский грабен, Среднеевропейский бассейн), в других — с согласными (Венский бассейн, прогиб Гифхорн), в третьих — с теми и другими (Восточно-Венесуэльский бассейн, внутренняя зона Галф-Коста).

Существенные ограничения на образование тектонически экранированных ловушек накладывает наличие в разрезе промежуточных толщ — ложных покрышек [Филиппов Б. В., 1967 г.; Кабышев Б. П., Чупрынин Д. И., 1983 г.], литологически представленных глинистыми алевролитами, трещиноватыми аргиллитами, ангидритами и известняками.

Экранированный сбросом тектонический блок моноκлиально залегающих пород может быть ловушкой для УВ, когда не только коллектор, но и промежуточные толщи по сбросу граничат с флюидоупором соседнего крыла. При согласном сбросе это достигается при амплитуде, большей чем суммарная толщина коллектора и промежуточных толщ в кровле и подошве его (рис. 42, а, б). Высота тектонически экранированной ловушки в этом случае равна разности между амплитудой сброса и суммарной мощностью коллектора и промежуточных толщ в его кровле и подошве. При несогласном экранирующем сбросе структурная форма становится ловушкой, когда амплитуда сброса больше толщины ложной покрышки (рис. 42, в, г). Высота ловушки в этом случае равна разности между амплитудой сброса и толщиной ложной покрышки. Если указанные условия не соблюдаются, моноκлиальные блоки не являются ловушками.

Выделенные условия возникновения экранирующих свойств сбросов не исключают других причин их проявления, в частности обусловленных гидродинамическим фактором [Еременко Н. А., Михайлов И. М., 1972 г.].

Тектонически экранированные залежи в проанализированных месторождениях приурочены к неогеновым, палеогеновым, меловым, юрским отложениям и лишь в двух регионах (Иллинойская и Днепровско-Донецкая впадины) — к палеозойским. Это можно объяснить, во-первых, лучшими условиями сохранения присбросовых залежей углеводородов в более молодых отложениях и, во-вторых, большей нарушенностью разрывными

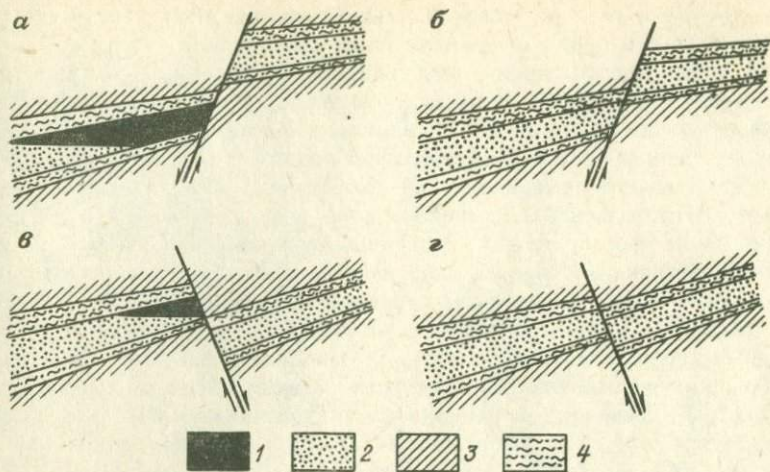


Рис. 42. Схемы тектонически экранированных ловушек углеводородов с учетом трехслойного строения резервуаров.

1 — залежь УВ; 2 — водонасыщенный коллектор; 3 — флюидоупор (истинная покрывка); 4 — промежуточная толща (ложная покрывка).

нарушениями мезозойско-кайнозойских продуктивных образований (в предгорных и межгорных впадинах, молодых грабенах) по сравнению с палеозойскими отложениями в типично платформенных условиях (Волго-Уральская область, ряд нефтегазоносных районов Северо-Американской платформы и др.).

Среди проанализированных месторождений развиты преимущественно нефтяные (56%) и нефтегазовые (41%), в значительно меньшей степени распространены чисто газовые (3%). При этом крупные и средние по запасам месторождения являются нефтяными (Талко, Мексина и др.) или нефтегазовыми (Офисина и др.), в которых основные запасы также представлены нефтью. Такое распределение месторождений, по-видимому, обусловлено тем, что сбросы лучше экранируют нефть, чем газ вследствие ее меньшей подвижности и миграционной способности. При наличии в регионе крупных региональных сбросов последние часто образуют ловушки у целой группы месторождений (Штейнбергский и Годонино-Гбельский сбросы в Венском бассейне, сбросы Балконес, Люлинг, Мексина, Талко в Галф-Косте, краевые нарушения в Рейнском и Суэцком грабенах).

Таким образом, при прочих равных условиях тектонически экранированные залежи УВ на моноклиналях характеризуются следующими благоприятными условиями строения: а) более частым распространением на поднятых крыльях несогласных сбросов, чем на опущенных согласных; б) контактированием продуктивных горизонтов по сбросам с непроницаемыми (флюидоупорными) породами соседнего блока; в) конседиментационным характером формирования экранирующих сбросов в век отложения ныне продуктивных толщ; г) погрешенностью сбросов или их слабой выраженностью в верхних комплексах отложений.

Установленные на основе анализа по многим регионам эмпирические закономерности строения и размещения тектонически экранированных

залежей нефти и газа на моноклиналях позволяют представить схему их формирования. Во время отложения ныне продуктивных толщ и вслед за ним в конседиментационно развивавшихся ловушках в результате латеральной миграции УВ и экранирования их сбросами формировались первичные залежи нефти и газа. В районах, где в последующем не происходило существенных постседиментационных подвижек по сбросам, первичные залежи без существенных изменений сохранились до настоящего времени (Восточно-Венесуэльский бассейн, внешняя зона Галф-Коста и др.). Там же, где после формирования первичных залежей на поздних стадиях развития в регионе проявились одна или несколько постседиментационных тектонических фаз с соответствующими движениями по сбросам, происходило раскрытие трещин разрывных нарушений, разрушение первичных залежей, миграция УВ по сбросовым трещинам вверх с насыщением вышележащих горизонтов. Формировались, таким образом, вторичные залежи, часть УВ выходила на поверхность и рассеивалась (Венский бассейн, Рейнский грабен и др.). Такие залежи нефти и газа, как сохранившиеся первичные, так и вторичные, являются в большинстве случаев более мелкими по запасам, чем непереформированные первичные скопления, но имеют больший стратиграфический интервал распространения.

Приведенная схема формирования тектонически экранированных залежей нефти и газа позволяет сделать вывод об условиях проявления экранирующих и проводящих свойств сбросов. Экранами являются конседиментационные сбросы, проводниками — постседиментационные. Часто встречающиеся сбросы комбинированного формирования на конседиментационных стадиях развития (и в периоды отсутствия роста вообще) выполняют роль экранов для УВ, а в этапы постседиментационного формирования — роль проводников.

Использование установленных и охарактеризованных выше основных закономерностей строения и размещения неантиклинальных тектонически экранированных залежей нефти и газа должно способствовать более эффективному их поискам. В частности, в ДДВ в пределах неантиклинальных тектонически экранированных ловушек открыто 5 месторождений нефти и газа (Прокопенковское, Озерянское, Южно-Афанасьевское, Сологубовское, Шумское). Ряд таких месторождений выявлен в Припятском прогибе [Синичка А. М. и др., 1980 г.].

Перспективны на поиски месторождений нефти и газа в неантиклинальных тектонически экранированных ловушках многие регионы СССР, хотя, конечно, круг их уже по сравнению с залежами в литолого-стратиграфических ловушках. В первую очередь это те регионы, осадочный чехол в которых интенсивно осложнен разрывными нарушениями сбросового типа: авлакогены и вообще грабенообразные прогибы (ДДВ, Припятский прогиб), межгорные и предгорные прогибы (Ферганский, Предкавказский, Предкарпатский), периферийные зоны краевых синеклиз и платформ (Прикаспийская впадина, Тимано-Печорская провинция) и др. В меньшей степени благоприятны для поисков таких залежей более спокойные зоны в типично платформенных областях (Волго-Уральская и Западно-Сибирская провинции), хотя и здесь нижняя часть осадочного чехла может быть достаточно интенсивно нарушена сбросами, которые частично уже выявлены.

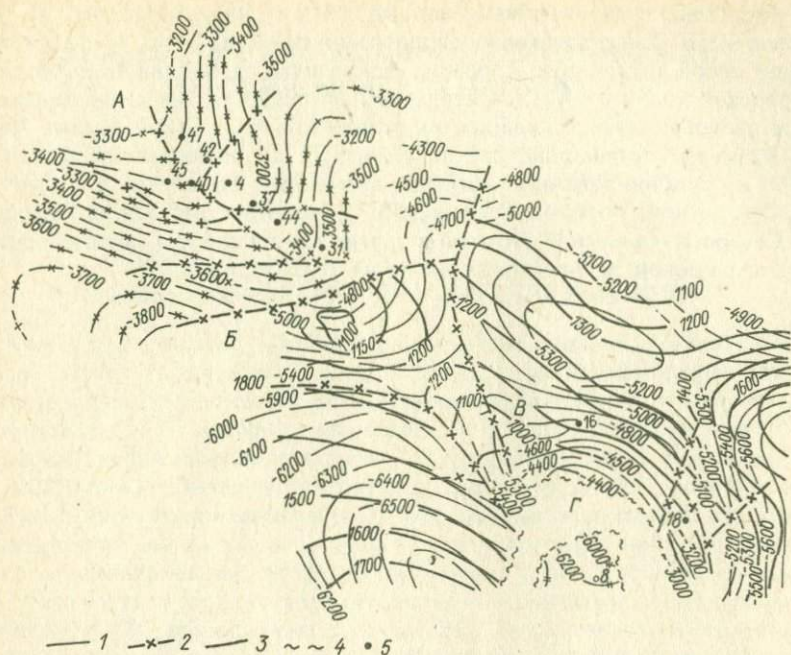


Рис. 43. Восточно-Сидорьячская площадь. Структурная карта и карта изопахит. 1 — изопахиты отражающего горизонта V_3 (C_1v_1), по С. В. Ивашко; 2 — то же, горизонта V_b (C_1); 3 — изопахиты толщи отложений между отражающими горизонтами V_3 — V_6 (C_2b), по З. И. Лобчук; 4 — граница зоны отсутствия отражений, связанная с соляным штоком; 5 — пробуренные скважины. Площади: А — Сидорьячская, Б — Восточно-Сидорьячская, В — Пионерская, Г — Колонтаевский соляной шток.

В Советском Союзе поиски залежей УВ в неантиклинальных тектонически экранированных ловушках находятся в начальной стадии. В дальнейшем целенаправленное изучение таких ловушек позволит значительно увеличить фонд перспективных объектов для поискового бурения в освоенных регионах.

Однако массовый ввод их в поисковое бурение, как, кстати, и всех других разновидностей неантиклинальных ловушек, сдерживается недостаточно уверенным выделением их сейсморазведкой, являющейся основным методом подготовки объектов к бурению. Одним из путей преодоления этого недостатка в настоящее время может быть выделение комбинированных ловушек.

В процессе практического использования палеотектонического метода прогнозирования структур установлено, что выделенные на его основе расформированные палеоподнятия на ряде площадей совпадают с неантиклинальными тектонически экранированными ловушками современного структурного типа. Такое сочетание на одной площади двух разных ловушек создает комбинированные ловушки. Достоверность выделения комбинированных ловушек повышается, так как если даже один из элементов (сброс или локальный минимум мощности отложений) выделен сейсморазведкой ошибочно, то остается другой элемент и, таким образом, ловушка вообще и перспективность такого участка не исчезают.

В настоящее время комбинированные ловушки можно выделить на ряде участков ДДВ. Так, в Восточно-Сидорячской площади (рис. 43), представляющей собой отсеченную сбросом удлиненную периклиналь Рыбальско-Сидорячской солянокупольной структуры, выделяется также расформированное палеоподняtie (в мощностях отложений между горизонтами $V_{б_2}$ — $V_{в_3}$). Размеры комбинированной ловушки 6×3 км, палеоамплитуда поднятия 100 м. Комбинированные ловушки, кроме того, выделены на Горобцовской, Озерянской, Восточно-Озерянской, Червоногорской, Южно-Рогинцевской, Северо-Качаловской, Житной и других площадях, что свидетельствует о весьма широком распространении их на территории ДДВ.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

К настоящему времени в ДДВ и на северной окраине Донбасса открыто около 150 месторождений нефти и газа. Стратиграфический диапазон промышленной нефтегазоносности охватывает отложения от юры по девон включительно, в которых выделяются 5 продуктивных комплексов: девонский, нижнекаменноугольный (с подразделением на 2 подкомплекса — турнейско-нижневизейский и верхневизейско-серпуховский), среднекаменноугольный, нижнепермско-верхнекаменноугольный и верхнепермско-юрский. Выделение их выполнено на основе генетического принципа нефтегеологического районирования, охарактеризованного в гл. I. Наиболее высокая продуктивность разреза установлена только в нижнепермско-верхнекаменноугольном (57% разведанных запасов УВ), верхневизейско-серпуховском (31%), турнейско-нижневизейском (6%) и среднекаменноугольном (5%) комплексах и подкомплексах.

Почти все месторождения приурочены к брахиантиклинальным складкам, многие являются солянокупольными структурами. В последние годы все больше месторождений открывается в малоамплитудных несоляных структурах, развитых на выступах кристаллического фундамента и других участках, где соляная тектоника не проявлялась (Артюховское, Софиевское и другие месторождения). Кроме того, открыты месторождения в приштоковых полуантиклинальных ловушках (Краснознаменское, Куличихинское). Известны также залежи на далеких погруженных периклиналях структур (Сидорячи), в кепроке соляных штоков (роменский), моноклиналях — литологически ограниченные (Руденковское, Волошковское месторождения) и тектонически экранированные (Прокопенковское и Южно-Афанасьевское месторождения). Месторождения часто многопластовые (до 20—35 горизонтов) с большим (до 2000—3000 м) этажом нефтегазоносности, однако к малоамплитудным структурам чаще приурочено по 1—3 продуктивных горизонта. Наиболее распространенными являются залежи пластового и массивно-пластового типов.

ДДВ является газонефтеносным регионом, где в сумме разведанных геологических запасов нефть составляет 21, конденсат — 6,3, газ — 72,7%. Среди исследователей распространено представление, что в северо-западной части развиты нефтяные, в средней — нефтегазовые, а в юго-восточной — чисто газовые месторождения (Р. М. Новосилецкий [67], Б. П. Стерлин и др. [1975 г.]). Анализ этого вопроса раздельно по продуктивным комплексам позволяет внести определенные коррективы в эту закономерность [Ви-

тенко В. А., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф., 1978 г.]. Такой анализ показывает, что только в отложениях нижней перми — верхнего карбона существует преимущественная приуроченность нефтяных залежей к северо-западной части, а газовых — к юго-восточной. В среднем и нижнем карбоне на изученной территории западной половины ДДВ такая закономерность четко не проявляется. Здесь нефтяные и газовые залежи в значительной степени чередуются по площади при общем увеличении доли газовой составляющей в восточном направлении.

В качестве причин, обуславливающих зональность в распространении залежей в ДДВ, разные исследователи указывали на степень метаморфизма продуктивных отложений (Р. М. Новосилецкий [67], Б. П. Стерлин и др. [1975 г.]), температуру недр (В. Г. Осадчий, Э. Б. Чекалюк [1967 г.]), различие в мощностях и глубинах погружения осадочной толщи, экранирующие свойства покровов. Анализ эмпирических данных показывает, что каждый из перечисленных факторов оказывает влияние на фазовое разобщение углеводородов в регионе, однако наблюдаемые отклонения от закономерностей не позволяют считать ни один из них основным, который определял бы все или большую часть особенностей распространения залежей. Так, если сравнить газоконденсатные (с большим содержанием конденсата — более 100 г/м^3) и газоконденсатно-нефтяные залежи западной половины ДДВ (Харьковцевское, Талалевское, Артюховское, Рыбальское и другие месторождения) с газовыми (с малым содержанием конденсата — до 100 г/м^3) юго-востока (Шебелинское, Западно-Крестищенское, Ефремовское и др.), то окажется, что те и другие в отношении степени катагенеза пород находятся в сходных условиях: в отложениях литифицированных до стадии газовых и частично жирных углей, но первые в отложениях нижнего карбона, а вторые — в нижней перми — верхнем карбоне.

