

---

ЛИТОЛОГИЯ  
И СТРАТИГРАФИЯ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
РУССКОЙ И СКИФСКОЙ  
ПЛАТФОРМ

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ  
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ НЕФТЯНОЙ  
ИНСТИТУТ (ВНИГНИ)

552.5+551.73

ЛИТОЛОГИЯ  
И СТРАТИГРАФИЯ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
РУССКОЙ И СКИФСКОЙ  
ПЛАТФОРМ

452



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972

Книга содержит новые данные по литологии, стратиграфии и структурно-фациальному анализу отложений верхнего протерозоя и палеозоя Русской платформы и мезозойских толщ Предкавказья. В ней рассматриваются также палеогеографические условия осадконакопления, существовавшие на упомянутой территории в палеозойскую и мезозойскую эпохи. На основе проведенного авторами анализа новых данных по литологии и палеогеографии делаются выводы о перспективности отложений на нефть, газ и калийные соли. Отдельные статьи посвящены вопросам методики проведения геологических исследований.

Книга рассчитана на геологов, геологов-нефтяников, стратиграфов, работающих в геологических научно-исследовательских организациях.

Редакционная коллегия:

В.С. Губарева, И.П. Зубов (ответственный редактор), Г.А. Каледа

2-9-3

№ 625-1972 г.



## ПРЕДИСЛОВИЕ

С 14 по 17 марта 1967 г. в Москве проходил первый семинар по результатам глубокого бурения на Русской платформе, организованный Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР и Всесоюзным научно-исследовательским геологоразведочным нефтяным институтом (ВНИГНИ). В задачу семинара входило подведение итогов в познании литологии и палеогеографии отложений чехла Русской платформы и обсуждение основных направлений дальнейших исследований. В семинаре приняли участие представители 52 организаций из 30 городов СССР. Не все подготовленные к семинару материалы могли быть заслушаны в течение четырех дней его работы. Часть из них с некоторыми изменениями и дополнениями составляет настоящий сборник. Последний совместно со сборником прочитанных на семинаре докладов "Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы" составляет единое целое.

Основная часть статей посвящена изложению новых данных по стратиграфии и палеогеографии палеозойских и мезозойских толщ Русской и Скифской платформ, при этом особое внимание уделено рассмотрению комплексов отложений, перспективных на нефть и газ.

Ряд статей в настоящем сборнике имеет дискуссионный характер. К ним прежде всего относятся работы по литологии и стратиграфии вендских отложений А.А. Клевцовой, В.В. Кирсанова и А.И. Шибалина, в которых приводятся различные представления о корреляции разрезов верхней части валдайской серии, а также данная В.И. Лукиным в статье "Особенности геологической истории развития Большой донбасской поперечной системы в конце герцинского цикла" трактовка истории развития Донбасса в каменноугольном и пермском периодах.

## ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО ПРОБЛЕМАТИЧЕСКИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

А.А. Клевцова

Вендский комплекс (Соколов, 1952, 1964) образует крупное стратиграфическое подразделение, по своему значению соответствующее системе (Келлер, Соколов, 1962) или фитеме (Келлер, 1966). Вопрос о возрасте, объеме, стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов вендского комплекса представляет для исследователей большую трудность и является предметом острых дискуссий.

Одни исследователи все отложения, залегающие под нижним кембрием и не содержащие нижнепалеозойской фауны, относят к докембрию – рифею (Шатский, 1945, 1952) или синию (Соколов, 1952). Другие же исследователи (Брунс и др., 1960; Веселовская и др., 1964; Аксенов и др., 1967) обосновывают нижнепалеозойский возраст вендского комплекса, приводя в качестве основных аргументом непрерывность в осадконакоплении от валдайской серии к балтийской и формирование их в едином структурном плане.

По вопросу о нижней границе венда также существует несколько точек зрения. По представлению одних исследователей (Брунс и др., 1960; Махнач и др., 1966; Иванова, 1966), нижняя граница венда проходит по подошве вольнской серии, которая совпадает с наиболее резкими изменениями в литологическом составе отложений и структурных планах. Эта точка зрения получила отражение в унифицированной стратиграфической схеме 1965 г. Другие исследователи (Аксенов и др., 1967) нижнюю границу венда проводят по подошве валдайской серии, а вольнскую серию, которая в своем распространении тяготеет к рифейским прогибам, относят к рифею. Третьи исследователи (Келлер, 1966) на основании данных по изучению микропроблематик – онколитов и катаграфий к венду относят не только валдайскую и вольнскую серии, но и пачелмскую.

Отсутствие единого подхода к расчленению "немых" в палеонтологическом отношении докембрийских отложений обусловило необходимость создания местных стратиграфических схем, которые с трудом увязываются между собой.

Наибольшей детальностью отличается стратиграфическая схема венда юго-западной части Русской платформы. Благодаря прекрасной обнаженности древних отложений в береговых склонах р. Днестра и его притоков разрез венда здесь изучен очень детально. Могилевская и ущицкая свиты по Г.Ф. Лунгерсгаузену подразделяются на несколько пачек, получивших собственные географические наименования (Крашениникова, 1956; Дикенштейн, 1957) в ранге слоев. Собственные названия в приднестровском разрезе получили и нижние пачки, начинающие осадочный цикл, и верхние пачки, завершающие его. В результате в могилевской свите, мощность которой 65 м, выделено три пачки, в ущицкой свите, имеющей мощность 180–230 м, – семь-восемь пачек. Мощность отдельных пачек колеблется от 120 до 4 м.

В северо-западных разрезах Русской платформы, на склонах Балтийского шита, в естественных выходах или неглубоких скважинах в составе валдайской серии были выделены небольшой мощности толща зеленых глин с ляминаритовыми пленками и толща серых и пестроцветных полевошпатово-кварцевых песчаников, широко известные под названиями ляминаритовых и гдовских слоев. Впоследствии ляминаритовые слои получили наименование котлинской свиты. Л.Б. Паасикиви в 1954 г. и Е.П. Брунс (1957) установили, что валдайская серия состоит из двух крупных циклически постро-

енных толщ – нижневалдайской и верхневалдайской свит. Такое подразделение принимается всеми исследователями, занимающимися изучением древних отложений Русской платформы. В унифицированной стратиграфической схеме гдовский и котловинский горизонты рассматриваются как нижневалдайская и верхневалдайская свиты.

В разрезах центральной зоны Московской синеклизы валдайская серия имеет мощность, измеряемую несколькими сотнями метров. Здесь она подразделяется на редкинскую (Копелиович, 1951) и поваровскую (Солонцов, 1963) свиты, также отражающие два крупных цикла седиментации. Поваровская свита в свою очередь подразделяется на две циклически построенные подсвиты – нижнюю и верхнюю, которым впоследствии были даны названия: любимской и решминской свит (Аксенов и др., 1967). Некоторые исследователи в валдайской серии Московской синеклизы выделяют до пяти (Кирсанов, 1968) и шести (Гейслер, 1959) циклически построенных толщ.

На востоке Русской платформы в качестве бесспорного аналога вендского комплекса всеми исследователями рассматривается верхняя часть бавлинских отложений мощностью до 1000 м и более. Эти отложения в Вятско-Камской впадине выделяются в ласьвинский комплекс (Клевцова, 1965), расчленяемый на бородулинскую и кудымкарскую свиты (Клевцова и др., 1965). Последние приняты в унифицированной стратиграфической схеме 1966 г. Бородулинская свита имеет сложное строение. Поэтому ей придается ранг серии (Кутуков, 1966). В ее составе выделяются четыре толщи, соответствующие четырем циклам осадконакопления, что отчетливо отражается на электрокаротажных диаграммах сменой отрицательных аномалий ПС, характеризующих пачки песчаников, на положительные, отвечающие алевритово-аргиллитовым пачкам. Каждая толща по своему значению соответствует свите и получает географическое наименование – черновской, киенгопской, верещагинской и кочевской (Кутуков, 1966; Клевцова, 1968б).

Существующие среди исследователей разногласия в вопросе о корреляции местных стратиграфических схем связаны прежде всего с тем, что отсутствуют достаточно обоснованные стратотипические разрезы для подразделений вендского комплекса. Последним обстоятельством, в частности, обусловлено отсутствие одинакового представления о границе между волынской и валдайской сериями. В отличие от принятого почти всеми исследователями положения о проведении этой границы по подошве редкинской свиты некоторые исследователи (Веселовская и др., 1964; Иванова, 1966) редкинскую свиты относят к волынской серии.

За последнее время в связи с усилившимся интересом к изучению древнейших осадочных образований Русской платформы появилось много новых материалов, которые могут в значительной мере уточнить стратиграфическое расчленение вендского комплекса. Важное значение приобретают находки проблематических органических остатков мягкотелых животных, обнаруженные в отложениях венда в различных частях Русской платформы.

Наиболее надежным методом для стратиграфического изучения верхнего докембрия, отложения которого чрезвычайно бедны палеонтологическими остатками, является метод, основанный на анализе крупной цикличности в осадконакоплении. "Циклическое строение разрезов в верхнем докембрии проявляется значительно более четко, чем в более молодых образованиях и широко использовалось при корреляции почти всеми исследователями" (Келлер, 1963).

Корреляция разрезов вендского комплекса по циклам осадконакопления показывает, что региональное значение для Русской платформы имеют пять циклически построенных толщ, соответствующих крупным естественным этапам в развитии платформы (Клевцова, 1968б). Нижняя часть такой толщи сложена преимущественно грубозернистыми породами – конгломератами, гравелитами и песчаниками, верхняя – глинистыми и алевритистыми породами. Циклическое строение разрезов четко отражается на электрокаротажных диаграммах: нижней части цикла соответствуют отрицательные величины ПС и повышенные значения КС, верхней – положительные величины ПС и пониженные значения КС. Мощность каждой циклической толщи измеряется десятками и сотнями метров.

В волынской серии установлено две толщи, в валдайской – три, которым придано значение свит. Метод корреляции разрезов вендского комплекса по крупным циклам седиментации в совокупности с характерными особенностями состава пород, струк-

турных и текстурных признаков позволяет увязать даже удаленные друг от друга разрезы, а также установить их полноту или выпадение из разрезов отдельных толщ или пачек (рис. 1).

Вольнская серия в стратотипическом разрезе на Вольни образована грубозернистыми аркозовыми песчаниками горбашевской свиты и вулканогенными породами берестовецкой свиты. К горбашевской свите в других, более полных разрезах принято относить толщу тиллитовых пород (Солонцов, 1963; Решения . . . , 1965; Махнач и др., 1966; Махнач, 1968; Кирсанов, 1968). Как показали последующие исследования, толща тиллитовидных пород в составе вольнской серии образует самостоятельную свиту, получившую название вильчанской (Бессонова, 1968; Махнач и др., 1970) и парцинской (Клевцова, 1968а).

Вильчанская свита залегает на рифее со стратиграфическим несогласием, перекрывая его различные толщи вплоть до более древних свит полесской и сердобской серий. Для этой свиты характерна толща, представленная своеобразными бесслоистыми красновато-коричневыми и серовато-зелеными глинисто-алевритистыми породами с неравномерным содержанием слабо окатанных обломков разнообразных размеров - от гравийных до валуных. Обломки состоят из кварцитовидных песчаников, доломитов и гранито-гнейсов, представляющих собой продукты разрушения подстилающих пород ютния, рифея или кристаллического фундамента. Описываемые породы принимаются за тиллитовидные (Брунс, 1964) или тиллиты (Бессонова, Чумаков, 1968; Веретенников, 1968). В Пачелмском прогибе тиллитовидные породы вверх по разрезу сменяются красноцветными аркозовыми песчаниками. Мощность вильчанской свиты в Оршанском прогибе превышает 350 м, а максимальная мощность ее в Пачелмском прогибе - 26 м.

Вильчанская свита несогласно перекрывается свислочской или зубовополянкой свитой. В бортовых зонах Московской синеклизы и на Белорусском своде последние трансгрессивно залегают на дорифейском фундаменте. Свислочскую свиту образуют базальты и туфы основного состава, которые подстилаются грубозернистыми песчаниками. По мере удаления от очагов вулканизма в разрезе свислочской свиты исчезают эффузивы, туфы замещаются туфогенными и нормально-осадочными породами (Махнач и др., 1966; Бессонова, 1968). В парцинской свите Пачелмского прогиба туфогенные породы играют незначительную роль. Зубовополянская свита состоит в верхней части из туфогенных темно-фиолетовых алевролитов (Веселовская и др., 1964), в средней - из темно-серых со складками оползания аргиллитов и из базальных светло-серых (почти белых) грубозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников. В разрезах Московской синеклизы зубовополянская свита представлена темно-серыми аргиллитами и алевролитами со складками оползания и грубозернистыми светло-серыми песчаниками в основании. Туфогенные породы отсутствуют. Принадлежность описываемой толщи пород Московской синеклизы к зубовополянкой свите подтверждается ее положением в разрезе. Как в стратотипическом разрезе Зубовополянкой опорной скважины Пачелмского прогиба, так и в разрезах Московской синеклизы зубовополянкая свита перекрывается редкинской свитой. Для пород зубовополянкой свиты характерны складочки оползания, по-видимому, свидетельствующие о сейсмичности дна бассейна осадконакопления во время вулканических извержений. Мощность свислочской свиты менее 100 м. Мощность зубовополянкой свиты также не превышает 100 м. По составу и положению в разрезе свислочская и зубовополянкая свиты соответствуют горбашевской и берестовецкой свитам Вольни.

С парцинской и зубовополянкой свитами сопоставляются черновская и киенгопская свиты ласьвинского комплекса Вятско-Камской впадины. Черновская свита в нижней части содержит редкогалечные конгломераты, очень сходные с тиллитовидными породами основания вольнской серии. Киенгопская свита представлена отложениями, сходными с отложениями зубовополянкой свиты Московской синеклизы, т.е. темно-серыми аргиллитами и алевролитами, в некоторых разрезах содержащими тонкие прослой пепловых туфов (Лагутенкова, 1963; Веселовская и др., 1964). Общая мощность черновской и киенгопской свит 170 м.

Валдайская серия залегает на вольнской с перерывом и с трансгрессивным несогласием переходит на образования кристаллического фундамента.

В качестве унифицированных стратиграфических подразделений валдайской серии приняты очень сокращенные в объеме и мощности гдовская и котлинская свита,

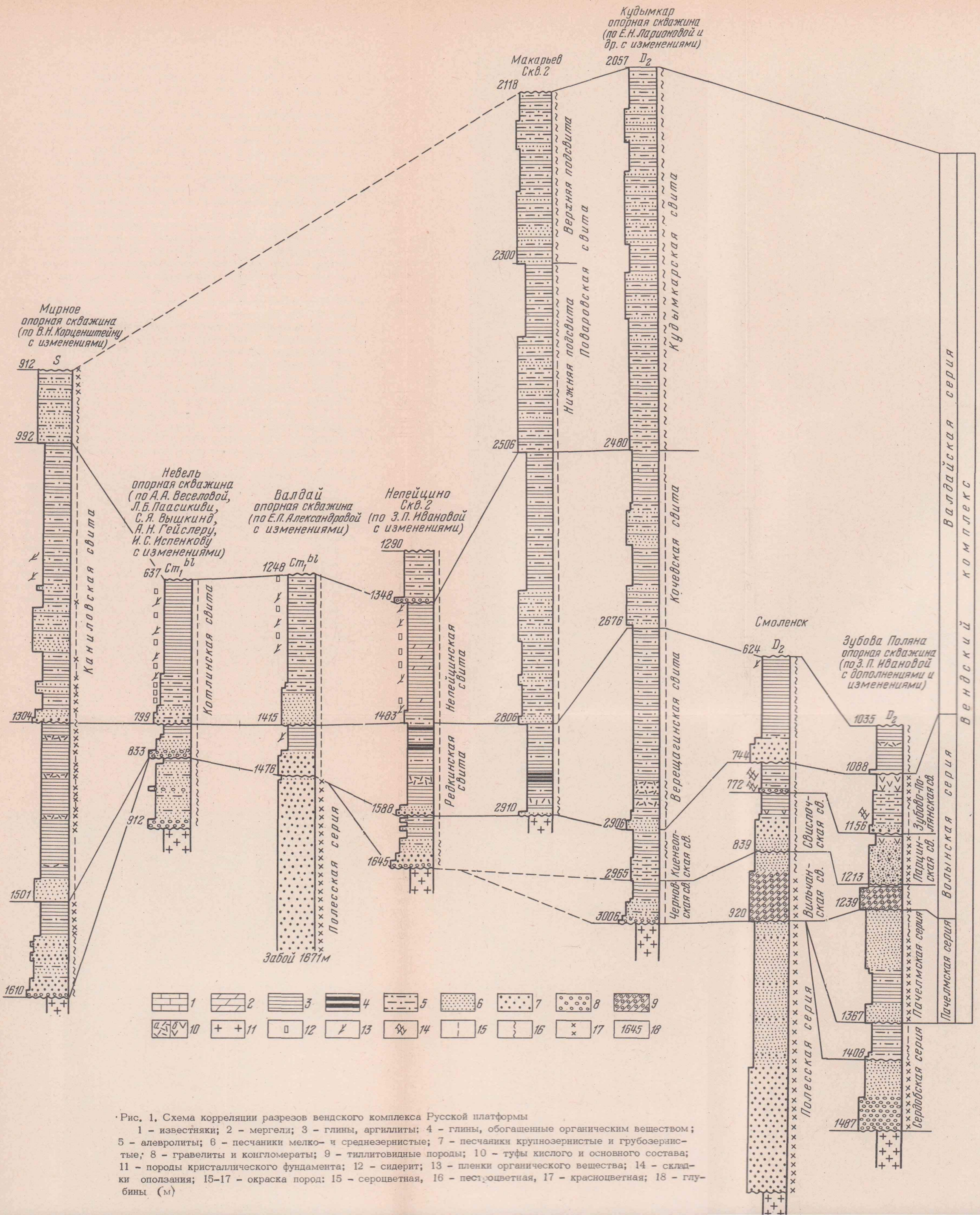


Рис. 1. Схема корреляции разрезов вендского комплекса Русской платформы

1 - известняки; 2 - мергели; 3 - глины, аргиллиты; 4 - глины, обогащенные органическим веществом; 5 - алевролиты; 6 - песчаники мелко- и среднезернистые; 7 - песчаники крупнозернистые и грубозернистые; 8 - гравелиты и конгломераты; 9 - тиллитовидные породы; 10 - туфы кислого и основного состава; 11 - породы кристаллического фундамента; 12 - сидерит; 13 - пленки органического вещества; 14 - складки оползания; 15-17 - окраска пород: 15 - сероцветная, 16 - пестроцветная, 17 - красноцветная; 18 - глины. (М)

По стратиграфической схеме 1965 г. этим свитам соответствуют значительно более мощные и сложные в строении редкинская и поваровская свиты. Ввиду отсутствия стратотипического разреза для гдовской свиты вопрос об объеме последней чрезвычайно запутан. К гдовской свите в одних разрезах принято относить только песчаники, подстилающие лямнаритовые глины, в других — ту же толщу песчаников и более древние отложения, относящиеся к нижневалдайской свите. Во многих разрезах, в частности в Валдайской скважине, по местоположению которой валдайская серия получила наименование, и в Невельской скважине, разрез которой принят в качестве ее стратотипа, к гдовской свите отнесены более древние отложения. В Валдайской (интервал 1671–1476 м) и в Невельской (интервал 913–833 м) скважинах отложения, представленные красноцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками, в которых отсутствует гранат, следует относить к полесской серии (Кирсанов, 1968; Клевцова, 1968). Гранат, являющийся характерным минералом для вендского комплекса, появляется выше по разрезу.

К гдовской свите должны быть отнесены отложения, охватывающие в Валдайской скважине интервал 1476–1415 м, в Невельской — 833–799 м. В первой скважине гдовская свита представлена в нижней части 29-метровой пачкой песчаников полевошпатово-кварцевых, неравномернозернистых, с галькой кварца, светло-серых, почти белых, с каолинитовым, глинистым и карбонатным цементом, в верхней — 32-метровой пачкой глин гидрослюдистых, зеленовато-серых, тонкогоризонтальнослоистых, с пленками черного органического вещества, сверху с таблитчатыми образованиями каолинита. В Невельской скважине гдовская свита отличается от описанной в Валдайской скважине появлением среди сероцветных пород пестроцветных и уменьшением мощности до 34 м.

Котлинская свита в Валдайской скважине охватывает интервал 1415–1248 м, в Невельской — 799–637 м. Мощность свиты в этих скважинах 167–162 м. Верхняя, большая часть разреза котлинской свиты состоит из темно-зеленых и серовато-зеленых гидрослюдистых глин, тонкопереслаивающихся с беловато-серыми алевролитами, редко мелкозернистыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава. В этой толще глины преобладают над алевролитами. Глины содержат выделения сидерита и пирита, пленки и прослойки органического вещества. Сидерит встречается в виде рассеянных мельчайших зерен, желваков, линзочек и прослоев мощностью до 3 см. Мощность прослоек глин и алевролитов обычно меньше 1 мм, иногда 1–2 мм и в редких случаях доходит до 1 см. Такой тип слоистости, характерный для пород котлинской свиты, принято называть ленточным. Базальная пачка котлинской свиты в разрезах Валдая и Невеля представлена песчаниками полевошпатово-кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, светло-серыми, с глинистым и карбонатным цементом.

По составу и положению в разрезе гдовской свиты отвечает редкинская свита Московской синеклизы и верещагинская свита Вятско-Камской впадины, а котлинской — непейцинская и кочевская свиты.

Редкинская свита состоит из толщи темно-серых гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин и аргиллитов, иногда с тонкими прослойками светло-серых полевошпатово-кварцевых алевролитов и базальных светло-серых грубозернистых аркозовых песчаников. Для редкинской свиты Московской синеклизы и Пачелмского прогиба характерны два горизонта, которые являются маркирующими для всей Русской платформы (Клевцова, 1963, 1965). Один горизонт, представленный коричневатокрасными и светло-зелеными бесслоистыми с раковистым изломом аргиллитами с прослоями пепловых туфов (Петровская, 1954; Копелиович и др., 1962; Веселовская и др., 1964), приурочен к нижней части свиты. Другой горизонт, состоящий из темно-серых (почти черных) аргиллитов, обогащенных органическим веществом, залегает в средней или верхней части редкинской свиты. Содержание органического вещества в этих аргиллитах достигает 16%. Некоторые прослои аргиллитов,

<sup>1</sup> Описание разрезов дается по работам Е.П. Александровой и др. (1950 г.) и Л.А. Веселовой и др. (1954 г.).

особенно обогащенные органическим веществом, горят. Максимальная мощность редкинской свиты в Пачелмском прогибе — 124 м, в Московской синеклизе — 285 м. В Редкинском разрезе мощность редкинской свиты 96 м. В бортовых зонах Московской синеклизы сокращение мощности редкинской свиты связано с выклиниванием отдельных ее частей. Так, в Серпуховской скважине из разреза редкинской свиты выпадает горизонт с пепловыми туфами. В гдовской свите, развитой на северо-западном борту синеклизы, отсутствуют оба маркирующих горизонта редкинской свиты. По составу и мощности к редкинской свите близка верещагинская свита. Последняя в большей своей части представлена сероцветными аргиллитами, часто переслаивающимися с алевролитами, с одним или несколькими прослоями пепловых туфов (Лагутенкова, 1963), из которых нижний приурочен к маркирующему горизонту красновато-коричневых аргиллитов. Базальная часть верещагинской свиты состоит из светло-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, иногда содержащих гальку, с редкими прослоями темно-серых аргиллитов. Мощность верещагинской свиты в центральной зоне впадины достигает 326 м.

Благодаря характерным особенностям состава редкинской свиты хорошо увязываются разрезы валдайской серии Московской синеклизы и Днестровской впадины. Пепловые туфы, описанные А.В. Копелювичем в броницких слоях, и горючие сланцы калиусских (миньковецких) слоев Придагестровья сходны по составу и положению в разрезе с теми же горизонтами редкинской свиты центральных районов Русской платформы. В разрезах венда южных районов Днестровской впадины толща пород, которая может быть сопоставлена с редкинской свитой, приобретает несколько иную характеристику. В Мирненской опорной скважине эта толща сложена (Корценштейн, 1953) темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с 40 пропластками пелитовых туффитов, каждый мощностью до 1 см, в базальных слоях — песчаниками полевошпатово-кварцевыми, мелкозернистыми, светло-серыми.

С котлинской свитой особенно сходна непейцинская свита (Клевцова, 1968 б). Последняя в стратотипическом разрезе — Непейцинской скважине — сложена 135-метровой толщей аргиллитов темно-серых и зеленовато-серых, с пленками органического вещества и выделениями сидерита, с прослоями сидеритовых мергелей (Иванова, 1967). В верхней и нижней частях толщи среди аргиллитов встречаются тонкие прослой светло-серых полевошпатово-кварцевых алевролитов. Количество последних в основании толщи преобладает. Характерные особенности этой свиты (преимущественно глинистый состав, обогащение сидеритом) выдерживаются в других разрезах Московской синеклизы (Серпухов, Домнино и др.). Базальные слои непейцинской свиты обычно состоят из грубозернистых светло-серых полевошпатово-кварцевых песчаников. Ярко выраженная "ленточная" слоистость, обусловленная частым переслаиванием аргиллитов и алевролитов, на плоскостях напластования с пленками черного органического вещества наблюдается в северных разрезах Московской синеклизы. Такие породы описаны А.И. Зоричевой в Яренской скважине в интервале 1683–1442 м. В верхней части этого интервала встречены тонкие прослой вулканического пепла. Наибольшая мощность непейцинской свиты установлена в Котласском разрезе, где она достигает 308 м. В других разрезах осевой зоны Московской синеклизы ее мощность составляет 200–300 м (Любим, Солгалич, Макарьев, Реша, Яренск). В разрезах юго-восточного борта синеклизы (Опарино, Ветлуга, Балахна) мощность непейцинской свиты уменьшается до 150–80 м. Непейцинская свита полностью отсутствует в разрезах Нелидовско-Рыбинского древнего выступа и в прилегающих к нему районах (Москва, Позарово, Редкино, Максатиха, Переславль-Залесский, Рыбинск).

Кочевская свита Вятско-Камской впадины и каниловская свита Днестровской впадины, по положению в разрезе соответствующие котлинской свите, так же как последняя характеризуются ленточным типом слоистости аргиллитов и алевролитов. С каниловскими слоями сопоставляется толща пород, охватывающая в Мирненской скважине интервал 1304–992 м и представленная (Корценштейн, 1953) темно-серыми аргиллитами, ритмично чередующимися с тонкими прослоями алевролитов (мощностью до 1 мм) и глинистых известняков (мощностью от 1–2 до 40 см). В нижней части толщи появляются прослой и пачки песчаников полимиктовых, мелко-, средне- и крупнозернистых.

С отложениями отдельных свит валдайской серии связано появление проблематических организмов. В Кирсинской скв. 15 на глубине 1362–1363 м А.А. Клевцовой,

в Северокамской скв. 12 на глубине 2588–2593 м Е.Н. Ларионовой на поверхности наложения аргиллитов верещагинской свиты обнаружены округлые отпечатки с морщинистой поверхностью, размером 3–5 мм. Подобные отпечатки встречены В.С. Заика–Новацким в броничихх слоях Приднестровья. Эти органические остатки В.В. Меннер и Б.С. Соколов относят к медузообразным. Очень загадочной является находка И.М. Сухова в песчаниках джуржевских слоев палеозойской фауны *Dictionema* sp., по заключению А.М. Обути имеющей распространение от верхнего кембрия до нижнего карбона. Однако докембрийский возраст всех древних толщ Приднестровья не вызывает сомнений, так как установлено их залегание под балтийской серией, содержащей остатки червей нижнего кембрия. Среди аргиллитов средней свиты валдайской серии из различных частей Русской платформы обнаружены медузообразные и другие проблематические остатки. В котлинской (непейцинской) свите Яренской скважины на глубине 1552 м Б.М. Келлером найден отпечаток трилобитообразного организма. В Непейцинской скважине на глубине 1417–1428 м З.П. Иванова обнаружила отпечаток, очень сходный с конодоитой. В Коношской скважине на глубине 897–903 м А.Н. Гейслером и Ц.Н. Питковской установлен отпечаток ракообразного организма. В.Н. Корценштейн в капиловских слоях Мирненской скважины на глубине 1067–1143 м обнаружил отпечатки, которые по описанию очень сходны с медузообразными. В той же скважине на глубине 1097 м найден отпечаток, который В.В. Меннером определен как *Receptaculites* sp. (?)

Разрез валдайской серии в центральных частях Московской синеклизы и Вятско–Камской впадины и в южной части Днестровской впадины заканчивается мощной толщей отложений, для которой характерно преобладание в ее составе песчаников и алевролитов над аргиллитами и пестроцветная окраска пород. В Московской синеклизе эта толща известна под названием поваровской свиты, а в Вятско–Камской впадине – кудымкарской. В Днестровской впадине толща, соответствующая поваровской свите, установлена по скважинам Молдавии и Одесской области. Эта толща выделялась В.Н. Корценштейном (1953) как толща полимиктовых песчаников.