Аналогичная картина наблюдается с распределением пластовых температур в указанных выше двух группах месторождений. В газовых месторождениях (Шебелинское — 57—64, Западно-Крестищенское 70—80, Западно-Сосновское — 78, Медведовское — 75—82, Машевское — 108°C) температуры не только не выше, как того требуют соответствующие представления [Осадчий В. Г., Чекалюк Э. Б., 1967 г.], а даже ниже, чем у многих газоконденсатно-нефтяных месторождений (Гадячское — 119—122, Артюховское — 111, Харьковцевское — 118—122, Гоголевское — 103°C). Что же касается распределения температур на одном срезе, то и здесь указанные две группы месторождений расположены в одинаковых условиях, а зона повышенных температур начинается восточнее газовых месторождений. Подобные доводы можно привести и в отношении влияния качества покровов, глубины погружения продуктивной толщи и мощности осадочного чехла. В общем можно сказать, что каждый из указанных выше факторов влияет на фазовую дифференциацию УВ, но отклонения от закономерности при этом столь существенные, что соизмеримы с самой закономерностью. Это стимулирует использование, при прогнозе фазового состояния УВ комплекса критериев.

В верхневизейско-серпуховском продуктивном подкомплексе наблюдается наибольшее разнообразие фазового состава УВ. Доля газовой составляющей увеличивается от периферии бассейна к центру от нескольких процен-

тов до 90% и более. Выделяются нефтяная, нефтеконденсатно-газовая и конденсатно-газовая зоны, сменяющие друг друга пропорционально увеличению доли газа. Нефтяные залежи с небольшим содержанием растворенного газа развиты в северо-западной части ДДВ (Софиевско-Ярошевская зона, Малодевицко-Прилукский участок), Ахтырской зоне и на Кибинцевско-Сагайдакском участке. Остальную часть западного сегмента ДДВ занимают нефтегазоконденсатно-газовая и конденсатно-газовая зоны. Восточный сегмент ДДВ по отложениям нижнего карбона, за исключением крайних прибортовых зон, пока не изучен. Турнейско-нижневизейский продуктивный подкомплекс изучен значительно слабее, однако по имеющимся данным здесь выделяются те же зоны, что и в верхневизейских отложениях.

В среднекаменноугольном и нижнепермско-верхнекаменноугольном продуктивных комплексах наблюдаются существенно отличные закономерности фазового состояния УВ, хотя общая тенденция увеличения доли газа в восточном направлении проявляется и здесь. Эти отложения на территории западного сегмента ДДВ характеризуются локальной нефтегазоносностью. Поэтому зональность фазового состояния выражена здесь слабее и является отражением таковой нижнего карбона. Более частыми являются случаи нарушения зональности. Например, в отложениях нижней перми — верхнего карбона на Леляковском и Гнединцевском месторождениях развиты нефтяные залежи с низким газовым фактором, а по соседству с ними на Мильковском и Богдановском — соответственно газоконденсатно-нефтяные и нефтегазовые, хотя с точки зрения покрывок и других условий сохранности последние находятся в аналогичных условиях. Поэтому в западном сегменте ДДВ фазовая зональность по указанным двум комплексам в определенной степени условная. Здесь выделяются нефтяная и нефтеконденсатно-газовая зоны. В восточной половине региона в образованиях нижней перми — верхнего карбона и среднего карбона развиты газовые залежи с низким содержанием конденсата.

В. А. Витенко, Б. П. Кабышевым и др. [Геолого-математическая модель и основные принципы формирования залежей нефти и газа в ДДВ, 1983 г.] на основе анализа комплекса геологических признаков, определяющих условия генерации, миграции, аккумуляции и сохранности УВ, разработана геолого-математическая модель формирования месторождений нефти и газа в ДДВ. В основе ее лежит генерация в широких масштабах УВ и образование первичных скоплений в нижней части осадочного чехла (отложения нижнего карбона и девона) и вертикальное перераспределение УВ с образованием вторичных промышленных залежей также в верхних частях разреза. В каменноугольно-раннепермский седиментационный этап развития региона при достижении нефтегазопроизводящими отложениями нижнего карбона главной зоны (фазы) нефтеобразования происходила генерация нефтяных и газовых углеводородов и формирование (при латеральной миграции) первичных залежей в конседиментационных структурах в западной и краевых частях восточной субобласти ДДВ. Происходил ли процесс генерации нефти или только газа в осевой части юго-востока региона, учитывая возможный переход в сторону Донбасса нефтепроизводящих отложений в угленосные, неизвестно. Выяснить это можно будет с помощью сверхглубокого бурения. В средне- и верхнекаменноугольных отложениях

Восточной субобласти в седиментационный этап генерировались газообразные углеводороды и формировались первичные залежи пластового типа.

В предпозднепермский инверсионный этап первичные залежи разрушались и в вышележащих отложениях формировались вторичные скопления за счет вертикальной миграции УВ. Наиболее значительные из таких скоплений образовались под региональной нижнепермской соленосной и верхнепермской пересажской глинистой покрывками. Этот процесс в наибольшей степени проявился на крупноамплитудных и гипсометрически наиболее поднятых структурах. В поздней перми и мезозое во время прогибания региона продолжался процесс уплотнения тех же нефте- и газопродуцирующих толщ пород, сопровождавшийся генерацией новых порций нефти и газа, причем в средней и восточной частях впадины больше газа, так как основная нижнекаменноугольная нефтегазопроизводящая толща вступила в главную зону газообразования. Этот газ растворялся в ранее возникших нефтяных залежах вплоть до полного насыщения нефти. Дальнейшее поступление газа в такие ловушки в условиях высоких давлений и температур приводило к растворению нефти в газе и формированию газоконденсатных залежей. Так возникли залежи с очень большим (до 600—1000 г/м³ и более) содержанием конденсата (Талалаевское, Артюховское, Гадячское месторождения).

В периоды мезозойских инверсий ДДВ (предмеловой, предпалеогеновой перерывы), как и во время предпозднепермской, возобновлялась вертикальная миграция углеводородов, обусловившая разрушение первичных залежей нефти и газа и формирование новых (вторичных) скоплений в отложениях мезозоя, перми, верхнего и среднего карбона, особенно в комбинированных и молодых по возрасту ловушках. Предпалеогеновый период был последним наиболее интенсивным этапом в тектонической истории развития региона и последним этапом наиболее существенных изменений в формировании залежей углеводородов.

Таким образом, первичные, основные закономерности распространения залежей нефти, газа и газоконденсата, вытекающие из условий их генезиса, в инверсионные этапы развития региона усложнились интенсивным проявлением преимущественно вертикальной миграции флюидов.

Ниже рассмотрено, какой вклад в разработку модели формирования месторождений вносят тектонические и палеотектонические условия, как они влияют на нефтегазоносность недр и какие выводы о закономерностях формирования и размещения скоплений нефти и газа можно сделать на основе анализа их. При этом тектонические и палеотектонические условия нефтегазоносности рассматриваются для зональных и локальных объектов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Из тектонических условий ниже охарактеризовано влияние на нефтегазоносность структур II порядка градиента наклона отложений продуктивного комплекса, региональных разломов, амплитуды и интенсивности локальных поднятий.

Ловушки нефти и газа в ДДВ по соподчиненности со средними структурами разделяются на 3 группы: приуроченные к валам, малым валам (зонам нефтегазонакопления) и расположенные одиночно. По всем комплек-

Распределение нефтегазоносности по средним структурам осадочного чехла ДДВ

Месторождения	Запасы, %			Количество месторождений	% месторождений
	Газ	Нефть + конденсат	Общие		
По всему разделу					
На валах	44	22	38	41	30
На малых валах	48	60	51	55	41
Расположенные одиночно	8	18	11	39	29
В нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе					
На валах	43	24,7	40	12	50
На малых валах	56,6	66,5	58,2	10	41,7
Расположенные одиночно	0,4	8,8	1,8	2	8,3
В среднекаменноугольном комплексе					
На валах	50,5	6,4	37,0	15	39,5
На малых валах	27,2	35,0	29,5	8	21
Расположенные одиночно	22,3	58,6	33,5	15	39,5
В верхневизейско-серпуховском комплексе					
На валах	57	25	43	28	29
На малых валах	27	56	39	41	42
Расположенные одиночно	16	19	18	28	29
В турнейско-нижневизейском комплексе					
На валах	6	2	5	3	8
На малых валах	69	85	72	25	64
Расположенные одиночно	25	13	23	11	28

сам в целом (табл. 4) подавляющая часть запасов УВ приурочена к валам и малым валам, меньше — к одиночно расположенным структурам. То же относится отдельно к газу и жидким УВ, хотя доля количества месторождений на них несколько меньшая. Более показательным является распределение месторождений разных групп и их запасов отдельно по продуктивным комплексам, при котором не затушевываются закономерности в отдельных комплексах. Наиболее представительными являются данные по верхневизейско-серпуховскому и нижнепермско-верхнекаменноугольному комплексам, содержащим около 90% разведанных запасов УВ.

В верхневизейско-серпуховских отложениях распределение количества месторождений и общих запасов УВ по трем группам структур наиболее равномерное. Однако отмечается более высокое процентное содержание газа на валах по сравнению с малыми валами и одиночными структурами и соответственно меньшая доля жидких УВ. Эти выводы подтверждаются также статистическим анализом сравнения средних значений запасов на месторождениях разных групп по критерию Стьюдента. В среднем запасы одного скопления на валах (13,9 условных единиц), малых валах (9,4) и одиночных структурах (11,4) статистически не различаются между собой.

Распределение нефтегазоносности средних структур по поверхности фундамента ДДВ

Расположение месторождений	Кол-во месторождений	Запасы, %			Средний запас 1 месторождения, усл. ед.
		Газ	Нефть + конденсат	Общие	
На валах и выступах	26	33	42	38	18
В депрессиях	22	50	24	36	19,5
На моноклиналях	36	17	34	26	8,5

В противоположность этому доля газа в месторождениях на валах (57%) является статистически отличной от таковой на малых валах (27%) и одиночных структурах (16%), что говорит о том, что на валах при прочих равных условиях создаются более благоприятные условия для аккумуляции газа, чем жидких УВ.

В отложениях нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса подавляющее число месторождений и количество запасов УВ приурочено к валам и малым валам, при этом между собой валы и малые валы по количеству месторождений почти не различаются, а по запасам последние превышают первые в связи с приуроченностью к этой группе Шебелинского, Леяковского и Гнединцевского месторождений. Средние запасы одного месторождения на валах и малых валах без учета Шебелинского месторождения статистически не различаются, а запасы одного одиночно расположенного месторождения несоразмерно ниже их. Таким образом, закономерности размещения месторождений на структурах с различной соподчиненностью свидетельствуют о большой роли валов и малых валов осадочного чехла в аккумуляции скоплений УВ. Вместе с тем эта роль неодинакова в разных продуктивных комплексах: несколько меньшая в генерирующем нижнекаменноугольном и большая в принимающем нижнепермско-верхнекаменноугольном, что находится в соответствии с упомянутой выше геолого-математической моделью формирования месторождений в ДДВ.

Информация о размещении месторождений нефти и газа относительно средних структурных форм по поверхности фундамента имеется только по западной части ДДВ (до меридиана г. Полтавы), для которой имеется составленная по данным КМПВ и бурения карта гипсометрии поверхности фундамента в масштабе 1:200 000. В западной половине ДДВ (см. рис. 14) размещение месторождений нефти и газа относительно структур фундамента характеризуется данными, приведенными в табл. 5, из которой видно, что распределение признаков нефтегазоносности по трем группам структур фундамента, особенно отрицательным и положительным, довольно сходное. Месторождения по количеству, доле запасов (общим и отдельно по видам УВ), среднему запасу одного месторождения не обнаруживают тяготения к валам (выступам) или депрессиям фундамента. При этом сравнение средних запасов одного месторождения и доли газа в них оценено по критерию Стьюдента; различия между двумя группами месторождений в сравниваемых парах статистически незначимы. Все это свидетельствует о независимости размещения месторождений нефти и газа от средних пликтивных структур поверхности фундамента. Следовательно,

закономерности размещения месторождений в ДДВ непосредственно не связаны со структурами фундамента.

Сделанный вывод не отрицает косвенных связей нефтегазоносности и тектонических элементов фундамента, проявляющихся через структуры чехла, образование которых в значительной степени обусловлено движениями блоков фундамента. Так, отмечается влияние структур фундамента на этаж нефтегазоносности: месторождения с большим этажом продуктивности чаще расположены над депрессиями фундамента (Мильковское, Богдановское, Солоховское, Погарщинское и др.), реже — на моноклиналиях и отсутствуют над выступами. Однако связь эта косвенная, проявляющаяся через структуры чехла; большой этаж нефтегазоносности характерен для крупноамплитудных солянокупольных структур, а они-то как раз и расположены над депрессиями фундамента, где развита мощная девонская соленосная толща. Над выступами фундамента располагаются месторождения, приуроченные к малоамплитудным поднятиям (Софиевско-Ярошевская, Талалаевско-Артюховская, Анастасьевско-Липоводолинская зоны нефтегазонакопления).

Градиент залегания (наклона) каменноугольных отложений (в 4-километровом интервале усреднения) является одним из факторов миграции УВ. В зонах с более высокими значениями градиента наклона пород интенсивнее происходит как латеральная, так и вертикальная (за счет повышения трещиноватости пород) миграция УВ. В ДДВ все месторождения нефти и газа размещаются на участках с градиентом наклона пород карбона от 50 до 250 м/км (рис. 44). Наибольшее число месторождений приходится на значения градиента 75—125 и 175—250 м/км. Примерно к этим же интервалам приурочены два максимума размещения запасов в верхневизейско-серпуховском и нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексах, которые по данному признаку качественно различаются.

Различие в фазовом состоянии УВ менее четкое, но все же имеется: скопления газа тяготеют к участкам с большим градиентом наклона (150—250 м/км), чем нефти (75—125 м/км). Последнее станет более очевидным, если учесть, что на (рис. 44, б и в) левый максимум жидких УВ (при градиенте 75—125 м/км) относится в основном к нефти (Гнединцевское, Лебяковское и другие месторождения), а правый (при градиенте 150—250 м/км) — к конденсату. Этот вывод подтверждает такую же закономерность, установленную для Тимано-Печорской [52] и Западно-Сибирской провинций, где скопления газа тяготеют к участкам с большими значениями градиента наклона, чем нефти.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Днепровско-Донецкая впадина. Весьма существенно, но неоднозначно для разных продуктивных комплексов отмечается в ДДВ влияние на нефтегазоносность зональной палеотектоники и возраста ловушек. Анализ размещения нефтяных, газовых и газоконденсатных скоплений в связи с палеотектоникой соответствующих этапов развития ДДВ, отраженной на палеотектонических картах (рис. 15—20), свидетельствует о неодинаковом проявлении этой связи в разных продуктивных комплексах. Наиболее

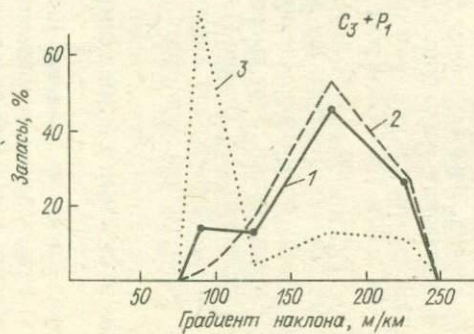
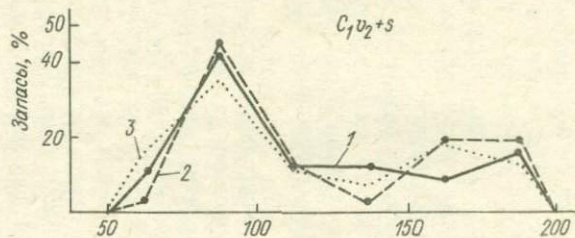
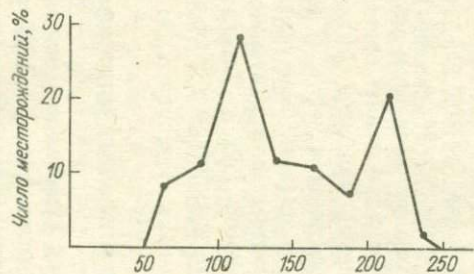


Рис. 44. Графики зависимости количества месторождений и запасов углеводородов от градиента наклона каменноугольных отложений в ДДВ.
1 — сумма углеводородов; 2 — газ; 3 — нефть с конденсатом.

тесная зависимость наблюдается в отложениях нижнего карбона. Так, в верхневизейско-серпуховском подкомплексе (см. рис. 15) залежи УВ приурочены к участкам с большей интенсивностью прогибания, чем непродуктивные структуры; мощность отложений у первых в среднем составляет 900 м, у вторых — 440 м, и это различие статистически значимое по критерию Стьюдента (при 5%-ном уровне значимости). Отмечается также влияние интенсивности прогибания на фазовое состояние УВ: нефтяные и нефтегазовые залежи характеризуются меньшими значениями мощности, чем газоконденсатные и газовые.

В отложениях среднего карбона западной половины ДДВ и нижней перми—верхнего карбона всей территории такая связь нефтегазоносности с палеотектоникой отсутствует. В среднекаменноугольном комплексе (см. рис. 16) месторождения и непродуктивные структуры характеризуются статистически не различающимися средними значениями мощности (соответственно 780 и 740 м). Отсутствует также корреляционная связь мощности с фазовым состоянием УВ и не проявляется влияние формационного состава пород. Еще более резкие несоответствия проявляются в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе, где нефтяные залежи (Гнединцевская, Погарщинская, Леляковская) приурочены к отложениям красноцветно-пестроцветной субформации и мощность отложений не обнаруживает генетической связи с продуктивностью и фазовым состоянием УВ.

Если же рассматривать нефтегазоносность осадочного чехла ДДВ в целом, то следует отметить связь ее с общей мощностью каменноугольно-нижнепермских отложений (цикла непрерывной седиментации). Все открытые в регионе месторождения расположены на территории с определенными значениями мощности каменноугольных отложений и отсутствуют в зонах с низкими (на периферии осадочного бассейна) и очень высокими значениями (в открытом Донбассе). В первом случае это объясняется неблагоприятными условиями генерации и сохранности УВ (последнее вследствие гидрогеологической раскрытости недр), а во втором — неблагоприятными условиями эволюции УВ (вследствие высокой степени метаморфизма пород).

Для анализа влияния возраста ловушек на нефтегазоносность и фазовое состояние УВ в ДДВ использована классификация локальных структур по времени их формирования [20]. Все структуры в ней разделяются на группы и типы. Группы выделяются по трем признакам: времени образования замкнутой антиклинальной ловушки, характеру развития в палеозое и проявлению расформирующихся процессов, а типы — путем комбинации трех групповых признаков.

В основу разделения структур на группы по времени образования положен прирост (в процентах) амплитуды поднятия в палеозое (точнее к предподнепермскому времени). По этому признаку выделяются 4 группы структур: древнейшие (прирост амплитуды в палеозое 100% и более), древние (от 70 до 100%), комбинированные (от 30 до 70%) и молодые (до 30%).

Анализ размещения скоплений УВ и их запасов по типам структур выполнен раздельно для Западной и Восточной субобластей ДДВ. В верхневизейско-серпуховском и турнейско-нижневизейском подкомплексах (табл. 6) в сторону омоложения групп структур наблюдается тенденция

Группы структур и нефтегазоносность в Западной субобласти ДДВ

Типы структур	Количество структур / %		Запасы УВ, %		Средний запас 1 месторождения, усл. ед.
	Непродуктивные	Продуктивные	Общие	Газ/нефть + + конденсат	
Турнейско-нижневизейский подкомплекс					
Древнейшие	0	8/32	63	68/59	4,8
Древние	18/78	16/64	37	32/41	2,0
Комбинированные	4/18	1/4	0,01	0,01/0	0,1
Молодые	1/4	0	0	0	0
Верхневизейско-серпуховский подкомплекс					
Древнейшие	0	19/33	29	29,3/30	9,7
Древние	18/64	34/60	66	69,4/62	10,8
Комбинированные	6/22	3/5	5	1,2/8	7,8
Молодые	4/14	1/2	0,01	0,01/0	0,2
Среднекаменноугольный комплекс					
Древнейшие	4/16	1/11	9	8/9	3,9
Древние	9/36	6/67	74	67/79	5,5
Комбинированные	9/36	2/22	17	25/12	3,8
Молодые	3/12	0	0	0	0
Нижнепермско-верхнекаменноугольный комплекс					
Древнейшие	1/4	2/33	3	11/2	2,8
Древние	0	0	0	0/0	0
Комбинированные	7/32	1/17	15	7/16	33,6
Молодые	14/64	3/50	82	82/82	58,1

увеличения доли непродуктивных поднятий над продуктивными, что свидетельствует в пользу влияния времени формирования их (фактора древности) на нефтегазоносность. Характерно также, что среди древнейших поднятий вообще нет непродуктивных.

Еще более четко эта закономерность проявляется в распределении геологических запасов УВ: 95% запасов в верхневизейско-серпуховских и почти 100% в турнейско-нижневизейских отложениях разведано в древнейших и древних ловушках. Залежи в молодых ловушках (газовые) выявлены только на двух месторождениях (Чернухинском и Потичанском), а их запасы составляют всего лишь 0,01% от общих по комплексу. Средние запасы одного скопления в группе древнейших, древних и комбинированных статистически не различаются, а запасы одной структуры в каждой из этих групп по сравнению с таковыми в молодых ловушках значительно превосходят их, и это различие статистически значимое.

В отложениях среднего карбона Западной субобласти ДДВ также проявляется положительное влияние на продуктивность древности ловушек, однако в меньшей степени, чем в образованиях нижнего карбона. Здесь древние и древнейшие ловушки составляют 78% от всех продуктивных и к ним приурочено 83% запасов УВ. Принципиально другая закономерность

Группы структур и нефтегазоносность в Восточной субобласти ДДВ

Типы структур	Количество структур / %		Запасы УВ, %		Средний запас месторождения, усл. ед.
	Непродуктивные	Продуктивные	Общие	Газ/нефть + конденсат	

Среднекаменноугольный комплекс

Древнейшие	1/8	3/23	31	28/46	4,9
Древние	3/23	8/62	29	28/39	1,8
Комбинированные	6/46	2/15	40	44/15	9,6
Молодые	3/23	0	0	0	0

Нижнепермско-верхнекаменноугольный комплекс

Древнейшие	0	1/9	3	3/3	33
Древние	3/18	2/18	1	1/0	8
Комбинированные	12/70	7/64	48	47/75	75
Молодые	2/12	1/9	48	49/22	536

характерна для нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса, в котором наибольшее количество скоплений УВ и подавляющая часть запасов приурочены к молодым ловушкам.

Дифференциация фазового состояния УВ в зависимости от возрастных групп структур во всех комплексах Западной субобласти при качественном анализе не проявляется. При количественном анализе отмечается, что в отложениях нижнего карбона нефтяные и газоконденсатно-нефтяные залежи тяготеют к более древним ловушкам, чем газовые [20].

В Восточной субобласти (табл. 7), где соответствующие данные имеются только по среднекаменноугольному и нижнепермско-верхнекаменноугольному комплексам, наблюдается в принципе сходная картина с западной половиной ДДВ. В отложениях среднего карбона 60% запасов УВ приурочено к древним и древнейшим ловушкам, составляющим 85% от общего числа продуктивных поднятий. В Донбасской газоносной области (в северной ее части) в отложениях среднего карбона открыто 9 газовых месторождений (Боровское и др.). Все залежи здесь находятся в древнейших погребенных конседиментационных поднятиях. В отложениях нижней перми — верхнего карбона 48% запасов сосредоточено в молодых ловушках и 48% — в комбинированных (Западно-Крестищенское, Ефремовское, Кегичевское и другие месторождения).

По отдельным типам УВ в отложениях среднего карбона проявляется дифференциация относительно разных групп структур: при переходе от молодых к более древним ловушкам соотношение запасов изменяется в сторону увеличения доли жидких УВ, что свидетельствует о тяготении нефти и конденсата к более древним структурам, чем газа.

Подобно возрасту, по-разному влияет на нефтегазоносность и конседиментационность ловушек. В отложениях нижнего карбона устанавливается четко выраженное тяготение нефтегазоносности к конседиментационным структурам: среди продуктивных они составляют 67, а среди непродуктивных только 39%. К конседиментационным поднятиям приурочено 91% запасов УВ, к постседиментационным — только 9%. Меньшее влияние или полное

отсутствие такового проявляется в вышележащих комплексах. В отложениях среднего карбона 72% запасов УВ связано с конседиментационными структурами, в нижней перми — верхнем карбоне — только 43%.

Важным показателем изучения условий формирования залежей нефти и газа является анализ степени заполнения ловушек и связь коэффициента заполнения с возрастом ловушек и морфологией структур. В нижнекаменноугольном комплексе коэффициент заполнения изменяется в широких пределах — от 0,08 до 0,90, но чаще составляет 0,40—0,50. Среднеарифметическое значение его для 36 месторождений, по которым имеются данные, составляет 0,42. Наблюдается зависимость степени заполнения ловушек от морфологии и истории развития их. Средние значения коэффициента заполнения для различных по истории развития типов структур характеризуются следующими данными: для древнейших — 0,49, древних — 0,41, комбинированных — 0,37, молодых — 0,70. Если не считать непредставительные данные по молодым ловушкам (сведения по одному Потичанскому месторождению), то среди остальных наблюдается тенденция к снижению коэффициента с омоложением ловушек. С амплитудой структур коэффициент заполнения связан следующим образом: для поднятий с амплитудой до 200 м он составляет в среднем 0,60, а с амплитудой более 200 м — 0,21. В общем наиболее высокими значениями коэффициента заполнения (0,55—0,90) характеризуются малоамплитудные поднятия древнего и древнейшего формирования (Артюховское, Гадячское, Новоселовское, Скороходовское, Талалаевское, Харьковцевское) и значительно меньшими (0,08—0,20) — крупноамплитудные комбинированного (палеозойско-мезозойского) и древнего формирования (Качановское, Зачепиловское, Михайловское, Новогригорьевское, Прилуцкое, Радченковское, Солоховское).

В среднекаменноугольном комплексе Западной субобласти ДДВ коэффициент заполнения ловушек изменяется в пределах 0,02—0,87, однако в подавляющем большинстве случаев он низкий. Среднее значение его по 19 месторождениям составляет 0,31, т. е. ниже, чем в отложениях нижнего карбона. Как и в последнем, наблюдается уменьшение коэффициента заполнения с омоложением возраста ловушек. Так, среднее значение его для ловушек древнейшего формирования составляет 0,60, древних — 0,20, комбинированных — 0,20. В нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе коэффициент заполнения изменяется от 0,23 до 1,0, однако в большинстве случаев он довольно высокий — среднеарифметическое значение составляет 0,66, а в зоне газовых месторождений юго-востока впадины — 0,69. В отличие от рассмотренных выше комплексов для него не наблюдается зависимости от времени формирования ловушек (увеличения в более древних структурах). Наоборот, ряд молодых (Шебелинская, Леляковская, Гнединцевская) и комбинированных (Западно-Крестинская, Мелиховская, Ефремовская) структур полностью или почти полностью заполнены углеводородами. В отложениях верхней перми и мезозоя коэффициент заполнения в большинстве случаев небольшой, среднеарифметическое значение его составляет для скоплений УВ в верхнепермских отложениях 0,25, в триасовых — 0,28, в юрских — 0,41.

Другие регионы. Для сравнения влияния возраста ловушек на их продуктивность в разных стратиграфических комплексах (и соответственно

регионах) воспользуемся терминами «структуры раннего и позднего формирования» (по отношению к возрасту оцениваемого комплекса). Структуры раннего формирования в основных своих чертах (не менее 70% амплитуды) образуются в период осадконакопления анализируемого продуктивного комплекса или вскоре после его отложения, а позднего формирования (менее 70% амплитуды) — на заключительных этапах развития региона. Нередким является комбинированное развитие поднятий с примерно одинаковыми приростами амплитуд в каждый из этих двух этапов. Охарактеризованные выше по продуктивным горизонтам палеозоя ДДВ древние структуры соответствуют ловушкам раннего формирования, а молодые — позднего.

Рассмотрим на основе использования опубликованных материалов вопрос о влиянии возраста ловушек на их продуктивность в различных нефтегазоносных регионах, в первую очередь в соседних с ДДВ.

В Припятском прогибе открыто 25 нефтяных месторождений с залежами в двух основных продуктивных комплексах верхнего девона: межсолевом нижнефаменском (задонский и елецкий горизонты) и подсолевом нижнефранском (семилукско-саргаевские и пашийско-кыновские горизонты). Исследователями Припятского прогиба показано, что все месторождения здесь приурочены к ловушкам раннего (девонского) формирования, хотя в деталях этого вопроса есть определенные различия в представлениях. Так, Р. Е. Айзберг и др. [79] считают, что подсолевые отложения содержат залежи нефти только на тех поднятиях, амплитуда которых к началу накопления нижней соленосной толщи достигала не менее 25% современной. Межсолевые отложения нефтеносны на поднятиях, амплитуда которых к началу накоплений верхней соленосной толщи составляла в среднем 42% современной. Следовательно, залежи имеются только на тех поднятиях, амплитуда которых к началу накопления основных экранирующих толщ прогиба — нижней и верхней соленосной — была достаточно велика.

А. Н. Кононов [48] считает, что у нефтяных месторождений Припятского прогиба антиклинальные ловушки по подсолевым отложениям в основных чертах сформировались к началу задонского времени, а в межсолевых — в елецко-лебедяньское, т. е. еще до конца девонского периода. Те же ловушки, которые образовались позднее елецко-лебедяньского времени (например, Глусская структура, которая образовалась только к началу пермского периода), залежей не содержат. По данным В. Н. Бескопильного и В. Н. Макаревича [1980 г.] к унаследованным поднятиям палеозойского возраста в этом регионе приурочено 95% разведанных запасов нефти. Окончание формирования нефтяных месторождений в Припятском прогибе А. Н. Кононов [48] приурочивает к концу девонского, а В. Н. Бескопильный и В. Н. Макаревич [1980 г.] — к концу каменноугольного периода.

В пределах мегавала Карпинского нефтегазоносность связана с юрскими и меловыми отложениями. По данным Н. И. Воронина и Ю. И. Круглова [22], подавляющее большинство залежей приурочено к ловушкам раннего формирования: в юрских отложениях к поднятиям, сформировавшимся в конце этого периода, а в нижнемеловых — к структурам досантонского формирования. Исключение составляют нефтяные и газовые скопления в нижеальбских отложениях (Субукское, Тенгутинское, Олейниковское,

Межовское, Промысловское месторождения), связанные с ловушками позднего (миоцен-раннеплиоценового) формирования. Эти залежи контролируются разрывными нарушениями и являются вторичными, образовавшимися в предакчагыльское время в результате расформирования первичных скоплений, расположенных на южном крыле мегавала Карпинского [22].

В Южно-Мангышлакской впадине промышленная нефтегазоносность приурочена преимущественно к юрским отложениям (99,5% запасов). Залежи УВ выявлены также в меловых и триасовых образованиях. Для этого региона устанавливается тесная связь истории развития структур с нефтегазоносностью [Чакабаев С. Е. и др., 1974 г.]: основные месторождения (Жетыбай, Узень и др.) приурочены к структурам раннего (юрского—мелового) конседиментационного и унаследованного формирования, в то время как непродуктивные поднятия характеризуются более поздним (позднемеловым, палеогеновым или даже неоген-четвертичным) заложением и унаследованным развитием.