Поваровская свита залегает либо на котлинской (непейцинской), либо со стратиграфическим несогласием перекрывает редкинскую свиту. В разрезах Нелидовско–Рыбинского выступа, где поваровская свита залегает на редкинской, она сложена в нижней части преимущественно песчаниками полевошпатово–кварцевыми, мелкозернистыми, голубовато–серыми и серовато–розовыми с прослоями алевролитов той же окраски и аргиллитов коричневых и серовато–зеленых; в верхней ее части аргиллиты часто переслаиваются с песчаниками и алевролитами. Породы в верхней части свиты окрашены преимущественно в красновато–коричневый цвет. В разрезах наиболее прогнутой части Московской синеклизы в составе поваровской свиты значительную роль приобретают алевролиты. Поваровская свита в некоторых разрезах Московской синеклизы может быть расчленена на две подсвиты, соответствующие двум циклам седиментации второго порядка. Особенно отчетливо двучленное строение поваровской свиты наблюдается в разрезе Макарьевской скважины (см. рис. 1). Мощность поваровской свиты меняется в широких пределах. В разрезах Нелидовско–Рыбинского выступа она достигает 431 м. В ее стратотипическом разрезе – Поваровской опорной скважине – мощность свиты 369 м. В разрезах наиболее прогнутой части Московской синеклизы мощность поваровской свиты колеблется от 156 м (Яренск) до 515 м (Буй) и лишь в районе Солигалича она сокращается до 44 м. Резкое уменьшение мощности поваровской свиты в районе Солигалича, расположенного в осевой зоне Солигаличского прогиба, связано с интенсивным размытием отложений верхней части валдайской серии во время формирования Сухонско–Солигаличской зоны валообразных поднятий.

Кудымкарская свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, ритмично переслаивающимися между собой. Состав терригенного материала пород кудымкарской свиты полевошпатово–кварцевый и полимиктовый. Окраска пород в верхней, большей, части свиты – красноватая, в нижней – зеленоватая и сероватая. Мощность кудымкарской свиты колеблется в широких пределах. Наибольшие ее значения (300–520 м) установлены в центральной и северо–восточной частях Вятско–Камской впадины.

В Днестровской впадине верхняя часть разреза валдайской серии сложена толщей полимиктовых и аркозовых мелко– и среднезернистых песчаников, переслаиваю-

шихся с алевролитами и аргиллитами. В основании толщи отмечаются прослой грубозернистых и гравийных песчаников. Песчаники окрашены в коричневато-красный и серовато-розовый цвета, алевролиты и аргиллиты — в коричневый и зеленовато-серый. Мощность описываемой толщи по скважинам Вишневки, Каушан, Сараты и Мирного колеблется в пределах 36–82 м.

Отложения верхней свиты валдайской серии из разных частей Русской платформы близки по условиям формирования. По описанию Е.Н. Ларионовой и В.Н. Корценштейна, песчаники и алевролиты верхней части валдайской серии в Вятско-Камской и Днестровской впадинах носят ярко выраженный мелководный характер. Об этом свидетельствуют причудливая косая слоистость с завихрениями, знаки ряби и следы дождевых капель.

Валдайская серия в Московской синеклизе и Днестровской впадине перекрывается балтийской серией нижнего кембрия. Последняя залегает либо на поваровской свите и ее аналогах, либо на котлинской, а на склонах Балтийского щита — на кристаллическом фундаменте. На контакте котлинской свиты с балтийской серией в Локно Л.Б. Паасикиви описана каолинитовая кора выветривания.

Формирование вендского комплекса связано с особым этапом в истории развития Русской платформы. Важной особенностью венда является широкое развитие бесскелетных организмов. Их остатки в виде отпечатков обнаружены в вендском комплексе на Русской и Сибирской платформах и других континентах (Келлер, Соколов, 1962; Соколов, 1964). Общепринято считать, что толщи осадочных отложений, в которых обнаружена вендская проблематика, непосредственно подстилают нижний кембрий, содержащий скелетную фауну. Резкий скачок в эволюции животного мира на границе верхнего докембрия и нижнего кембрия пока не находит объяснений. Приведенные в данной работе материалы показывают, что проблематические ограниченные остатки в вендском комплексе Русской платформы связаны с двумя нижними свитами валдайской серии — редкинской и непейцинской и их аналогами. От нижнего кембрия эти отложения отделены поваровской свитой мощностью 500 м, в которой проблематические органические остатки не обнаружены.

Формирование вендского комплекса связано с обширными плоскими впадинами типа синеклиз (рис. 2), развивавшимися на месте грабенообразных рифейских прогибов и прилегающих к ним выступов фундамента (Новикова, 1960; Брунс, 1964). Анализ мощностей и палеогеологические построения (Клевцова, 1968а) показывают, что на протяжении рифея Русская платформа испытывала уклон в юго-восточном направлении, в сторону Южного Урала и Прикаспийского перикратонного опускания. Поэтому наиболее полный разрез рифея связан с юго-восточной окраиной Русской платформы. Чрезвычайно важным рубежом в развитии земной коры является преахинский (предпачелмский) рубеж, с которым связаны окончание интрузивного магматизма на Русской платформе и Урале, существенные изменения в литогенезе — прекращение доломитообразования, смена кварцевого состава на полимиктовый. На протяжении ашинского этапа развития Урал не перекрывался морем, а был высоко приподнят. Эта особенность ашинского этапа резко отличает его от предыдущих этапов развития, когда Урал представлял собой геосинклинальную область. Поэтому нижнюю границу венда следует проводить по подошве ашинской (пачелмской, бижбулякской) серии. Коренная перестройка структурного плана от рифея к венду произошла не сразу. В начале вендского этапа существовала некоторая унаследованность в развитии от предыдущих этапов, что нашло отражение в совпадении границ распространения рифея и нижних серий венда. Расширение областей осадконакопления в венде происходило постепенно, начиная со второй половины волюнского периода. Максимальное расширение областей осадконакопления произошло лишь в валдайское — котлинское время (рис. 3). Осевые зоны вендских синеклиз относительно рифейских прогибов смещены в сторону погребенных выступов дорифейского фундамента.

Не менее важным в геологической истории развития Русской платформы является предбалтийский рубеж. Перед формированием отложений балтийской серии нижнего кембрия на Русской платформе существовал перерыв в осадконакоплении. В центральной зоне Московской синеклизы, в тех районах, где поваровская свита имеет значительную мощность, перерыв был непродолжительным. На северо-западном борту Московской синеклизы предбалтийский перерыв был более длительным. Во время этого перерыва в кровле отложений котлинской свиты формировалась каолинитовая кора

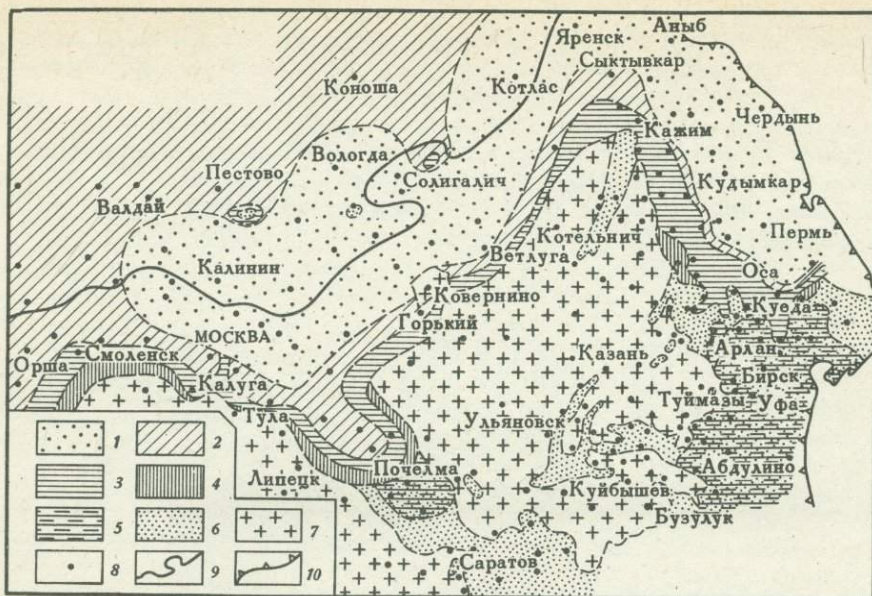


Рис. 2. Геологическая карта со снятыми отложениями до палеозойских отложений включительно

1-3 - вендский комплекс, валдайская серия: 1 - поваровская и кудьркарская свиты; 2 - котлинская, непейшинская и кочевская свиты, 3 - гдовская, редкинская и верещагинская свиты; 4 - вендский комплекс, волинская серия; 5 - пачелмская и бижбулякская серии; 6 - рифей; 7 - протерозой (средний и нижний) и архей; 8 - скважины; 9 - юго-восточная граница распространения балтийской серии; 10 - западная граница складчатого Урала

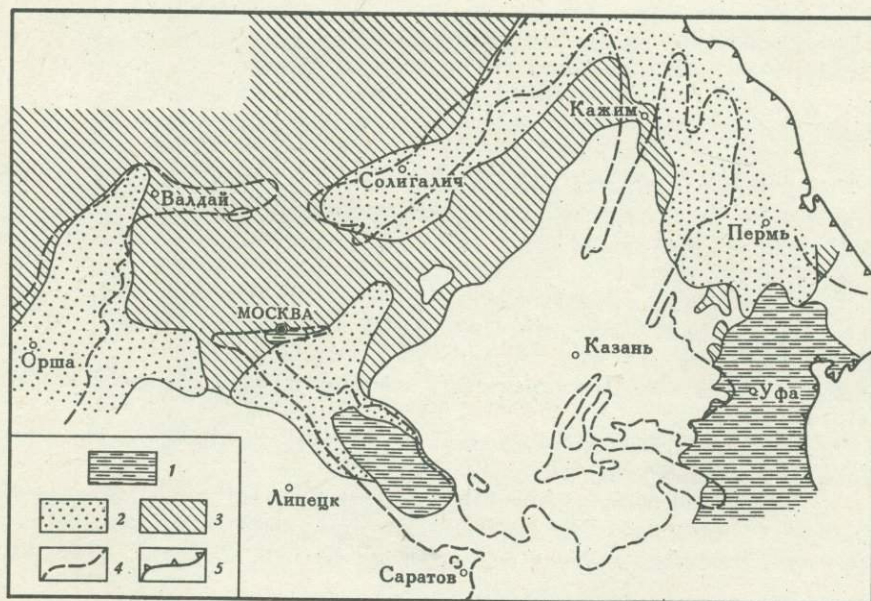


Рис. 3. Схематическая карта нижней поверхности вендского комплекса

1 - пачелмская серия; 2 - волинская серия; 3 - валдайская серия; 4 - граница распространения рифейских отложений; 5 - западная граница складчатого Урала

выветривания. Балтийская серия со стратиграфическим несогласием (Клевцова, 1968б); Солонцов и др., 1968) перекрыла валдайскую серию, а на склонах Балтийского щита - кристаллический фундамент (Соколов, 1952; Шатский, 1952). В раннекембрийское время произошло сужение областей осадконакопления. Если отложениями венда охвачена значительная территория Русской платформы, включающая западные, центральные и восточные ее районы, то площадь развития отложений балтийской серии составляет менее половины этой территории.

Таким образом, нет оснований считать, что валдайская серия с балтийской связана непрерывностью в осадконакоплении.

## Литература

- Аксенов Е.М., Ляшенко А.И., Солонцов Л.Ф. К вопросу о нижней границе венда в центральных и восточных областях Русской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, № 3.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.-Л., 1961.
- Асаткин Б.П. Докембрийские образования, кембрийские и нижнесилурийские отложения Ленинградской области. - Труды Ленингр. геол. треста, 1937, вып. 15.
- Бессонова В.Я. Рифейские и нижневендские отложения Оршанской впадины и смежных районов (литология, минералогия и условия осадконакопления). Автореф. канд. дисс. Минск, 1968.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии. - Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.
- Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. - Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Брунс Е.П. История развития Русской платформы в позднем докембрии. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10. М., "Наука", 1964.
- Брунс Е.П., Гейслер А.Н., Иголкина Н.С., Толстихина М.М. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. - Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. М., "Наука", 1960.
- Веретенников Н.В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис. В кн.: "Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики". Минск, 1968.
- Веселовская М.М., Иванова З.П., Кирсанов В.В., Хмелева Е.Н. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе. В кн. "Базальты плато". Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. М., "Наука", 1964.
- Гейслер А.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции нижнекембрийских отложений северо-западной части Русской платформы. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 11.
- Дикенштейн Г.Х. Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Иванова З.П. Нижнепалеозойские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Иванова З.П. Сопоставление додевонских отложений восточных и центральных областей Русской платформы. В кн.: "Стратиграфия, литология, фауны и фауна верхнего протерозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области". - Труды ВНИГНИ, 1966, вып. 51.

- Келлер Б.М. Принципы выделения и разделения верхнего докембрия. В кн.: "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий". М., "Недра", 1963.
- Келлер Б.М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия. - Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С. Вендский комплекс - первое подразделение палеозойской группы. Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 4.
- Клевцова А.А. Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 3.
- Клевцова А.А. К вопросу о корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы и Урала. - Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6.
- Клевцова А.А. О глубинном строении Пачелмского прогиба и истории его развития в позднем докембрии. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1968а, № 1.
- Клевцова А.А. Стратиграфическое соотношение разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1968б, № 9.
- Клевцова А.А., Кутуков А.В., Удовиченко Э.М. О стратиграфии и нефтеносности досреднедевонских отложений Пермской области и Удмуртской АССР. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед. 1965, № 9.
- Копелиович А.В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 5.
- Копелиович А.В., Тихомиров С.В., Туревская Е.С., Верейская К.Н. О некоторых литологически характерных горизонтах в древнейших осадочных толщах юга Московской синеклизы. - Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1962, т. 37, вып. 5.
- Корценштейн В.Н. К стратиграфии и литологии нижнепалеозойских отложений Одесского района. - Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 5.
- Крашенинникова О.В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, 1956.
- Кутуков А.В. К вопросу дробного стратиграфического расчленения досреднедевонских отложений Пермского Приуралья в связи с их нефтегазосностью. - Труды Камск. фил. ВНИГНИ, 1966, вып. 57.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Периодические изменения климата Приднестровья. Донеогеновая история. - Сов. геол., 1940, № 5-6.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Периодические изменения климата и величина оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). - Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Лагутенкова Н.С. Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР. - Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 6.
- Махнач А.С. Фации и палеогеография позднего докембрия Припятского прогиба и смежных районов. В кн.: "Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики". Минск, 1968.
- Махнач А.С., Бессонова В.Я., Веретенников Н.В. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии и смежных районов. - Докл. АН БССР, 1970, т. 14, № 2.
- Махнач А. С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуть В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, 1966.
- Новикова А.С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. - Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 2.
- Петровская А.Н. К вопросу о литологическом составе и генезисе доживетских отложений Подмосковья. В кн. "Вопросы геологии и геохимии нефтегазоносных районов Русской платформы и Северного Кавказа". - Труды ВНИИ, 1954, вып. 4.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л., 1965.

- Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Солонцов Л.Ф. К вопросу о пересмотре стратиграфической схемы отложений позднего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы. - Изв. Казанского фил. АН СССР, серия геол. наук, 1963, № 10.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Ивашовский И.Ф., Поликарпова Н.Т., Ситдииков Б.С., Яковлев Б.Г. Новые данные о докембрии центральной части Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 2.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - Материалы к познанию геол. строения, СССР, новая серия, 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н.С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Якобсон К.Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
И ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА  
В ОТЛОЖЕНИЯХ ВАЛДАЙСКОЙ СЕРИИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В.В. Кирсанов, А.И. Шибалин

В последние годы с целью изучения геологического строения и выявления перспектив нефтегазоносности в пределах Московской синеклизы широко развернулось глубокое бурение. Нефтегазопроявления, выявленные в рифейских и вендских отложениях (Сива, Данилов, Любим) в восточных и центральных районах Русской платформы, свидетельствуют о возможной нефтегазоносности этих отложений. Поэтому вопросы детального стратиграфического расчленения малоизученных древних толщ, слагающих низы осадочного покрова Русской платформы, а также вопросы выявления в разрезе нефтегазопроизводящих толщ и возможных зон нефтегазообразования имеют актуальное значение.

Ниже остановимся на литолого-стратиграфической характеристике, особенностях накопления и распространения органического вещества в отложениях валдайской серии венда центральных районов Русской платформы. Б.С. Соколовым в 1958 г. отложения валдайской серии венда в западных разрезах Русской платформы были расчленены на гдовскую и котлинскую свиты. Впоследствии исследованиями В.В. Кирсанова (1968) было показано, что в Невельской опорной скважине, разрез валдайских отложений которой был признан стратотипическим, нижняя часть гдовской свиты (глубина: 910–844 м) отвечает волынской серии, а верхняя часть гдовской свиты (844–790 м) – редкинской свите (Копелиович, 1951). Поэтому в центральных районах Московской синеклизы в отложениях валдайской серии автором было предложено выделять редкинскую и котлинскую свиты. Анализ новых материалов бурения позволяет более детально расчленить отложения редкинской свиты, в составе которой снизу вверх выделяются вяземские, нелидовские и бородинские слои (рис. 1). Отложения котлинской свиты расчленяются на макарьевские, переславские, петровские и некрасовские слои (Кирсанов, 1968).

Терригенные отложения вяземских слоев, выделяемые в основании редкинской свиты в центральных районах Русской платформы, резко трансгрессивно с угловым стратиграфическим несогласием налегают на разновозрастные образования кристаллических пород фундамента, рифея и венда. В Поваровке, Редкине, Переславле-Залесском, Туме, Москве, Макарьеве, Решме и в других скважинах отложения вяземских слоев залегают на кристаллических породах фундамента архейского возраста, а в Рыбинске, скв. 2, – на среднепротерозойских мраморизованных доломитах ятулия, выделяемых В.В. Кирсановым (1968) в рыбинскую свиту. В Коноше вяземские слои залегают на каменноборские кварцитовидные песчаники нижнего рифея, абсолютный возраст глауконита которых равен 1690 млн. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964). В пределах Московского грабена и прилегающих к нему районов терригенные отложения вяземских слоев трансгрессивно налегают на красноцветные песчаники и аргиллиты рахмановской свиты<sup>2</sup> (Павловский Посад, скв. 1, Шелково, скв. 22, Непейцино,

<sup>1</sup> В подборке и анализе материала по этим вопросам авторы статьи пользовались советами К.Ф. Родионовой, за что выражают ей искреннюю признательность.

<sup>2</sup> В стратотипическом разрезе Павловско-Посадской скважины (глубина 1913–1770 м) рахмановская свита (Постникова, Кирсанов, 1970) представлена красноцветными разно- и грубозернистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями и пачками черных аргиллитов, количество которых увеличивается кверху.

скв. 2), которые параллелизуются нами с отложениями средней толщи воронской свиты пачелмской серии. В пределах Пачелмского грабена, Оршанской впадины и Рузско-Гжатского грабена вяземские слои налегают на отложения вольнской серии венда. В основании вяземских слоев редкинской свиты в стратотипическом разрезе, вскрытом в Вязьме, скв. 1 (глубина 1169–1135 м), залегают светло-серые, серые разнозернистые полевошпатово-кварцевые и отчасти полимиктовые песчаники с рассеянной галькой и прослоями гравелитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Галька представлена кварцем, мясо-красным микроклином, кварцитом, халцедоном, обломками гранито-гнейсов. Полевые шпаты в той или иной степени выветрелые.

Среди песчаников изредка отмечаются тонкие (до 0,5–1 см) прослойки зеленовато-серых аргиллитов. Описываемая базальная пачка (10 м) песчаников, сцементированных глинистым и карбонатным цементом, залегает в Вязьме на желтовато-бурых, палевых аргиллитах ярцевской свиты вольнской серии, которые, по-видимому, представляют собой кору выветривания вольнской серии. Отложения, залегающие выше базальной песчаной пачки, сложены главным образом зеленовато-серыми аргиллитами с резко подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Для нижней части глинистой толщи вяземских слоев характерно наличие пачки с частым тонким горизонтальным переслаиванием серых, зеленовато- и темно-серых аргиллитов (преобладают), алевролитов и песчаников.

Мощность прослоев алевролитов и песчаников колеблется от нескольких миллиметров до 3–5 см. Изредка отмечаются отдельные прослои коричневых аргиллитов. Некоторые прослои аргиллитов содержат включения сидерита (последние отмечаются также и в Ярцеве).

Типичная для этой части разреза тонкая горизонтальная слоистость на отдельных участках нарушена: мелкими (в пределах нескольких сантиметров) текстурными подводного оползания. Причем в одних случаях отдельные нарушенные слоики песчаников или алевролитов отчетливо срезаются и перекрываются сверху совсем не нарушенными слоиками. А в других случаях имеют место лишь текстуры изогнутой слоистости, осложненной пloyчатостью.

В верхней части глинистой толщи вяземских слоев среди зеленовато-серых аргиллитов прослеживается характерная пачка коричневых аргиллитов (3 м), которая в Вязьме включает тонкие прослойки серых алевролитов. Мощности вяземских слоев в стратотипическом разрезе 34 м. Аналогичные описанному выше разрезы вяземских слоев вскрыты в Ярцеве, Рудне, Нелидове, Торопце. В отличие от них глинистая толща вяземских слоев в Смоленске представлена зеленовато-серыми сильноалевролитистыми слюдястыми аргиллитами и алевролитами с прослоями зеленовато-серых алевролитистых песчаников (5–10 см).

В самой верхней части глинистой толщи вяземских слоев в Ярцеве и Торопце на плоскостях напластования аргиллитов отмечаются черные пленки типа ламинаритов. В более западных бортовых частях Оршанской впадины в разрезе вяземских слоев резко возрастает количество красноцветных аргиллитов до полного преобладания над зеленоцветными разностями (Невель).

Коричневая пачка аргиллитов, вскрытая в Вязьме, является маркирующей в разрезах вяземских слоев в Ярцеве, Рудне, Торопце, Невеле, а также Редкине, Переславле-Залесском, Макарьеве, Рязани (скв. 30). Во всех перечисленных разрезах Московской синеклизы эта коричневая пачка аргиллитов не содержит пирокластического материала. Однако в скважинах Пачелмского прогиба (Морсово, Котлас, Опарино, Зубова Поляна, Каверино) в маркирующей пачке коричневых аргиллитов вяземских слоев наблюдаются тонкие прослойки желтовато-белых, кремневых монтмориллонитовых глин и витрокластических пепловых туфов.

В скважинах северо-западной части Пачелмского прогиба, так же как и по западной окраине Оршанской впадины, разрез вяземских слоев характеризуется преобладанием темно-коричневых, коричневых и бурых разностей аргиллитов. В коричневых аргиллитах в Морсове, Мосолове, Зубовой Поляне рассеяны отдельные песчаники, гранитные зерна, а в Мосолове И.Е. Постниковой отмечается крупная галька гранитоидных пород. Базальная пачка песчаников в разрезах вяземских слоев северо-западной части Пачелмского прогиба маломощная и плохо выражена. В Морсове и Каверине она представлена зелено-серыми грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов. Мощности вяземских слоев изменяется от 44 до 26 м.

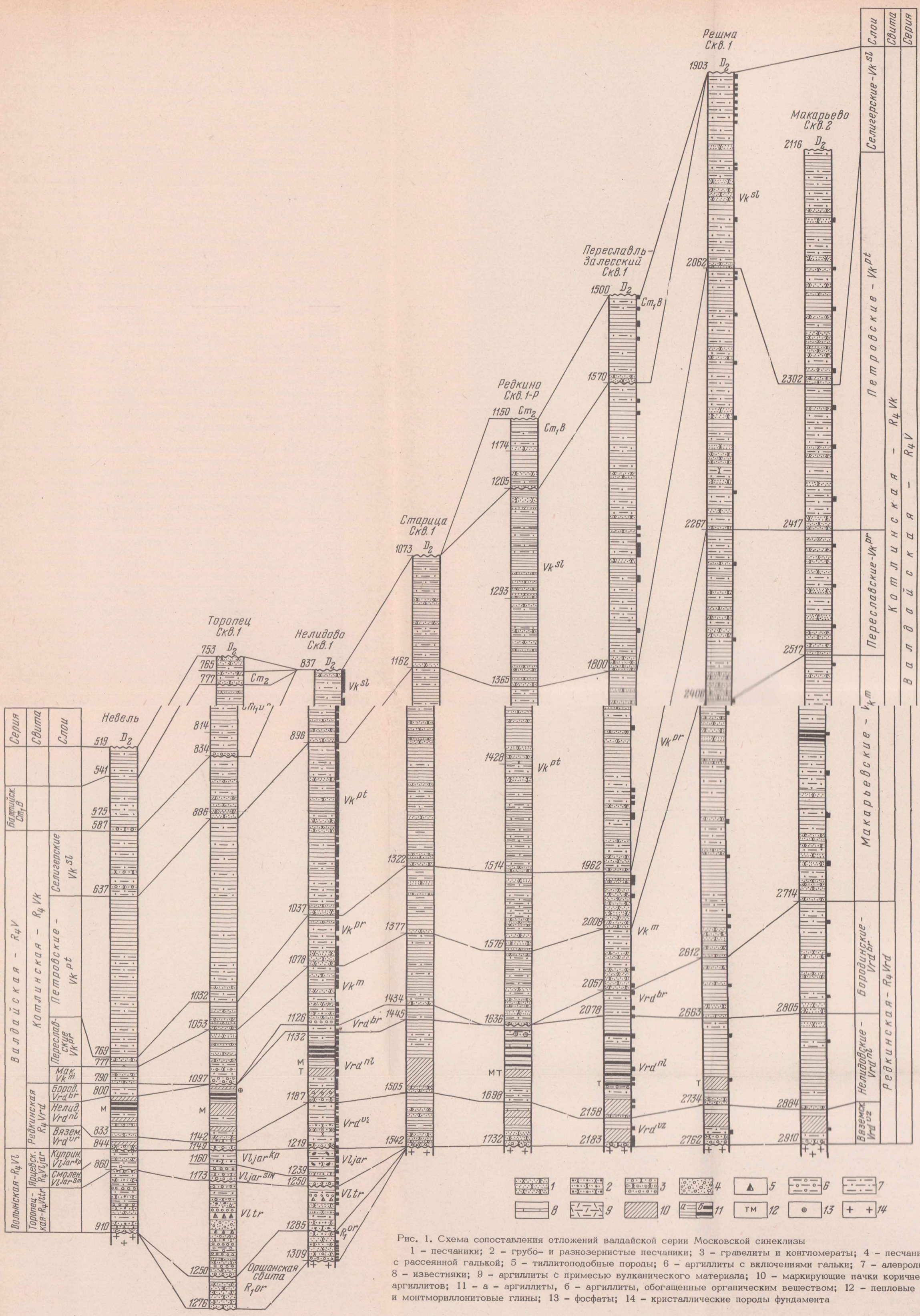


Рис. 1. Схема сопоставления отложений валдайской серии Московской синеклизы

1 - песчаники; 2 - грубо- и разнозернистые песчаники; 3 - гравелиты и конгломераты; 4 - песчаники с рассеянной галькой; 5 - тилитоподобные породы; 6 - аргиллиты с включениями гальки; 7 - алевролиты; 8 - известняки; 9 - аргиллиты с примесью вулканического материала; 10 - маркирующие пакки коричневых аргиллитов; 11 - а - аргиллиты, б - аргиллиты, обогащенные органическим веществом; 12 - пепловые туфы и монтмориллонитовые глины; 13 - фосфаты; 14 - кристаллические породы фундамента



К востоку и северо-востоку от Вязьмы в разрезе вяземских слоев преобладают темно-серые аргиллиты. Так, в Редкине вяземские слои (34 м) представлены толщей темно-серых, отчасти микрослоистых аргиллитов, в верхней части которых наблюдаются прослойки аргиллитов, обогащенных органическим веществом. Пачка коричневых аргиллитов здесь не получила четкого выражения и представлена отдельными прослоями красно-коричневых аргиллитов, залегающих в верхней части глинистой толщи. В основании вяземских слоев в Редкине прослеживаются светло-серые с зеленым оттенком грубозернистые аркозовые песчаники, слабо сцементированные глинистым и доломитовым цементом с рассеянными гравийными зернами кварца и полевых шпатов.

В Поваровке и в пределах Московского грабена в Павловском Посаде вяземские слои представлены преимущественно темно-серыми и темно-зелено-серыми аргиллитами с тонкими прослоями светло-серых алевролитов и иногда разнозернистых песчаников, которые на отдельных участках образуют микроритмичное переслаивание. Как в Павловском Посаде, так и в Поваровке, в аргиллитах наблюдаются текстуры подводных оползней и зеркала скольжения. В этих разрезах в основании вяземских слоев залегают так же, как и в Редкине, слабо сцементированные, часто рыхлые разнозернистые зеленовато-серые аркозовые песчаники с рассеянным мелким гравийным материалом. Характерными особенностями этих базальных песчаников являются весьма слабая сортировка обломочного материала и плохо выраженная или полностью отсутствующая слоистость. В цементе присутствуют хлорит, каолинит, глинистое вещество хлоритово-гидрослюдистого состава, в подчиненном количестве встречаются карбонаты. Мощность вяземских слоев в Поваровке и Павловском Посаде составляет соответственно 36 и 101 м.

Аналогичные разрезы вяземских слоев вскрыты к востоку от Московского грабена в Горьком и Непейцине. В последнем разрезе в вяземских слоях резко возрастает количество прослоев светло-серых песчаников. Мощность вяземских слоев в Горьком равна 25 м, а в Непейцине, скв. 2 — 44 м.