Для большинства других нефтегазоносных провинций, областей и районов установлена взаимосвязь нефтегазоносности с возрастом ловушек и приуроченность залежей, особенно нефтяных, преимущественно к структурам раннего формирования. К таким выводам на основе обобщения материалов по различным районам Волго-Уральской провинции пришли К. А. Машкович [59, 60], С. П. Максимов и др. [Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской провинции, 1967 г.; Максимов С. П. и др., 1970 г.], С. П. Козленко [46], А. И. Клешов [1957 г.], В. Ф. Раабен [1958 г.], С. Я. Вайнбаум и др. [1967 г.], М. Ф. Свищев [1963 г.], Н. Ю. Успенская [1952 г.], С. Ф. Федоров и др. [Палеоструктурное развитие палеозойских отложений Западной Башкирии..., 1971 г.], К. С. Шершнева и др. [1967 г.] и другие исследователи.

Аналогичные выводы на основе материалов по Прикаспийской впадине сделали И. М. Бровар и др. [1971 г.], по Тимано-Печорской провинции — А. Я. Кремс [1964 г.], Б. Я. Вассерман и М. Ш. Моделевский [1964 г.], по Западно-Сибирской плите — М. Я. Рудкевич [73; Рудкевич М. Я. и др., 1976 г.], А. Я. Эдельштейн [1971 г.], по эпигерцинским плитам Предкавказья и Средней Азии — М. С. Бурштар [1960 г.], Е. В. Лебзин [1965 г.], А. И. Дьяконов [1976 г.], Е. М. Борисенко [1970 г.] и другие исследователи.

В противоположность этим представлениям некоторые исследователи отрицают причинную связь нефтегазоносности ловушек со временем их образования (А. И. Ласточкин [55], В. П. Бухарцев и др. [1962 г.], Н. А. Кудрявцев [1957 г.], К. Б. Аширов [1967 г.]). При этом приводятся, хотя и сравнительно немногочисленные, но от этого не являющиеся менее важными, сведения о приуроченности скоплений нефти и газа к структурам позднего формирования. Поскольку залежи в молодых ловушках дают более определенные данные для решения вопроса о времени их образования, так как характеризуют верхний предел этого процесса (в отличие от древних ловушек, где возникновение залежей возможно на всех последующих этапах после их формирования), то это положение часто используется для доказательства позднего, вплоть до неоген-четвертичного, времени

формирования всех без исключения месторождений нефти и газа на земном шаре (В. Б. Порфирьев [1964 г.]).

Рассмотрим приводимые в литературе данные о залежах УВ в ловушках позднего формирования. Среди таких К. Б. Аширов [1967 г.] называет структуры Среднего Поволжья (Туймазинская, Александровская, Бавлинская и др.), которые, по его мнению, по франским отложениям к концу девона сформировались на 25—45%, а в современном виде оформились лишь в альпийскую фазу складчатости. С учетом заполнения ловушек на полную емкость К. Б. Аширов [1967 г.] делает вывод о позднем (кайнозойском) времени формирования в них скоплений нефти. Однако вывод о позднем формировании этих структур не подтвердился другими исследованиями. По данным С. Ф. Федорова и др. [Палеоструктурное развитие отложений Западной Башкирии..., 1971 г.], указанные выше поднятия характеризуются в основном палеозойским временем формирования. Например, прирост амплитуды Туймазинской структуры по саргаевскому горизонту к раннепермскому времени составил 90% от современной.

По данным многих исследователей, с ловушками позднего (кайнозойского) формирования связан ряд газовых месторождений в верхнемеловых отложениях севера Западно-Сибирской плиты, Средней Азии и мегавала Карпинского. Так, по данным Н. А. Крылова и др. [35, с. 91], в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области газовые месторождения приурочены к локальным структурам как раннего (юрского) заложения (Гугуртли, Култук, Ташкудук, Южный Мубарек и др.), так и позднего, сформировавшихся в основном в неогеновый период (Газли, Учкыр, Фараб и др.).

На севере Западно-Сибирской плиты крупные газовые скопления в отложениях сеноманского яруса (Уренгойское, Заполярное, Медвежье и др.) приурочены к ловушкам, основной этап развития которых приходится на неоген-четвертичное время. Конседиментационная составляющая прироста амплитуд их в позднемеловой период невелика (20% для Уренгойского вала) или отсутствует полностью (Заполярное поднятие). С учетом высокой степени заполнения ловушек газом это свидетельствует о формировании залежей в неотектонический этап развития региона [Время формирования месторождений газа на севере Западной Сибири, 1976; Рудкевич М. Я., 1973 г.; и др.].

По данным В. С. Лазарева и В. Д. Наливкина [4], на эпигерцинских плитах СССР наибольшая часть газовых (68%) и газоконденсатных (64%) залежей контролируется новообразованными локальными структурами.

Таковы установленные фактические данные о приуроченности скоплений нефти и газа к структурам раннего и позднего формирования. Они свидетельствуют о том, что закономерности здесь имеются, но они более сложные, чем ранее обосновывались С. П. Козленко [46], К. А. Машковичем [59, 60] и другими исследователями, которые отстаивали представление о раннем формировании всех скоплений УВ и считали наиболее перспективными структуры древнего формирования.

В свете кратко охарактеризованной выше геолого-математической модели формирования месторождений нефти и газа в ДДВ находят логическое объяснение полученные нами эмпирические зависимости о влиянии на нефтегазоносность палеотектоники зон и ловушек в ДДВ и в других регионах, согласно

которым в одних случаях наблюдается взаимосвязь между этими показателями, а в других — нет. С точки зрения этого влияния можно выделить две принципиально различные обстановки. Залежи в нефтегазопроизводящих продуктивных комплексах, первичные по условиям образования, находятся в тесной связи с палеотектоникой зон и ловушек. Они формируются в период прохождения продуцирующей толщей ГЗН или ГЗГ в результате преимущественно латеральной миграции УВ. Продуктивными и содержащими наибольшие запасы являются структуры, испытавшие в этот период наиболее интенсивный рост, т. е. древние и комбинированные ловушки, сформировавшиеся в основном в фазы конседиментационного тектогенеза. Этим условиям соответствуют залежи нижнего карбона ДДВ, а также многие месторождения в различных нефтегазоносных регионах, где залежи тяготеют к древним ловушкам. В этих условиях палеотектоника в определенной степени может являться самостоятельным (от современной тектоники) фактором оценки нефтегазоносности зон и ловушек и критерием поисков месторождений.

Принципиально другие условия характерны для продуктивных комплексов, не содержащих собственных источников УВ. Здесь залежи нефти и газа, находящиеся во вторичном залегании, образовались за счет переформирования скоплений более глубоких горизонтов сингенетично продуктивных толщ в результате вертикальной миграции УВ, происходившей в фазы постседиментационного тектогенеза. В этом случае палеотектоника не оказывает существенного влияния на нефтегазоносность: конседиментационность структур не является критерием продуктивности, возраст (по частоте встречаемости) может влиять, а может и не влиять на продуктивность, наиболее крупные залежи и основные запасы часто содержатся в молодых и комбинированных ловушках. Более того, в этих условиях молодые ловушки (мезозойские в ДДВ) обладают даже некоторым преимуществом в аккумуляции УВ перед древними, которые слабо проявляются на поздних стадиях развития региона и поэтому характеризуются худшими условиями для аккумуляции углеводородов в процессе переформирования первичных залежей.

Такие условия формирования залежей УВ присущи в ДДВ нижнепермско-верхнекаменноугольному продуктивному комплексу, а также газовым скоплениям в других регионах — в альбских отложениях мегавала Карпинского [22], верхнемеловым отложениям на многих месторождениях Средней Азии, Предкавказья и на севере Западно-Сибирской плиты. В. Д. Наливкин, М. Д. Белонин, В. С. Лазарев, Г. П. Сверчков и другие исследователи ([4], Геолого-математические методы прогноза нефтегазоносности..., 1980) считают, что основным генерирующим УВ комплексом на эпигерцинских плитах СССР является юрский. Он же был источником газа для залежей верхнего мела, в том числе таких, как в месторождениях (Газли, Уренгойское и др.), возникших в ловушках позднего формирования в неоген-четвертичный инверсионный этап развития регионов. Такой взгляд на формирование этих залежей позволяет считать идентичными с ДДВ условия возникновения промышленных скоплений УВ в ловушках позднего формирования — образование их в заключительные постседи-

ментационные тектонические фазы за счет вертикального перераспределения УВ из более глубоких горизонтов.

Если же исходить из представления И. И. Нестерова и др. [28], А. С. Ровенской и др. [1978 г.] о том, что источником уникальных газовых скоплений в сеноманском ярусе севера Западной Сибири является органическое вещество усть-тазовской серии валанжин-сеноманского возраста, то и в этом случае условия образования залежей в ловушках позднего формирования остаются по существу теми же: образование их в инверсионный этап развития региона под действием преимущественно вертикальной миграции. Последняя, как указывают И. И. Нестеров и др. [28], могла происходить в интервале всей усть-тазовской серии мощностью 1000—1500 м, а скопление газа осуществлялось под региональным экраном, которым служит глинистая толща турон-датского возраста.

Следует отметить, что нередко наблюдаемая приуроченность залежей газа и нефти к структурам позднего формирования часто используется сторонниками абиогенного происхождения нефти и газа для отрицания вообще связи нефтегазоносности с возрастом ловушек. Нередко наблюдаемая приуроченность месторождений нефти и газа к молодым ловушкам возникает при вполне определенных условиях длительного процесса формирования и переформирования их. Поэтому она не может служить обоснованием для отрицания связи между временем формирования ловушек и залежей и тем более обоснованием позднего, вплоть до неогенового, времени образования всех месторождений. Просто связь эта становится более сложной, как и всякое явление при более глубоком и детальном изучении его.

О ВЛИЯНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В последнее десятилетие появилось значительное число опубликованных работ с обоснованием вывода о значительном влиянии новейших (неоген-четвертичных) движений на формирование, размещение и состав залежей нефти и газа [Волков М. Г. и др., 1975 г.; Горелов С. К., Розанов Л. Н., 1977 г.; Ласточкин А. Н., 1974 г.; Особенности размещения тектонических структур..., 1974 г.]. Не касаясь указанного влияния в кайнозойских бассейнах, где современный структурный план нередко полностью сформирован новейшими движениями и влияние их на нефтегазоносность не вызывает сомнения, остановимся на характеристике этой зависимости для авлакогенного региона древней платформы, где она не так бесспорна, как следует из опубликованных работ.

Весьма подходящим объектом для детального анализа рассматриваемой зависимости является Днепровско-Донецкая впадина, характеризующаяся существенной дифференциацией территории как по показателям нефтегазоносности, так и по суммарным амплитудам неотектонических движений. Для этого района автором выполнены сопоставление данных о нефтегазоносности с суммарными амплитудами новейших движений, градиентом этих движений (в 4-километровом интервале усреднения), а также

геолого-математический анализ связи продуктивности структур, фазового состояния УВ и их запасов с параметрами новейших движений.

Месторождения нефти и газа в ДДВ (рис. 45) распространены на участках с амплитудой неотектонических движений 30—160 м, однако наибольшее количество их (67%) характеризуется амплитудой 80—120 м (рис. 46). И хотя на всей территории этот параметр изменяется в более широких пределах (от -20 до +160 м), на подавляющей части перспективных земель он равен 80—120 м, т. е. имеет значения, характерные для большинства месторождений. Подобное наблюдается и в соотношении месторождений с градиентом неотектонических движений. Месторождения характеризуются значениями градиента от 1 до 10 м/км, в таких же пределах изменяется этот показатель на всей территории ДДВ, 73% месторождений расположено на участках с градиентом 2—6 м/км, какой наблюдается на большей части региона.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что качественный анализ размещения месторождений по территории ДДВ не дает каких-либо оснований для вывода о тяготении их к участкам с определенными амплитудой или градиентом амплитуды неотектонических движений, так как месторождения УВ характеризуются всеми присущими территории региона значениями градиента неотектонических движений (1—10 м/км), а по отношению к суммарной амплитуде распространены на территории с почти всеми ее значениями. Не открыто месторождений на участках с суммарной амплитудой от -20 до +30 м, что объясняется весьма незначительной площадью таковых (осевая часть Бобринской малой депрессии, см. рис. 45). Небольшое количество месторождений, находящихся на территории с суммарной амплитудой 30—80 м, обусловлено приуроченностью таких участков к депрессиям осадочного чехла, в пределах которых основная перспективная часть разреза (отложения нижнего карбона) весьма слабо изучена бурением. О высокой перспективности этих зон свидетельствует открытие газоконденсатных месторождений уже на начальной стадии изучения их (Яблунновское и Кошевойское в Ждановской депрессии, Волошковское — в Сребненской). Приуроченность 65—70% месторождений к более узкому интервалу неотектонической активности региона также не свидетельствует о влиянии последней на их размещение, так как такие значения суммарной амплитуды (80—120 м) и градиента ее (2—6 м/км) характерны, во-первых, для подавляющей (примерно 80%) части перспективной территории ДДВ и, во-вторых, для половины крайней северо-западной части ее, малая перспективность которой обусловлена слабой гидрогеологической закрытостью палеозойских отложений. В последней зоне скопления нефти и газа отсутствуют несмотря на то, что суммарная амплитуда неоген-четвертичных отложений здесь составляет 80—120 м (см. рис. 45). То же самое относится и к показателю градиента неотектонических движений.

Размещение месторождений по фазовому состоянию УВ и запасам рассмотрено отдельно по двум продуктивным комплексам, являющимся наиболее изученными и содержащими подавляющую часть разведанных запасов УВ в регионе. В верхневизейско-серпуховском продуктивном комплексе наибольшая часть запасов УВ приурочена к структурам с амплитудой неоген-четвертичных движений 80—140 м (рис. 47, а) и с градиентом этих

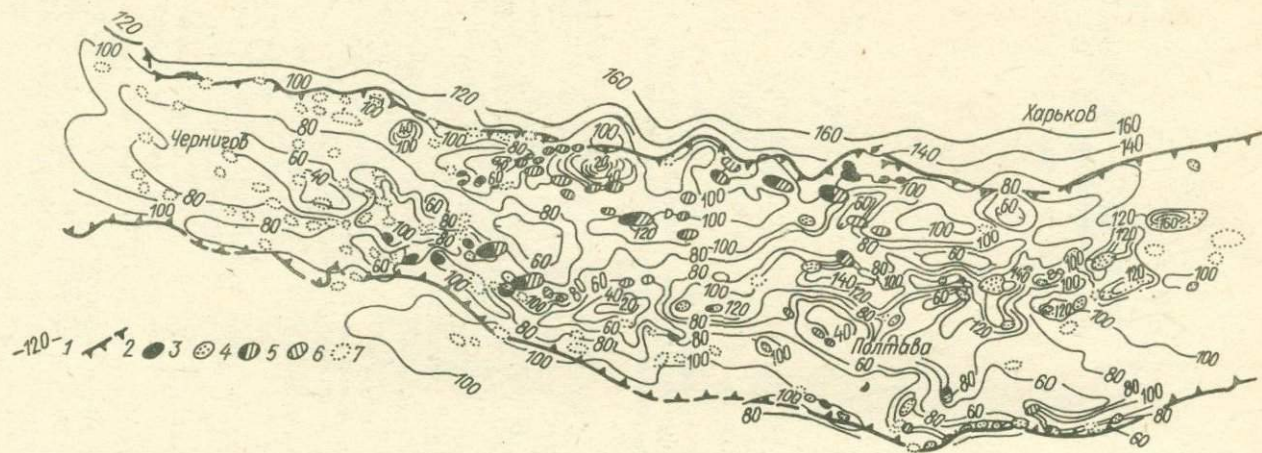


Рис. 45. Карта сопоставления месторождений нефти и газа с неотектонической активностью в ДДВ.
 1 — изолинии суммарных амплитуд неотектонических движений (по В. А. Мелихову, В. И. Филиппову, С. П. Пильник, А. С. Авдеевой); 2 — границы Днепровского грабена; 3—6 — месторождения: 3 — нефтяные, 4 — газовые, 5 — газоконденсатно-нефтяные, 6 — газоконденсатные; 7 — непродуктивные структуры.