В наиболее погруженной части Московской синеклизы в Макарьеве, Решме, Переславле-Залесском и других скважинах вскрытые разрезы вяземских слоев аналогичны разрезам в Вязьме, скв. 1, но керном они представлены значительно хуже, мощность их здесь не превышает 30 м. В районах Пестовского, Нелидово-Торжокского выступов, Сухонского вала и Сысольского свода в основании вяземских слоев залегают бурые алевролитистые аргиллиты с рассеянным гравийным материалом, которые образовались в результате делювиально-пролювиальных и подводнооползневых процессов. В Ростове и Максатихе вяземские слои выпадают из разреза редкинской свиты и на кристаллические породы фундамента налегают глинистые породы нелидовских слоев.

Разрезы вяземских слоев юго-западной части Московской синеклизы характеризуются ассоциацией граната, циркона, анатаза, в меньшем количестве отмечается турмалин. Характерны присутствие рутила, минералов группы эпидота, барита и высокое содержание полевых шпатов. Среди слюд преобладают мусковит, а в некоторых скважинах биотит. В разрезах Пачелмского авлакогена наблюдается повышенное содержание титаномагнетита, бурых гидроокислов железа, барита и зеленой слюды. Аналогичная приведенной выше ассоциация минералов характерна также для центральных и северо-восточных районов Московской синеклизы.

Разрезы вяземских слоев, вскрытые в северо-западной и западной бортовых частях Московской синеклизы, в отличие от более южных районов характеризуются резким преобладанием среди устойчивых минералов тяжелой фракции зерен циркона. Это позволяет полагать, что при накоплении отложений вяземских слоев в северо-западной части Московской синеклизы снос обломочного материала происходил главным образом с Балтийского щита. В южных и юго-западных районах синеклизы снос обломочного материала происходил со стороны Воронежского и Токмовского сводов, а в восточных — со стороны Котельничского свода.

Залегающие на темно-серых аргиллитах вяземских слоев терригенные отложения нелидовских слоев редкинской свиты являются литологически наиболее выдержанными на всей территории Московской синеклизы. В стратотипическом разрезе, вскрытом в Нелидовской скважине (глубина 1187-1132 м), нелидовские слои сложены преимущественно аргиллитами, в основании которых прослеживается пачка (до 5 м) пес-

чаников. Базальные песчаники нелидовских слоев представлены светло-серыми, белыми разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми разностями с прослоями мелкогалечных гравелитов. Угловато-окатанная и окатанная галька последних состоит главным образом из обломков кварца (2-10 мм), встречаются отломки зеленых аргиллитов, мясо-красного микроклина. Обломки полевых шпатов в базальных песчаниках нелидовских слоев встречаются в значительно меньшем количестве, нежели в базальных песчаниках вяземских слоев. Однако наличие грубозернистых песчаников и гравелитов в основании нелидовских слоев в Сомове, Любиме, Солигаличе, Данилово, Бологом, Опарине, Серпухове, Калуге, Нелидове и относительное обогащение последних полевыми шпатами, образовавшимися за счет разрушения гранитоидных пород фундамента, свидетельствуют о наличии внутриформационного перерыва между вяземскими и нелидовскими слоями. Последний наиболее отчетливо проявился в бортовых частях синеклизы (западная, северо-западная окраины) и в районах локальных поднятий (Нелидово-Торжокский выступ и др.). В нижней части глинистой толщи нелидовских слоев в Нелидове прослеживаются две маркирующие пачки коричневых аргиллитов, разделенные десятиметровой пачкой зеленых и зелено-серых аргиллитов, переслаивающихся с тонкими прослойками светло-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижней маркирующей пачке коричневых аргиллитов с раковистым изломом имеют место рассеянные редкие гравийные зерна и песчинки кварца, а верхняя пачка сопровождается тонкими прослойками желтовато-белых пепловых туфов и монтмориллонитовых глин.

Выше пачек коричневых аргиллитов в кровле нелидовских слоев залегает маркирующая пачка темно-зеленых аргиллитов, в значительной степени обогащенных органическим веществом (рис. 2). Вследствие этого отдельные прослои и пачки аргиллитов приобретают темно-коричневую, почти черную окраску. Мощность нелидовских слоев в Нелидове равна 55 м. Мощность нелидовских слоев в пределах Оршанской впадины и прилегающих к ней районов изменяется от 40 до 89 м. Во всех разрезах, вскрытых в восточной части Средне-Русского аэлакогена и в наиболее погруженной части Московской синеклизы, в основании нелидовских слоев наблюдается увеличенное количество прослоев песчаных и алевролитовых пород, чередующихся с аргиллитами. А.В. Копелиович (1951) отмечает, что в Редкинской опорной скважине для этой части разреза наиболее типичны текстуры, свойственные подводяным оползням. В западном направлении количество грубозернистого материала в основании нелидовских слоев резко возрастает. В разрезах Непейщина, Рудни и Калуги в пачке песчаников, залегающей в основании нелидовских слоев, встречены прослои гравелитов и грубозернистых песчаников. В разрезе скважин Пачелмского прогиба к нижней части нелидовских слоев приурочены прослои и линзы разнозернистых светло-серых и белых полевошпатово-кварцевых песчаников.

На изученной территории во всех скважинах Оршанской впадины в нелидовских слоях прослеживаются две маркирующие пачки коричневых аргиллитов, сопровождаемых пепловыми туфами и монтмориллонитовыми глинами. Эти две пачки коричневых аргиллитов в Смоленске (скв. 1 и 2) и Рудне разделены толщей зеленых, зелено-серых аргиллитов с прослоями и пачками светло-серых, мелко- и разнозернистых песчаников и редкими прослойками гравелитов. В разрезах Вязьмы, Ярцева, Невели и Торопца между двумя маркирующими пачками коричневых аргиллитов залегает маркирующая пачка аргиллитов, обогащенных органическим веществом. В массивных темно-зеленых аргиллитах, вмещающих аргиллиты, обогащенные органическим веществом, в Торопецкой скважине наблюдаются черные включения фосфатов, в которых иногда отмечается радиально-лучистое строение. К аргиллитам, обогащенным органическим веществом, в разрезе Ярцева (скв. 1) приурочены тонкие прослойки монтмориллонитовых глин, а в Вязьме наблюдаются прослойки аргиллитов, содержащие пирокластический материал (пемза, обломки стекла и эффузивных пород). В отличие от западных разрезов в центральных районах Московской синеклизы и северо-западной части Пачелмского прогиба в нижней части толщи зелено-серых аргиллитов нелидовских слоев прослеживается только одна маркирующая пачка коричневых аргиллитов, которая сопровождается пепловыми туфами андезитового, дацит-андезитового состава и монтмориллонито-

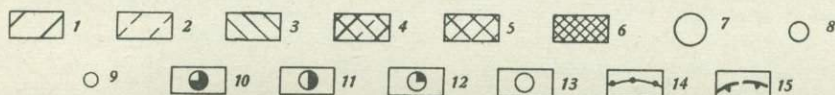
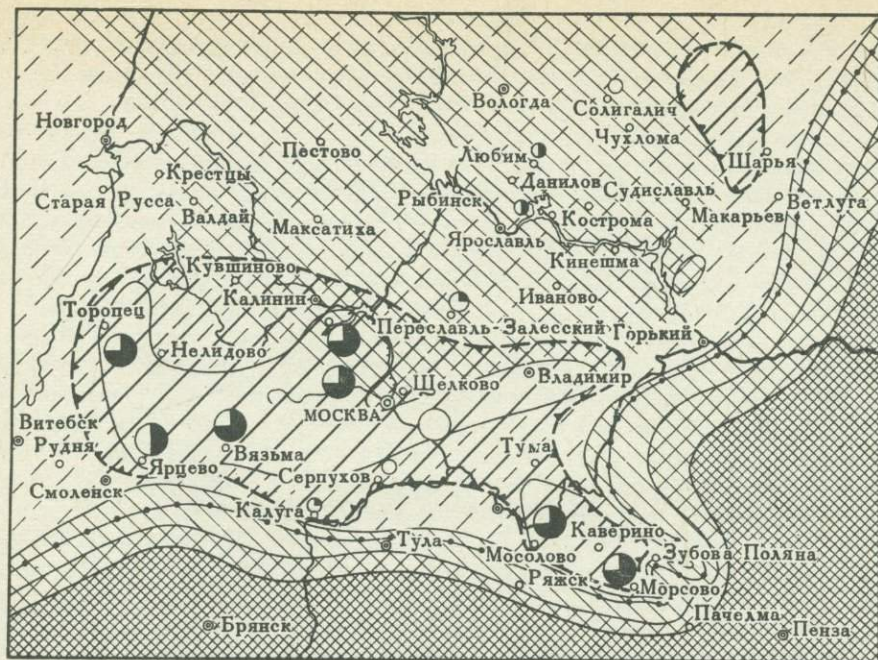


Рис. 2. Схематическая геохимическая карта отложений валдайской серии Московской синеклизы

1-3 - геохимическая обстановка осадконакопления: 1 - восстановительная; 2 - слабовосстановительная; 3 - субокислительная; 4 - чередование обстановок; 5 - область сноса; 6 - область размыва отложений валдайской серии; 7-9 - содержание органического вещества (в процентах на породу): 7 -  $> 1$ ; 8 - 0,5-1, 9 - 0,1-0,5; 10 - 13 - содержание хлороформного экстракта свободного биутма А (в процентах на породу): 10 - 0,05-0,5, 11 - 0,01-0,05, 12 - 0,005-0,01; 13 -  $< 0,005$  (следы); 14 - контуры современного распространения отложений валдайской серии; 15 - зона интенсивного обогащения пород органическим веществом

выми глинами. В верхней же части разреза залегает маркирующая пачка аргиллитов, в той или иной степени обогащенных органическим веществом (см. рис. 1). В верхней части глинистой толщи нелидовских слоев в районе Московской синеклизы на всем протяжении от Непейцина, Москвы и Поваровки до Вязьмы и Ярцева прослеживается толща зеленовато-желтоватых, бурых аргиллитов, интенсивно обогащенных сидеритом. Выше сидеритизированных аргиллитов нелидовских слоев в указанных разрезах залегает толща переслаивания аргиллитов и алевролитов бодинских слоев редкинской свиты.

Маркирующие пачки аргиллитов в указанной последовательности прослеживаются повсеместно в центральных районах Русской платформы и являются надежными опорными горизонтами (супермаркерами) при корреляции разрезов нелидовских слоев редкинской свиты.

Образование маркирующей пачки коричневых массивных аргиллитов с раковистым изломом, прослеживающихся в центральных районах Русской платформы в нелидовских слоях на одном и том же стратиграфическом уровне, обусловлено проявлениями вулканической деятельности. Выброшенный во время вулканических извержений тонкий пирокластический материал разносился по воздуху на большие расстояния и отлагался на одном и том же стратиграфическом уровне в нелидовском морском бассейне на большой территории центральных районов. Присутствие в западных и восточных разрезах Московской синеклизы двух, а иногда трех маркирую-

ших пачек коричневых аргиллитов, сопровождаемых пепловыми туфами и монтмориллонитовыми глинами, являющихся продуктом разрушения вулканического материала в морской воде, свидетельствует о неоднократных вспышках вулканической деятельности в нелидовское время и о существовании нескольких вулканических очагов. Последние, по-видимому, располагались вдоль южного и восточного бортов Московской синеклизы в зонах, пограничных с жесткими структурами сводовых поднятий. Источник железа коричневых аргиллитов маркирующих пачек связан не с континентальными процессами выветривания, а с вулканической деятельностью взрывного характера. Железо, кремнезем, марганец, фосфор в маркирующих пачках коричневых аргиллитов образовались за счет выплечивания вулканического материала на дне моря в периоды затишья вулканических извержений. Повышенные концентрации указанных элементов установлены в Калуге, Морсове, Котласе и Непейцине. Коричневые аргиллиты маркирующих пачек, залегающие на большей части территории на значительном удалении от вулканических центров, следует рассматривать как вулканогенно-осадочные образования отдаленной (по Н.С. Шатскому, 1954 г.) вулканогенно-осадочной обломочной формации (по И.В. Хворовой, 1965 г.).

В западных районах Московской синеклизы отложения нелидовских слоев характеризуются ассоциацией циркона, анатаза, граната. Характерно присутствие турмалина, рутила, а прослоями - высокое содержание черных рудных минералов, бурых гидроокислов железа. Среди слюд преобладает мусковит. Содержание полевых шпатов ниже, чем в отложениях вяземских слоев.

Разрезы нелидовских слоев Пачелмского прогиба, центральных и восточных районов Московской синеклизы характеризуются низким содержанием всех устойчивых минералов и высоким содержанием пирита, а прослоями - черных рудных минералов и бурых гидроокислов железа, что отмечалось также в работах М.М. Толстихиной (1956) и других исследователей.

Бородинские слои, выделяемые в верхней регрессивной части редкинской свиты, в стратотипическом разрезе, вскрытом в Вяземской скв. 1 (глубина 1050-1030 м), в районе с.Бородина, сложены зелеными массивными и тонкослоистыми в той или иной степени алевритистыми аргиллитами с прослоями (1-5 см) светло-серых, белых алевролитов и мелкозернистых полевшпатово-кварцевых песчаников. Мощность последних иногда достигает 1,5 м. На отдельных участках наблюдается тонкое горизонтальное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; изредка отмечаются единичные ламинаритовые пленки на плоскостях напластования аргиллитов. Мощность бородинских слоев 20 м.

Аналогичный разрез бородинских слоев, представленный зелено-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, вскрыт в Ярцевской скважине, где мощность их 18 м. В более западных разрезах (Нелидово) мощность бородинских слоев уменьшается до 6 м. Вдоль западного борта Московской синеклизы бородинские слои выпадают из разреза редкинской свиты в Торопце, Рудне, Бологом, Валдае, Максатихе, Пестове, Смоленске и др. В восточной, наиболее погруженной части Московской синеклизы бородинские слои достигают наибольшей мощности в Решме - 51 м и в Макарьеве - 91 м. Мощность бородинских слоев в Поваровке 19 м. В Редкине бородинские слои полностью выпадают из разреза редкинской свиты, и залегающие выше глинисто-песчаные породы макарьевских слоев со стратиграфическим несогласием налегают на глинистые отложения нелидовских слоев. Наиболее отчетливо внутриформационные перерывы между отложениями редкинской и котлинской свит проявились в бортовых частях Московской синеклизы (северные, западные, северо-западные районы).

Отложения бородинских слоев, в отличие от подстилающих нелидовских слоев, в центральных районах Русской платформы характеризуются высоким содержанием всех устойчивых минералов, среди которых преобладают циркон, а в ряде случаев анатаз, характерно также резкое увеличение содержания полевых шпатов и слюд, среди которых преобладает мусковит или биотит.

Наиболее полные и мощные разрезы редкинской свиты вскрыты в северо-восточной наиболее погруженной части Московской синеклизы. К северо-востоку от Редкина (96 м) мощность редкинской свиты увеличивается до 126,150,196 м в Переславле-Залесском, Решме и Макарьеве соответственно. К северо-востоку от последних мощность редкинской свиты достигает наибольших значений на склоне Сы-

сольского свода в Опарине - 240 м и в пределах Котлас-Яренской впадины в Котласе - 403 м. Причем в Опарине верхние горизонты редкинской свиты (бородинские слои) срезаются трансгрессивно залегающими отложениями верхнего девона. В пределах Любимско-Рослятинско-Сухонской валоподобной системы поднятий, приуроченной к осевой части Средне-Русского авлакогена (В.Н. Троицкий, 1968 г.), мощность редкинской свиты сокращается до 133,122,167 м в Любиме (скв. 3Р), Данилове (скв. 1) и Солигаличе (скв. 2). В пределах Московского грабена и прилегающих к нему территорий мощность редкинской свиты 259 м в Павловском Посаде и 263 м в Шелкове (скв. 22). В западной бортовой части Московской синеклизы мощность редкинской свиты уменьшается до 61,54,52 м в Валдае, Невели и Торопце.

В приосевой наиболее погруженной части Московской синеклизы терригенные отложения котлинской свиты согласно залегают на породах редкинской свиты. Наиболее полные и мощные разрезы котлинской свиты вскрыты в Решме (мощность 709 м) и Макарьеве (мощность 598 м). К южному и восточному бортам Московской синеклизы мощность котлинской свиты сокращается вследствие выпадения отдельных стратиграфических подразделений и срезания верхних толщ терригенными отложениями девона. В западном направлении мощность котлинской свиты сокращается до 165 м в Валдае, 128 м в Пестове. Причем в этом направлении из разреза котлинской свиты выклиниваются верхние слои, и отложения балтийской серии нижнего кембрия со стратиграфическим несогласием налегают на разные толщи котлинской свиты.

В наиболее полных разрезах в отложениях котлинской свиты в нижней части согласно циклам седиментации выделяются макарьевские и переславские слои, представленные преимущественно зеленоцветными аргиллитами с прослоями алевролитов, в основании которых прослеживаются пачки песчаников. Мощность макарьевских слоев изменяется от 197 м в Макарьеве до 38 м в Валдайской опорной скважине, а переславских слоев от 100 м в Макарьеве до 46 м в Переславе. В западном направлении в связи с подъемом пород кристаллического фундамента мощность макарьевских и переславских слоев закономерно сокращается. При этом возрастает грубость обломочного материала песчаных пачек, залегающих в основании слоев, увеличивается количество прослоев песчаных и алевролитовых пород в глинистых толщах. Поэтому в разрезах скважин в западной прибортовой части Московской синеклизы отложения макарьевских и переславских слоев сливаются в одну глинисто-песчаную толщу, мощность которой в Максатихе и Валдае составляет 50-52 м. В Пестове макарьевские слои выпадают из разреза котлинской свиты. Характерно, что в западных разрезах прибортовой части синеклизы в основании макарьевских слоев котлинской свиты залегают грубозернистые светло-серые песчаники с прослоями гравелитов (Нелидово, Торопец, Валдай, Рудня, Смоленск, Ярцево и др.). Последние в разрезах Руднянской, Торопецкой, Смоленской, Бологоевской, Валдайской, Максатихинской скважин трансгрессивно налегают на более древние слои редкинской свиты (нелидовские), срезая глинисто-алевролитовые отложения бородинских слоев.

В отличие от подстилающих отложений редкинской свиты отложения макарьевских и переславских слоев характеризуются резким увеличением всех устойчивых минералов и полевых шпатов. Типична следующая ассоциация минералов: анатаз, циркон, турмалин, рутил, гранат. В тяжелой фракции отмечается резкое преобладание зерен анатаза и циркона, повышенное содержание турмалина, преобладание среди слюд мусковита и присутствие в значительном количестве глауконита и барита.

Петровские слои, согласно залегающие на зеленоцветных толщах переславских слоев, в наиболее погруженной части синеклизы так же, как и залегающие выше селигерские и некрасовские слои, представлены преимущественно красноцветными или пестроцветными аргиллитами с прослоями и пачками красноцветных песчаников. Зеленоцветные разновидности пород преобладают в западных районах синеклизы. Некрасовские слои установлены только в северо-восточной наиболее погруженной части Московской синеклизы, где они с размывом залегают на подстилающих глинистых отложениях селигерских слоев. В западных и центральных районах синеклизы глинистые отложения петровских и селигерских слоев (Торопец, скв. 1,

глубина 886–834 м) отличаются массовым появлением в разрезе черных пленок типа *Laminarites*. Мощность петровских слоев варьирует от 39 до 280 м, а селигерских слоев от 52 до 305 м.

В отличие от подстилающих отложений котлинской свиты терригенные породы петровских и селигерских слоев в северо-восточных разрезах характеризуются увеличенным содержанием черных рудных минералов, бурых гидроокислов железа. Среди минералов тяжелой фракции спорадически преобладает или циркон, или анатаз. Характерно повышенное содержание граната, количество которого особенно возрастает в некрасовских слоях. Для последних также типично высокое содержание глауконита. Количество слюд, среди которых преобладает мусковит, в отложениях петровских и селигерских слоев значительно больше, чем в подстилающих отложениях, а содержание полевых шпатов уменьшается.

Граница валдайской серии венда и нижнего кембрия, биостратиграфически проводимая по массовому появлению скелетной фауны (Розанов, Миссаржевский, 1966), на Русской платформе совпадает с подошвой балтийской серии (Соколов, 1964). Отложения балтийской серии в западных и северо-западных районах несогласно залегают на подстилающих отложениях венда. Они представлены зелено-серыми, часто с голубоватым оттенком аргиллитами с прослоями светло-серых песчаников и алевролитов. На контакте отложений балтийской серии с лежащими выше отложениями среднего кембрия наблюдается каолининовая кора выветривания. В северо-восточном направлении в отложениях балтийской серии увеличивается количество красноцветных пород, которые в разрезах Некрасова, Любима, Данилова приурочены главным образом к верхней части. Мощность отложений балтийской серии в Некрасове и Судиславле – 148–176 м, в Рыбинске (скв. 2) – 123 м, а в Невеле – 50 м.

С валдайской эпохой связано возникновение обширной Московской синеклизы, образовавшейся на месте Средне-Русского, Харовско-Воже-Лачского, Ярославско-Галичского, по В.Н. Троицкому (1968 г.), авлакогенов, Оршанской впадины и Московского гребена, формирование которых происходило в рифейское и вольнское время. Общий наклон поверхности фундамента рифейских и вольнских отложений на изучаемой территории происходит в северо-восточном направлении. Увеличение мощности и стратиграфической полноты разреза отложений валдайской серии в северо-восточном направлении свидетельствует о том, что морская трансгрессия валдайского времени распространялась со стороны Уральской геосинклинали. Резкие колебания мощности валдайской серии и отдельных ее слоев в северо-восточной и западной частях Московской синеклизы – от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров – отражают неравномерность прогибания синеклизы. Многочисленные тектуры подводных оползаний, имеющиеся в отложениях нижней части валдайской серии (вяземские, нелидовские, слой) указывают на то, что углы наклона дна бассейна на крыльях впадин могли достигать больших значений. Геохимическая обстановка, в которой шел процесс осадконакопления отложений валдайской серии, не была однородной. Она изменялась как в пространстве, так и во времени. При определении геохимических условий осадконакопления нами использовались данные по соотношению форм подвижного железа, учитывалось содержание в породе таких аутигенных минералов, как пирит, сидерит, а также бурых гидроокислов железа. При построении треугольной диаграммы различных форм подвижного железа (рис. 3) использовались критерии минералого-геохимических фаций по Г.И. Теодоровичу (1956).

В начале редкинское время, т.е. при накоплении вяземских слоев, в западной части Московской синеклизы преобладали восстановительные условия осадконакопления. Темно-серые, почти черные аргиллиты вяземских слоев на этой территории характеризуются повышением абсолютного (2,26–2,76%) и относительного (26,7–36%) содержания пиритного железа. В приосевой наиболее погруженной части Московской синеклизы в районе Переславля-Залесского относительное содержание пиритного железа в отложениях этого возраста резко снижается до 0,5%, а окисного железа возрастает до 57,2%, что свидетельствует о субокислительных условиях осадконакопления.

При формировании отложений нелидовских слоев редкинской свиты наиболее отчетливо проявились восстановительные условия осадконакопления. Присутствие в

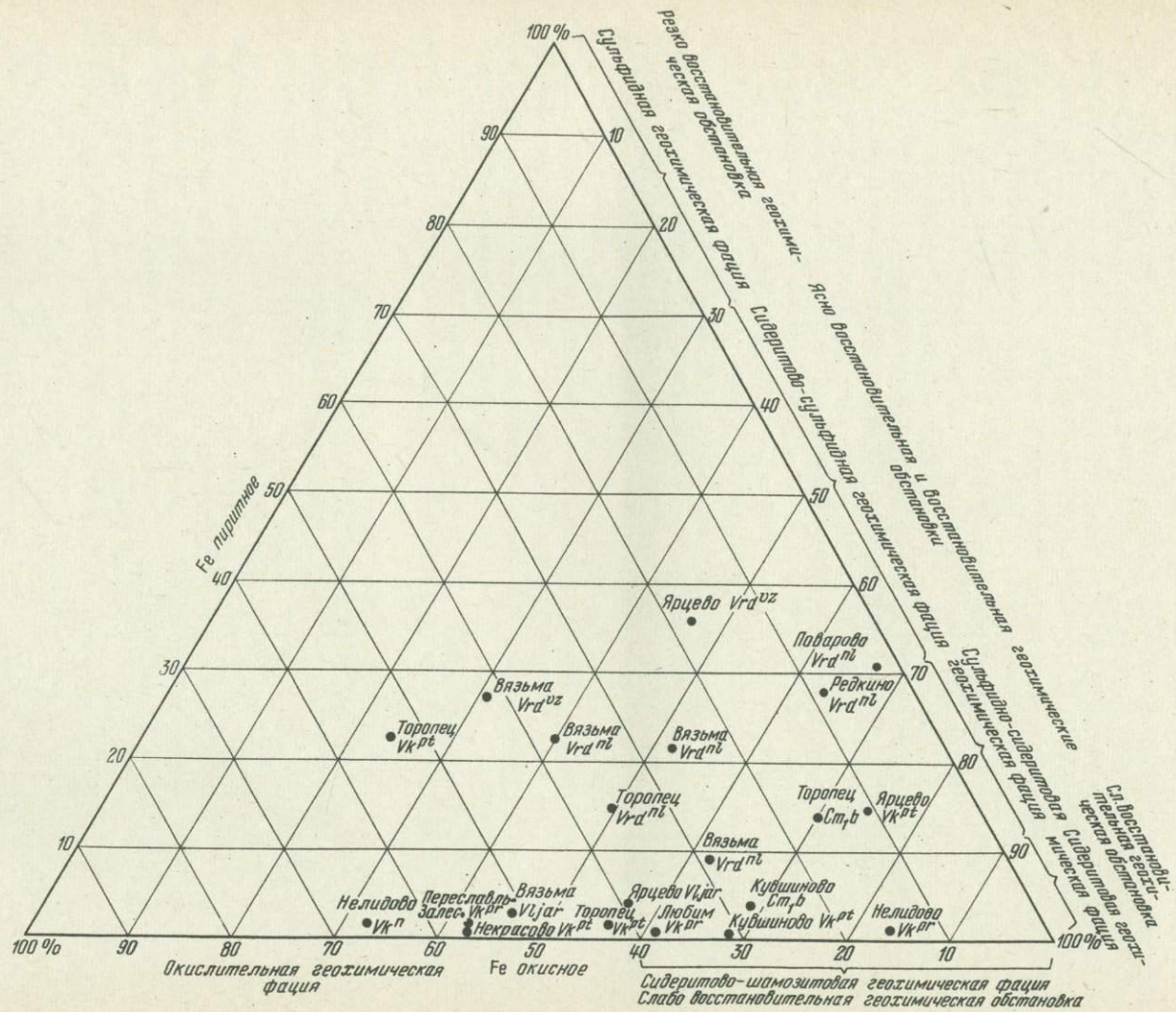


Рис. 3. Диаграмма соотношения различных форм подвижного железа в породах валдайской серии

верхней части нелидовских слоев по всей Московской синеклизе маркирующей пачки (10–40 м) темно-серых или зелено-серых аргиллитов, обогащенных органическим веществом (З.П. Иванова и др., 1965 г.), свидетельствует о том, что нелидовский морской бассейн в это время, несмотря на свои громадные размеры, отличался мелководностью, слабой гидродинамикой, застойностью и преобладанием восстановительных условий (см. рис. 1,2).

В распространении по площади аргиллитов, обогащенных органическим веществом, намечается некоторая зональность. В разрезах нелидовских слоев, вскрытых вдоль южной окраины Московской синеклизы (в Оршанской впадине), Рузско-Гжатском (по К.Ю. Волкову, Ю.Т. Кузьменко, 1968 г.) и Московском грабенах, Пачелмском авлакогене, Рослятино-Шарьинской впадине и прилегающих к ним районах, количество органического вещества в аргиллитах маркирующей пачки настолько обильно, что породы приобретают темно-серый, почти черный цвет. На изучаемой территории такие разрезы вскрыты в Шарье, Непейщине, Павловском Посаде, Морсове, Мосолове, Каверине, Вязьме, Ярцеве, Торопце, Нелидове, Редкине, Поваровке. В этих разрезах в маркирующей пачке аргиллитов наблюдается очень большое количество тончайших нитевидных пленок органического вещества, которые перекрывают друг друга на плоскостях наслаения аргиллитов или чередуются с тонкими пропластками аргиллитов. Как отмечает Е.П. Брунс (1966), тот факт, что пленки органического вещества перекрывают друг друга, а иногда разветвляются, свидетельствует об их растительном происхождении. А.И. Гинзбург и М.М. Толстихина (1960) также пришли к выводу, что органические пленки в маркирующей пачке нелидовских слоев в Пачелмском авлакогене представляют собой разложившиеся ламинаритовые водоросли. О высокой степени разложения исходного вещества ламинаритовых водорослей свидетельствуют многочисленные зерна пирита, располагающиеся в органической части. Присутствие большого количества ламинаритовых водорослей в темно-серых, почти черных аргиллитах, обогащенных органическим веществом, подтверждается также исследованиями палинологов Е.Д. Шепелевой, Е.М. Андреевой и др. Однако следует заметить, что накопление основной массы органического вещества в осадках шло главным образом за счет накопления остатков микрофитопланктона, представленного микрофоссилиями. Большинство микрофоссилий являются водослями, т.е. представляют собой остатки древнейшей флоры. А.Эйзеначом микрофоссилии рассматриваются как одноклеточные морские, преимущественно планктонные водоросли. Одноклеточные растительные микрофитопланктонные организмы имеют оболочку, которая состоит из органического вещества (Наумова, 1968; Волкова, 1968).

Присутствие остатков ламинаритовых водорослей, служивших, как и микрофоссилии, материалом для накопления органического вещества, а также повсеместное нахождение пирита и сидерита указывают на небольшие глубины бассейна осадконакопления. Фотосинтез, как отмечал Н.М. Страхов (1957), неизменно привязывал древние водоросли в целом к глубине 0–50 м.

От периферийных частей Московской синеклизы к ее центральной, наиболее погруженной части (Макарьево, Решма, Переславль-Залесский, Любим, Данилов и др.) увеличивается мощность нелидовских слоев (до 70–80 м). Одновременно возрастает и мощность маркирующей пачки аргиллитов, обогащенных органическим веществом (см. рис. 2). Однако при этом количество прослоев и пленок органического вещества в пачке резко сокращается. Поэтому в этих разрезах маркирующая пачка приобретает расплыватые, менее четкие очертания.

Намечающаяся зональность в распределении органического вещества по площади в нелидовских слоях связана с изменением глубины бассейна и гидродинамических условий от периферийных к наиболее погруженным частям Московской синеклизы. Мелководность, крайне малая гидродинамичность, застойный характер бассейна в пределах северной части Оршанской впадины, Пачелмского авлакогена и Московского грабена (о чем свидетельствуют наличие мощных толщ тонких глинистых осадков с очень тонкой правильной горизонтальной слоистостью и отсутствие даже тонких прослоев песчаника) обусловили скопление большого количества органического вещества на дне. Это привело к созданию восстановительных условий в придонных частях бассейна и в осадке, а также обусловило типичную для аргиллитов нелидовских слоев сероцветную, темно-серую окраску и наличие в них рассеянного пирита и линз сидерита. Вследствие того, что солнечный свет на большие глубины проникал слабо, ти-

типичные ламинаритовые пленки, а тем более их скопления в разрезах глинистой толщи нелидовских слоев в наиболее погруженной северо-восточной части бассейна Московской синеклизы встречаются гораздо реже или отсутствуют. Процентное содержание органического вещества в описываемых осадках снижается как за счет уменьшения количества органических остатков, упавших на дно моря, так и за счет разбавляющего действия терригенного материала, в огромном количестве поступающего с суши.

Следует отметить, что вдоль западного и северного бортов Московской синеклизы в разрезах нелидовских слоев в Максатихе, Пестове, Старой Руссе, Валдае вследствие замещения органического вещества маркирующей пачки терригенным материалом количество органического вещества в осадке резко сокращается. В разрезе Порхова аргиллиты нелидовских слоев замещаются глинистыми алевролитами, не содержащими включений органического вещества.

В западной и юго-западной частях Московской синеклизы в маркирующей пачке аргиллитов, обогащенных органическим веществом, в разрезах нелидовских слоев в Торопце, Вязьме, а также Редкине и Поваровке относительное содержание пиритного железа по отношению к общей сумме его подвижных форм колеблется в пределах от 15 до 30,8%. На угольной диаграмме эти значения соответствуют сидеритово-сульфидным и сульфидно-сидеритовым минералогическим-геохимическим фациям, по Г.И. Теодоровичу, т.е. восстановительной геохимической обстановке (см. рис. 3). Для отложений маркирующей пачки характерно устойчивое преобладание закисных форм железа над окисными (табл. 1).

Тесная ассоциация аргиллитов, обогащенных органическим веществом, с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами указывает на синхронность процессов интенсивного накопления органического вещества и вулканической деятельности. Неоднократные вулканические вспышки и связанные с ними поствулканические процессы благоприятствовали активному развитию фитопланктона и накоплению органического вещества на дне бассейна. Пример аналогичной связи интенсивного накопления органического вещества и проявления вулканической деятельности приводит К.Б. Аширов (1962) в отложениях доманика Волго-Уральской нефтегазосносной провинции. Большое сходство физико-химических условий накопления доманиковых нефтематеринских пород и маркирующей пачки аргиллитов, нелидовских слоев, обогащенных органическим веществом, позволяет положительно оценивать потенциальные и нефтепроизводящие свойства глинистых пород редкинской свиты в центральных районах Русской платформы.

На основании приведенных выше геохимических данных и распределения органического вещества территория с преобладающими восстановительными условиями осадконакопления нелидовских слоев охватывает районы северо-восточной части Оршанской впадины, Рузско-Гжатский и Московский грабены, северо-западную часть Пачелмского авлакогена и прилегающие к ним площади. На схематической геохимической карте (см. рис. 2) большая часть этой территории имеет субширотное простирание и протягивается от Торопца до Непейцина. Территория с наиболее восстановительными условиями оконтуривается зоной, в пределах которой восстановительные условия чередовались со слабовосстановительными (Москва, Шелково, Калуга, Серпухов и др.). Чередование указанных обстановок происходило также при накоплении нелидовских слоев в пределах Рослятино-Шарьинской впадины, где маркирующая пачка аргиллитов, обогащенных органическим веществом, была вскрыта Шарьинской опорной скважиной. Таким образом, накопление органического вещества в описываемой маркирующей пачке нелидовских слоев в западной части Московской синеклизы и Пачелмского авлакогена происходило в условиях, наиболее благоприятных для нефтеобразования. На остальной - большей - части рассматриваемой территории накопление глинисто-алевритовых пород как нелидовских и бородинских слоев редкинской свиты, так и вышележащих отложений котлинской свиты происходило преимущественно в условиях слабовосстановительной геохимической обстановки, а в бортовых частях - в субокислительной обстановке.

В верхней части редкинской свиты в разрезах слоев Вязьмы, Непейцина наблюдается большое количество рассеянного пирита, линз и прослоев сидерита, гипса и ангидрита. Отмечаются также тонкие редкие прослойки органического вещества. Все это свидетельствует о том, что формирование бородинских слоев в пределах

Таблица 1

Содержание (в%) различных форм подвижного железа в породах валдайской и балтийской серий Московской синеклизы

| Скважина          | Глубина, м | Возраст           |                                   |                                  | Литологи- :<br>ческая харак-<br>теристика | Углерод<br>органи-<br>ческого<br>з-ва, %<br>на поро-<br>ду. С <sub>орг</sub> | Содержание форм подвижно-<br>го железа, в % на породу |                              |                              |  | Fe <sup>2+</sup><br>Fe <sup>3+</sup> | Относительное содержание<br>форм подвижного железа |                    |                   |
|-------------------|------------|-------------------|-----------------------------------|----------------------------------|---|--|---|------------------------------|------------------------------|--|--------------------------------------|--|--------------------|-------------------|
|                   |            | слои              | свита                             | серия                            |   |  | окис-<br>ное<br>желе-<br>зо                           | закис-<br>ное<br>желе-<br>зо | пирит-<br>ное<br>же-<br>лезо | сумма<br>форм<br>подвиж-<br>ного<br>железа |                                      | пирит-<br>ное<br>желе-<br>зо                       | закисное<br>железо | окисное<br>железо |
| 1                 | 2          | 3                 | 4                                 | 5                                | 6   | 7  | 8   | 9                            | 10                           | 11   | 12                                   | 13   | 14                 | 15                |
| Торопец, скв. 1   | 770-831    |                   |                                   |                                  | Глина серая,<br>алевритистая              |  | 0,57  | 2,43                         | 0,47                         | 3,47                                       | 4,3                                  | 14,0   | 70,0               | 13                |
| Кувшиново, скв. 1 | 1140-1154  | Vk <sup>п</sup>   |                                   |                                  | Аргиллит<br>темно-серый                   |  | 1,13  | 2,78                         | 0,13                         | 4,04                                       | 2,4                                  | 3,0  | 69,0               | 28                |
| Кувшиново, скв. 1 | 1178-1250  | Селигерс-<br>кие  | R <sub>4</sub> Vk                 | R <sub>4</sub> V                 | Аргиллит тем-<br>но-серый                 | 0,3  | 1,18  | 2,50                         | 0,01                         | 3,69                                       | 2,1                                  | 0,3  | 68,0               | 31,7              |
| Нелдово, скв. 1   | 837-851    |                   |                                   |                                  | Аргиллит се-<br>рый, алеври-<br>тистый    |  | 2,07  | 1,04                         | 0,01                         | 3,12                                       | 0,5                                  | 1,0  | 33,0               | 66                |
| Некрасово, скв. 3 | 2461-2469  | Петровские        |                                   |                                  | Аргиллит тем-<br>но-серый                 |  | 2,21  | 1,63                         | -                            | 3,84                                       | 0,7                                  | -  | 42,5               | 57,5              |
| Торопец, скв. 1   | 850-919    | Vk <sup>Pt</sup>  |                                   |                                  | Аргиллит<br>темно-серый                   |  | 0,19  | 0,09                         | 2,28                         | 0,36                                       | 0,4                                  | 22   | 25,0               | 53,0              |
| Торопец, скв. 1   | 976-990    |                   | Котлинская -<br>R <sub>4</sub> Vk | Валдайская -<br>R <sub>4</sub> V | То же                                     | 2,08   | 2,78  | 0,08                         | 4,94                         | 1,3  | 1,6                                  | 56,0   | 42,4               |                   |
| Ярцево, скв. 1    | 776-780    |                   |                                   |                                  | " "                                       |  | 0,58  | 3,88                         | 0,73                         | 5,17                                       | 6,8                                  | 14,2   | 75,0               | 10,8              |
| Нелидово, скв. 1  | 852-1064   | Переслав-<br>ские |                                   |                                  | Аргиллит<br>темно-серый                   |  | 0,3   | 0,43                         | 2,32                         | 0,0  | 2,76                                 | 5,4  | 0,4                | 84,0              |
| Любим, скв. 2     | 2729-2736  | Vk <sup>Pr</sup>  |                                   |                                  | Аргиллит<br>алевритистый                  |  | 0,79  | 1,04                         | -                            | 1,83                                       | 1,3                                  | -  | 57,0               | 43,0              |
| Любим, скв. 2     | 2795-2796  |                   |                                   |                                  | То же                                     |  | 1,37  | 2,26                         | 0,03                         | 3,66                                       | 1,4                                  | 0,9  | 61,6               | 37,5              |
| Любим, скв. 2     | 2804-2810  |                   |                                   |                                  | " "                                       |  | 1,19  | 1,85                         | 0,02                         | 3,06                                       | 1,6                                  | 0,6  | 60,6               | 38,8              |

Таблица 1 (окончание)

| Скважина                        | Глубина, м  | Возраст           |                    |              | Литологи-<br>ческая харак-<br>теристика  | Углерод<br>органи-<br>ческого<br>в-ва, %<br>на поро-<br>ду. С орг. | Содержание форм подвижно-<br>го железа, в % на породу |                              |                              |  | Fe <sup>++</sup><br>Fe <sup>+++</sup> | Относительное содержание<br>форм подвижного железа |                    |                   |
|---------------------------------|-------------|-------------------|--------------------|--------------|--|--|---|------------------------------|------------------------------|--|---------------------------------------|--|--------------------|-------------------|
|                                 |             | слои              | свита              | серия        |  |  | окис-<br>ное<br>желе-<br>зо                           | закис-<br>ное<br>желе-<br>зо | пирит-<br>ное<br>же-<br>лезо | сумма<br>форм<br>подвиж-<br>ного<br>железа |                                       | пирит-<br>ное<br>железо                            | закисное<br>железо | окисное<br>железо |
| 1                               | 2           | 3                 | 4                  | 5            | 6  | 7  | 8   | 9                            | 10                           | 11   | 12                                    | 13   | 14                 | 15                |
| Торопец, скв. 1                 | 1109-1109,5 |                   |                    |              | <sup>M</sup> Аргиллит тем-<br>но-серый   | 5,28   | 1,24  | 1,66                         | 0,63                         | 3,53                                       | 1,3                                   | 15   | 50                 | 35                |
| Вязьма, скв. 1                  | 1099-1100   | Нелидов-<br>ские  | R <sub>4</sub> Vrd |              | <sup>M</sup> То же                       | 8,68   | 2,42  | 2,50                         | 1,79                         | 6,71                                       | 1,0                                   | 22   | 40                 | 38                |
| Вязьма, скв. 1 *                | 1105-1115   |                   |                    |              | <sup>M</sup> " "                         |  | 0,42  | 1,37                         | 0,74                         | 2,53                                       | 3,2                                   | 9  | 62,0               | 29,0              |
| Редкино, скв. 1 *               |             | Vrd <sup>nl</sup> |                    |              | <sup>M</sup> Аргиллит тем-<br>но-зеленый | 1,56   | 0,38  | 3,04                         | 1,36                         | 4,78                                       | 8,0                                   | 28,4   | 63,7               | 7,9               |
| Поваровка, скв. 1 *             |             |                   |                    |              | <sup>M</sup> Аргиллит тем-<br>но-серый   | 5,4  | 0,06  | 2,35                         | 1,07                         | 3,48                                       | 3,8                                   | 30,8   | 67,8               | 1,4               |
| Вязьма, скв. 1                  | 1127-1130   |                   | Редкинская -       | Валдайская - | <sup>M</sup> То же                       |  | 1,26  | 2,41                         | 0,99                         | 4,66                                       | 1,9                                   | 21,2   | 51,7               | 27,1              |
| Переславль-Залесский,<br>скв. 1 | 2175-2179   |                   |                    |              | Аргиллит тем-<br>но-серый                |  | 2,19  | 1,62                         | 0,02                         | 3,83                                       | 0,8                                   | 0,5  | 42,3               | 57,2              |
| Ярцево, скв. 1                  | 918-923     | Вяземские         |                    |              | То же                                    | 1,12   | 1,57  | 3,11                         | 2,76                         | 8,44                                       | 2,0                                   | 36   | 46                 | 18                |
| Вязьма, скв. 1                  | 1138-1163   | Vrd <sup>vz</sup> |                    |              | Аргиллит се-<br>рый                      |  | 3,46  | 2,65                         | 2,25                         | 8,36                                       | 0,6                                   | 26,7   | 31,7               | 41,6              |

\* По данным К.Ф. Родионовой и др. (1954).

Маркирующая пачка аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

Рузско-Гжатского и Московского грабен и прилегающих к ним территорий происходило преимущественно в восстановительной среде.

Таким образом, в редкинское время существовали наиболее благоприятные фациальные условия осадконакопления с восстановительными условиями среды, необходимыми для накопления, захоронения и преобразования органического вещества в углеводороды нефтяного ряда.

Песчано-глинистые тонкопереслаивающиеся образования макарьевских и переславских слоев, залегающих в нижней части котлинской свиты, характеризуются наличием волнистой, косо- или полого-волнистой слоистостей, которые вверх по разрезу замещаются правильной тонкой горизонтальной слоистостью. Текстурные особенности и присутствие глауконита указывают на прибрежно-морской характер формирования этих отложений. Зеленоцветные глинистые породы нижней части котлинской свиты в северо-восточной части Московской синеклизы отлагались преимущественно в условиях слабовосстановительной геохимической среды. Об этом свидетельствуют незначительное относительное содержание пиритного железа (0-0,9%) от общей суммы подвижного железа (Любим) и небольшие значения коэффициента

$Fe''/Fe'''$ , не превышающие 1,6. В западных районах синеклизы (Нелидово) в переславское время иногда возникали условия более восстановительной геохимической обстановки. На это указывает наличие темноцветных прослоев аргиллитов и резкое преобладание закисных форм железа над окисными, в результате чего коэффициент  $Fe''/Fe'''$  достигает 5,4 (см. табл. 1).

В западной части Московской синеклизы верхняя часть котлинской свиты в объеме петровских и селигерских слоев сложена зеленоцветными глинистыми отложениями, включающими прослой и линзы сидерита и ламинаритовые пленки (Торопец, Невель, Валдай). Присутствие сидерита и резкое возрастание вверх по разрезу котлинской свиты прослоев ламинаритовых пленок, наибольшее количество которых наблюдается в селигерских слоях, указывают на мелководность, застойный характер бассейна осадконакопления и преобладание в самой верхней части котлинской свиты восстановительных условий в западной прибортовой части Московской синеклизы (Торопец, Нелидово, Кувшиново). В западных разрезах Московской синеклизы граница между литологически сходными глинистыми отложениями котлинской свиты венда и балтийской серии нижнего кембрия легко проводится макроскопически по смене вверх по разрезу темно-серых, черных аргиллитов, обогащенных ламинаритовыми пленками, зелеными аргиллитами, содержащими в большом количестве сабеллидитовые трубки (Кирсанов, 1968). В разрезах котлинской свиты, расположенных вдоль окраин Балтийского щита, так же как и в западных прибортовых частях Московской синеклизы, ламинаритовые пленки в глинах настолько обильны, что породы приобретают местами темно-серый, почти черный цвет (Брунс, 1966). Общая мелководность котлинского бассейна в западных районах Русской платформы привела к выводу из-под уровня моря на дневную поверхность верхней части котлинской свиты. Это обусловило выпадение из разреза котлинской свиты в ряде западных районов отложений некрасовских слоев (Кирсанов, 1968) и образование коры выветривания на контакте петровских и селигерских слоев (Брунс, 1966, и др.).

Накопление отложений петровских, селигерских и некрасовских слоев верхней части котлинской свиты происходило в неустойчивой геохимической обстановке. Слабовосстановительные и отчасти восстановительные условия, характеризующиеся пониженным содержанием окисного железа (Ярцево - 10,8%) относительно общей суммы его подвижных форм и повышенным относительным содержанием пиритного железа (14,2%), замещались субокислительными условиями. Последние характеризуются (см. табл. 1) высоким относительным содержанием (53-66%) окисного железа (Торопец, Некрасово, Нелидово) и низким относительным содержанием пиритного железа (0,3 - 1,6 %). Высокое относительное содержание пиритного железа (22%) в некоторых прослоях темно-серых аргиллитов петровских слоев в Торопце при наличии высоких содержаний окисных форм железа (53%) свидетельствует об интенсивных эпигенетических окислительных процессах. Об эпигенетическом окислении первично сероцветных пород валдайской серии также свидетельствует наличие окисленного пирита, приуроченного к прослоям вторично ожелезненных глинисто-алевритовых пород.

По мере погружения кристаллических пород фундамента в восточном направлении от западной прибортовой части Московской синеклизы в разрезе котлинской свиты

(примерно от меридиана Кувшинова, Максатихи) появляются красноцветные разности терригенных пород. Последние резко преобладают в разрезах петровских и селигерских слоев в северо-восточной части синеклизы. Однако преобладание в разрезе красноцветной окраски не позволяет заключить, что красноцветные породы были отложены в континентальной обстановке. Переход зеленоцветных отложений, содержащих сидерит, пленки ламинаритов, образовавшихся в прибрежно-морских и отчасти лагунных условиях западной, наиболее приподнятой части синеклизы, в красноцветные породы наиболее погруженной восточной части синеклизы происходит постепенно. По всему разрезу петровских слоев, представленных в Редкинской опорной скважине преимущественно красно-коричневыми и зеленовато-серыми аргиллитами, А.В. Копелиовичем (1951) отмечаются ламинаритовые пленки. В более погруженной северо-восточной части синеклизы (Любим, Данилов, Переславль-Залесский, где по сравнению с редкинским разрезом резко возрастает количество красноцветных пород, ламинаритовые пленки практически отсутствуют.

Однако так же, как и в западных разрезах Нелидова, Торопца, Кувшинова, типичные ламинаритные пленки были встречены в самой верхней части селигерских слоев любимского разреза котлинской свиты. Исследования Е.Д. Шепелевой, Н.И. Умановой показали, что красноцветные разности петровских и селигерских слоев микрофоссилий не содержат. В северо-восточном направлении от Торопца, Кувшинова постепенно ослабевает и сходит на нет содержание сидерита в аргиллитах, широко распространенного в петровских и селигерских слоях на западной окраине синеклизы. Вместе с тем в более восточных районах по всему разрезу петровских и особенно селигерских слоев в Любиме, Данилове, Рыбинске, Переславль-Залесском, Решме, Маркареве и в Редкине наблюдаются рассеянные зерна глауконита, присутствие которых указывает, что формирование обломочных, хорошо отсортированных пород происходило в морских условиях. Характерным является присутствие в мощных толщах аргиллитов с тонкой горизонтальной, местами полого-волнистой слоистостью прослоев и пачек красноцветных каолинитизированных косослоистых песчаников. Все эти особенности верхней части котлинской свиты указывают на незначительную мелководность бассейна северо-восточной части синеклизы и слабую, но ощутимую гидродинамику среды накопления петровских и селигерских слоев.

В центральных и северо-восточных районах Московской синеклизы в бассейне седиментации отложений котлинской свиты из областей сноса, расположенных в районах Токмовского, Татарского, Котельничского, Сысольского сводов, вместе с обломочным материалом поступали в большом количестве черные рудные минералы и бурые гидроокислы железа. Последние образовали скопления в отложениях петровских и селигерских слоев, что подтверждается минералогическими анализами. Присутствие бурых гидроокислов железа в породах не способствовало образованию восстановительной среды, накоплению и сохранению органического вещества в осадках верхней части котлинской свиты в наиболее погруженной части синеклизы. Этим обусловлено отсутствие ламинаритовых пленок и акритарх в красноцветных песчаных и глинистых породах петровских слоев Любима, Некрасова, Данилова, Рыбинска и др.

Процессами эпигенетического окисления, связанными с длительными континентальными перерывами, можно в известной степени объяснить преимущественно пестроцветную окраску пород верхней части валдайских отложений. В результате исследования красноцветных терригенных пород девона и кембрия в центральных районах Русской платформы Л.М. Бирина (1961) пришла к выводу, что красный цвет этих пород обязан своим происхождением перерывам в отложении осадков вследствие осушения области. Разделяя точку зрения Л.М. Бириной, мы полагаем, что красноцветная окраска песчаных и глинистых пород петровских и селигерских слоев в наиболее погруженной части Московской синеклизы явилась результатом более позднего эпигенетического преобразования уже имевшихся в породах соединений железа, а также возникла в результате преобладания окислительных условий. Вследствие разложения железосодержащих минералов железо переходило в новообразованные водные соединения, имевшие красноцветную окраску. Интенсивные эпигенетические окислительные процессы и гидратация рассеянных в породах зерен железосодержащих минералов происходила, по-видимому, главным образом во время длительного преддевонского перерыва, когда отложения верхней части котлинской свиты в центральной, наиболее погруженной части Московской синеклизы попали в зону свободного водообмена. В пределах Любимско-Рослятинско-Сухонской валообразной системы

поднятий, а также в южных и восточных прибортовых частях синеклизы во время преддевонского перерыва отложения котлинской свиты были выведены на поверхность и подверглись интенсивному разрушению в процессе континентального выветривания.

С позиций эпигенетического окисления может быть объяснена резкая разница в цвете глинисто-алевролитовых пород редкинской свиты в недалеко вскрытых друг от друга разрезах Павлово-Посадской скв. 1 и Щелкова. Если в первой из них разрез сложен темно- и зеленоцветными разностями пород, то во второй преобладают красноцветы. Щелковские скважины расположены в тектонически напряженной зоне - зоне разломов. Последние и служили каналами для проникновения вод на большую глубину.

Бассейн осадконакопления отложений балтийской серии нижнего кембрия так же, как и валдайский, был мелководным, о чем свидетельствует повсеместное, иногда обильное распространение глауконита, а возможно, он даже не достигал глубин, которые имел бассейн валдайского времени. По направлению к западной окраине Московской синеклизы в нижней части балтийской серии резко возрастает количество глауконита. В северо-восточном направлении в разрезе балтийской серии количество глауконита сокращается и резко увеличивается количество красноцветных пород. Одновременно с увеличением роли красноцветных пород в восточном направлении резко сокращается количество остатков трубок сабеллитид, что отмечалось и Н.С. Иголкиной (1956 г.). Глинистые отложения балтийской серии характеризуются развитием тонкой горизонтальной слоистости. Складки подводного оползания, столь типичные для низов валдайской серии, здесь отсутствуют. Накопление глинистых отложений балтийской серии, судя по немногочисленным геохимическим исследованиям и литолого-петрографической характеристике, происходило в условиях слабавосстановительной и отчасти восстановительной обстановки. Однако они так же, как и отложения верхней части валдайской серии, подверглись в значительной степени процессам окисления, вследствие чего на отложениях балтийской серии повсеместно сформировалась каолининовая кора выветривания.

В тесной связи с описанной зональностью геохимических условий осадконакопления находятся закономерности распределения органического вещества.

Количество органического вещества в самой нижней части валдайской серии - в вяземских слоях редко превышает 0,5% и только в Ярцеве достигает 1,49%. Следует заметить, что количество органического вещества (табл. 2) было определено аналитически, путем пересчета содержания органического углерода (пересчетный коэффициент - 1,33). Количество органического углерода в породах определялось в битуминологической лаборатории ВНИГНИ под руководством К.Ф. Родионовой. Наиболее обогащенным органическим веществом являются темно-серые, почти черные аргиллиты маркирующей пачки нелидовских слоев редкинской свиты, формирование которых, как мы видели, происходило в наиболее восстановительных геохимических условиях. Количество органического вещества в Редкине, Торопце, Поваровке, Павловском Посаде соответственно составляет 2,8-9,76%. В пределах Рузско-Гжатского грабена и Пачелмского авлакогена в маркирующей пачке наблюдается наибольшее количество органического вещества, достигающее в Вязме 11,83%, а в Мосолове - 16,6%. В северо-восточном направлении количество органического вещества в маркирующей пачке уменьшается до 1,76-2,17% в Рыбинске; 1,16% - в Любиме; 0,74% - в Переславле-Залесском, а в Котласе не превышает 0,2% (см. рис. 2). Обоеднение породы органическим веществом также происходит и в направлении южных бортов частей Московской синеклизы. Так, в районах Калуги и Серпухова содержание его не превышает 0,53-0,36%.

Зелено-серые и коричневые разности глинисто-алевролитовых пород нелидовских слоев, вмещающие маркирующую пачку, характеризуются более низкими содержаниями органического вещества - не более 0,96% (Павловский Посад).