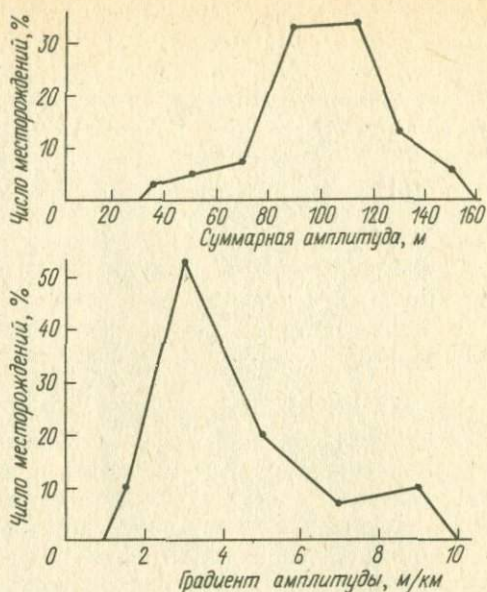


Рис. 46. Графики зависимости числа месторождений от суммарной амплитуды и градиента амплитуды неотектонических движений в ДДВ.

движений 2—6 м/км; в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе соответственно 100—160 м и 3—8 м/км (рис. 47, б), т. е., как и сами месторождения, запасы УВ не тяготеют к каким-либо определенным неотектоническим зонам или объектам, так как рассредоточены по всей территории ДДВ, за исключением малоперспективной по геологическим причинам крайней северо-западной части. Несколько по-другому на первый взгляд обстоит вопрос с влиянием неотектонической активности на фазовое состояние УВ. Для разреза осадочного чехла в целом наблюдается приуроченность газовых месторождений преимущественно к юго-восточной части ДДВ с большими значениями суммарных амплитуд неотектонических движений (120—160 м), а нефтяных — к северо-западной с меньшими значениями данного параметра (80—120 м). Этот факт наиболее часто и приводится в литературе в обоснование взаимосвязи нефтегазоносности с новейшей активностью [Волков М. Г. и др., 1975 г.; Особенности размещения тектонических структур..., 1974 г.]. Однако такой однозначной интерпретации ему нет основания давать. Во-первых, для двух основных продуктивных комплексов в этом отношении наблюдаются неодинаковые закономерности, что уже само по себе свидетельствует о влиянии на фазовую дифференциацию УВ других причин, а не неоген-четвертичных движений, которые по отношению к обоим продуктивным комплексам проявлялись одинаково. В верхневизейско-серпуховском комплексе, который разведан в основном в западной половине ДДВ, где в нем развиты нефтяные, газовые и газоконденсатные скопления, распределение запасов газа и жидких УВ в зави-

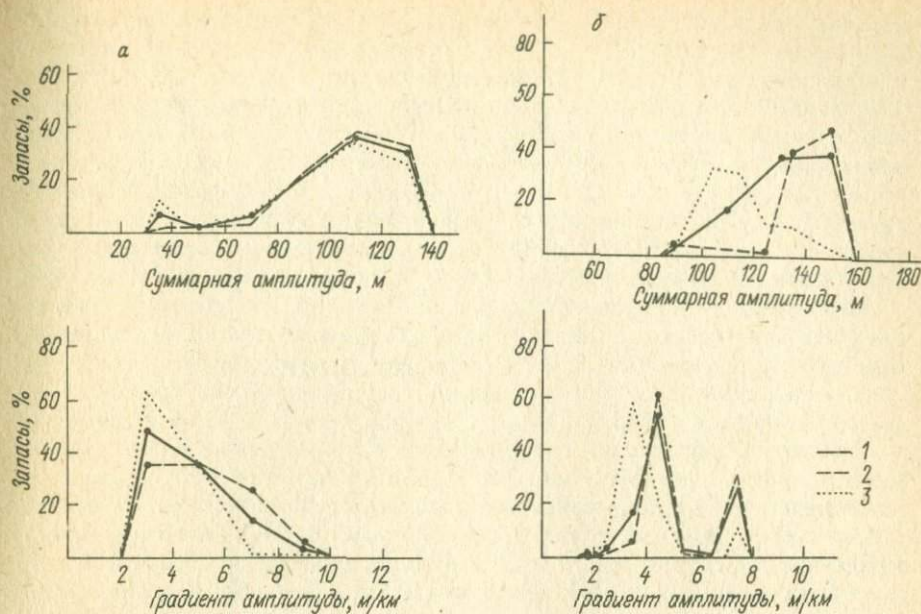


Рис. 47. Графики зависимости запасов УВ от суммарной амплитуды и градиента амплитуды неотектонических движений в верхневизейско-серпуховском продуктивном (а) и в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе (б) ДДВ.

1 — сумма УВ; 2 — газ; 3 — нефть с конденсатом.

симости от суммарной амплитуды неотектонических движений подобно размещению суммарных запасов в целом (см. рис. 47, а).

Другая зависимость проявляется в нижнепермско-верхнекаменноугольном продуктивном комплексе, где основные запасы нефти приурочены к месторождениям с меньшими значениями амплитуд новейших движений и их градиента, чем запасы газа (см. рис. 47, б). Однако из этого не следует делать однозначного вывода, что на фазовую дифференциацию УВ влияет неотектоническая активность зон или ловушек. Запасы нефти и газа в этом комплексе разобщены зонально: жидкие УВ на западе, газ — на востоке ДДВ. Западная и Восточная субобласти ДДВ кроме различия параметров неотектонической активности характеризуются принципиально разными условиями генерации УВ, что в первую очередь и обусловило различие фазового состояния их [Геолого-математическая..., 1983 г.; Максимов С. П. и др., 1976 г.]. В Восточной субобласти образования нижней перми — верхнего карбона характеризуются хорошими условиями генерации газа и посредственными нефти (отложения с гумусовым РОВ по степени катагенеза находятся в условиях главной зоны газообразования), а в Западной субобласти — условия генерации обоих типов УВ посредственные и плохие (красно- и пестроцветные образования находятся на буроугольной стадии катагенеза). А так как признаки генерации (мощность чехла, катагенез пород, температура) * довольно хорошо коррелируются с неотектони-

* Эти параметры увеличиваются с северо-запада на юго-восток ДДВ вместе с таким же изменением суммарной амплитуды неотектонических движений.

ческими, это и обусловило видимость влияния последних на состав углеводородных залежей. О том, что это влияние имеет косвенный характер, можно судить по тому, что северный борт центральной части ДДВ, где нет и не ожидается открытия газовых месторождений, а лишь известны нефтяные, а также Ахтырский нефтеносный район северной прибортовой зоны характеризуются такими же значениями суммарной амплитуды неотектонических движений (более 120 м — рис. 49), как и Машевско-Шебелинский газоносный район. Геологические условия генерации и сохранности газа в указанных зонах менее благоприятные, что и обусловило их нефтеносность, хотя активность новейших движений в них такая же, как и в газоносной зоне.

Таким образом, качественный анализ связей неотектонических признаков с нефтегазонасностью не дает оснований для утверждений об их причинной зависимости в условиях ДДВ. Рассмотрим количественные показатели этой связи: сравнение средних значений неотектонических признаков на месторождениях и непродуктивных структурах (по критерию Стьюдента) и одномерную корреляцию этих признаков с показателями нефтегазонасности (запасы, плотность запасов, фазовое состояние УВ). Выводы о закономерностях влияния признаков делались преимущественно на основе статистически значимых связей. Для отложений нефтегазогенерирующего верхневизейско-серпуховского продуктивного комплекса не установлено статистически значимых связей неотектонических признаков с параметрами нефтегазонасности: средние значения прироста амплитуд локальных поднятий и значения суммарных амплитуд неотектонических движений на продуктивных и непродуктивных структурах статистически не различаются — значения критерия Стьюдента ниже критических (табл. 8); также статистически незначимы корреляционные связи этих признаков с запасами, плотностью запасов и долей нефти в запасах (табл. 9).

Другая закономерность проявляется для нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса, который в Западной субобласти ДДВ является негенерирующим УВ, а в Восточной — умеренно генерирующим, но также содержащим и вторичные скопления газа, о чем свидетельствует превышение разведенных запасов над количеством эмигрировавших УВ. В этом комплексе продуктивными являются неотектонически более активные структуры, имеющие прирост амплитуды поднятий в 1,5—2 раза, а суммарную амплитуду на 10—17 м больше, чем непродуктивные структуры, причем различие это, особенно в Западной субобласти, статистически значимое (см. табл. 8). Эти же признаки обнаруживают прямую корреляционную связь с запасами УВ в данном комплексе (см. табл. 9). При интерпретации этих зависимостей следует учитывать, что анализируемые неотектонические признаки (прирост амплитуды поднятий и суммарные амплитуды) хорошо коррелируются соответственно с современной амплитудой структур и глубиной залегания комплекса, а также их изменением за мезозойское время (особенно величиной предпозднепермского и предпалеогенового размылов отложений). А так как указанные признаки мезозойской истории являются критериями продуктивности ловушек по отложениям нижней перми — верхнего карбона и влияют на запасы УВ, причем характеризуются изменением на порядок большим, чем неотектонические признаки, то не исключено, что связи признаков новейшей тектоники с нефтегазонасностью явля-

Таблица 8

Средние значения неотектонических признаков на продуктивных и непродуктивных структурах ДДВ

Неотектонические признаки	Западная субобласть						Восточная субобласть		
	C _{1v2} +s			P ₁ +C ₃			P ₁ +C ₃		
	Структуры		Критерий Стьюдента	Структуры		Критерий Стьюдента	Структуры		Критерий Стьюдента
	продук- тивные	непродук- тивные		продук- тивные	непродук- тивные		продук- тивные	непродук- тивные	
Прирост амплитуды под- нятий за неоген-четвертич- ное время, м	5,1	5,8	0,42	10,3	5,3	2,36	7,7	5,6	0,61
Суммарная амплитуда неотектонических движе- ний, м	99	94	1,12	112	95	2,84	123	114	1,92
Критические значения кри- терия Стьюдента:									
при 5%-ном уровне значи- мости			1,99			2,05			2,05
при 10%-ном уровне значи- мости			1,66			1,70			1,70

Таблица 9

Корреляция признаков нефтегазоносности с неотектоническими по месторождениям ДДВ

Неотектонические признаки	Западная область						Восточная субобласть	
	C ₁ v ₂ +s			P ₁ +C ₃			P ₁ +C ₃	
	Запасы УВ	Плотность запасов	Доля нефти	Запасы УВ	Плотность запасов	Доля нефти	Запасы УВ	Плотность запасов
Прирост амплитуды поднятий за неоген-четвертичное время, м	0,13	-0,18	-0,11	0,80	0,51	0,29	0,82	0,40
Суммарная амплитуда неотектонических движений, м	0,17	-0,01	-0,01	0,55	0,40	0,41	0,69	0,24
Критические значения коэффициентов корреляции: при 5%-ном уровне значимости		0,30			0,71		0,55	
при 10%-ном уровне значимости		0,26			0,62		0,48	

ются отражением влияния мезозойской (точнее послераннепермской), а не новейшей тектонической активности. Тем не менее эти данные не дают основания и отрицать некоторое влияние неоген-четвертичной тектонической активности зон и структур на их нефтегазоносность. Подобные условия наблюдаются и в отложениях среднего карбона Западной субобласти ДДВ.

Таким образом, резюмируя изложенное, можно заключить, что в ДДВ допускается проявление некоторого влияния неотектонической активности зон и структур на размещение залежей нефти и газа в негенерирующих продуктивных комплексах, содержащих вторичные скопления УВ, образовавшиеся в результате вертикальной миграции их из нижележащих питающих комплексов. Это относится к залежам в отложениях нижней перми — верхнего карбона, верхней перми, триаса, юры, а также среднего карбона в Западной субобласти. Образовались эти скопления в послераннепермские этапы региональных восходящих движений [Геолого-математическая модель и основные принципы..., 1983 г.]. На размещение первичных залежей УВ в генерирующем продуктивном комплексе нижнего карбона, образовавшихся в палеозойский седиментационный этап развития региона, никакого влияния неоген-четвертичных движений не отмечается. Следовательно, новейшие движения на древней платформе могли обуславливать лишь продолжение процессов переформирования месторождений, не приводя к возникновению качественно новых условий.

НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

Рассмотренные вопросы палеотектонических исследований позволяют наметить новые направления нефтегазопроисковых работ, связанные с этими исследованиями. К ним относится оценка перспективности в нефтегазоносном отношении расформированных поднятий (к которым могут быть приурочены катагенетически запечатанные залежи нефти и газа) и других разновидностей слабых ловушек (неантиклинальных тектонически экранированных и комбинированных), а также перспективности средних по размерам отрицательных структур (депрессий и малых депрессий). Реализация указанных направлений поисков особенно актуальна в освоенных нефтегазоносных регионах, где традиционные направления постепенно себя исчерпывают.

ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ СЛАБЫХ ЛОВУШЕК

Палеоподнятия, выделяемые по мощностям регионально и сингенетично нефтегазоносных образований, являются перспективными объектами для поисков залежей нефти и газа независимо от того, проявляются они в современном структурном плане этих отложений или нет (являются полностью расформированными как антиклинальные ловушки). В последнем случае они превращаются в одну из разновидностей неантиклинальных ловушек [Кабышев Б. П., 1974 г.].

Такие ловушки в литературе недавно названы «эпигенетическими» [53] или «запечатанными» [18]. В основе их выделения лежат древние антиклинальные структуры, расформированные или переформированные позднейшими тектоническими движениями. Материалы по ним в последние годы обобщены в ряде опубликованных работ советских и зарубежных исследователей [18, 53, 100 и др.], а ранее на перспективность таких ловушек указывали В. Е. Хаин [1954 г.] и К. А. Машкович [60]. В ДДВ перспективность и направление поисков залежей УВ, связанных с расформированными палеоподнятиями, впервые обоснованы автором [Кабышев Б. П., 1974 г.].

Экранирование залежей нефти и газа в эпигенетических ловушках обусловлено консервирующим влиянием УВ на коллекторские свойства пород — вторичной цементацией пород в законтурной зоне, капиллярными силами на контакте крупнозернистых и мелкозернистых пород, затуханием трещиноватости, слоем окисленной нефти на контакте с пластовой водой

и другими причинами. Кроме того, в сводовых частях древних конседиментационных поднятий обычно наблюдается и первичное улучшение коллекторских свойств пород вследствие отложения здесь более крупнозернистого и лучше отсортированного материала по сравнению с крыльевыми частями.

В литературе описано довольно много залежей УВ, особенно нефтяных, связанных с эпигенетическими ловушками в пределах расформированных палеоподнятий. Характерным примером является нефтегазовая залежь Тин-Фуйе-Табанкорт в Алжирской Сахаре, одна из залежей нефти на месторождении Пембина в Западно-Канадском бассейне, многие залежи во впадине Делавер Пермского бассейна, ряд нефтегазовых скоплений парфеновского горизонта нижнего кембрия в Приленском районе Иркутского амфитеатра [18, 53].