На основании распределения органического вещества в отложениях редкинской свиты Поваровки, Редкина, Калуги и Серпухова К.Ф. Родионовой и другими (1964) темно-серые, почти черные аргиллиты, содержащие от 52 до 180 кг органического вещества на 1 м<sup>3</sup>, были отнесены к нефтематеринским породам. Впоследствии эти аргиллиты были прослежены на одном и том же стратиграфическом уровне по всей Московской синеклизе и выделены в маркирующую пачку нелидовских слоев редкинской сви-

Распределение органического углерода и органического вещества (в %) в отложениях валдайской и балтийской серий Московской синеклизы

Таблица 2

| Скважина                    | Валдайская серия R <sub>4</sub> V        |   |                                |   |   |  |  |   | Балтийская серия -<br>С <sub>т</sub> b |
|-----------------------------|--|---|--------------------------------|---|---|--|--|---|--|
|                             | редкинская свита - H <sub>4</sub> Vrd    |   |                                |   | котлинская свита - R <sub>4</sub> Vk      |  |  |   |  |
|                             | Вяземские<br>слои -<br>Vrd <sup>vz</sup> | Нелидовские слои - Vrd <sup>nl</sup><br>вмещающие<br>породы |                                | Бородин-<br>ские<br>слои - Vrd <sup>br</sup><br>пачка | Макарьев-<br>ские слои<br>Vk <sup>m</sup> | Переслав-<br>ские слои<br>Vk <sup>pr</sup> | Петров-<br>ские слои<br>Vk <sup>pt</sup> | Селигер-<br>ские слои<br>Vk <sup>sl</sup> |  |
| Вязьма, скв. 1              | <u>0,08 0,09</u><br>0,11 0,12            | <u>0,1 0,33</u><br>0,14 0,44                                | <u>6,05 8,68</u><br>8,05 11,83 | -   | <u>0,20</u><br>0,27                       | <u>0,08 0,13</u><br>0,11 0,18              | <u>0,11 0,19</u><br>0,15 0,26            | -   | -                                      |
| Ярцево, скв. 1              | <u>0,44 1,12</u><br>0,59 1,49            | -   | <u>6,33</u><br>8,42            | -   | -   | -  | -  | <u>0,39</u><br>0,52                       | -                                      |
| Торопец, скв. 1             | -  | -   | <u>5,28</u><br>7,27            | -   | -   | -  | <u>0,53</u><br>0,71                      | -   | <u>0,41</u><br>0,55                    |
| Нелидово, скв. 1            | <u>0,29 0,48</u><br>0,39 0,64            | <u>0,03 0,24</u><br>0,04 0,32                               | <u>0,12 4,44</u><br>0,16 5,90  | -   | -   | <u>0,30</u><br>0,40                        | <u>0,17</u><br>0,23                      | <u>0,11</u><br>0,15                       | -                                      |
| Кувшиново, скв. 1           | -  | -   | -                              | -   | -   | -  | -  | <u>0,29</u><br>0,39                       | <u>0,48</u><br>0,64                    |
| Поваровка*, скв. 1          | -  | -   | <u>0,99 5,40</u><br>1,32 7,80  | <u>0,42</u><br>0,62                                   | <u>0,37</u><br>0,50                       | -  | <u>0,32 0,51</u><br>0,43 0,68            | -   | -                                      |
| Редкино*, скв. 1            | <u>0,52</u><br>0,70                      | <u>0,10 0,34</u><br>0,14 0,46                               | <u>0,52-1,56</u><br>0,70 2,8   | -   | <u>0,12</u><br>0,16                       | -  | <u>0,15 1,32</u><br>0,29 1,76            | -   | -                                      |
| Серлухов*, скв. 1           | -  | <u>0,12 0,35</u><br>0,17 0,44                               | <u>0,30 0,40</u><br>0,40 0,54  | -   | -   | -  | <u>0,23</u><br>0,31                      | -   | -                                      |
| Смоленск, скв. 1            | -  | <u>0,13 0,26</u><br>0,18 0,35                               | -                              | -   | -   | -  | <u>0,09 0,14</u><br>0,12 0,19            | -   | -                                      |
| Павловский Посад,<br>скв. 1 | <u>0,1 0,19</u><br>0,14 0,26             | <u>0,17-0,72</u><br>0,23-0,96                               | <u>0,27 7,34</u><br>0,36 9,74  | -   | <u>0,20</u><br>0,27                       | <u>0,08 0,13</u><br>0,11 0,18              | <u>0,11 0,19</u><br>0,15-0,26            | -   | -                                      |

| Скважина                     | Валдайская серия - R4V                   |   |                               |   |   |                                       |                                     |                                      | Балтийская серия - Cm <sub>1</sub> b |
|------------------------------|--|---|-------------------------------|---|---|---------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
|                              | редкинская свита - R4Vrd                 |   |                               |   | котлинская свита - R4Vk                 |                                       |                                     |                                      |                                      |
|                              | Вяземские<br>слои -<br>Vrd <sup>vz</sup> | Нелидовские слои Vrd <sup>nl</sup><br>вмещающие<br>породы |                               | Бородинские слои<br>Vrd <sup>br</sup><br>маркирующая<br>пачка | Макарьевские<br>слои<br>Vk <sup>m</sup> | Переславские<br>слои Vk <sup>pr</sup> | Петровские слои<br>Vk <sup>pt</sup> | Селигерские слои<br>Vk <sup>sl</sup> |                                      |
| Морсово,* скв. 1             | -  | -   | <u>4,33</u>                   | -   | -                                       | -                                     | -                                   | -                                    | -                                    |
| Молосово,* скв. 1            | -  | -   | <u>5,87 16,60</u>             | -   | -                                       | -                                     | -                                   | -                                    | -                                    |
| Переславль-Залесский, скв. 1 | -  | -   | <u>0,55</u><br>0,74           | <u>0,34</u><br>0,46   | -                                       | -                                     | -                                   | -                                    | -                                    |
| Рыбинск, скв. 2              | <u>0,2</u><br>0,27                       | <u>0,51</u><br>0,68                                       | <u>1,32 1,63</u><br>1,76 2,17 | -   | -                                       | -                                     | <u>0,17</u><br>0,23                 | -                                    | -                                    |
| Некрасово, скв. 3            | -  | -   | -                             | -   | -                                       | <u>0,15</u><br>0,20                   | -                                   | -                                    | -                                    |
| Любим, скв. 3                | -  | <u>0,05</u><br>0,07                                       | <u>0,87</u><br>1,16           | -   | <u>0,10 0,46</u><br>0,14 0,62           | <u>0,09 0,47</u><br>0,12 0,63         | <u>0,16</u><br>0,22                 | -                                    | -                                    |
| Любим, скв. 2                | -  | -   | -                             | -   | -                                       | <u>0,07 0,35</u><br>0,10 0,47         | -                                   | -                                    | -                                    |
| Чухлома, скв. 3              | -  | -   | -                             | -   | -                                       | -                                     | <u>0,14 0,15</u><br>0,19 0,20       | -                                    | <u>0,09 0,12</u><br>0,12 0,16        |
| Судиславль, скв. 4           | -  | -   | -                             | -   | -                                       | -                                     | <u>0,009</u><br>0,02                | -                                    | <u>0,12 0,13</u><br>0,16 0,18        |
| Решма, скв. 1                | <u>0,11</u><br>0,15                      | <u>0,06</u><br>0,08                                       | -                             | -   | -                                       | -                                     | -                                   | -                                    | -                                    |

\* По данным К.Ф. Родионовой и др. (1954).

\*\* По данным Э.Д. Гимпелевич, Ю.И. Корчагиной (1957).

В числителе дроби указано количество органического углерода, в знаменателе - количество органического вещества, вычисленного аналитически с применением пересчетного коэффициента.

ты (Кирсанов, 1965, 1970). Всю глинистую толщу редкинской свиты относить к нефтематеринским породам, как указывают К.Ф. Родионова и др. (1954), нельзя. Приведенные выше новые данные подтверждают правильность сделанных выводов.

В залегающих выше отложениях котлинской свиты валдайской серии органическое вещество более рассеяно, нежели в отложениях редкинской свиты, что связано с менее благоприятными условиями осадконакопления. Содержание органического вещества в отложениях котлинской свиты обычно колеблется в пределах 0,1–0,4% и лишь в отдельных прослоях составляет 0,50–0,71%. Наиболее обогащенными органическим веществом (1,76%, Редкино) являются прослой аргиллитов, включающие в большом количестве черные ламинаритовые пленки.

В глинистых отложениях балтийской серии нижнего кембрия содержание органического вещества в западной части Московской синеклизы не превышает 0,55–0,64% и сокращается до 0,12–0,18% в районах Чухломы и Судиславля.

В соответствии с распределением в отложениях валдайской серии органического вещества изменяются и закономерности содержания битуминозных компонентов. Химико-битуминологические и люминесцентно-битуминологические анализы, проведенные в геохимической лаборатории ВНИГНИ под руководством К.Ф. Родионовой и В.М. Саркисовой, свидетельствуют об относительно повышенной битуминозности темно-серых маркирующих аргиллитов нелидовских слоев редкинской свиты, наиболее богатых органическим веществом (табл. 3). Так, в районе Вязмы содержание хлороформенного экстракта свободного битума А, т.е. содержание относительно восстановленной части битума, составляет 0,245–0,287% на породу; в Торопце – 0,243%, а в Поварове его содержание достигает 0,466%. В северо-восточном и южном направлениях содержание битуминозных компонентов в маркирующей пачке нелидовских слоев снижается (см. рис. 2). Содержание хлороформенного экстракта свободного битума А в Переславле-Залесском составляет лишь 0,005%, а в Серпухове – 0,017–0,023%.

Вверх по разрезу сингенетичная битуминозность отложений валдайской серии резко уменьшается. Самые низкие содержания хлороформенного экстракта свободного битума в породах котлинской свиты отмечаются в северо-восточной части Московской синеклизы. По данным люминесцентно-битуминологических исследований и контрольных химико-битуминологических анализов, содержание хлороформенного экстракта на породу в этой части разреза в районе Любима и Некрасова не превышает 0,015%. В районах Солигалича и Котласа отмечаются лишь следы рассеянного битума. Даже в западной части Московской синеклизы содержание рассеянного битума в породах котлинской свиты не превышает сотых долей процента. Крайне низкая битуминозность (0,005–0,007%) отмечается и в южной прибортовой части синеклизы, где она в районе Серпухова в несколько раз меньше средней битуминозности осадочных пород (0,02%).

Сравнительно немногочисленные данные по групповому составу органического вещества и более массовые люминесцентно-битуминологические исследования позволяют сделать некоторые предварительные выводы относительно качественных особенностей органического вещества и его битуминозной части. В основном эта характеристика относится к породам редкинской свиты.

Прежде всего надо отметить, что величина коэффициента  $\beta_{хл}$ , показывающая содержание хлороформенного битума А в органическом веществе отложений валдайской серии, нигде не поднимается выше 5–6 (см. табл. 3). Это свидетельствует о сингенетичном характере битуминозности пород валдайской серии.

Рассматривая фракционный состав битуминозной части по соотношению хлороформенного экстракта нейтрального битума А и спирто-бензольного экстракта кислого битума С, можно констатировать, что породы с наибольшей битуминозностью, приуроченные к нелидовским слоям редкинской свиты, отличаются преобладанием нейтральной фракции. Отношение  $K/H$ , т.е. кислой (спирто-бензольной фракции) к нейтральной (хлороформенной) в этом случае характеризуется минимальными значениями (0,1–1). Это указывает на восстановительные условия в стадии диагенеза органического вещества, а следовательно, и на благоприятную возможность дальнейшего его преобразования в углеводороды нефтяного ряда. Повышенные значения (1,2–2) отношения  $K/H$ ,

свойственные отложениям котлинской свиты, указывают на менее благоприятные условия для генерации нефтяных битумов и окисление органического вещества в породах верхней части валдайской серии. На надежность консервации органического ве-

Таблица 3

34

Характеристика органического вещества в породах волынской, валдайской и балтийской серий  
Московской синеклизы

| Скважина                     | Глубина,<br>м | Возраст          |       |                    | Литологическая характеристика       | C орг.,<br>% на породе | Нерастворимый остаток, % на породе | Органическое вещество, % на породе | Групповой состав органического вещества, % на породе |                               |               |                   | K/H | β хл | Элементарный состав хлороформенного экстракта |      |       |
|------------------------------|---------------|------------------|-------|--------------------|-------------------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--|-------------------------------|---------------|-------------------|-----|------|---|------|-------|
|                              |               | слои             | свита | серия              |                                     |                        |                                    |                                    | A - хлороформенный экстракт                          | C - спиртобензольный экстракт | Сумма битумов | Гуминовые кислоты |     |      | C   | H    | O+S+N |
| Торопец, скв. 1              | 777-831       |                  |       | Балтийская         | Глина серая, алевролитистая         | 0,41                   | 89,00                              | 0,55                               | 0,005  | 0,007                         | 0,012         | 0                 | 1,4 | 1,2  | -   | -    | -     |
| Кувшиново, скв. 1            | 1114-1154     |                  |       | См 1 <sup>b</sup>  | Аргиллит темно-серый                | 0,48                   | 87,40                              | 0,64                               | 0,005  | 0,01                          | 0,015         | Сл.               | 2;0 | 1,0  | -   | -    | -     |
| Кувшиново, скв. 1            | 1178-1255     | Селигерские      |       | Валдайская         | Аргиллит темно-серый                | 0,29                   | 88,10                              | 0,39                               | 0,005  | -                             | -             | -                 | -   | 1,7  | -   | -    | -     |
| Нелидово, скв. 1             | 837-851       | Vk <sup>sl</sup> |       |                    | Аргиллит темно-бурый                | 0,11                   | 87,30                              | 0,15                               | Сл.  | -                             | -             | -                 | -   | -    | -   | -    | -     |
| Торопец, скв. 1              | 850-919       | Петровские       |       |                    | Аргиллит темно-серый                | 0,53                   | 89,7                               | 0,74                               | 0,032  | 0,074                         | 0,106         | -                 | 2,0 | 6,0  | 82,0  | 10,0 | 3,0   |
| Нелидово, скв. 1             | 852-1064      | Переславские     |       |                    | Аргиллит темно-серый                | 0,30                   | 89,9                               | 0,40                               | 0,005  | -                             | -             | -                 | -   | 1,8  | -   | -    | -     |
| Некрасово, скв. 3            | 2752-2764     | Vk <sup>pt</sup> |       |                    | То же                               | 0,15                   | 92,05                              | 0,20                               | 0,01   | 0,04                          | 0,05          | 0                 | 1,2 | 6,0  | -   | -    | -     |
| Любим, скв. 3л               | 2563-2762     | Макарьевские     |       |                    | " "                                 | 0,34                   | 89,77                              | 0,48                               | 0,017  | 0,035                         | 0,052         | 0                 | 2,0 | 5,0  | 87,57   | 9,52 | 2,91  |
| Переславль-Залесский, скв. 1 | 2068-2079     | Бородинские      |       |                    | " "                                 | 0,34                   | 88,85                              | 0,46                               | 0,005  | -                             | -             | -                 | -   | 1,4  | -   | -    | -     |
| Редкино, скв. 1*             |               |                  |       | Редкинская         | <sup>M</sup> Аргиллит темно-зеленый | 1,56                   | 88,31                              | 2,08                               | 0,088  | 0,082                         | 0,170         | 0                 | 0,9 | 5,0  | -   | -    | -     |
| Поваровка, скв. 1*           |               |                  |       | R <sub>4</sub> Vrd | <sup>M</sup> Аргиллит темно-серый   | 5,40                   | 80,00                              | 7,80                               | 4,66   | 0,057                         | 0,973         | 0,01              | 0,1 | 5,0  | -   | -    | -     |

Таблица 3 (окончание)

| Скважина                     | Глубина,<br>м | Возраст                     |                               |                               | Литологическая характеристика | С орг.,<br>% на породе | Нерастворимый остаток, % на породе | Органическое вещество, % на породе | Групповой состав органического вещества, % на породе |                            |               |                   | К/Н | β <sub>хл</sub> | Элементарный состав хлороформенного экстракта |       |       |
|------------------------------|---------------|-----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--|----------------------------|---------------|-------------------|-----|-----------------|---|-------|-------|
|                              |               | слоя                        | свита                         | серия                         |                               |                        |                                    |                                    | А-хлороформенный экстракт                            | С-спиртобензолный экстракт | Сумма битумов | Гуминовые кислоты |     |                 | С   | Н     | О+S+N |
| Серпухов, скв. 1*            |               | Нелидовские                 | R <sub>4</sub> Vrd            |                               | Аргиллит.                     | 0,30                   | 77,14                              | 0,40                               | 0,017  | 0,017                      | 0,035         | Следы             | 1,0 | 5,8             |   |       |       |
| Вязьма, скв. 1               | 1099-1100     | Vrd <sup>nl</sup>           | R <sub>4</sub> Vrd            |                               | Аргиллит-темно-серый          | 8,68                   | 86,58                              | 11,83                              | 0,287  | 0,284                      | 0,571         | Следы             | 1,0 | 3,0             | 77,5  | 10,64 | 11,83 |
| Вязьма, скв. 1               | 1107-1110     |                             | Редкинская Vrd <sup>nl</sup>  | Валдайская R <sub>4</sub> Vrd | То же                         | 6,05                   | 91,2                               | 8,39                               | 0,245  |                            |               |                   |     |                 | 81,32   | 9,74  | 8,94  |
| Торопед, скв. 1              | 1109-1109,5   |                             |                               |                               | То же                         | 5,28                   | 90,53                              | 7,27                               | 0,248  | 0,137                      | 0,385         | Следы             | 0,5 | 4,6             | 83,87   | 9,91  | 6,22  |
| Переславль-Залесский, скв. 1 | 2114-2118     |                             |                               |                               | То же                         | 0,55                   | 86,45                              | 0,62                               | 0,005  | -                          | -             | -                 | -   | 0,9             | -   | -     | -     |
| Ярцево, скв. 1               | 918-923       | Вяземские Vrd <sup>v2</sup> |                               |                               | Аргиллит черный               | 1,12                   | 86,02                              | 1,51                               | 0,026  | 0,042                      | 0,068         | 0                 | 1,7 | 2,0             | 80,32   | 12,34 | 7,34  |
| Вязьма, скв. 1               | 1170-1171     |                             | Ярцевская VI <sub>1</sub> Jar | Волынская R <sub>4</sub> VI   | Аргиллит и алевролит          | 0,32                   | 96,1                               | 0,50                               | 0,068  | 0,01                       | 0,078         |                   |     | 20              | 86,1  | 13,0  | 0,9   |

\* Данные К.Ф. Родзионовой и др. (1954).

м - маркирующая пачка аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

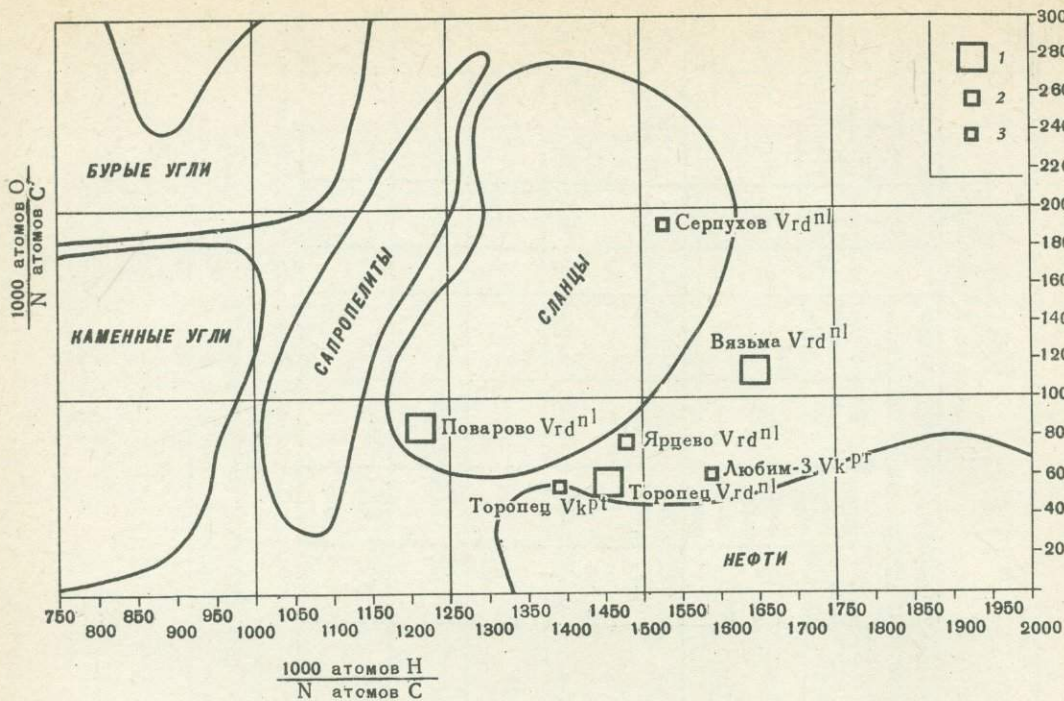


Рис. 4. Элементарный состав хлороформного экстракта битума А из валдайских отложений Московской синеклизы, отраженный на диаграмме Ван-Кревелена

Содержание органического вещества (в процентах на породу): 1 - >2; 2 - 1-2; 3 - <1

шества в отложениях валдайской серии, а следовательно, и реальную возможность битумообразования отрицательное влияние оказывали длительные континентальные перерывы в осадконакоплении и связанные с ними эпигенетические процессы окисления. В южной и восточной прибортовых частях Московской синеклизы терригенные отложения девона налегают на размытую поверхность отложений валдайской серии. Поэтому в этих районах условия сохранения органического вещества, особенно в красноцветных отложениях котлинской свиты, были весьма неблагоприятными. Вдоль южного и восточного бортов Московской синеклизы органическое вещество маркирующей пачки нелидовских слоев частично или полностью было окислено (Калуга и др.). В разрезах Горького и Зубовой Поляны маркирующая пачка аргиллитов, обогащенных органическим веществом, полностью размыта. Поэтому эти районы не представляют интереса для поисков нефти и газа в отложениях валдайской серии.

Элементарный состав хлороформного экстракта битума А, характеризующийся повышенным составом углеводородных компонентов, в общем свидетельствует о высокой степени восстановленности битума, содержащегося в породах редкинской свиты, а также позволяет дать характеристику типа исходного органического вещества и степени его метаморфизованности. Для иллюстрации этих особенностей атомные отношения Н/С и О/С нанесены на прямоугольную классификационную диаграмму Ван-Кревелена (рис. 4).

Положение вычисленных атомных отношений для отложений маркирующей пачки аргиллитов нелидовских слоев редкинской свиты на диаграмме Ван-Кревелена позволяет судить о преимущественно сапропелевом типе исходного органического вещества и высокой степени его метаморфизованности. В свою очередь это свидетельствует о принципиальной возможности преобразования органического вещества

в нефтяной битум. Сапропелевый тип исходного органического вещества объясняется широким распространением планктонного бентоса и отсутствием наземной растительности в конце позднего протерозоя. В бортовых частях синеклизы степень метаморфизации органического вещества является недостаточно высокой — она приближается лишь к высшей бурогоугольной стадии, о чем свидетельствует положение вычисленных атомных отношений для района Серпухова.

Изложенные выше палеогеографические и геохимические особенности накопления осадков валдайской серии на территории Московской синеклизы позволяют считать, что наиболее благоприятные условия для накопления органического вещества и последующего его преобразования в углеводороды нефтяного ряда существовали при накоплении осадков редкинской свиты в западной части древней Московской синеклизы и районе Пачелмского прогиба. Потенциально нефтематеринскими породами можно считать темно-серые, черные аргиллиты маркирующей пачки (10–40 м) нелидовских слоев редкинской свиты, которые максимально обогащены органическим веществом и его битуминозными компонентами. Северо-западная часть Пачелмского авлакогена, Московский и Рузско-Гжатский грабены и прилегающие к ним районы, с которыми связано распространение наиболее восстановленных битумов маркирующей пачки аргиллитов нелидовских слоев редкинской свиты, обогащенных органическим веществом, также относятся к зоне возможного нефтеобразования. Поэтому глубокое бурение с целью поисков залежей нефти и газа в отложениях валдайской серии целесообразно ориентировать на структуры, выделенные геофизическими методами в пределах предполагаемой зоны нефтеобразования западной части Московской синеклизы.

#### Литература

- Аширов К.Б. О критериях для выделения в разрезе палеозоя Русской платформы нефтепроизводящих отложений. — Труды ин-та Гипровостокнефть, 1962, вып. 5.
- Бирина Л.М. О происхождении красноцветной окраски терригенных пород девона и кембрия в северной части Московской синеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, вып. 2.
- Брунс Е.П. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1966, т. 114.
- Волкова Н.А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. — Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 188.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд). — В кн.: "Абсолютный возраст геологических формаций". Междунар. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геол., проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Гимпелевич Э.Д., Корчагина Ю.И. Химико-битуминологическая характеристика. — В кн.: "Нижнепалеозойские отложения центральных областей Русской платформы", под редакцией З.П. Ивановой. Л., 1957.
- Гинзбург А.И., Толстихина М.М. К вопросу о природе органического вещества и лямнаритовых глин нижнего кембрия. — Сов. геол., 1960, № 1.
- Иванова З.П., Веселовская М.М., Кирсанов В.В. О распределении вольчской серии на Русской платформе. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 10, вып. 5.
- Келлер Б.М. Принципы выделения и разделения верхнего докембрия. — В кн.: "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий". М., "Недра", 1963.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей, венд.). В кн.: "Очерки по региональной геологии СССР", вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол.; 1968, № 4.
- Кирсанов В.В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.
- Копелиович А.В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. — В кн.: "К геологии цент-

- ральных областей Русской платформы". М., Гостоптехиздат, 1951.
- Наумова С.Н. Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. В кн.: "Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы". Междунар. геол., конгр., XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 9. М., "Наука", 1968.
- Постникова И.Е., Кирсанов В.В. Верхний докембрий Московского грабена. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 3.
- Родионова К.Ф., Старовойтова А.Ф., Каперская Н.В. К геохимии додевонских отложений центральной части Русской платформы. - Труды ВНИИ, 1954, вып. 4. "Вопросы геологии Северного Кавказа."
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. - Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 148.
- Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. В кн.: "Геология докембрия". Междунар. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 10. М., "Наука", 1964.
- Теодорович Г.И. Геохимические фации и нефтепроизводящие породы девона Волго-Уральской области. - В сб.: "Нефтеносность Урало-Волжской области". М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Толстихина М.М. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы. - Материалы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 14.

## О СЛЕДАХ ВЕНДСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНАХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.В. Кирсанов

С началом венда (670 млн. лет) совпадают тектонические движения одной из эпох байкальской складчатости. После накопления отложений нижнего – рифейского структурного этажа, формирование которого происходило в условиях локального прогибания и ограничивалось авлакогенами и глубокими грабенообразными прогибами, Русская платформа в течение длительного времени была поднята и подвержена денудации. Накопление древнейших пород рифейского и вендского структурных этажей на Русской платформе разделено эпохой диастрофизма и длительным перерывом в осадконакоплении. После длительного континентального перерыва в начале вольнского времени значительная часть территории центральных районов Русской платформы представляла собой приподнятую сушу, покрытую ледниками. Об этом свидетельствуют мощные толщи грубообломочных континентальных образований вольнской серии – тиллитов, которые являются наиболее объективными показателями холодного климата (Луигерсгаузен, 1957; Брунс, 1964; Келлер, 1968; Бессонова, Чумаков, 1968; Кирсанов, 1938 а). Причем в начале венда формирование грубообломочных вольнских отложений так же, как и рифейских отложений, происходило преимущественно в прогибах, впадинах и сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, на что указывают мощные толщи туфов, вулканогенно-осадочных пород, накопившихся в Оршанской впадине и Пачелмском прогибе. Образованием грубозернистых континентальных и вулканогенно-осадочных толщ вольнской серии заканчивается эпоха формирования и развития грабенообразных форм, так как вышележащие отложения валдайской серии уже не подчиняются границам распространения вольнских прогибов, что впервые было отмечено А.С. Новиковой (1960).

Отложения вольнской серии, наиболее полно представленные на исследуемой территории в пределах Оршанской впадины и Пачелмского прогиба, расчленяются нами на основании литолого-минералогических особенностей и данных геофизики на торопецкую и ярцевскую свиты (Кирсанов, 1938б).

Торопецкая свита, вскрытая в основании вольнской серии, сложена ледниково-озерными, ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. В пределах Пачелмского прогиба распространение отложений торопецкой свиты так же, как и ярцевской, ограничено северо-западной его частью.

Следует заметить, что Пачелмский прогиб на ранних стадиях своего развития – в рифейское время – испытывал наклон в юго-восточном направлении и имел непосредственную связь с Прикаспийской синеклизой. Об этом свидетельствует замещение терригенных отложений сердобской серии, развитых в северо-западной части авлакогена (Морсово, Каверино, Зубова Поляна), на терригенно-карбонатные в его северо-восточной части (Сердобск, Пересыпкино). В северо-восточном направлении также увеличивается мощность отложений пачелмской серии (рис. 1). Поступные движения, проявившиеся в пределах Пачелмского авлакогена в конце пачелмского времени на общем фоне восходящих движений всей платформы, привели к подъему его юго-восточной рифейской структуры. В результате этого подъема Пачелмский авлакоген к началу вольнского времени теряет связь с Прикаспийской синеклизой. Таким образом, уже к началу венда происходит замыкание Пачелмского авлакогена в юго-восточной части. В начальные фазы вольнского времени уже весь авлакоген был высоко поднят, о чем свидетельствует накопление в его северо-западной части мощных толщ континентальных (ледниковых и озерных) образований торопецкой свиты, и почти полностью компенсировал.

В Зубовой Поляне, Каверине, Мосолове торопецкая свита четко разделяется на две толщи. В разрезе нижней толщи торопецкой свиты наблюдается тесная ассоциация между красноцветными тонкочешуйчатыми микрослоистыми аргиллитами и красноцветными глинисто-алеврито-песчаными породами с беспорядочно рассеянными мегакластами, которые по внешнему облику очень напоминают морену и отно-

сятся нами к тиллитам. Аналогичная ассоциация пород выявлена Н.М. Чумаковым и В.Я. Бессоновой (1968) в ледниковых комплексах вильчанской свиты Могилевской (Вильчицкой) скважины Белоруссии. В разрезе последней толщи тиллитов, включающие эрратические и штрихованные валуны, подстилаются или чередуются с пачками ледниково-озерных и озерных отложений, представленных тонкослоистыми ленточными глинами.

В разрезах торопецкой свиты Пачелмского авлакогена микрослоистые без алевритовой примеси тонкочешуйчатые аргиллиты включают миллиметровые и большие по мощности прослои алевритов и песчаников. Для терригенных пород глинистой пачки характерно наличие частого, очень тонкого, а в верхней части разреза (Зубова Поляна) — ритмичного переслаивания. В тонких прослойках терригенных пород наблюдается строго параллельная ориентировка обломочных частиц, достаточно хорошо выражена дифференциация песчаного и глинистого материала. Типична правильная такая горизонтальная слоистость. Все это свидетельствует о том, что данные породы формировались за счет периодичности поступления обломочного материала в водный — озерный бассейн, где отсутствовало взмучивание и перемешивание формировавшихся осадков.

О ледниковой природе красноцветных глинисто-алеврито-песчаных пород с рассеянными гальками и валунами свидетельствуют отсутствие сортировки обломочного материала и отсутствие слоистости. Присутствие в глинисто-алеврито-песчаной тонкозернистой основной связующей массе пород, помимо мелких мегакластов песка — ной и гравийной размерности, беспорядочно рассеянных крупных мегакластов — гальки и валунов (до 5–7 см), требующих определенных условий транспортировки, является одним из доказательств ледниковой природы описываемых отложений. Гранулометрический состав последних свидетельствует о значительном содержании в обломочной части алевритовой примеси и глинистого материала. Основная масса пород представлена главным образом мелкозернистым микроклиново-кварцевым песком с глинистым цементом, пропитанным гидроксидами железа. Совместное нахождение глинисто-алевритового и песчаного материала, а также валунов, гальки и гравия указывает на то, что в процессе образования глинисто-алеврито-песчаных пород не происходило механической дифференциации.

Как известно, перенос водами больших обломков пород возможен только при больших скоростях потока, но тогда не произошло бы отложения и сохранения крупных обломков в тонкозернистом глинисто-алевритовом материале (что наблюдается в данном случае) и отмечалась бы косая слоистость. Лед же может переносить обломки пород почти любого размера и на большие расстояния без сортировки по размерам. Из этих обломков впоследствии образуются несортированные ледниковые образования — тиллиты.

Рассеянные мегакласты разнообразны как по размерам, степени окатанности, так и по составу. О ледниковой природе описываемых отложений также свидетельствует присутствие эрратических валунов и гальки, которых представляют собой мегакласты дальней транспортировки, принесенные льдом из областей экзарации. Эрратические валуны и галька резко отличаются по составу от подстилающих красноцветных песчаных и глинистых отложений пачелмской серии. Они представлены красными гранитами и реже серыми гранито-гнейсами и слюдяно-кварцевыми сланцами архейского и протерозойского возраста. Встречаются красно-желтая и желтоватая галька кварцитов и кварцито-песчаников, по-видимому, юлово-ишимской свиты среднего рифея, а также выветрелая галька габбродиабазов, туфов, красных кремней и доломитов сердобской серии верхнего рифея. В небольших валунах и гальке доломитов сердобской серии в тиллитах Зубовой Поляны (глубина 1222–1216 м) были обнаружены микрофитоциты, среди которых В.Е. Забродиным были определены формы *Osagia cf. crispata* Z. Zhur., типичные для миньярской свиты верхнего рифея западного склона Южного Урала.

Наиболее часто встречается галька желтовато-красных кварцитов, кварцито-песчаников и красных гранитов. Помимо них наблюдается галька микроклина, кварца, красных полевошпатово-кварцевых песчаников и аргиллитов пачелмской серии. Для отложений, относимых нами в пределах северо-западной части Пачелмского авлакогена к тиллитам, характерно совместное нахождение в глинисто-алеврито-песчаной тонкозернистой основной связующей массе как свежих обломков гранита и микрокли-

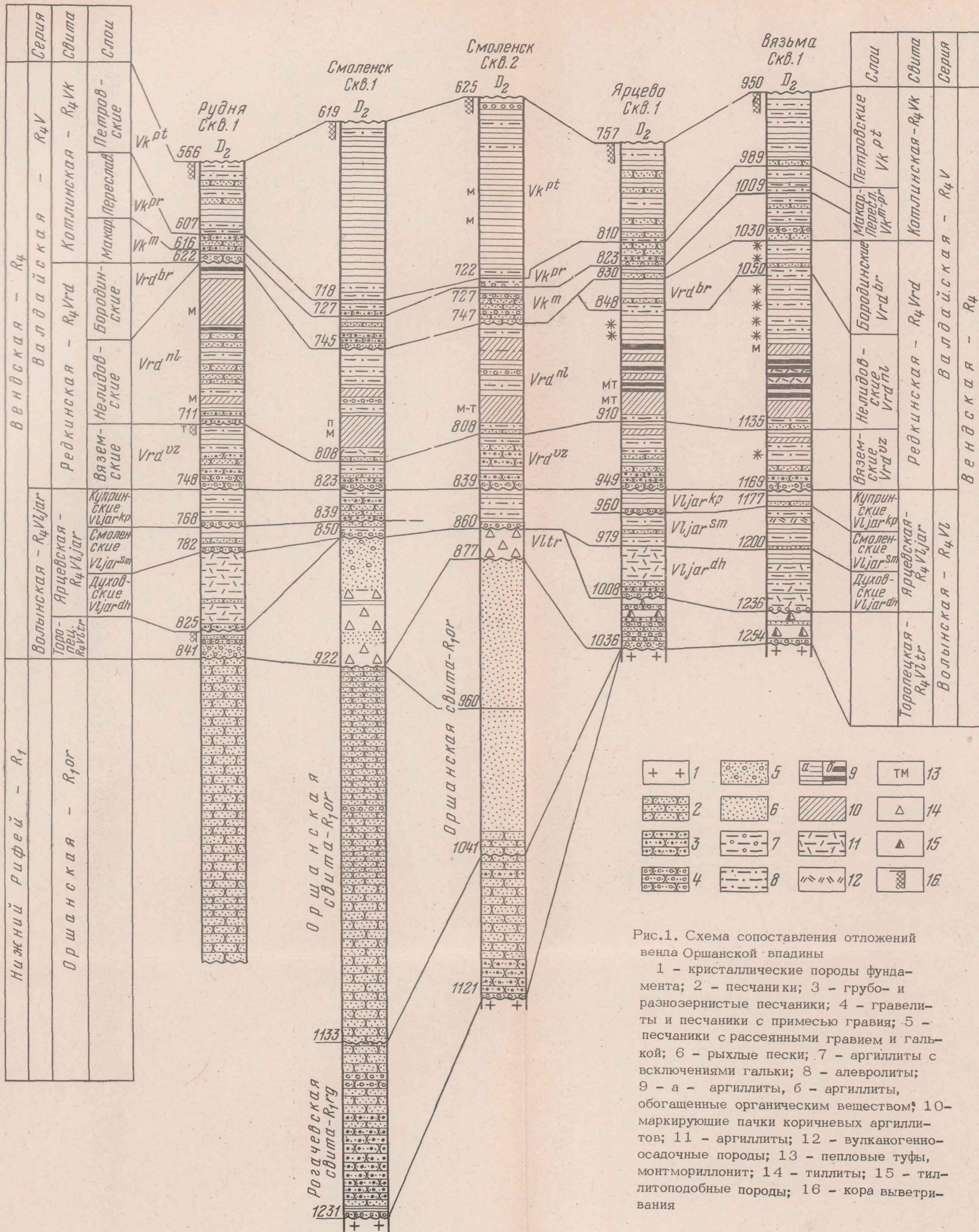


Рис.1. Схема сопоставления отложений венда Оршанской впадины

1 - кристаллические породы фундамента; 2 - песчаники; 3 - грубо- и разнозернистые песчаники; 4 - гравелисты и песчаники с примесью гравия; 5 - песчаники с рассеянными гравием и галькой; 6 - рыхлые пески; 7 - аргиллиты с включениями гальки; 8 - алевролиты; 9 - а - аргиллиты, б - аргиллиты, обогащенные органическим веществом; 10 - маркирующие пакки коричневых аргиллитов; 11 - аргиллиты; 12 - вулканогенно-осадочные породы; 13 - пепловые туфы, монтмориллонит; 14 - тиллиты; 15 - тиллитоподобные породы; 16 - кора выветривания

на, так и обломков гранита и микроклина, частично или полностью замещенных каолинитом. Наблюдаются также крупные обломки (до 5-7 см) слабо сцементированных красноцветных алевролитов из подстилающих отложений пачелмской серии и отдельные включения каолинита, по форме напоминающие гальку.

Для беспорядочно рассеянных валунов и гальки описываемых отложений нижней части торопецкой свиты типичны характерные особенности ледниковых валунов, а именно: своеобразная угловато-окатанная форма гальки и валунов, округленные и сглаженные ребра гальки, наличие редкой уплощенной гальки. Характерно совместное нахождение в тонкозернистой основной массе как хорошо окатанных, так и совершенно не окатанных, угловатых, часто клиновидной формы обломков, которые не претерпели существенной обработки при транспортировке (рис. 2, 3, 4, 5). Установить ориентировку гальки и присутствие штрихованных валунов в породах сейчас не представляется возможным, поскольку скважины давно пробурены, а керновый материал в основном разобран.

Следует заметить, что как остроугольные, так и овальной формы сильно каолинизированные обломки гранита и микроклина, отдельные включения каолинита, крупные обломки слабо сцементированных алевролитов могли транспортироваться на большие расстояния и сохраняться без существенных изменений только во льду. В водных условиях как каолинит, так и плохо сцементированные алевролиты были бы несомненно разрушены и размывы, а острые углы обломков сглажены. Аналогичные особенности обломков пород были установлены В.Я. Бессоновой, Н.М. Чумаковым (1968) в тиллитах вильчанской свиты воынской серии Белоруссии, где были совместно обнаружены как штрихованные валуны, так и сильно каолинизированные и свежие валуны гранитов.

Таким образом, совокупность приведенных выше факторов и большая аналогия строения нижней пачки торопецкой свиты Пачелмского авлакогена и ледниковых комплексов вильчанской свиты Белоруссии позволяют красноцветные алеврито-песчаные отложения с рассеянной галькой и валунами относить к ледниковым образованиям - тиллитам.

Ледниковые и озерные образования нижней толщи торопецкой свиты характеризуются следующей ассоциацией тяжелых минералов: титаномагнетит, гранат, бурые гидроокислы железа. Характерно присутствие циркона, турмалина, отмечаются рутил, анатаз, барит, биотит. Ледниково-озерные отложения резко отличаются от подстилающих и покрывающих отложений по резкому аномальному увеличению содержания гранита (до 65% тяжелой фракции), резкому спаду количества слюд (среди последних, однако, преобладает биотит), пониженному содержанию полевых шпатов и отсутствию или очень низкому содержанию пирита. Резкое обогащение описываемых отложений гранатом может быть объяснено тем, что гранат был привнесен ледником в область разгрузки из областей экзарации - с примыкающих к Пачелмскому авлакогену сводовых поднятий. В пределах последних ледниковой эрозии на большой площади были подвержены выветрелые метаморфизованные кристаллические породы фундамента архейско-протерозойского возраста, включающие в большом количестве гранат. В подстилающих ледниковые образования красноцветных песчаниках пачелмской серии гранат отмечается лишь в незначительных количествах. Для тиллитов торопецкой свиты характерно очень низкое содержание слюд. То, что листочки слюд не имеют ориентированного положения, а беспорядочно рассеяны по породе, свидетельствует, что накопление этих образований происходило не в водном бассейне. В противном случае листочки слюд были бы ориентированы параллельно плоскостям наложения.

Мощность тиллитов в разрезе нижней пачки торопецкой свиты от 20 м в Зубовой Поляне и Каверине сокращается по направлению к наиболее погруженной части Пачелмского авлакогена - Морсову, Мосолову. В разрезе последних преобладают озерные образования, представленные преимущественно микрослоистыми красноцветными аргиллитами. Мореноподобные образования присутствуют лишь в виде отдельных прослоев (Мосолово). Состав гальки в них идентичен описанным выше тиллитам Зубовой Поляны и Каверина, но гальки меньше по размерам. Таким образом, в северо-западной части Пачелмского авлакогена с северо-востока на юго-запад происходит уменьшение мощности тиллитов и грубости их обломочной части. В Рязске ледниково-озерные отложения нижней толщи торопецкой свиты полностью отсутствуют и на кристаллические породы фундамента налегают отложения верхней толщи торо-

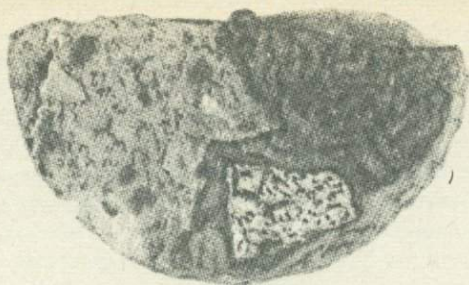


Рис. 2. Тиллиты, торопецкая свита, Зубова Поляна, скв. 1, глубина 1220-1221 м, увел. 1 x 1

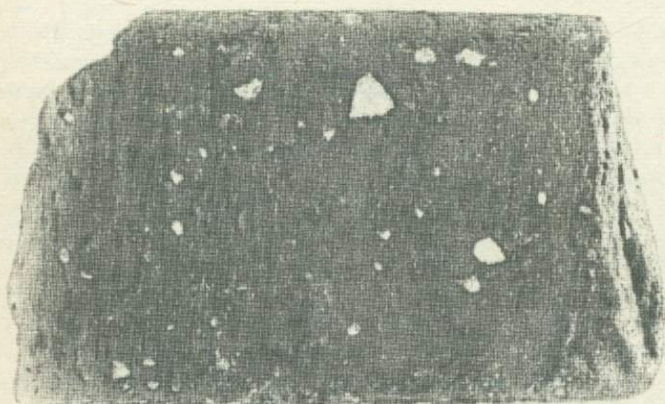


Рис. 3. Тиллитоподобные породы, торопецкая свита, Торопец, скв. 1, глубина 1200-1204 м, увел. 1 x 1



Рис. 4. Тиллитоподобные породы, редкинская свита, Опарино, скв. 1, глубина 2200-2208 м, увел. 1 x 1

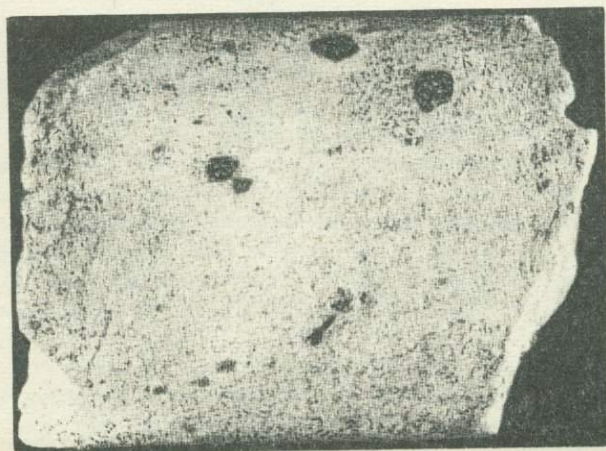


Рис. 5. Тиллиты, торопецкая свита, Клинцы, скв. 1, глубина 477-472 м, увел. 1 x 1

печкой свиты. Мощность нижней толщи торопецкой свиты в Зубовой Поляне, Каверине, Морсове и Мосолове соответственно составляет 29, 27, 11, 57 м.

Верхняя толща торопецкой свиты волынской серии в пределах северо-западной части Пачелмского авлакогена характеризуется существенно иными литологическими особенностями. Она представлена чередованием грубозернистых, плохо сцементированных, часто косослоистых красноцветных полевошпатово-кварцевых песчаников и пачек (1-2 м) красноцветных аргиллитов с подчиненными прослоями алевритов и мелкозернистых песчаников. Обломочный материал грубозернистых песчаников угловатый, плохо сортированный. В цементе песчаников присутствуют глинисто-гидрослюдистые минералы, интенсивно пропитанные гидроокислами железа, и каолинит. Присутствие в аргиллитах большого количества слюд, образующих скопления на плоскостях наложения, свидетельствует о том, что формирование глинистых осадков происходило в водных условиях. Среди песчаников имеют место прослои мелкозернистых алевритовых неслоистых песчаников с беспорядочно рассеянной мелкой галькой и гравием кварцито-песчаников, полевых шпатов и кварца. К западу от наиболее погруженной части Пачелмского авлакогена (Морсово-Мосолово) верхняя толща торопецкой свиты представлена сиренево-серыми, светло-серыми разнозернистыми неслоистыми песчаниками. В толще последних наблюдаются постепенные переходы от более грубых к более мелкозернистым разностям, отмечаются прослои гравелитов. На отдельных участках благодаря присутствию в песчаниках мелких линзовидных глинистых скоплений намечается прерывистая горизонтальная слоистость. По всему разрезу беспорядочно рассеяны гравийные зерна и галька кварца и микроклина. Иногда отмечаются глинистые катуны (до 1,5 см) с концентрическим строением, образовавшиеся вокруг песчинок кварца и полевого шпата. Приведенные особенности песчаных пород верхней толщи торопецкой свиты позволяют относить их к флювиогляциальным отложениям, формирование которых происходило в конце гляциальной эпохи.

Отложения верхней толщи торопецкой свиты характеризуются ассоциацией черных рудных минералов, бурых гидроокислов железа, циркона, слюд, граната. Характерно присутствие турмалина, отмечаются рутил, анатаз. В отличие от подстилающих ледниковых образований в отложениях верхней толщи торопецкой свиты наблюдается резкий спад количества граната и резкое увеличение количества слюд. Содержание полевых шпатов увеличивается вверх по разрезу. Высокое содержание полевых шпатов наблюдается в Мосолове. Количество циркона увеличивается по направлению к Рязску.

Мощность верхней толщи торопецкой свиты в Зубовой Поляне, Мосолове, Каверине и Рязске составляет соответственно 57,35, 31,14 м, а в Морсове равна нулю. Суммарная наибольшая мощность торопецкой свиты наблюдается в бортовых частях Пачелмского прогиба в Мосолове (92 м) и Зубовой Поляне (82 м) и сокращается в центральной его части до 58-11 м в Каверине и Морсове, а в Рязске составляет 14 м.

В конце пачелмского времени в результате подъема юго-восточной рифейской структуры Пачелмского авлакогена последний приобрел уклон в северо-западном направлении. Центр прогибания переместился также в северо-западную часть авлакогена, где образовался замкнутый озерный бассейн. Последующее оледенение привело к тому, что наиболее поднятые участки рельефа покрылись ледяными шапками - ледниками. Приведенные выше факторы свидетельствуют, что область экзарации была сложена красноцветными гранитами, гнейсами, слюдисто-кварцевыми сланцами архейского и протерозойского возраста, а также кварцитами и кварцитовидными песчаниками юлово-ишимской свиты нижнего рифея, прорванными интрузиями основных пород, распространение которых связано с юго-западным склоном Токмовского свода. Область экзарации слагали также терригенные и карбонатные породы сердобской серии и красноцветные песчаники пачелмской серии, распространение которых связано с наиболее поднятой северо-западной частью Пачелмского авлакогена, где континентальные образования волынской серии отсутствуют.

Таким образом, область древнего оледенения охватывала горную страну Воронежского, частично Токмовского сводов и юго-восточную часть Пачелмского авлакогена, которые были в это время наиболее подняты. Отсюда, следуя топографическому уклону местности, ледник спустился в сторону северо-западной, наиболее

погруженной части авлакогена, где к тому времени образовалось озеро, которое было полностью компенсировано в конце торопецкого времени.

По западной окраине Московской синеклизы отложения торопецкой (или вильчанской) свиты выполняют Оршанскую впадину, а также Клинецовский грабен и отчасти Припятский прогиб. Торопецкая свита на описываемой территории сложена ледниковыми образованиями — тиллитами и межледниковыми отложениями, представленными песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами и ленточными глинами. Цвет пород преимущественно красно-бурый и темно-коричневый. В южной и юго-западной частях Оршанской впадины отложения торопецкой (вильчанской) свиты достигают наибольшей мощности (200–350 м). Континентальные образования торопецкой свиты залегают на кристаллических породах фундамента (Вязьма, Стругова-Буда, Невель), эоловых песчаниках оршанской свиты (Смоленск, Клиницы, Нелидово, Торопец) нижнего и среднего рифея, карбонатно-терригенных отложений осиповской подсвиты (Вильчицы), пинской свиты низов венда (Брунс, 1964, 1966; Журавлева, Чумаков, 1968; Бессонова, Чумаков, 1968; Келлер, 1968; Кирсанов, 1968 а). Преимущественное распространение и наибольшие мощности в разрезе торопецкой свиты тиллиты имеют в южных районах Оршанской впадины. Они залегают в виде отдельных толщ или пачек (до 40 м). Галька и валуны, в различной степени окатанные и выветрелые, представлены главным образом гранитами и кварцитовидными песчаниками оршанской свиты. Значительная площадь распространения и ассоциация с озерными и флювиогляциальными образованиями указывают на ледниковую природу тиллитов.

По направлению к северному и северо-восточному бортам Оршанской впадины происходит уменьшение как мощности тиллитов, так и грубости их обломочной части. В Минске и Орше тиллиты наблюдаются в виде прослоев и содержат лишь мелкие обломки и гальки (Брунс, 1966). В районах Вязьмы, Нелидова, Торопца, Ярцева, гудни торопецкая свита представлена в основном слабо сцементированными разнозернистыми красноцветными песчаниками с редкой галькой и гравием, включающими прослой (0,1–0,5 м) и пачки (до 36 м) тиллитоподобных пород с рассеянными мелкими мегакластами. Типично, что крупные мегакласты и валуны, столь характерные для тиллитов Смоленска, в этих разрезах также отсутствуют. В ряде скважин в тиллитоподобных породах, представленных глинисто-алеврито-песчаными породами с рассеянными мелкими обломками пород, снизу вверх наблюдается градиционная сортировка. Отмечаются постепенные переходы от более грубого к более тонкому и более глинистому обломочному материалу с включениями гравия. В этих разрезах тиллитоподобные породы в значительной степени напоминают турбидиты. В верхней части пачек тиллитоподобных пород прослеживаются глинистые алевролиты, песчаники и аргиллиты с отчетливо выраженной слоистостью, для которых характерны оползневые текстуры и изогнутая, волнистая слоистость. В отличие от них в Невельской опорной скважине, расположенной на северо-западном борту Оршанской впадины, в разрезе торопецкой свиты (глубина 910–860 м) тиллитоподобные породы отсутствуют.

В северной и восточной частях Оршанской впадины отложения торопецкой свиты характеризуются ассоциацией циркона, граната, черных рудных минералов, высоким содержанием полевых шпатов и слюд. Характерно присутствие анатаза и турмалина. Высокое содержание граната, полевых шпатов, слюд и пониженное содержание циркона резко отличают темно-коричневые слабо сцементированные грубо- и разнозернистые песчаники торопецкой свиты в Невельской опорной скважине от кирпично-красных плотно сцементированных эоловых песчаников оршанской свиты, вскрытых несколько западнее — в Торопце. Песчаники оршанской свиты характеризуются преимущественно кварцевым составом (до 96%), ассоциацией циркона, турмалина, анатаза, черных рудных минералов и очень низким содержанием граната и слюд.

Тиллиты торопецкой свиты известны также на юго-восточном склоне Балтийского щита, где они вскрыты в пределах Приладожской впадины (Брунс, 1964) в Яблоновке, скв. 6. В юго-западном направлении от последней тиллиты замещаются грубозернистыми красноцветными песчаниками, включающими крупную гальку магматических пород и серых песчаников, с прослоями гравелитов и конгломератов (Паша, скв. 3). Красноцветные грубозернистые песчаники торопецкой свиты в Паше (скв. 3) залегают на выветрелой поверхности эффузивных пород основного состава, которые подстилаются оранжевыми песчаниками оршанской свиты нижнего — сред-

него (?) рифея. Следует отметить, что разрез рифейских отложений, вскрытый в Малюшатах (скв. 2), представлен так же, как и в Оршанской впадине (Смоленск), снизу темно-красно-коричневыми песчаниками рогачевской свиты с примесью вулканогенного материала и прослоями эффузивных пород основного состава, а в верхней части — оранжево-желтыми песчаниками оршанской свиты. Таким образом, устанавливается большое сходство в строении рифейских и вольнских отложений Оршанской и Приладожской впадин.

В северо-восточной части Московской синеклизы с отложениями вольнской серии могут быть сопоставлены красноцветные аргиллиты литоминской свиты (Рослятино, скв. 1, 2039—1853 м). Последние неполностью (186 м) вскрыты в Котлаке, а в Спарине (15 м) налегают непосредственно на кристаллические породы фундамента.

Ярцевская свита, выделяемая в верхней части вольнской серии (Кирсанов, 1966б), как в восточной части Оршанской впадины, так и в северо-западной части Пачелмского прогиба сложена нормальными осадочными морскими и вулканогенно-осадочными образованиями.

В Морсове, Мосолове, Каверине и Зубовой Поляне в основании ярцевской свиты прослеживается базальная пачка светло-серых мелко- и грубозернистых песчаников с галькой кварца и микроклина, мощность которой в Морсове достигает 33 м. В средней части ярцевская свита представлена толщей переслаивания темно- и зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. В верхней части разреза ярцевской свиты в пределах Пачелмского прогиба залегают вулканогенно-осадочные породы, представленные туфопесчаниками и туфоаргиллитами с прослоями туфов основного состава (Кирсанов, 1966), доломитов и грубозернистых песчаников. В прослоях доломитов ярцевской свиты в Мосолове З.А. Жиравлевой (Журавлева, Чумакова, 1968) были установлены вендские формы микрофитолитов *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar.

Отложения ярцевской свиты в разрезах Пачелмского авлакогена отличаются от подстилающих континентальных образований торопецкой свиты резким увеличением содержания граната, повышенным содержанием циркона, резким увеличением количества слюд, с прослоями пирита. Вулканогенно-осадочная толща ярцевской свиты характеризуется преобладанием в составе легкой фракции обломков измененного стекла и эффузивных пород над содержанием кварца и полевых шпатов. Мощность ярцевской свиты увеличивается от 25—50 м в Мосолове и Рязке до 115 м в Морсове.

Морские отложения ярцевской свиты резко трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием залегают на кристаллических породах фундамента (Калуга), разных толщах континентальных отложений торопецкой свиты. Так, в Морсове базальные отложения ярцевской свиты залегают на нижней толще торопецкой свиты, представленной ледниково-озерными образованиями, а в Мосолове, Каверине и Зубовой Поляне — на грубозернистых косослоистых песчаниках верхней толщи торопецкой свиты. В Рязани (скв. 30) вулканогенно-осадочная толща ярцевской свиты залегают непосредственно на грубозернистых континентальных песчаниках каверинской свиты среднего рифея.

В Оршанской впадине, в отличие от Пачелмского прогиба, вулканогенно-осадочные породы приурочены не к верхней части, а к нижней половине разреза (см. рис. 1). В верхней же части ярцевской свиты залегают темно-серые, черные аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников (Ярцево, Рудня). В разрезах Смоленска, Торопца, Невели, а также Калуги вулканогенно-осадочная толща ярцевской свиты полностью замещается аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. В Невельской опорной скважине красноцветные слюдястые аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, залегающие в интервале 860—844 м, по минералогическим особенностям резко отличаются от подстилающих грубозернистых песчаников торопецкой свиты (глубина 910—860 м) резким увеличением количества полевых шпатов, снижением количества граната и возрастанием количества циркона и рутила. Как в Невели в отложениях ярцевской свиты, так и в Вильчицкой скважине в отложениях свислочской свиты (аналог ярцевской свиты), выделяемой В.Я. Бессоновой в верхней части вольнской серии, имеют место глинисто-алевролитовые красноцветные породы с рассеянными мелкими гравийными обломками кварца и полевого шпата. Таким образом, резкое отличие по минералогическому составу от пород торопецкой свиты и большое литологическое сходство с отложениями вильчицкой свиты позволяют красноцветные аргиллиты, залегающие в Невельской опорной скважине в интервале 860—844 м, отнести к ярцевской свите.

Приведенные выше факты позволяют отложения, залегающие в Невельской опорной скважине в интервале 910–844 м, выделявшиеся ранее как базальные песчаники гдовской свиты (Решения межведомственного стратиграфического совещания, 1965), отнести к волинской серии (Кирсанов, 1968б). Вышележащие глинистые отложения (глубина 844–790 м), включающие все маркирующие горизонты редкинской свиты, характерные для центральных районов Московской синеклизы, были отнесены к редкинской свите. Эти выводы впервые были изложены автором на стратиграфическом совещании по пограничным слоям кембрия и докембрия, состоявшемся в г. Уфе в мае 1967 г.

В отложениях ярцевской свиты в Калуге, Вязьме и Рудне Е.Д. Шепелевой были установлены в массовом количестве акритархи из подгруппы *Minuscula Naumova*, которые С.Н. Наумовой (1968) были выделены в отложениях волинской серии.

Анализ литолого-фациальной обстановки позволяет говорить, что в начале волинского времени не было условий, благоприятных для накопления органического вещества в породах и его дальнейшего преобразования в углеводороды нефтяного ряда. Накопление ледниковых, ледниково-озерных и флювиогляциальных отложений торопецкой свиты в Пачелмском авлакогене, Оршанской и Приладожской впадинах, а также в северо-восточной части Московской синеклизы происходило в континентальных условиях в окислительной и субокислительных обстановках, обусловивших обогащение осадков гидроокислами железа. Наличие обширных территорий суши, покрытых ледниками, и условий холодного климата не способствовали образованию восстановительной среды и накоплению органического вещества в осадках. Поэтому красноцветные континентальные образования торопецкой свиты не являются нефтегазопроизводщими. Однако в пределах Пачелмского прогиба и Оршанской впадины в песчаных породах торопецкой свиты наблюдаются наилучшие коллекторские свойства, известные для отложений венда. Пористость их колеблется от 11 до 25%, а проницаемость — от 0,8 до 520 мд. Это позволяет полагать, что волнистые красноцветные континентальные образования в пределах Пачелмского прогиба и Оршанской впадины могут аккумулировать нефть и газ.

Отложения ярцевской свиты формировались в основном в условиях субокислительной и слабовосстановительной геохимической обстановки, на что указывают невысокие содержания пиритного железа (2,3–3,7%) в общем балансе подвижных форм железа (7,42–0,69%) при повышенном удельном содержании окисных форм железа (до 50,7%). Поэтому значения коэффициента  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  не превышают 1,6. Однако в ярцевское время при отложении морских осадков, представленных темно-серыми аргиллитами, возникали восстановительные условия осадконакопления. Об этом свидетельствует высокое относительное содержание пиритного железа среди других его подвижных форм, достигающее в районе Торопца 35,7%. При этом (по данным А.И. Шибалина) количество окисного железа снижается до 15,3%. Коэффициент  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  равен 3,4.

В соответствии с геохимическими условиями осадконакопления находятся и закономерности распределения органического вещества. Немногочисленные анализы свидетельствуют о незначительном содержании в аргиллитах ярцевской свиты органического углерода, количество которого в Вязьме, Ярцеве и Нелидове колеблется от 0,12 до 0,32%. Содержание органического вещества в терригенных отложениях ярцевской свиты в Вязьме составляет 0,50%, а хлороформенного экстракта свободного битума А — 0,068%. Несколько повышенное содержание асфальтенов (1,05%) в битуме свидетельствует о том, что битум окислился во время континентального предвалдайского перерыва.

## Литература

- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. О ледниковых отложениях в позднем докембрии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.
- Брунс Е.П. История развития Русской платформы в позднем докембрии. — Междунар. геол., конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10. Геология докембрия. М., "Наука", 1964.