В ДДВ по данным бурения залежи нефти в расформированном палеоподнятии, по нашему мнению, разведаны на Сидорячской площади, расположенной в северной прибортовой зоне в пределах удлинённой периклинали Рыбальской солянокупольной структуры [Кабышев Б. П., 1974 г.]. Палеоподнятия здесь проявляется в мощностях отложений нижнего карбона. Прирост амплитуды его за поздневизейское время составил 35—40 м, в серпуховский век — 20 м, в башкирский — 60 м, в московский — 30 м. В предпозднепермское время отмечается смещение свода палеоподнятия в северо-западном направлении, в сторону Рыбальской структуры, и ослабление его проявления. С поздней перми и на протяжении всего мезозоя—кайнозоя Сидорячская структура как самостоятельное поднятие уже не формировалась. Более того, непрерывное увеличение наклона пород в юго-восточном направлении на протяжении позднепермско-кайнозойского времени привело к выполаживанию прогиба, разделявшего в карбоне Рыбальское и Сидорячское поднятия, и тем самым обусловило расформирование последнего как антиклинальной ловушки.

В пределах Рыбальско-Сидорячской площади разведано нефтегазовое месторождение. При этом на Сидорячском участке пластовые залежи приурочены к песчано-алевролитовым горизонтам В-17, В-18, В-21 и В-23 верхнего визе. Некоторые залежи являются едиными для всей площади, а другие (В-17, В-17а, В-23) развиты только в пределах Сидорячского участка вследствие литологического выклинивания проницаемых горизонтов. Последние в плане совпадают с охарактеризованным выше расформированным палеоподнятием. Можно полагать, что образование здесь линзовидных песчаных горизонтов причинно связано с формированием в карбоне конседиментационного поднятия, которое в мезозойско-кайнозойское время расформировалось, а залежи (нефтяные и газовые) тем не менее сохранились.

По данным сейсморазведки расформированные палеоподнятия в ДДВ выделены на Голиковской (см. рис. 41), Восточно-Савинковской, Червоногорской, Кошевойской (см. рис. 37), Восточно-Сидорячской (см. рис. 43) площадях и др., а также в Бобричской, Синевской и Дмитриевской малых депрессиях. На части из них не исключена возможность сохранения замкнутых антиклинальных ловушек и в современном структурном плане нижнего карбона не фиксируемых пока современными методами сейсморазведки. Однако независимо от этого перспективность их сохраняется и при полном расформировании замкнутых ловушек.

Перспективы нефтегазоносности расформированных палеоподнятий определяются тем, что, будучи антиклинальными структурами в каменноугольное и пермское время, они являлись хорошими ловушками для скопления нефти и газа и образования сводовых залежей. Последующее расформирование не всегда приводило к исчезновению залежей, особенно нефти, которая в силу наличия на месте древнего свода литологической или эпигенетически экранированной ловушки могла там сохраниться, но залежь превращалась в литологически или эпигенетически экранированную.

ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ ДЕПРЕССИОННЫХ ЗОН

Одним из важнейших новых направлений геологоразведочных работ в авлакогенных областях, и в частности в ДДВ, является оценка нефтегазоносности депрессионных зон, среди которых с позиций крупномасштабного тектонического районирования выделяются депрессии и малые депрессии (см. рис. 13). При этом мы имеем в виду депрессии не по поверхности докембрийского фундамента, о которых писал П. Ф. Шпак [91] и которые по наиболее перспективной части разреза (карбон—нижняя пермь) достаточно хорошо изучены, так как вследствие несоответствия структурных планов проявляются по ним в виде крупных положительных структур (валов). Здесь же речь идет о депрессиях по осадочному чехлу надсолевого структурного комплекса, которые в подавляющем большинстве случаев, кроме Сребненской, где отсутствует девонская соленосная толща, в плане не совпадают с депрессионными зонами по поверхности докембрийского фундамента.

Известно, что при нефтегеологическом районировании территорий отрицательные структуры II порядка (депрессии и котловины) обычно рассматриваются только как зоны нефтегазообразования в противоположность зонам нефтегазоаккумуляции, каковыми являются положительные структуры этого ранга (валы). В. С. Лазарев [54] на основании анализа материалов по хорошо изученным нефтеносным регионам типично платформенного типа указывает, что «отрицательные структуры замкнутого контура, сложенные осадочными породами объемом до 10 тыс. км³, не содержат промышленных скоплений углеводородов, а структуры, имеющие объем от 10 до 15 тыс. км³, лишь в редких случаях вмещают промышленные скопления нефти и газа». К таким по размерам структурам относятся все депрессии ДДВ, имеющие площадь обычно до 1—1,5 тыс. км², мощность чехла часто свыше 10 км. Тем более сюда попадают и малые депрессии, имеющие площадь до 400 км².

Специфические особенности тектоники ДДВ как авлакогенной области позволяют, однако, не распространять на нее установленные в типично платформенных областях закономерности в части перспективности средних по размерам отрицательных структур. Эти особенности следующие.

1. Дислоцированность пород осадочного чехла в ДДВ значительно большая, чем в типично платформенных условиях (площадь локальных поднятий в среднем в несколько раз меньше, а амплитуда и интенсивность, наоборот, больше, чем в Волго-Уральской области и эпигерцинских плитах). Поэтому в пределах депрессий ДДВ можно рассчитывать на выявление

значительного количества локальных поднятий, нередко с образованием ими малых валов. Последние являются характерным типом зон нефтегазоаккумуляции в ДДВ.

2. Для малых депрессий ДДВ характерным является наложенность развития, когда средние по размерам отрицательные структуры сформировались в мезозое, а в палеозое, когда основная нефтегазогенерирующая толща нижнего карбона достигла условий главной зоны нефтегазообразования, на их месте формировались моноклинали либо отдельные мульды и, главное, локальные поднятия. Таким образом, в палеозое здесь были благоприятные условия для формирования залежей нефти и газа в сводовых ловушках, которые позднее полностью или частично расформировались. Эти особенности тектоники и палеотектоники средних отрицательных структур ДДВ обуславливают перспективность их в нефтегазоносном отношении и необходимость детального изучения с целью поисков новых месторождений нефти и газа.

Всего в ДДВ по отложениям наиболее перспективного палеозойского структурного этажа (карбон—нижняя пермь) выделяются 8 депрессий (Сребненская, Ждановская, Шиловская, Кратенковско-Григоровская, Хоральско-Лихачевская, Гребенковско-Коминтерновская, Бахмутская, Кальмиус-Торецкая) и 25 малых депрессий (Бобрикская, Синевская, Дмитриевская и др.) (рис. 48). Площадь депрессий изменяется от 800 до 2800 км², а малых депрессий составляет 150—330 км². Общая площадь всех депрессионных зон занимает 26% территории Днепровского грабена.

К настоящему времени геологоразведочные работы начаты в обрамлениях Сребненской и Ждановской депрессий, где открыто в первой Волошковское, а во второй — Яблуновское, Кошевойское и Комышнянское газоконденсатные месторождения. В этих депрессиях, а также в Шиловской основными перспективными комплексами для поисков залежей являются верхневизейско-серпуховский и турнейско-нижневизейский. Вышележащие образования могут содержать залежи нефти и газа только в пределах крупно- и среднеамплитудных структур, приштоковых и других участков, где были благоприятные условия для вертикального перераспределения УВ из нижних генерирующих комплексов. В пределах неантиклинальных ловушек залежи в верхних принимающих комплексах (средний, верхний карбон, нижняя пермь) не прогнозируются и оценку перспективности этих образований в депрессиях Западной субобласти ДДВ целесообразно проводить попутно с изучением нижних перспективных комплексов. В депрессиях Восточной субобласти ДДВ (Кратенковско-Григоровская, Гребенковско-Коминтерновская, Бахмутская, Хоральско-Лихачевская, Кальмиус-Торецкая) кроме нижнекаменноугольных, правда, залегающих здесь на больших глубинах, перспективными во всех типах ловушек являются также средне-, верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения.

В Сребненской депрессии разными методами, в том числе палеотектоническим, выделено около 20 прогнозных малоамплитудных погребенных поднятий [7]. Кроме того, более крупными по размерам здесь прогнозируются неантиклинальные ловушки — стратиграфически, литологически и тектонически экранированные. Особый интерес для поисков залежей нефти и газа представляет установленная на северном склоне депрессии зона

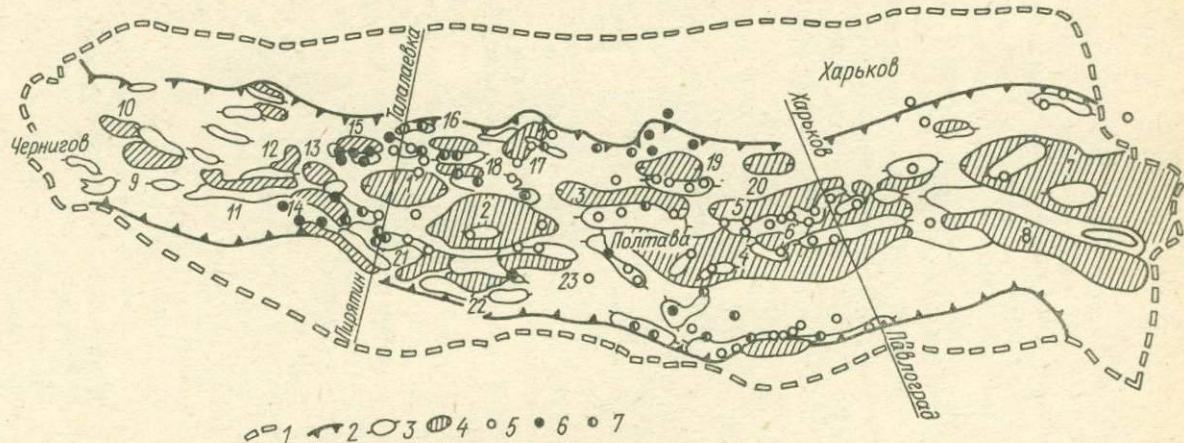


Рис. 48. Схема размещения депрессий, валов и месторождений нефти и газа в осадочном чехле Днепровско-Донецкой впадины.

1 — границы Днепровско-Донецкой впадины; 2 — границы Днепровского грабена; 3 — контуры валов и малых валов; 4 — контуры депрессий и малых депрессий; 5—7 — месторождения: 5 — газовые и газоконденсатные, 6 — нефтяные, 7 — нефтегазовые.

Депрессии (цифры на карте): 1 — Сребненская, 2 — Ждановская, 3 — Шиловская, 4 — Кретенковско-Григоровская, 5 — Гребенковско-Депрессии.

Некоторые малые депрессии: 9 — Скоренецкая, 10 — Хмельницкая, 11 — Нежинско-Пашковская, 12 — Ивангородская, 13 — Гужевская, 14 — Ольшанская, 15 — Дмитриевская, 16 — Бобринская, 17 — Синевская, 18 — Северо-Погаршинская, 19 — Пархомовская, 20 — Валковская, 21 — Сухоносовско-Куреньковская, 22 — Кремниковская, 23 — Миргородская.

выклинивания верхневизейского песчаного горизонта В-20, с которым связана газоконденсатная залежь на Волошковском месторождении, а также предполагаемая зона выклинивания турнейско-нижневизейских отложений. Подобные зоны выклинивания предполагаются и на южном склоне Сребненской депрессии.

В Ждановской депрессии открытие Яблуновского, Кошевойского и Комышнянского газоконденсатных месторождений создало благоприятные предпосылки для наращивания запасов газа. Разными методами здесь выделяется значительное количество прогнозных структур, а изученность детальной сейсморазведкой МОГТ низкая. Это делает весьма актуальным заложение нескольких параметрических скважин и в комплексе с ними проведение детальных сейсморазведочных работ МОГТ с целью подготовки новых объектов для поискового бурения. Одной из перспективных зон является юго-западный склон депрессии, где в пределах прогнозных поднятий на Связовско-Кошевойском участке целесообразно бурение на нижнекаменноугольные отложения трех параметрических скважин. В других депрессиях (Шиловская, Кратенковско-Григоровская, Бахмутская) в предстоящие годы целесообразно бурение отдельных параметрических скважин и проведение в комплексе с ними рекогносцировочных сейсморазведочных работ МОГТ.

Малые депрессии, исходя из региональных закономерностей районирования каменноугольных отложений по степени перспективности, можно разделить на 3 группы:

а) высокоперспективные, расположенные в зоне региональной нефтегазоносности всех ловушек (Бобрикская, Синевская, Северо-Погарщинская, Пархомовская, Валковская и др.);

б) малоперспективные, расположенные в крайней северо-западной периферийной части нефтегазоносного бассейна (Скоренецкая, Хмельницкая);

в) перспективные, расположенные в переходной, Смоляжско-Ичнянской и Логовиковско-Миргородской зонах (Ивангородская, Нежинско-Пашковская, Олышанская, Сухоновско-Куреньковская, Кремянковская, Миргородская).

В перспективной зоне отсутствует региональная нефтегазоносность всех ловушек в отложениях нижнего карбона — месторождения и непродуктивные структуры здесь зачастую располагаются по соседству (Софиевская — Васильевская; Монастырищенская — Восточно-Монастырищенская, Обычевская; Великобубновская — Плужниковская). Снижение перспектив нефтегазоносности здесь по сравнению с высокоперспективной зоной объясняется в основном ухудшением условий сохранности углеводородов, в то время как другие факторы (условия генерации, миграции и аккумуляции УВ) являются благоприятными, о чем свидетельствует наличие многочисленных признаков и полупромышленных притоков нефти на непродуктивных структурах (Холмская, Тваньская, Бахмачская).

Так как непродуктивность многих структур в переходной (перспективной) зоне обусловлена неблагоприятными гидрогеологическими условиями сохранности УВ, то можно предположить, что по соседству с «пустыми» ловушками более погруженные участки малых депрессий характеризуются лучшей закрытостью недр и могут содержать залежи нефти в прогнози-

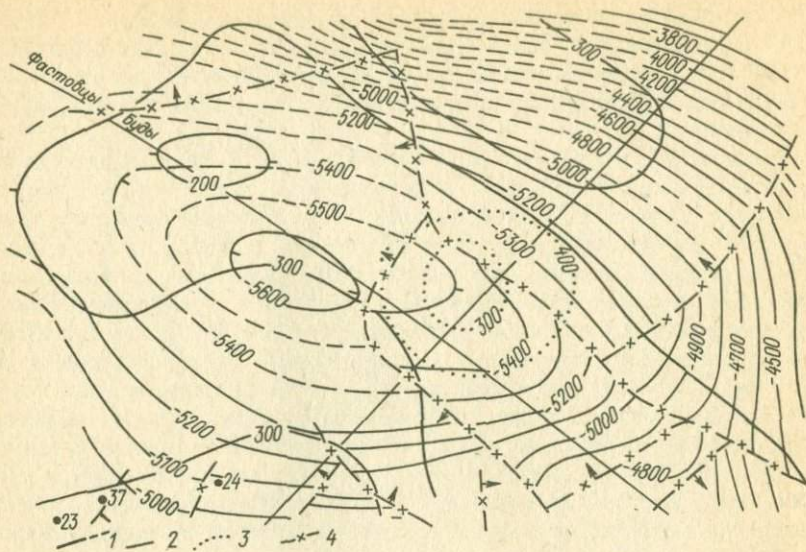


Рис. 49. Структурная карта и карта изобат Бобриковской малой депрессии.

1 — изогипсы отражающего горизонта V_{44} в подошве карбона, по Г. Д. Мирошниченко; 2 — изобатны толщи между отражающими горизонтами V_{43} (в подошве верхнего визе) и V_{44} , по Г. Д. Мирошниченко; 3 — изобатны толщи между отражающими горизонтами V_{44} и V_1 (девон), по Б. П. Кабышеву и А. Г. Ивашкину; 4 — разрывные нарушения.

руемых поднятиях (малоамплитудных) или неантиклинальных ловушках. В то же время они почти не изучены бурением по нижнекаменноугольным отложениям. Перспективность их ниже, чем малых депрессий, расположенных в зоне с региональной нефтегазоносностью нижнего карбона, однако эти отложения здесь залегают на меньших глубинах и, следовательно, быстрее и со сравнительно небольшими затратами могут быть оценены бурением.