- Брунс Е.П. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1966, т. 114.
- Журавлева З.А., Чумаков Н.М. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия восточной Белоруссии. - Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы. В кн.: "Очерки по региональной геологии СССР", вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Кирсанов В.В. Траповый магматизм рифея и венда в центральных и восточных областях Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 1.
- Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы. - Докл. АН СССР, 1968а, т. 178, № 5.
- Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968 б, № 6.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли. - Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Наумова С.Н. Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9. М., "Наука", 1968.
- Новикова А.С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. - Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 2.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962г. Л., 1965.

# ИЗМЕНЕНИЯ ОДНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСОВ СПОР ЭЙФЕЛЬСКОГО ЯРУСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Д. Архангельская

Отложения эйфельского яруса<sup>1</sup> широко распространены в центральной части Русской платформы и представлены различными породами. Для их расчленения и корреляции используются данные анализа спор, в котором учитывается как систематический состав, так и процентное соотношение видов. Длительное время было распространено представление о том, что эти показатели для каждого из горизонтов эйфельского яруса на всей обширной территории Русской платформы в общих чертах стабильны. Однако изучение распределения спор в этих отложениях на материале большого количества образцов пород более 25 разрезов скважин показало, что состав комплексов спор каждого из горизонтов изменяется на площади его распространения иногда в значительной степени. В данной статье рассматриваются характерные особенности и причины этих изменений, кратко описываются методические приемы, способствующие правильной интерпретации палинологических данных.

Основной чертой, отличающей комплекс спор мосоловского горизонта, было принято считать значительное преобладание *Lophotriletes lepidus* Naum., *L. simplex* Naum., *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Camarozonotriletes devonicus* Naum., *S. obtusus* Naum. (Наумова, Тихомиров, 1953; Чибрикова, 1962 а). Преобладание совокупности этих видов считалось постоянным признаком мосоловского горизонта и одновозрастных ему отложений.

Возросший в результате разбуривания новых площадей палинологический материал позволил установить, что состав комплексов спор мосоловского горизонта на рассматриваемой территории не всегда обладает этим признаком. Комплекс спор, в котором значительно доминируют перечисленные выше виды, был получен в разрезах Мосоловской, Каверинской, Ряжской, Морсовской, Тамбовской, Сердобской, Ильменьской, Сокурской и Казанлинской скважин. Эти виды составляют здесь в большинстве образцов пород более 90, 70% или реже от 70 до 50%. К востоку от упомянутых разрезов (в районе Кикина), к северу (в разрезах Макарьевской, Ветлужской, Советской скважин) и к западу (в серпуховском, калужском и барятинском разрезах) комплексы спор, полученные из образцов пород мосоловского горизонта, отличаются от таковых из Мосоловского и подобных ему разрезов. Основное отличие этих комплексов спор в значительно меньшем процентном содержании *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Lophotriletes lepidus* Naum., *L. simplex* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Camarozonotriletes devonicus* Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum. Во многих образцах пород совокупность названных видов составляет здесь лишь от 23 до 2%, а в некоторых они даже отсутствуют. Эти виды являются наиболее мелкими по размерам, они не превышают 35–40 мк, тогда как другие виды, составляющие комплекс спор мосоловского горизонта, измеряются от 40 до 100 мк и более. Следовательно, можно сказать, что комплексы спор мосоловского горизонта различаются в основном соотношением сравнительно мелких и крупных спор.<sup>2</sup> Кроме того, ассоциации спор с небольшим содержанием мелких видов отличаются наличием большего количества видов.

Мосоловский возраст отложений, содержащих указанные выше комплексы спор, во многих разрезах обоснован характерной для горизонта фауной. Так, в мосоловском горизонте макарьевского разреза определены *Paeckelmannia philipovae* Ljasch.,

<sup>1</sup> Эйфельский ярус рассматривается в объеме ряжского, морсовского, мосоловского и черныярского горизонтов.

<sup>2</sup> Ранее это было отмечено Л.Г. Раскатовой по материалам Воронежской области.

в разрезе Ветлужской скважины - *Lingula bicarinata* Kut., *Paeckelmannia philippovae* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *Spinatripa* cf. *mosolovica* Ljasch., *Aviculopecten* cf. *nalivkini* Ljasch.; в советском разрезе - *Voronina voronensis* Pol., *Eurichilina mirabilis* Pol., *Marginia* aff. *sculpta* Pol., в серпуховском разрезе - *Evlanella scrobiculata* Pol., *Eurichilina mirabilis* Pol., *Voronina voronensis* Pol., *V. ramosa* L. Eg., *Marginia katag-rapha* Pol., *M. seibrata* Pol.,

Изучение палинологического материала других горизонтов эйфельского яруса позволило установить, что ассоциации спор каждого из них могут различаться соотношением мелких и крупных спор и в связи с этим иметь резко различное процентное содержание видов спор и частично различаться составом последних. Комплексы спор этих горизонтов могут, так же как и в мосоловских отложениях, состоять почти целиком из мелких видов.

Важно отметить, что в таких ассоциациях спор преобладают одни и те же виды, приведенные выше для мосоловского горизонта.

В морсовских отложениях, кроме известных ранее комплексов спор, состоящих в основном из сравнительно крупных видов (Наумова, 1953), нами были получены комплексы, в которых значительно преобладают мелкие виды. В чаплыгинском, яснополянском, новобасовском, веневском, серпуховском, барятинском и других разрезах скважин в отложениях морсовского горизонта доминируют споры, превышающие 40 мк. Севернее, в районе Ветлуги, Макарьева, Чигирени, эти споры составляют всего 7, 10, иногда 20%, тогда как остальной процент падает здесь на мелкие виды.

Морсовский возраст пород, вмещающих такие ассоциации спор, установлен по наличию остатков фауны. Так, в чигиринском разрезе, в том же интервале, откуда были выделены споры, определены *Evlanella radiata* L. Eg., *E. crassa* L. Eg., *Kloedenellitina* sp.; в разрезе Макарьевской скважины - *Bicarinatina* (*Lingula*) *bicarinata* Kut., *Esteria* aff. *membranaceae* Pecht.; в отложениях морсовского горизонта, вскрытых Ветлужской скважиной, найдены *Aparchites agnes* L. Eg., *Lingula* aff. *bicarinata* Kut.

Все полученные нами комплексы спор ряжского горизонта сходны по своему составу и состоят почти только из одних сравнительно крупных видов. Они приурочены к южной части рассматриваемой территории (Тула, Венев, Мосолово, Борисоглебск). В то же время в восточной части Русской платформы отложения, параллельные с ряжским горизонтом, содержат сходные по видовому составу споровые комплексы, но отличающиеся очень большим процентным содержанием мелких видов (Архангельская, 1966).

В отложениях чернойорского горизонта также встречены комплексы спор, различные по соотношению мелких и крупных видов. Территориальное расположение тех и других почти совпадает с таковым мосоловского горизонта.

Рассмотренные особенности изменения состава одновозрастных комплексов спор, заключающиеся, в основном, в изменении соотношений мелких и крупных видов, связаны с составом вмещающих пород. Максимальная концентрация мелких спор наблюдается в тонкодисперсном глинистом материале, содержащемся в глинистых известняках или составляющем мергели и аргиллиты. Комплексы, в которых преобладают относительно крупные споры, содержатся в алевролитах и мелкозернистых песчаниках, размеры терригенного материала которых больше, чем размеры глинистых частиц. Таким образом, наблюдается определенная связь состава комплексов спор с гранулометрическим составом вмещающих пород. Эта связь, а также единая направленность изменений в составе комплексов спор и вмещающих пород показаны на схеме расположения различных пород мосоловского горизонта<sup>1</sup>, на которую нанесены данные процентного содержания мелких видов, входящих в состав их споровых комплексов.

<sup>1</sup>Основой для составления схемы послужила карта фаций и мощностей мосоловского горизонта, составленная М.Ф. Филипповой и др. (1958). Кроме того, использованы некоторые новые данные.

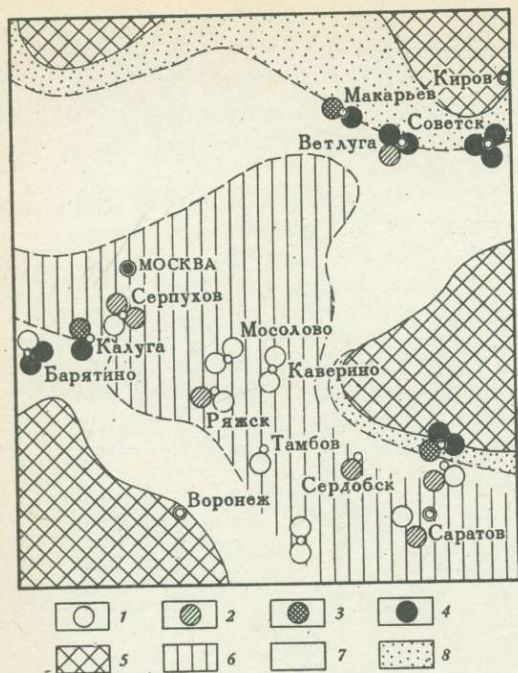


Схема распределения комплексов спор в породах мосоловского горизонта

1-4 - комплексы, содержащие относительно мелкие споры (до 36 мк): 1 - >70%, 2 - от 50 до 70%, 3 - от 30 до 50%, 4 - от 0 до 30%; 5-8 - области накопления различных пород, по данным М.Ф. Филипповой и др. (1958): 5 - домосоловские отложения, предположительно участки суши, 6 - известняки, доломиты, мергели, аргиллиты, 7 - известняки, доломиты, мергели, аргиллиты с прослоями и примесью алевролитового и песчаного материала, 8 - песчаники и алевролиты, местами глинистые или с подчиненными прослоями глинистого материала

Отложения мосоловского горизонта представлены породами морских и прибрежно-морских фаций (Филиппова и др., 1958). В некоторых участках прибрежная полоса сложена песчаниками и алевролитами с включением конгломератов. Комплексы спор этих отложений состоят в основном из крупных видов. В других областях побережий, а также на более удаленной от береговой линии территории песчаники с включениями конгломератов и алевролиты переслаиваются с аргиллитами, участками доломитизированными. В этой области осадконакопления чередуются и комплексы спор с различным соотношением мелких и крупных видов. В центральной части бассейна, а также прилегающей юго-восточной его части (Сердобск, Ильмень, Сокур) мосоловский горизонт сложен преимущественно карбонатными породами, иногда глинистыми, и в меньшей степени мергелями и аргиллитами. С этой областью осадконакопления совпадает расположение комплексов спор, в которых значительно преобладают мелкие виды. Таким образом, по мере удаления от прибрежной части мосоловского бассейна в терригенном материале и составе комплексов спор наблюдается увеличение относительного количества мелких и соответственно - уменьшение процента более крупных компонентов.

Отмеченная связь состава разновозрастных комплексов спор с гранулометрическим составом вмещающих пород свидетельствует о том, что причиной их изменений на площади является дифференциация спор по размерам, происходящая вместе с сортировкой терригенного материала в процессе разноса и распределения в бассейне осадконакопления. Характер отсортированности, а также расположение в бассейне различных по гранулометрическому составу пород и комплексов спор, разнотипных по соотношению мелких и крупных видов, в свою очередь обуславливается гидродинамическим режимом, рельефом дна, степенью удаленности от побережий бассейна и другими (Страхов, 1962; Чибрикова, 1963; Коренева, 1964). Исходя из этого положения, различия состава рассмотренных разновозрастных комплексов спор на отдельных участках территории объясняются различием создающихся этими факторами условий, в которых происходило их формирование.

Неодинаковый состав разновозрастных комплексов спор некоторыми исследователями объясняется существованием различных растительных сообществ в отдельных частях территории, обусловленным климатическими условиями. Высказывались предположения о том, что комплексы спор, состоящие почти целиком из мелких форм, сход-

ных со спорами гидрофильных растений, указывают на влажный климат. Почти на всей рассматриваемой территории была распространена одна климатическая зона, но не с влажным, а сухим климатом. Лишь на крайнем северо-востоке центрального региона Русской платформы был гумидный климат (Филиппова и др., 1958; Страхов, 1962). Расположение различных по составу разновозрастных комплексов спор относительно областей суши, откуда споры сносились в морские осадки, и положения аридной и гумидной зон свидетельствуют о том, что рассмотренные изменения ассоциаций спор не могут быть объяснены климатическими условиями.

Отмеченные особенности состава комплексов спор, связанные с составом пород, необходимо учитывать при интерпретации палинологических данных. Этому способствуют следующие приемы, дополняющие общепринятую методику анализа.

Характеристика комплексов спор, приуроченных к тому или иному из рассмотренных стратиграфических горизонтов, составляется из качественных признаков, т.е. видового состава, и количественных — процентного соотношения видов. Выявление этих признаков производится обычно путем безвыборочного анализа заключенных в препарате 200 экземпляров спор и вычисления из этого числа процентного содержания видов.

Видовой состав анализируемых комплексов спор не всегда выявляется с достаточной полнотой путем такого анализа. Особенно это касается комплексов, состоящих преимущественно из мелких видов. В результате такого анализа даже более 200 экземпляров спор этих комплексов многие из сравнительно крупных спор не попадают в поле зрения палинолога, хотя и присутствуют в препарате. Однако, если в дополнение к безвыборочному анализу попытаться определить недостающие виды, а в комплексах, основной процент которых составляют мелкие споры, определять, выбирая в препаратах, только крупные споры, видовой состав комплексов спор выявляется значительно полнее (см. комплекс "мегаспор" Е.В. Чибриковой, 1962б).

Относительно количественных признаков следует отметить следующее. Процент каждого вида, вычисленный из общего количества анализируемых спор, показывает количественное участие их в комплексе спор, содержащемся в той или иной породе. Если гранулометрический состав разновозрастных пород различен в значительной степени, то, как показал приведенный материал, этот процент бывает различным даже в том случае, когда анализируемые комплексы спор принадлежат к одному растительному сообществу. Следовательно, такие процентные показатели не всегда в одинаковой мере отражают количественное участие видов в том комплексе спор, который продуцировался растениями во время формирования пород. Это в значительной степени обусловлено влиянием сортировки спор по размерам, происходящей в процессе седиментации. Таким образом, при сопоставлении процентного содержания того или иного вида в комплексах спор из резко различных по гранулометрическому составу пород производится сравнение неравнозначных величин, что приводит иногда к ошибочным выводам.

Ликвидировать это несоответствие в какой-то степени можно в том случае, если рассматривать количественное участие каждого вида спор не из общего количества всех проанализированных экземпляров спор, а только из суммы спор, примерно равных ему по размерам. Анализируя материал эйфельского яруса, достаточно исходить при этом из двух группировок спор по размерам: мелких, не превышающих 35 — 40 мк, и более крупных.

Прибегать к этому приему при стратификации и корреляции рассматриваемых отложений приходится не часто. Во многих случаях можно ограничиться лишь определением видового состава, так как в отложениях эйфельского яруса установлены виды, распространение которых ограничено сравнительно небольшим стратиграфическим диапазоном. По их нахождению можно судить о положении анализируемого образца пород в разрезе, иногда с детальной точностью до горизонта. В случае необходимости выявления количественных признаков прием разграничения спор по размерам применяется лишь при сопоставлении комплексов, значительно различающихся соотношением мелких и крупных видов. При этом следует учесть, что показатели процентного содержания мелких видов для расчленения отложений эйфельского яруса положительных результатов не дают. Как было отмечено выше, они во всех горизонтах очень сходны.

В результате применения описанных выше приемов анализа систематический состав и количественные показатели разновозрастных, но различных по соотношению мелких и крупных видов комплексов спор становятся сходными, тогда как в разновоз-

растных, но однотипных по преобладанию мелких видов комплексах выявляется разница, иногда весьма существенная.

Описанные приемы анализа и интерпретации палинологических данных можно использовать не только для исследования отложений эйфельского яруса. При этом следует учитывать, что в процессе разноса и распределения спор и пыльцы в бассейне осадконакопления происходит их дифференциация не только по размерам, но и по морфологическим признакам, способствующим флотации, которыми обладают формы более молодых отложений.

В заключение следует отметить, что рассмотренные особенности изменения состава одновозрастных комплексов спор не препятствуют использованию палинологических данных для стратификации и корреляции отложений, так как их легко учесть в процессе анализа.

## Литература

- Архангельская А.Д. О сопоставлении нижних горизонтов среднедевонских отложений центральных и восточных областей Русской платформы. - Труды ВНИГНИ, 1966, вып. 51.
- Коренева Е.В. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана. М., "Наука", 1964.
- Наумова С.Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. - Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1953, вып. 143.
- Наумова С.Н., Тихомиров С.В. О возрасте пярнуских слоев. - Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 2.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Филиппова М.Ф., Аронова С.М. и др. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Чибрикова Е.В. Споры терригенной толщи девона западной Башкирии и западного склона южного Урала. В кн.: "Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии". М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Чибрикова Е.В. О морсовском горизонте эйфельского яруса и его аналогах на востоке Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1962б, т. 145, № 2.
- Чибрикова Е.В. Условия формирования спорово-пыльцевых комплексов и их использование для восстановления обстановки седиментации и палеогеографии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

## СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ И НИЖНЕФРАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КИРОВСКОЙ ОБЛАСТИ И МАРИЙСКОЙ АССР

А.И. Ляшенко, Р.Б. Давыдов, Г.П. Ляшенко, Л.С. Батрукова

К среднедевонским и нижнефранским отложениям приурочены крупнейшие месторождения нефти в Волго-Уральской области, поэтому изучение их имеет важное значение для правильных выводов о перспективах нефтегазоносности других районов Русской платформы, особенно прилегающих к Волго-Уральской области. Это тем более важно, что из этих отложений получены небольшие притоки нефти в Казанско-Кажимском прогибе (до 1 т) и промышленные - в восточной части Кировской области, на восточном склоне Немско-Лойнинского свода.

Изучением девонских отложений Кировской области занимались многие исследователи (Филиппова, 1949; Бирина, 1959 а, б; Эллен и др., 1959, и др.). Систематическое изучение их было начато в конце 50-х годов в связи с проведением опорного бурения и развертыванием поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Авторы принимали участие в изучении фауны и стратиграфическом расчленении всех опорных скважин, пробуренных в Кировской области и на прилегающих территориях (Котельнической, Советской, Опаринской и Кажимской), а также большинства структурных и поисково-разведочных скважин (свыше 40). Брахиоподы изучались А.И. Ляшенко, лингулиды - Л.С. Батруковой, кониконхи, гониатиты и остракоды - Г.П. Ляшенко, пелециподы - В.С. Усановым, филлоподы - Е.А. Ширабординым и Н.С. Мироновой, споры - А.Д. Архангельской, Л.Н. Паньшиной, а также М.Ф. Жарковой, Н.А. Грачевой и А.Б. Филимоновой. Авторами использованы также определения фауны и спор, выполненные другими исследователями - Л.Н. Егоровой, С.И. Шевцовым (остракоды), Е.Е. Ивановым (брахиоподы), Н.И. Новожиловым (филлоподы), Д.А. Гроссгейм, Т.Ф. Бартеновой, Л.С. Фоминой, О.А. Николаевой (споры).

Результаты изучения изложены в ряде отчетов и только частично в опубликованных отдельных статьях (Батрукова, 1964; Паньшина, 1967; Серeda и др., 1967, и др.).

Исследуемая территория имеет сложное геологическое строение, и девонские отложения, развитые здесь, отличаются значительным разнообразием литологического состава и фауны. Поскольку Кировская область расположена на стыке центрального и восточного регионов Русской платформы и Тимана, развитые здесь отложения несут черты сходства с соответствующими отложениями соседних регионов. Поэтому они не могут быть расчленены по стратиграфической схеме какого-либо из этих регионов. Стратиграфическое расчленение дается по разработанной нами схеме, в основном принятой на коллоквиумах по среднему девону - в Саратове (1967 г.) и по франскому ярусу - в Волгограде (1966 г.) с некоторыми уточнениями.

Прежде чем приступить к описанию отложений, кратко остановимся на основных структурных элементах, развитых на исследуемой территории. В западной части Кировской области расположены Котельнический и Сысольский погребенные своды, а в восточной - погребенный Немско-Лойнинский свод. Их разделяет вытянутый в меридиональном направлении древний Казанско-Кажимский прогиб.

Наиболее полно девонские отложения представлены в центральной части Казанско-Кажимского прогиба, где они достигают мощности 1500 м (Сырьяны). На большей части описываемой территории они представлены средним и верхним отделами.

### Средний отдел

Отложения среднего отдела вскрыты скважинами в Казанско-Кажимском прогибе и на Немско-Лойнинском своде. Они достигают мощности 420 м и подразделяются на эйфельский и живетский ярусы. На Немско-Лойнинском своде мощность их незначительна, примерно 10-15 м, а на Котельническом своде, по-видимому, они отсутствуют.

## Эйфельский ярус

В южной части Казанско-Кажимского прогиба, в районе Шурги (Марийская АССР), а также в районе Советска и Чигирина эйфельские отложения представлены преимущественно глинисто-карбонатными породами, охарактеризованными морской фауной. Здесь выделяются морсовский, мосоловский и условно черныярский горизонты.

Морсовский горизонт. Этот горизонт представлен в основании небольшой пачкой серых песчаников, а выше - известняками серыми и темно-серыми, микро- и мелкозернистыми, ороганогенно-обломочными, в различной степени глинистыми с прослоями темно-серых глин. Мощность горизонта около 10-20 м (Шурга, скв. 1, глубина 2127-2114 м; Советск, скв. 1, 2350-2333 м; Чигирино, скв. 1, 2100-2093 м; и др.). Горизонт охарактеризован небогатой фауной, из которой определены брахиоподы: *Bicarinatina ex gr. bicarinata* Kut. и *Emanuella ex gr. inflata* Schnur (Советск, скв. 1, 2343-2334 м). Остракоды более многочисленны и представлены в основном характерными морсовскими видами с примесью бийских форм. В Шурге, скв. 1, 2122-2112 м, встречены *Aparchitellina domratschevi* Pol., *Cavellina explicata* L. Eg., *Eulanella* aff. *fregis* Pol. и др. (определения Г.П. Ляшенко и С.И. Шевцова).

В Советске, скв. 1, 2343-2338 м, Л.Н.Егоровой определены *Aparchitellina agnes* L. Eg., *Eulanella crassa* L. Eg., *Cavellina explicata* L. Eg., *Fabalicypis holuschurmensis* Pol. и др. С глубины 2349-2329 м А.Д. Архангельской определены споры, характерные для морсовского горизонта. На Чигиринской площади в нижней части эйфельских отложений встречен бийский комплекс остракоид.

Мосоловский горизонт. В указанных разрезах горизонт представлен в нижней части серыми и зеленовато-серыми известковистыми глинами, а в верхней - серыми и зеленовато-серыми глинами и известняками. Мощность горизонта в Шурге (2114-2098 м) около 16 м, в Советске, скв. 1 (2333-2306 м) - 27 м, в Чигирине, скв. 1 (2093-2055 м) - 38 м.

Отложения мосоловского горизонта охарактеризованы более разнообразной фауной, представленной брахиоподами, кониконхами, пелециподами, остракодами и другими группами. В Шурге, скв. 1, 2117-2112 м, авторами определены: брахиоподы - *Bicarinatina* cf. *bicarinata* Kut.; *Emanuella schurgensis* Ljasch., *E. mesodevonica* Ljasch.; криноидеи - *Cupressocrinus rossicus* Antr.; остракоды - *Voronina voronensis* Pol., *V. cornuta* L. Eg., *Fabalicypis* cf. *holuschurmensis* Pol. Выше, в интервале глубин 2110-2105 м, встречены: брахиоподы - *Paeckelmannia philippovae* Ljasch., *Plicoproductus mosolovicus* Ljasch.; *Atrypa crassa* Ljasch., *Spinatrypa mosolovica* Ljasch., *Emanuella mesodevonica* Ljasch.; пелециподы - *Aviculopecten nalivkini* Ljasch.; кониконхи - *Heteroctenus mosolovicus* G. Ljasch.; остракоды - *Voronina voronensis* Pol., *Uralina scrobiculata* Pol., *Microcheilinella larionovae* Pol., *Bairdiella eleganta* L. Eg., *Fabalicypis holuschurmensis* Pol.

В Советской опорной скважине мосоловский горизонт сложен известняками серыми и темно-серыми, неравномерно-глинистыми, с прослоями темно-серых глин. Встречены брахиоподы - *Bicarinatina bicarinata* Kut., *Emanuella mesodevonica* Ljasch. (2329-2295 м) и остракоды - *Voronina voronensis* Pol., *Eurychilina mirabilis* Pol. и др. (2329-2325 м) и мосоловский комплекс спор (2320-2306 м).

В районе Чигирина в отложениях мосоловского горизонта встречена смешанная мосоловско-бийская фауна, в том числе: брахиоподы - *Atrypa olcolensis* Ljasch., *Emanuella mesodevonica* Ljasch., *E. schurgenis* Ljasch.; кониконхи - *Heteroctenus mosolovicus* G. Ljasch.; остракоды - *Voronina voronensis* Pol., *Uralina scrobiculata* Pol., *Bairdiella eleganta* L. Eg., *Aparchites tuimasensis* Rozhd., *Microcheilinella larionovae* Pol., *Baschkirina memorabilis* Rozhd., *Lucasella dicornis* Rozhd., *Bairdiocypis* aff. *biesenbachi* Kromm. (определения авторов и С.И. Шевцова).

Как видно из списков фауны, отложения, отнесенные к мосоловскому горизонту, содержат смешанный мосоловско-бийский комплекс фауны, что свидетельствует в пользу отнесения мосоловского горизонта к эйфельскому ярусу, поскольку эйфельский возраст бийского горизонта доказан также другой фауной.

Заканчивается эйфельский ярус пачкой преимущественно глинистых пород мощностью около 10-14 м, условно относимых нами к черныярскому горизонту (Чигирино, скв. 1, 2055-2045 м; Советск, скв. 1, 2306-2291 м). В этих отложениях в Чигирине (скв. 1) встречена фауна, близкая к черныярской, в том числе: *Atrypa*

cf. *sokolovae* Ljasch., *Eurychilina* aff. *mirabilis* Pol., *Healdianella* aff. *distincta* Pol., *Marginia* ex gr. *iselebratis* Pol. и др. В Советске в отложениях этой пачки (2308–2295 м) А.Д. Архангельской определен ХУ1 комплекс спор по С.Н. Наумовой.

Поскольку черныярские отложения тесно связаны с мосоловскими, так же как афонинские с бийскими, а фауна черныярского и афонинского горизонтов более близка к фауне подстилающих отложений, мы относим эти горизонты также к эйфельскому ярусу (Ляшенко, Ляшенко, 1966).

В более северных разрезах (Шихово–Чепецкая скв. 3; Кинчино, скв. 18; Сырьяны, скв. 6; Гавриловцы, скв. 17; Кажим, скв. 1) эйфельский ярус сложен песчано-глинистыми породами, почти лишенными фауны, и подразделение его на горизонты затруднено. Мощность эйфельских отложений здесь несколько большая и в районе Сырьян достигает 80 м, а в Кажиме – 136 м. В Шихово–Чепецкой скв. 3 эйфельский ярус выделяется условно в интервале глубин 2470–2410 м. С глубины 2465–2430 м Л.Н. Паньшиной и Д.А. Гроссгейм определен мосоловский и ХУ1 комплексы спор. Севернее, в Кинчине, скв. 18, и в Сырьянах, скв. 6, отложения эйфельского яруса залегают на песчаниках рифейского возраста. В Кинчине они имеют мощность около 54 м (2542–2488 м). В Сырьянах, скв. 6, эйфельский ярус выделяется условно в интервале глубин 2510–2488 м. Здесь с глубины 2509–2503 м определена *Lingula miranda* Batr., а в интервале 2503–2496 м Д.А. Гроссгейм встречен бийско-мосоловский комплекс спор. В Гавриловской скв. 17 эйфельский ярус выделяется в интервале 1533–1616 м. На глубине 1583,9–1579,9 м встречены мосоловские остракоды *Eulanella* ex gr. *scrobiculata* Pol., *Voronina* ex gr. *voronensis* Pol., а в интервале 1566,8–1564 м – тентакулиты *Heteroctenus* ex gr. *mosolovicus* G.Ljasch., характерные для тех же отложений. На глубине 1547–1542 м обнаружены черныярские формы *Atrypa* ex gr. *sokolovae* Ljasch. и *Eurychilina* ex gr. *mirabilis* Pol., распространенные в эйфельских и живецких отложениях центральных областей. Из этих отложений А.Д. Архангельской определены споры, характерные для мосоловского горизонта.

В Кажимской опорной скважине отложения эйфельского яруса залегают на пачке аргиллитов нижнего кембрия или венда. Как и в других разрезах, верхняя граница яруса нечеткая и проводится внутри терригенной толщи. Условно к эйфельскому ярусу относится толща песчано-глинистых пород, вскрытых в интервале глубин 2083–1947 м, мощностью 136 м. На глубине 2061–2041 м встречены *Lingula aperta* Batr. и *Bicarinatina* ex gr. *bicarinata* Kut. В интервале 2080–2043 м А.Д. Архангельской определены морские споры, а М.Ф. Жарковой и мегаспоры зоны *Blefatoritales* Dsch. msc. и *Oculotrilites* Dsch. msc., характерные для морского горизонта. На глубине 2018–1985 м теми же исследователями определены споры, характерные для мосоловского горизонта, а в интервале 1983–1945 м – ХУ1 комплекс спор.