В депрессионных зонах ДДВ можно рассчитывать на открытие залежей нефти и газа в малоамплитудных поднятиях, в более крупных депрессиях, возможно, группирующихся в малые валы, а также в неантиклинальных ловушках. Кроме того, в депрессиях, где развита девонская соленосная толща и имеются другие условия проявления соляного тектогенеза (Ждановская, Шиловская и др.), возможно наличие средне- и даже крупноамплитудных погребенных поднятий, подобных Яблунцовскому и Сахалинскому, с наличием сводовых ловушек ниже верхнекаменноугольных отложений.

Среди малых депрессий первоочередными для проведения геологоразведочных работ с целью подготовки ловушек для поисков залежей нефти и газа являются Бобриковская, Северо-Погарщинская, Синевская, Дмитриевская, Валковская и Сухоносовско-Куреньковская. В их пределах выделяются расформированные палеоподнятия. Например, Бобриковская малая депрессия по отложениям нижнего карбона (отражающий горизонт V_{43}) выражена в виде синклинали северо-западного простирания с размерами 30×9 км и амплитудой не менее 600 м (рис. 49). Эта отрицательная

структура является наложенной по отношению к палеоплану каменноугольного периода. В палеоплане раннего карбона (карта изопакит турнейско-нижневизейских отложений) на территории современной депрессии выделяется палеоантиклиналь с амплитудой около 100 м, а по мощностям девона — куполовидное палеоподнятие с амплитудой 300 м. В послепалеозойское время указанные положительные палеоструктуры расформировались, а на их месте образовалась малая депрессия. Перспективы нефтегазоносности ее связываются с возможными запечатанными залежами в пределах расформированных палеоподнятий, а также с неантиклинальной тектонически экранированной ловушкой.

Расформированные палеоподнятия по данным анализа мощностей отложений нижнего карбона выделяются также в пределах Дмитриевской, Синевской, Северо-Погарщинской, Сухоновско-Куреньковской малых депрессий [Кабышев Б. П. и др., 1980 г.].

Выявление и качественное картирование малоамплитудных поднятий и неантиклинальных ловушек сейсморазведкой в депрессионных зонах невозможно без наличия достаточно густой сети параметрических скважин, пробуренных в различных структурно-фациальных условиях и дающих возможность учитывать изменение горизонтального градиента скоростей и другие параметры при интерпретации сейсморазведочных данных. Это повышает роль параметрического бурения при освоении депрессионных и субмоноκлиальных высокоперспективных зон по сравнению с ранее разведывавшимися крупно- и среднеамплитудными валлообразными поднятиями и обуславливает необходимость бурения здесь параметрических скважин с более высокой плотностью: 1 скважина не менее чем на 100—200 км² площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены принципы и методика крупномасштабного картирования и районирования нефтегазоносных регионов авлакогенного типа (составление крупномасштабных карт — палеотектонических, тектонической и качественной оценки перспектив нефтегазоносности), реализация их в условиях Днепровско-Донецкой впадины, закономерности структуроформирующих процессов в авлакогенных областях, палеотектонический метод прогнозирования структур, закономерности связи палеотектоники зон и ловушек с нефтегазоносностью, новые направления нефтегазописковых работ, вытекающие из палеотектонических исследований.

1. Палеотектонические карты рекомендуется составлять двух типов: седиментационных и инверсионных этапов развития. Первые освещают историю развития региона во время прогибания и осадконакопления — на них изображаются формации, литологический состав и мощности соответствующих толщ, вторые характеризуют тектонические события в этапы инверсионных движений (позднеторичные перерывы) — на них изображается возраст отложений, выходящих на поверхность во время перерывов в осадконакоплении, и мощности толщ, размытых и сохранившихся от размыва. Карты мощностей строятся путем комплексной увязки данных бурения и сейсморазведки по двум смежным отражающим горизонтам и с использованием принципа пропорциональности.

Принципом составления крупномасштабной тектонической карты осадочного чехла является историко-структурный. На ней отражаются контуры структур разных порядков и категорий и время их формирования (время главного этапа развития), а также схематизированная гипсометрия базисного горизонта и конседиментационность структур. За главный этап развития структур целесообразно принять время, к которому они достигли 75% своей амплитуды по базисному горизонту. На карте выделяются структуры III порядка (брахиантиклинали, купола, мульды), промежуточного между III и II (малые валы, малые депрессии), II порядка (валы, депрессии), промежуточного между II и I (тектонические зоны). ДДВ в целом является структурой I порядка.

С учетом указанных принципов и методики охарактеризовано тектоническое районирование верхнепалеозойского структурного этажа ДДВ. В пределах Днепровского сложного грабена выделяются четыре поперечные тектонические зоны, рассматриваемые как структурные элементы промежуточного (между I и II) порядка: Западная центриклиналь, Западный

(Ичмянско-Солоховский) и Восточный (Чутово-Шебелинский) сегменты, Восточная центриклиналь (северо-западное погружение Донбасса). Границы между ними проходят по глубинным разломам — Кировоградскому (район г. Ичня), Верховцевско-Льговскому (Ворсклянскому) и Орехово-Павлоградскому. Сочленение Днепровского грабена с Припятским происходит посредством Брагинско-Лоевской седловины, занимающей лишь часть ранее выделявшегося Черниговско-Брагинского выступа, а с Донбассом — шовное. Среди структур II порядка выделено 11 валов, 8 депрессий и 4 седловины, а среди промежуточного порядка (между II и III) — 38 малых валов и 34 малые депрессии.

Для каменноугольно-раннепермского седиментационного этапа ДДВ установлено интенсивное конседиментационное формирование подавляющего числа валов, малых валов, депрессий и локальных структур. Выделено две продольные и две поперечные зоны высоких градиентов изменения мощности и формационного состава отложений. Установлено наличие в регионе пликативных и разрывных структурных форм, которые формировались только конседиментационно в карбоне и ранней перми, а в последующие периоды региональных восходящих движений затухали в развитии.

2. Охарактеризовано соотношение седиментационных и инверсионных структуроформирующих процессов и обосновано выделение фаз конседиментационного и постседиментационного тектогенеза. Выполненные исследования свидетельствуют о большой роли конседиментационных тектонических движений и различном соотношении их с постседиментационными — от преобладающего значения в типично платформенных областях, краевых синеклизах платформ (Галф-Кост) и внешних склонах предгорных прогибов (Восточно-Венесуэльский бассейн) через соизмеримое значение в авлакогенах (Днепровско-Припятский) и краевых частях миогеосинклиналей (Донецкий бассейн) до значения, оцениваемого в среднем в 30% в межгорных (Венский бассейн) и внутренних зонах предгорных (Предкарпатский) прогибов. Для авлакогенов обосновывается превалирующая роль конседиментационных процессов на ранних, а постседиментационных — на поздних стадиях развития.

Сравнительная качественная и количественная характеристика конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в ДДВ свидетельствует об одном порядке их значимости и принципиальных качественных различий между ними. Это позволяет говорить о конседиментационном и постседиментационном тектогенезе как о двух формах тектонических процессов (движений), а время проявления каждой выделять в фазы конседиментационного и постседиментационного тектогенеза. Фазами конседиментационного тектогенеза в ДДВ являются девонская (живетско-фаменская), каменноугольно-раннепермская, позднепермско-юрская, меловая, палеогеновая, а постседиментационного — предкаменноугольная, предпозднепермская, предмеловая и предпалеогеновая.

3. Палеотектонический метод прогнозирования локальных структур состоит в использовании мощностей верхней изученной части разреза для выделения антиклинальных ловушек в более глубоких горизонтах, а при определенных условиях и в тех же отложениях, когда поднятия не

выделяются сейсморазведкой в силу недостаточных разрешающих возможностей ее. Предпосылкой для его применения является наличие в регионе частично расформированных палеоподнятий, зафиксированных в стратиграфическом разрезе в виде локальных минимумов мощностей тех стратиграфических подразделений, во время отложения которых они формировались, хотя в современном структурном плане по этим отложениям они не выражены. В работе дается теоретическое обоснование метода: принцип выделения стратиграфических интервалов разреза, служащих индикатором для прогнозирования малоамплитудных погребенных поднятий.

Прогнозирование структур в подсоловых отложениях производится по следующей схеме: изучение закономерностей развития структур во время формирования надсолового комплекса, разделение этого процесса на составляющие в зависимости от вызвавших его причин, выделение глубиной составляющей, влиявшей на весь чехол, и на этой основе по мощностям надсоловой части разреза познание подсолового структурного плана. В условиях ДДВ глубинными структуроформирующими процессами обусловлен конседиментационный рост солянокупольных поднятий в каменноугольный период, мощности отложений которого, не искаженные предкаменноугольным и предпозднепермским несогласиями, являются критерием для прогнозирования структурных ловушек в подсоловом девоне. Соляные купола, у которых мощности карбона уменьшаются от крыльев к своду, характеризуются наличием поднятий в подсоловых девонских отложениях. И, наоборот, купола, в пределах которых мощности подчиняются только региональной закономерности изменения, не имеют в подсоловых отложениях положительных структур.

Другие регионы характеризуются специфическими особенностями развития солянокупольных структур, что обуславливает и некоторые особенности выбора стратиграфических интервалов разреза надсоловой толщи для прогнозирования. Однако в основных чертах эти условия общие: такими толщами являются бесперерывные интервалы разреза, залегающие в нижних частях надсолового комплекса.

4. Закономерности взаимосвязи истории развития зон и ловушек с нефтегазоносностью различаются в зависимости от генетического типа продуктивного комплекса и фаз тектогенеза. Выделяются две принципиально различные обстановки. Залежи в нефтегазопроизводящих продуктивных комплексах, первичные по условиям образования, находятся в тесной связи с палеотектоникой зон и ловушек. Они формируются в период главных фаз нефте- и газообразования в результате преимущественно латеральной миграции УВ. Продуктивными и содержащими наибольшие запасы являются структуры, испытавшие в это время наиболее интенсивный рост, т. е. древние и комбинированные ловушки. В этих условиях палеотектоника может являться самостоятельным (от современной тектоники) фактором оценки нефтегазоносности зон и структур: перспективными для поисков залежей являются расформированные палеоподнятия и участки древних сводов в случае несовпадения их с современными. Такой обстановке соответствуют залежи нижнего карбона ДДВ, девона Припятского прогиба, а также многие месторождения в других нефтегазоносных регионах, где залежи тяготеют к древним ловушкам.

Другие условия характерны для продуктивных комплексов, не содержащих собственных источников УВ. Здесь залежи нефти и газа, находящиеся во вторичном залегании, образовались за счет переформирования скоплений более глубоких горизонтов сингенетично продуктивных толщ в результате вертикальной миграции УВ, просоходившей в фазы постседиментационного тектогенеза. В таких условиях находятся залежи нефти и газа в нижнепермско-верхнекаменноугольном продуктивном комплексе ДДВ, многие скопления газа в верхнемеловых отложениях Средней Азии и севера Западно-Сибирской плиты, в альбском ярусе мегавала Карпинского и др. В этом случае палеотектоника не оказывает существенного влияния на нефтегазоносность, более того, молодые ловушки (мезозойские в ДДВ) обладают даже некоторым преимуществом в аккумуляции УВ перед древними, которые слабо проявляются на поздних стадиях развития региона и характеризуются худшими условиями для улавливания УВ в процессе переформирования первичных залежей.

5. Палеотектонические и тектонические критерии имеют важное значение в оценке нефтегазоносности локальных объектов. В условиях ДДВ критерии нефтегазоносности существенно различаются в отдельных продуктивных комплексах. Для отложений нижнего карбона наибольшее количество критериев относится к группам генерации и сохранности УВ, среднего карбона и нижней перми — верхнего карбона — к группам миграции и аккумуляции. Тектонические и палеотектонические критерии в общем комплексе при прогнозе продуктивности структур составляют 40—84%, а только палеотектонические — 20—45%. При этом роль тектонических признаков повышается от комплексов с региональной к толщам с локальной нефтегазоносностью, а палеотектонических — наоборот.

6. Условия проявления экранирующих и проводящих свойств сбросов связаны с историей их развития. Эти условия установлены на основе обобщения данных по неантиклинальным тектонически экранированным залежам нефти и газа в 14 нефтегазоносных регионах (Галф-Кост, Восточно-Венесуэльский, Венский бассейны, Рейнский и Суэцкий грабены, Магдаленская впадина и др.). При прочих одинаковых условиях экранами являются конседиментационные сбросы, проводниками — постседиментационные. Сбросы комбинированного формирования в седиментационные этапы развития (и в периоды отсутствия роста вообще) выполняют роль экранов для УВ, а в инверсионные — роль проводников.

7. Качественная оценка перспектив нефтегазоносности выполняется по комплексу критериев, включая палеотектонические, и отражается на соответствующих картах. В основу их составления положены: а) генетический принцип, соответствующий модели формирования месторождений; б) учет при районировании по степени перспективности типа ловушек. Последнее отличает эти карты от ранее составлявшихся. Тип ловушек на картах отражен с подразделением их на две разновидности: обычные антиклинальные структуры (крупно- и среднеамплитудные) и слабые ловушки (неантиклинальные и слабовыраженные малоамплитудные поднятия); эти разновидности обладают различной способностью к аккумуляции УВ и, следовательно, перспективностью в зависимости от проявления латеральной или вертикальной миграции УВ. Зоны разной перспективности на картах

определяются путем сочетания условий (соответствующих карт) генерации и сохранности УВ с учетом условий миграции их и принципа прогнозирования по наименее слабому звену.

8. Новые направления нефтегазописковых работ, вытекающие из палеотектонических исследований, состоят в оценке перспектив нефтегазонасности: а) расформированных палеоподнятий, к которым могут быть приурочены катагенетически запечатанные залежи нефти и газа; б) средних по размерам отрицательных структур (депрессий и малых депрессий). В ДДВ перспективными площадями с расформированными палеоподнятиями являются Восточно-Савинковская, Червоногорская, Голиковская, Южно-Кошевойская, Восточно-Сидорячская, Горобцовская и др. Перспективность депрессий и малых депрессий в авлакогенных областях в отличие от типично платформенных, где таковые выполняют роль только зон нефтегазообразования, обосновывается: а) большей степенью дислоцированности пород осадочного чехла, вследствие чего здесь в депрессиях можно рассчитывать на выявление значительного количества малоамплитудных поднятий, нередко группирующихся в малые валы (зоны нефтегазонакопления); б) часто наложенным характером развития малых депрессий, когда собственно средние по размерам отрицательные структуры образовались в мезозое, а в палеозое, когда отложения ныне продуктивного комплекса достигли условий главной зоны нефтегазообразования, на их месте формировались моноклинали, мульды, и, главное, локальные поднятия, способные аккумулировать залежи нефти и газа. Первоочередными объектами в ДДВ для изучения (на первой стадии — параметрическим бурением и рекогносцировочной сейсморазведкой МОГТ) являются Сребненская, Ждановская, Шиловская, Кратенковско-Григоровская депрессии, а также Бобрикская, Дмитриевская, Синевская и Северо-Погарщинская малые депрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Сувейдис П. И. Палертектонические карты платформенных областей (методические аспекты).— Геотектоника, 1982, № 5, с. 17—22.
2. Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В. О двух формах движения соляных масс при формировании куполов.— В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 15. Киев, Наукова думка, 1968, с. 17—233.
3. Аксенов А. А., Новиков А. А. Прогноз, поиски и разведка погребенных нефтегазоносных структур. М., Недра, 1983. 160 с.
4. Анализ влияния различных факторов на размещение и формирование месторождений нефти и газа (на примере платформенных областей) / Под ред. В. С. Лазарева и В. Д. Наливкина. М., Недра, 1971. 334 с.
5. Анализ схем формирования месторождений и прогноз нефтегазоносности структур / Под ред. К. А. Черникова и Г. П. Сверчкова. Л., Недра, 1977. 166 с.
6. Арцирий Ю. А., Витенко В. А., Кабышев Б. П. Закономерности формирования, размещения и направление поисков месторождений нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине.— В кн.: Закономерности размещения и методика поисков и разведки залежей нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах нефтегазоносных регионов Украины. Львов, 1979, с. 3—15.
7. Арцирий Ю. А., Кабышев Б. П., Лебедь В. П. и др. Перспективы нефтегазоносности Сребненской депрессии в ДДВ.— Геология нефти и газа, 1980, № 5, с. 18—23.
8. Атлас структурных, палеотектонических и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности М 1:5 000 000 / Ред. М. Я. Рудкевич. Тюмень, 1970.
9. Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении.— В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. М., 1968, с. 61—69.
10. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозы в свете новых значений постоянных распада. М., Наука, 1975. 99 с.
11. Аширов К. Б. О времени формирования нефтяных месторождений Среднего Поволжья.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., Недра, 1969, с. 576—582.
12. Багдасарова М. В., Гречишников Н. П., Шохина А. И. О катагенезе нефтегазоносных отложений карбона Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность западных областей европейской части СССР. М., 1974, с. 91—99.
13. Баранов И. Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. М., Недра, 1965. 234 с.
14. Бека К., Высоцкий И. В. Геология нефти и газа. М., Недра, 1976. 588 с.
15. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 607 с.
16. Вадьяниц Л. А. Изотакси (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа.— Тр. ВСЕГЕИ, 1963, вып. 85, с. 121—129.
17. Вассович Н. Б. Происхождение нефти.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геология, 1975, № 5, с. 3—23.
18. Виноградов Л. Д. Формирование залежей нефти и газа запечатанного типа и методы их поисков. М., ВИНТИ, 1979. 92 с.
19. Витенко В. А., Кабышев Б. П. Закономерности строения тектонически экранированных залежей нефти и газа. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971. 122 с.
20. Витенко В. А., Кабышев Б. П. История развития и нефтегазоносность структур Днепровско-Донецкой впадины. М., Недра, 1977. 192 с.
21. Воробьев Б. С., Вороний Е. Е. К вопросу образования несолянокупольных структур в Днепровско-Донецкой впадине. М., Недра, 1966.

22. *Ворокин Н. И., Круглов Ю. И.* Типы локальных поднятий кряжа Карпинского, история их развития и нефтегазоносность.— Нефтегаз. геология и геофизика, 1971, № 6, с. 12—16.
23. *Гавриш В. К.* О геотектоническом развитии Днепровско-Донецкой впадины.— Новости нефтяной техники, геология, 1962, № 1, с. 19—23.
24. *Гавриш В. К.* Метод палеоструктурно-геологического анализа. Киев, Наукова думка, 1965. 142 с.
25. *Гавриш В. К., Рябчук Л. И.* О связи рифтообразования и вулканизма.— В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев, Наукова думка, 1977, с. 23—24.
26. *Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е.* К методике составления региональных тектонических карт (на примере территории Белоруссии).— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые западных областей Украины. Киев, 1973, с. 51—63.
27. *Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана* / Ред. Г. Х. Дикенштейн. М., Недра, 1969. 236 с.
28. *Геолого-геохимические условия размещения жидких и газообразных углеводородов в мезозойских отложениях Западной Сибири* / И. И. Нестеров, А. В. Рыльков, В. В. Потеряева и др.— В кн.: Условия раздельного формирования зон нефте- и газонакопления в нефтегазоносных бассейнах СССР и зарубежных стран. Тюмень, 1978, с. 3—10.
29. *Гончаренко Б. Д., Кулаева Т. П., Келлер М. Б.* Отложения нижнего и среднего карбона ДДВ — важные объекты поисков нефти и газа.— В кн.: Основные перспективные направления геологоразведочных работ на нефть и газ в европейской части СССР. М., 1979, с. 118—138.
30. *Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф.* Характер тектонического развития северной краевой части Доно-Днепровского прогиба.— В кн.: Тезисы докладов научной сессии УкрНИГРИ по геологии, геофизике, гидрогеологии, бурению и геохимии нефтегазоносных регионов УССР. Львов, 1965, с. 52—53.
31. *Гутерман В. Г.* Механизм образования соляных структур платформенного типа.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25, с. 61—81.
32. *Дикенштейн Г. Х., Швембергер Ю. И., Алиев И. М.* Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных территорий.— Геология нефти и газа. 1978, № 1, с. 49—53.
33. *Еременко Н. А., Клубов В. А., Мкртчян О. М.* Теоретические предпосылки нефтегеологического районирования.— В кн.: Проблемы геологии нефти. Вып. 7. М., 1976, с. 5—13.
34. *Завьялов В. М.* Условия аккумуляции нефти и газа и закономерности размещения их в ДДВ. М., Недра, 1973. 120 с.
35. *Закономерности размещения и поиски залежей нефти и газа в Средней Азии и Казахстане* / Н. А. Крылов, Е. П. Васильев, П. В. Глушаков и др. М., Наука, 1973. 213 с.
36. *Кабышев Б. П.* Консидиментационное развитие локальных структур ДДВ.— Сов. геология, 1968, № 5, с. 71—81.
37. *Кабышев Б. П.* Палеотектонический метод прогнозирования глубокозалегающего подсолевого структурного плана в ДДВ.— В кн.: Резервы повышения эффективности геологоразведочных работ на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях УССР. Львов, 1971, с. 58—59.
38. *Кабышев Б. П.* Фазы консидиментационного и постсидиментационного тектогенеза в истории развития ДДВ.— В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых (тезисы докладов). Киев, 1971, с. 96—98.
39. *Кабышев Б. П., Вакарчук Г. И.* Классификация перерывов и несогласий в стратиграфическом разрезе Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн. АН УССР и М-ва геологии УССР, 1971, № 6, с. 61—71.
40. *Кабышев Б. П.* Скорость консидиментационных и постсидиментационных тектонических процессов в ДДВ и Донецком бассейне.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 59—68.
41. *Кабышев Б. П., Лукин А. Е.* Формации, палеотектоника и нефтегазоносность карбона ДДВ.— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность (тезисы докл.). М., 1978, с. 78.
42. *Кабышев Б. П.* Принципы и методика составления крупномасштабных палеотектонических карт нефтегазоносных регионов (на примере Днепровско-Донецкого авлакогена).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 60—68.
43. *Каледа Г. А.* Анализ изменчивости мощностей и фаций на тектонических структурах.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1971, № 3, с. 158—159.
44. *Китык В. И.* Условия образования соляных структур. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 292 с.

45. *Китык В. И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Наукова думка, 1970. 202 с.
46. *Козленко С. П.* Историческая тектоника и вопросы формирования промышленных залежей нефти и газа.— Нефт. хоз-во, 1955, № 9, с. 59—62.
47. *Конищев В. С.* Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ. Минск, Наука и техника, 1984. 188 с.
48. *Кононов А. И.* Условия формирования и закономерности размещения залежей Припятского прогиба. М., Недра, 1976. 152 с.
49. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969. 610 с.
50. *Косыгин Ю. А.* Основы тектонического районирования.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Новосибирск, 1975, с. 8—24.
51. *Коцербуба В. В., Назаров Д. А.* Залежи нефти и газа, связанные с расформированными палеоподнятиями.— В кн.: Неантиклинальные ловушки и залежи нефти и газа, перспективы и направления их поисков. М., 1978, с. 39—49 (Тр. ВНИГНИ, вып. 206).
52. *Критерии* раздельной оценки нефтеносности и газоносности (на примере Тимано-Печорской провинции) / Под ред. К. А. Черникова и Г. П. Сверчкова. Л., Недра, 1974. 183 с.
53. *Кузьмина Е. М., Кучерук Е. В.* Новый тип структурных залежей нефти и газа. М., ВНИИОЭНГ, 1978. 61 с.
54. *Лазарев В. С.* Тектонические критерии прогнозной оценки зон нефтегазоаккумуляции.— В кн.: Тектонические факторы размещения зон нефтегазоаккумуляции. Л., 1979, с. 122—148.
55. *Ласточкин А. Н.* Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. Л., Недра, 1974. 68 с.
56. *Лукин А. Е.* Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М., Недра, 1977. 100 с.
57. *Максимов С. П., Анцупов П. В., Гончаренко Б. Д.* Некоторые закономерности размещения, формирования и сохранения залежей нефти и газа в ДДВ.— В кн.: Результаты и направления нефтепоисковых работ на территории УССР. М., 1976, с. 19—31.
58. *Мартынов А. А., Хныкин В. И.* Тектоника Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.— В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 35—49.
59. *Машкович К. А.* Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М., Недра, 1970. 151 с.
60. *Машкович К. А.* Методика поисков и разведки нефти и газа. М., 1961. 243 с.
61. *Муратов М. В., Пушаровский Ю. М., Колчанов В. П.* Развитие тектонической картографии в СССР.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 5—17.
62. *Наливкин В. Д.* Принцип составления тектонических карт для нефтеносных платформенных областей.— Геология нефти и газа, 1960, № 8.
63. *Наливкин В. Д., Хаин В. Е.* Методика составления палеотектонических карт.— В кн.: Методы палеогеографических исследований. М., Недра, 1964, с. 215—227.
64. *Недошовенко А. И., Воробьев А. И., Гавриш В. К.* Слабовыраженные и комбинированные структуры ДДВ и вопросы методики их поиска. Киев, 1979. 65 с.
65. *Неручев С. Г., Розозина Е. А., Капченко Л. Н.* Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого РОВ.— Геология и геофизика, 1973, № 10, с. 14—16.
66. *Нестеров И. И.* Принципы и методы нефтегеологического районирования в связи с прогнозированием территорий максимального нефтегазоаккумуляции.— В кн.: Принципы нефтегеологического районирования в связи с прогнозированием нефтегазоносности недр. М., Недра, 1976, с. 101—123.
67. *Новосилецкий Р. М.* Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. М., Недра, 1975. 227 с.
68. *Объяснительная записка* к тектонической карте УССР и МССР. М 1:1 000 000 / Под ред. М. В. Муратова. Киев, 1972. 120 с.
69. *Основные итоги совещания* по классификации платформенных структур.— Геология нефти и газа, 1963, № 11, с. 59—64.
70. *Парфенов Л. М.* О тектоническом районировании.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Новосибирск, 1975, с. 25—37.
71. *Попов В. С.* Тектоника.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 103—151.
72. *Рудкевич М. Я.* Принципы тектонического районирования платформенного чехла Западно-Сибирской плиты по историко-геологическим показателям.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 6. Новосибирск, Наука, 1973, с. 119—127.

73. Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., Недра, 1974. 183 с.
74. Сейфуль-Мулюков Р. Б. Палеотектоника и генезис нефти. М., Недра, 1979. 213 с.
75. Спирожский Н. Т. Обзорные тектонические карты СССР. Л., Недра, 1973. 240 с.
76. Стерлих Б. П., Томащук Э. В., Шумилина Т. И. Тектоническое районирование Днепровско-Донецкой впадины как основа прогнозирования перспектив газоносности. М., ВНИИГазпром, 1973. 53 с.
77. Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, Наука и техника, 1979. 174 с.
78. Тектоническая карта Украинской ССР (М 1:500 000) / В. Г. Бондарчук, Ю. М. Довгаль, Т. А. Знаменская и др.— В кн.: Тектоника и стратиграфия. Вып. 12. Киев, Наукова думка, 1977, с. 3—9.
79. Тектонические критерии нефтегазоносности локальных поднятий Припятского прогиба. / Р. Е. Айзберг, В. Б. Окушко, Т. Н. Гузанова, В. И. Багаева.— Геология нефти и газа, 1979, № 3, с. 33—38.
80. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа / Под ред. А. А. Бакирова. М., Высшая школа, 1976. 414 с.
81. Тетяев М. М. Структура земной коры и условия ее развития (избранные главы).— В кн.: Проблемы тектоники. М., 1961, с. 18—60.
82. Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
83. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1964. 476 с.
84. Чебаненко И. И. Некоторые соображения в защиту концепции Н. С. Шатского о наличии конседиментационной складчатости в Донбассе.— Геол. журн. АН УССР и М-ва геологии УССР, 1969, № 6.
85. Чирвинская М. В. О характере соотношения стратиграфических комплексов осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 5, с. 730—734.
86. Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 58—69.
87. Чирвинская М. В., Соллоуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев, Наукова думка, 1980. 177 с.
88. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1, с. 15—53.
89. Шатский Н. С. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт.— Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 447—462.
90. Шевченко В. Р. Выявление горизонтального градиента скорости по годографам отраженных волн.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, Техника, 1968, с. 80—85.
91. Шпак П. Ф. Некоторые закономерности формирования и размещения скоплений углеводородов в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области.— Геол. журн. АН УССР и М-ва геологии УССР, 1983, № 7, с. 36—41.
92. Шульц С. С. Конседиментационная складчатость.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, № 2.
93. Шульц С. С. Конседиментационная складчатость.— В кн.: Проблемы происхождения складчатости (тезисы докладов). М., 1969, с. 16—20.
94. Щерик Е. А. Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей. М., Недра, 1968. 112 с.
95. Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы анализа тектонических структур. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—333.
96. Hobson G. D. Faulting and oil accumulation.— Inst. Petrol., 1956, v. 42, p. 23—26.
97. Kabyshev B. P. Paleotectonic of the Donets basin and of the Dnieper-Donets depression in the carboniferous.— In: VIII Inter. kongress on carboniferous strat. and geology (Abstract of paper). М., 1975, p. 116—117.
98. Smith D. A. Theoretical consideration of sealing and non-sealing Faults.— BAAPG, 1966 N 2, p. 270—283.
99. Vitenko V. A., Kabyshev B. P. Age relationships between traps and oil and gas pools (as in the Dnieper-Donets Basin).— International Geology Review, 1980, v. 22, N 5, p. 607—612.
100. Webb J. Relation of oil migration to secondary clay cementation, Cretaceous sandstones, Wyoming.— BAAPG, 1974, 58, N 11, pt 1, p. 2245—2249.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Принципы и методика крупномасштабного картирования и районирования нефтегазоносных регионов	5
Крупномасштабные палеотектонические карты	—
Крупномасштабная тектоническая карта	13
Карты качественной оценки перспектив нефтегазоносности	17
Нефтегеологическое районирование	29
Нефтегеологическое расчленение разреза	35
Глава II. Тектоника и палеотектоника Днепровско-Донецкой впадины	40
Тектоническое районирование	41
История развития региона	56
Глава III. Соотношение конседиментационного и постседиментационного тектогенезов	83
Определение понятий и состояние изученности	—
Конседиментационный тектогенез и девонский вулканизм	88
Конседиментационный тектогенез в истории развития структурных форм	89
Скорость тектонических процессов	103
Явления унаследованности и новообразования	115
Фазы конседиментационного и постседиментационного тектогенезов	119
Глава IV. Палеотектонический метод прогнозирования структур	124
Прогнозирование ловушек в надсолевом комплексе	125
Прогнозирование ловушек в подсолевом комплексе	136
Роль палеотектонического анализа при выделении неантиклинальных тектонически экранированных ловушек	142
Глава V. Палеотектонические и тектонические условия нефтегазоносности	149
Общая характеристика нефтегазоносности	—
Тектонические условия нефтегазоносности	152
Палеотектонические условия нефтегазоносности	155
О влиянии неотектонических движений на нефтегазоносность	165
Глава VI. Новые направления нефтегазопоисковых работ	174
Перспективность слабых ловушек	—
Перспективность депрессионных зон	176
Заключение	182
Список литературы	187
	191

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Борис Петрович Кабышев

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
В АВЛАКОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ**

Редактор издательства В. С. Селиванов
Переплет художника А. А. Власова
Технический редактор С. М. Архипова
Корректор Е. А. Стерлина

ИБ № 6589

Сдано в набор 04.11.86. Подписано в печать 25.02.87. М-20964. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага офсетная № 2. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,00.
Усл. кр.-отт. 12,25. Уч.-изд. л. 14,79. Тираж 1280 экз. Заказ № 2346/720. Цена 75 коп.
Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград,
С-171, ул. Фарфоровская, 18.
Типография № 2 Ленуприздата. 191104, Ленинград, Литейный пр., 55

75 коп.

4852