На Немско–Лойнинском своде отложения эйфельского яруса в нижней части представлены песчаниками, а в верхней – глинисто-карбонатными породами. Мощность их около 10–15 м. В Рехине, скв. 9, эйфельские отложения выделяются в интервале глубин 2167–2152 м. В интервале 2165–2162 м О.А. Николаевой встречен бийский комплекс спор, а на глубине 2162–2158 м определены брахиоподы – *Emanuelia* cf. *mesodevonica* Ljasch. и остракоды – *Aparchites tuimasensis* Rozhd.; *A. aff. monocornis* L.Eg., *Cavellina explicata* L.Eg., *Microcheilina affinis* Pol.; *Fabalicypis cf. holschumensis* Pol.; *Bairdiocypis aff. biesenbachi* Krömm. и др. Выше (2158–2154 м) найдены *Bicarinatina bicarinata* Kut. и *Paeckelmannia philippovae* Ljasch. (определения авторов и С.И. Шевцова). Перечисленная фауна характерна для бийских и морсовско-мосоловских отложений Русской платформы.

В Фаленках, скв. 10, эйфельский ярус выделяется в интервале глубин 2030–2022 м. Здесь встречены *Emanuelia* ex gr. *mesodevonica* Ljasch. В районе Черной Холуницы, скв. 4, к эйфельскому ярусу по спорам относится пачка песчано-глинистых пород, мощностью 12 м (2003–1991 м).

Севернее и восточнее, в районе скв. 15 Кирс, эйфельские отложения залегают на толще зеленовато-серых и шоколадно-бурых аргиллитов, содержащих прослойки алевролитов и туффитов, выделенной в 1962 г. А.И. Ляшенко в кирсинскую свиту вендского комплекса (1910–1830 м).

Отложения кирсинской свиты содержат отпечатки медузоидов *Bentonellaformis brunsi* M€nner (1863–1846 м) и микрофоссилии, среди которых Е.Д. Шепелевой определены: *Kildinella rotundus* Scher., *K. trivialis* Scher., *Leiopsophosphaera minor* Scher., *L. pelucidus* Scher. Раньше эти отложения относили к верхнебавлинской свите, однако литологически они резко отличаются от последней, залегают трансгрессивно на подстилающих породах, что и явилось причиной выделения их в самостоятельную свиту.

В настоящее время кирсинская свита относится к венду (Аксенов и др., 1967).

В Кирсе эйфельские отложения сложены в нижней части песчаниками, а в верхней – алевролитами и глинами с железистыми оолитами. На глубине 1829–1822 м Н.А. Грачевой определен кальцеоловый комплекс спор, а в интервале 1832–1829 м Д.А. Гроссгейм и Т.Ф. Бартеновой – комплекс спор, близкий к мосоловскому.

В районе Неополья, Зимина и Афанасьева, расположенных уже на восточном склоне Немско–Лойнинского свода, эйфельские отложения также залегают на кирсинской свите и представлены темно–серыми и буровато–серыми глинами с тонким прослоями глинистых известняков. Мощность их в Зимине, скв. 5, около 10 м (2050–2040 м), в Неополье, скв. 2, около 6 м (2095–2089 м), в Афанасееве, скв. 6, около 23 м (2155–2132 м). Нижняя часть разреза охарактеризована смешанным кальцеолово–бийским комплексом фауны, что характерно для алябьевского горизонта Оренбургской области. Здесь встречены: брахиоподы – *Schuchertella eifelensis* Ljasch., *Elythyna rossica* Ljasch., *Athyris subconcentrica* Vern., *Emanuella schurgensis* Ljasch., *E. mesodevonica* Ljasch. и др.; кониконхи – *Contractenus markovskii* G. Ljasch.; кораллы – *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mans., *Favosites goldfussi* Orb.; остракоды – *Meraculum simplex* Mart., *Bairdiocypris gibbosus* Rozhd., *Libumella kirovskensis* Schevtsov, *Bairdiocypris biesenbachi* Kr€mm., *Bairdiella eleganta* L. Eg. В верхней части яруса, в буровато–серых и табачно–зеленых глинах, встречены: брахиоподы – *Chonetes* cf. *chopericus* Ljasch., *Atrypa sokolovae* Ljasch., *Schuchertella* ex gr. *eifelensis* Ljasch.; кониконхи – *Tentaculites* ex gr. *kalugianus* G. Ljasch.; остракоды – *Voronina voronensis* Pol., *Eurychilina mirabilis* Pol., *Quasilites concentricus* L. Eg. Эта фауна, с одной стороны, близка к чернойярской, а с другой – к бийской, что свидетельствует в пользу эйфельского возраста чернойярского горизонта.

### Живетский ярус

Отложения живетского яруса развиты в основном в Казанско–Кажимском прогибе, где они сложены преимущественно песчаниками и алевролитами и почти лишены фауны. По спорам установлено наличие воробьевского, старооскольского и розаевского (муллинского) горизонтов, однако проведение границ между ними затруднено. Мощность живетских отложений колеблется в пределах от 120 м в районе Шурги до 310 м в районе Сырьян, скв. 6, и 205 м в районе Кажима.

На Немско–Лойнинском своде живетские отложения во многих разрезах отсутствуют (Рехино, Фаленки, Черная Холуница и др.) и развиты только на восточном его склоне, в районе Зимина, Неополья, Афанасьева, где они представлены в основном песчаниками.

В Шурге, скв. 1, к живетскому ярусу отнесены песчано–глинистые породы, вскрытые в интервале 2100–1980 м. Фауна представлена филлоподами *Estheria* ex gr. *progrebovi* Lutk., а споры – ХУ комплексом, по С.Н. Наумовой.

В районе Советска (скв. 1) живетские отложения представлены также песчаниками и алевролитами, с прослоями глин и выделяются в интервале 2291–2051 м (мощность 240 м). На глубине 2100–1380 м. А.Б. Филлимоновой определены споры, близкие к старооскольским.

В Шихово–Чепецкой скв. 3 в составе живетского яруса (2410–2258 м) установлены воробьевский, старооскольский и розаевский (муллинский) горизонты. Нижняя часть (2410–2400 м) сложена глинами темно–серыми и зеленовато–серыми, охарактеризованными, по определению Д.А. Гроссгейм, воробьевским комплексом спор. Выше залегают песчаники светло–серые, мелкозернистые, содержащие прослойки зеленовато–серых алевролитов и глин.

На глубине 2364–2357 м Л.Н. Паньшиной определен старооскольский комплекс спор, а также мегаспоры зоны *Pilloancorotriletes* Dsch.msc.; обычно приуроченные

к нижней части старооскольского горизонта. Д.А. Гроссгейм из этого интервала определила комплекс спор, близкий к воробьевскому. Выше, в интервале 2327–2321 м, тем же исследователем определен старооскольский комплекс спор, а в интервале 2304–2298 м – споры, близкие к спорам верхней части старооскольского и нижней части муллинского горизонтов.

На глубине 2269–2264 м Е.Е. Ивановым определена *Lingulipora aff. ovuma* Bat.,<sup>1</sup> близкая к живетской *Lingulipora ovuma* Bat. Севернее, в районе Кинчина (скв. 18), живетский ярус выделяется условно в интервале 2488–2314 м, мощность 174 м, а в районе Сырьян (скв. 6) – в интервале 2428–2118 м, мощность 310 м. Здесь живетский ярус также сложен в основном песчаниками. Покрываются песчаники пачкой туффигов мощностью около 30 м, возраст которых является дискуссионным.

В Кажимской опорной скважине к живетскому ярусу отнесены песчаники, вскрытые в интервале 1947–1742 м. В нижней части (1949–1946 м) встречена воробьевская форма *Lingula rossica* Bat., а в интервале 1933–1930 м А.Д. Архангельской определен воробьевский комплекс спор. К старооскольскому горизонту условно могут быть отнесены отложения, вскрытые на глубине 1930–1810 м. А.Д. Архангельской из интервала 1892–1812 м определены старооскольские споры, а в интервале 1810–1742 м обнаружены розаевские (муллинские) споры.

На Немско-Лойнинском своде живетские отложения установлены только в Кирсе, где они сложены песчаниками (6 м), содержащими, по данным Д.А. Гроссгейм, живетские споры. На восточном склоне свода, в районе Неополя, Зимина, Афанасьева, к живетскому ярусу условно отнесены песчаники, залегающие на эйфеле, мощность их около 30–50 м (Зимино, скв. 5, 2040–2002 м; Афанасьево, скв. 6, 2132–2078 м).

### Верхний отдел

Эффузивная толща<sup>1</sup> (ястребовский горизонт?). В центральной части Казанско-Кажимского прогиба, в районе Сырьян, многими скважинами вскрыта толща эффузивных пород, достигающая мощности 30 м (скв. 4, 2039–2012 м; скв. 6, 2118–2093 м; скв. 12, 2188–2160 м; скв. 20, 2048–2023 м, и др.).

Эффузивные породы в разных скважинах значительно отличаются друг от друга. По данным Н.А. Минского и Р.Н. Валеева, в скв. 4 и 6 они темно-серые, зеленовато-серые, коричнево-зеленые, плотные, нередко с шаровой отдельностью, состоят из обломков кварца и вулканического стекла и представляют собой лавовые туфы, а в скв. 5 – кварцевые порфиры. Возраст эффузивной толщи является дискуссионным.

Так, в скв. 20 (2051–2047 м) в нижней части туффигов А.Д. Архангельской и Л.Н. Паньшиной определен розаевский (муллинский) комплекс спор (комплекс М<sub>3</sub>, по А.Б. Филлимоновой). В скв. 21 споры были встречены в двух образцах из интервала глубин 1872–1865 м. В нижнем Л.Н. Паньшиной определены споры I подкомплекса XIV комплекса, по С.Н. Наумовой (отраденские), а в верхнем образце – комплекс спор живетского облика.

На восточном склоне Воронежского массива, в районе Павловска, также развита эффузивная толща, которая здесь относится к ястребовскому горизонту. Последний рядом исследователей сопоставляется с верхней частью муллинского горизонта и относится к среднему девону, а другими – с нижней частью отраденского (пашийского) горизонта и включается в состав франского яруса.

Необходимы дальнейшие исследования для уточнения возраста указанных отложений. Считаем, что имеющиеся данные свидетельствуют о приуроченности эффузивов к границе между средним и верхним отделами, и их не следует включать в состав розаевского (муллинского) или отраденского горизонта, а нужно рассматривать как отдельную толщу, может быть, соответствующую ястребовскому горизонту.

<sup>1</sup>Эту толщу, по-видимому, следует относить к верхнему девону.

Нижнефранские отложения на исследуемой территории распространены повсеместно, за исключением северной части Немско-Лойнинского свода. В Казанско-Кажимском прогибе они достигают максимальной на Русской платформе мощности - свыше 1000 м (Сырьяны). По принятой нами стратиграфической схеме эти отложения подразделяются на отраденнский, гайнинский, тиманский и хворостанский (усть-ярегский) горизонты.

Отраденнский горизонт. Отложения этого горизонта в Волго-Уральской области были без каких-либо доказательств названы пашийскими слоями. Дальнейшее изучение показало, что так называемые пашийские отложения Волго-Уральской области (пласт  $D_1$ ) древнее пашийской свиты Урала, в связи с чем они были выделены А.И. Ляшенко (1960, 1962 и др.) в отраденнский горизонт.

Наиболее полно горизонт представлен в районе Сырьян, где он имеет мощность от 67 до 110 м (Сырьяны, скв. 6, 2093-1992 м; скв. 16, 2010-1913 м; скв. 17, 1951-1940 м; скв. 20, 2023-1926 м, и др.).

Горизонт сложен в нижней части (около 70 м) песчаниками светло-серыми и зеленовато-серыми, мелкозернистыми, хорошо отсортированными, содержащими прослойки алевролитов и глин. Из этой части разреза многими исследователями определены споры 1 подкомплекса XIУ комплекса, по С.Н. Наумовой, а Л.Н. Паньшиной (1967) выделен I комплекс спор (Сырьяны, скв. 16, 1973-1947 м, и др.). Верхняя пачка отраденского горизонта представлена переслаиванием алевролитов и глин. Алевролиты зеленовато-темно-серые, в различной степени глинистые, слабослюдистые, содержащие растительные остатки. Глины темно-серые, с зеленоватым оттенком, неравнослоистые, с зеркалами скольжения, алевролиты, местами известковистые, с остатками лингул, пеллеципод, филлопод, рыб. Отсюда определены: *Lingula kinelensis* Batr., *Orbiculoidea* sp., *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk., *G. rotundula* Lutk., *Trigonostheria timanica* Lutk., *Svalbardium choprense* Nov. и др. (Сырьяны, скв. 6, 2946-2016 м; скв. 16, 1850-1843 м; скв. 24, 1852-1818 м, и др.). Из этой пачки Л.Н. Паньшиной (1967) выделен II комплекс спор (Сырьяны, скв. 6, 2048-2026 м; скв. 16, 1928-1913 м; скв. 20, 1941-1928 м и др.). Другими исследователями в этих отложениях выделяются споры 2 подкомплекса XIУ комплекса, по С.Н. Наумовой.

Как южнее, так и севернее Сырьян мощность отраденского горизонта сокращается. Так, в районе Советска горизонт выделяется условно в интервале 2051-1982 м, мощность 69 м. В интервале 2050-2014 м встречен характерный комплекс спор. В Шихово-Чепецкой скв. 1 горизонт вскрыт на глубине 2317-2248 м, мощность 69 м; в скв. 2 - в интервале 2250-2200 м, мощность 50 м; в скв. 3 - в интервале 2258-2198 м, мощность 60 м. В скв. 2 в верхней части горизонта М.Ф. Жарковой встречены мегаспоры зоны *Euzoanconotriletes* Dsch. n. sp. (X1 зона), которые обычно и встречаются в верхней части горизонта. В скв. 3, в интервале 2227-2189 м Л.Н. Паньшиной определены отраденские споры.

К северу от Сырьян, в Гавриловцах, отраденский горизонт выделяется на глубине 1139-1042 м.

В Кажиме отраденский горизонт выделяется в интервале 1742-1666 м, мощность 76 м. Здесь так же, как и в Сырьянах, нижняя часть горизонта сложена песчаниками, а верхняя - алевролитами и глинами. В нижней части споры не встречены, а в верхней (1988-1665 м) А.Д. Архангельской определены отраденские споры.

На Котельническом своде отложения отраденского горизонта не установлены, а на Немско-Лойнинском своде они могут быть выделены условно в нижней части верхнедевонских отложений.

Гайнинский и тиманский горизонты. В Казанско-Кажимском прогибе четкое подразделение на гайнинский и тиманский горизонты лучше всего может быть произведено в центральной части (Сырьяны, Иванцовка, Кинчино и др.), где в разрезе имеются два пласта известняков, охарактеризованных фауной. На остальной территории прогиба пласты известняков не обнаружены, и в связи с бедностью фауны в терригенных отложениях выделение дробных горизонтов затруднено.

Гайнинский горизонт хорошо выделяется в районе Кинчина, Сырьян, Иванцовки, где он сложен в нижней части пачкой темно-серых глин мощностью 5 м, а выше — известняками темно-серыми, почти черными, глинистыми, битуминозными, содержащими остатки лингул, пелеципод и других групп фауны. Мощность известняка около 5–10 м. Верхняя часть горизонта сложена глинами и аргиллитами темно-серыми, глинистыми. Мощность горизонта достигает 150 м (скв. 6, 1992–1880 м, мощность 112 м; скв. 7, 2098–1948 м, мощность 150 м; скв. 12, 2083–1986 м, мощность 97 м; скв. 16, 1913–1824 м, мощность 89 м; скв. 20, 1926–1923 м, мощность 103 м и др.). Из нижней части горизонта определены: *Lingula samarica* Batr., *L. schirokovi* Batr., *L. petrenevae* Batr., *L. orbicularis* Bat., *L. cardiformis* El. et Iv., *Leiorhynchus* sp., *Emanuella tenuicosta* Mikr., *Hyolites*, *Conularia* и др. (Сырьяны, скв. 16, 1910–1906 м; скв. 20, 1920–1014 м; скв. 21, 1747–1741 м, и др.). Эта фауна является специфичной, характерной для битуминозных фаций шугуровского типа, однако такие формы, как *Lingula samarica* Batr., *Emanuella tenuicosta* Mikr. и др., являются характерными для гайнинского горизонта Волго-Уральской области, что позволяет отнести содержащие их породы к гайнинскому горизонту. Из этих же известняков Л.Н. Паньшиной выделен III комплекс спор, близкий к спорам 2 подкомплекса XIV комплекса, по С.Н. Наумовой.

В глинах и алевролитах, покрывающих известняк, встречен несколько иной комплекс фауны, среди которой определены *Lingula schirokovi* Batr., *L. modica* Batr., *L. ex gr. muchanovi* Batr., *L. ex gr. volgensis* Batr., *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk., *G. kirkinska* Nov., *Svalbardium choprense* Nov. и др. (скв. 6, 1954–1930 м и др.). Л.Н. Паньшиной из этих отложений выделен IY комплекс спор (скв. 6, 1954–1907 м; скв. 20, 1867–1823 м и др.).

Отложения гайнинского горизонта установлены также на Шихово-Чепецкой площади, где в скв. 1 (2242–2233 м) определены *Lingula caetra* Mikr., *L. cardiformis* El. et Iv. и др., а в скв. 2 (2187–2168 м) определена *Emanuella tenuicosta* Mikr. В районе Советска и Шурги гайнинский горизонт не выделен, однако отложения его, по-видимому, присутствуют в разрезе и относятся к нижней части тиманского (кыновского) горизонта.

В северной части Казанско-Кажимского прогиба отложения гайнинского горизонта установлены в районе Кажима, где в интервале 1616–1606 м в аргиллитах и алевролитах определены: *Lingula orbicularis* Bat., *L. cardiformis* El. et Iv., *L. rotundula* Batr. и другие формы, характерные для гайнинского горизонта.

На Котельничском и Немско-Лойнинском сводах отложения гайнинского горизонта не установлены, хотя возможность наличия их не исключается.

Тиманский горизонт. Согласно решению коллоквиума по стратиграфии франского яруса, состоявшегося в Волгограде в 1966 г., кыновский горизонт переименован в тиманский и так же, как и на Тимане (Ляшенко, 1956, 1964), подразделяется на нижне- и верхнетиманский подгоризонты, или арчединские и кикинские слои. Название "кыновский горизонт" является гомонимом горизонта того же названия нижнего карбона, выделенного на 20 лет раньше (Стратиграфический словарь, 1956). Кроме того, стратотип девонского кыновского горизонта не соответствует требованиям, предъявляемым к стратитомам. Он значительно уступает стратотипу тиманского горизонта Южного Тимана, где последний имеет мощность 180 м и охарактеризован богатой фауной, изученной монографически.

В Казанско-Кажимском прогибе тиманский горизонт сложен преимущественно глинами, содержащими прослой известняков и алевролитов. Мощность его здесь достигает свыше 650 м (Сырьяны). Отложения горизонта широко распространены и отсутствуют только в северной части Немско-Лойнинского свода и, возможно, в центральной части Котельничского свода.

На большей части территории тиманский горизонт может быть подразделен на две или три части. В центральной части Казанско-Кажимского прогиба, в районе Кинчина, Сырьян, Иванцовки, нижнетиманский (арчединский) подгоризонт сложен в нижней части темно-серыми глинами, содержащими пачку известняков темно-серых, почти черных, битуминозных, глинистых, с прослоями темно-серых глин. Мощность известняка в некоторых разрезах достигает 40 м. В более южных разрезах (Советск, Шурга) известняки зеленовато-серые, глинистые, небольшой мощности. В известняках и глинах встречены остатки преимущественно специфичной фауны, характерной для битуминозных фаций — лингул, лиоринхусов, бактринов и др.

Из разных скважин Сырьанской и Иванцовской площадей из глин и известняков определены: *Lingula volgensis* Batr., *L. cf. muchanovi* Batr., *Leiorhynchus uchtensis* Ljasch., *Cyrtospirifer cf. echinosus* Ljasch., *Avicula aviculoides* Wen., *Homoctenus tikhyi* G. Ljasch. (Сырьяны, скв. 12, 1979–1957 м, скв. 20, 1813–1800 м; Иванцовка, скв. 24, 1698–1682 м, и др.). Перечисленная фауна характерна для нижнетиманского подгоризонта. Л.Н. Паньшиной в указанных отложениях выделен У комплекс спор.

Салманские слои. Выше залегает толща переслаивания алевролитов и глин серых и зеленовато-серых. В наиболее полных разрезах наблюдается переслаивание двух-трех пачек алевролитов и такого же количества глин. Глины темно-серые и зеленовато-серые, с оскольчатой, листоватой или скорлуповатой текстурой, тонкоотмученные и алевролитистые, участками известковистые, с редкими остатками лингул, пелелипод, филлопод, кониконх, остракод и других групп. Алевролиты серые и зеленовато-серые, прослоями глинистые, тонкослоистые, слюдястые, с большим количеством растительных остатков, участками пропитаны нефтью. Эти отложения были названы авторами салманскими слоями (Ляшенко, 1964; Паньшина, 1967). Мощность салманских слоев на Сырьанской площади около 100–200 м (скв. 12, 1900–1768 м; скв. 6, 1830–1625 м; скв. 16, 1748–1598 м; скв. 20, 1759–1578 м, и др.). Из разных скважин в отложениях салманских слоев встречена фауна *Lingula syriana* Batr., *Lyroasmussia vulgaris* Lutk., *Gl. excentrica* Lutk. и др. В скв. 12 (1837–1819 м) встречены *Homoctenus cf. tikhyi* G. Ljasch., *Cavellina devoniana* Eg., *S. uchtensis* Eg. и др. Л.Н. Паньшиной из этих отложений выделен У1 комплекс спор (скв. 6, 1811–1706 м; скв. 16, 1717–1609 м; скв. 20, 1701–1595 м, и др.). Аналоги салманских слоев встречены южнее, на Шихово-Чепешкой площади, где они имеют мощность около 20 м.

Верхнетиманский (кикинский) подгоризонт. Вышележащие отложения представлены глинами зеленовато-серыми, темно-серыми и шоколадно-коричневыми, тонкоотмученными и алевролитистыми, с тонкими прослоями мергелей и известняков. Мощность горизонта в наиболее полных разрезах достигает 420 м (Сырьяны, скв. 5, 1850–1420 м; скв. 6, 1625–1240 м, мощность 385 м; скв. 12, 1768–1368 м; мощность 400 м, и др.). К сожалению, здесь эти отложения плохо охарактеризованы керном, поэтому описание горизонта лучше начать с Кажимской опорной скважины, где он хорошо представлен керном и содержит сравнительно богатую фауну.

В Кажимской опорной скважине к верхнетиманскому (кикинскому) подгоризонту относятся отложения, залегающие в интервале 1448–1250 м (мощность 196 м). В нижней части (мощность 120 м) подгоризонт сложен аргиллитами темно- и зеленовато-серыми, сланцеватыми, тонкоотмученными и алевролитистыми, переходящими в алевролит, прослоями известковистыми, содержащими тонкие прослои известняка с включениями пирита, с прослоями черных битуминозных сланцев.

В этой толще встречены: *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp., *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch., *H. tikhyi* G. Ljasch., *Pterochaenia ex gr. fragillis* Hall., *Buchiola* sp., *Bactrites* sp., *Gastropoda*, *Brachyestheria orbiculata* Nov. и др. Эта фауна является специфичной, характерной для битуминозных фаций, и близка к фауне средней части шугуровских слоев Волго-Уральской области, сопоставляемой с кикинским подгоризонтом.

Выше (1320–1280 м) залегают аргиллиты зеленовато-серые, алевролитистые, с прослоями алевролитов, тонкослоистые, с раковистым изломом, с прослоями и включениями сидерита с небогатой фауной брахиопод, пелелипод, бактритов филлопод и других групп. Отсюда определены: *Lingula fragillis* Batr., *L. rectangularis* Ljasch., *Pmenia ex gr. striata* Ljasch., *Uchtospirifer timanicus* Ljasch., *Pterochaenia ex gr. fragillis* Buch., *Bactrites* sp., *Brachyestheria orbiculata* Nov., *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk., *Gl. excentrica* Lutk., *Trigonestheria ex gr. timanica* Lutk., *Sphaerestheria celsa* Nov.

В верхней части пачки (1282–1280 м) определены: *Uchtospirifer angulosus* Ljasch., *ten ingriae* Vem., *U. ex gr. timanicus* Ljasch., *U. ex gr. menneri* Ljasch., *Camarotoechia* sp., *Aviculopecten* sp. Перечисленная фауна является характерной для верхнетиманского подгоризонта Тимана и кикинского горизонта Волго-Уральской области.

Верхняя часть верхнетиманского (кикинского) подгоризонта (1280–1250 м) в Кажиме сложена глинами пестроцветными, преимущественно коричнево-бурыми, прослоями зеленовато-серыми, алевролитистыми, содержащими прослои алевролитов и известняков, включения пирита и сидерита и плохо сохранившиеся остатки фауны, пред-

ставленной в основном филлоподами и брахиоподами. Отсюда определены: *Lingula rectangularis* Ljasch., *L. cf. timanica* Ljasch., *Bactrites* sp., *Glyptoasmussia* ex gr. *vulgaris* Lutk., *Gl. excentrica* Lutk., *Sphaerestheria celsa* Nov. и др. Одной из важнейших руководящих форм кикинского подгоризонта является *Lingula rectangularis* Ljasch., встречаемая в ряде образцов. Остальные формы имеют более широкое распространение, что объясняется, по-видимому, недостаточной изученностью фауны.

На Сырьанской площади верхнетиманский подгоризонт сложен аргиллитами зеленовато-серыми, темно-серыми, коричнево-серыми, хорошо отмученными, жирными на ощупь, реже слабоалевритистыми и известковистыми, с включениями пирита и сидерита, с прослоями мергеля и известняка. Мощность горизонта самая большая из известных где-либо и достигает 421 м (скв. 5, 1850-1429 м).

В связи с небольшим выходом керна палеонтологическая характеристика горизонта очень бедная. Здесь встречены кониконхи, брахиоподы, пелелиподы. Из разных скважин отсюда определены: *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch., *Homoctenus tikhyi* G. Ljasch. и др.

Западнее, Шестаки, скв. 2, в интервале 1777,9-1772,2 м, относящемся к верхней части верхнетиманского подгоризонта, встречены *Atrypa* ex gr. *nefedovae* Ljasch., *Uchtospirifer formosus* Ljasch. М.Н. Панышиной и Н.А. Грачевой в скв. 4 (1328,3-1321,28 м) определен комплекс спор, который, по их заключению, сопоставляется с 3 спорово-пыльцевым подкомплексом XIV комплекса, по С.Н. Наумовой.

К югу от Сырьанской площади, в районе Шихово-Чепецких скважин, верхнетиманский подгоризонт хорошо охарактеризован кернами и фауной. Мощность горизонта так же, как и в Сырьанях, достигает 400 м. В скв. 1 подгоризонт вскрыт в интервале 2130-1730 м (мощность 400 м), в скв. 2 - в интервале 2085-1675 м (мощность 390 м). Подгоризонт сложен глинами зеленовато-серыми, прослоями коричнево-бурыми, сланцеватыми, тонкоотмученными, алевритистыми, содержащими линзочки и прослойки известняка. Породы содержат остатки брахиопод, кониконх, пелелипод, остракод и других групп. В нижней части подгоризонта встречены: *Lingula* sp., *Pterochaenia* sp., *Buchiola* sp., *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch., *H. cf. tikhyi* G. Ljasch., *Polycylindrites* sp. (скв. 2, 2042,5-2040,1 м, 2000,1-2004 м). Из скв. 1 (1918-1795 м) определены: *Lingula* sp., *Buchiola* sp., *Pterochaenia* sp., *Homoctenus* sp. и др. В средней части (1805,3-1800 м) Г.П. Ляшенко определены многочисленные остракоды: *Cavellina devoniana* Eg., *C. (Cavellinella) depressa* Pol., *C. aff. tolstichinae* Pol., *Nodella spijarskyi* Mart., *Rectella elata* Zasp., *Bairdia aff. pseudomagna* Stewart et Hendrix и другие формы. В скв. 1 (1852-1844,7 м) определена *Cavellina uchtensis* Eg.

Еще южнее, в районе Советска, в скв. 1, верхнетиманский подгоризонт представлен близкими к описанным выше породами и имеет мощность около 160 м (1386-1726 м). Фауна представлена формами, характерными для шугуровских слоев Волго-Уральской области. В интервале 1773-1757 м определен 3 подкомплекс XIV спорово-пыльцевого комплекса, по С.Н. Наумовой.

На Котельнической опорной скважиной в интервале 1891-1885 м. Они представлены только верхним (кикинским) подгоризонтом. Подгоризонт сложен глинами зеленовато-серыми, участками буровато-серыми, тонкослоистыми, с остатками брахиопод, кониконх, остракод и других групп. Из интервала 1891,8-1885,6 м определены брахиоподы: *Lingula rectangularis* Ljasch., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Hypothyridina praesemilukiana* Ljasch., *Uchtospirifer cf. angulosus* Ljasch. и др.; кониконхи - *Homoctenus cf. kikinensis* G. Ljasch.; остракоды - *Cavellina devoniana* Eg., *Uchtovia polenovae* Eg. и др.

На Сысольском своде, в Опаринской опорной скважине, тиманские отложения залегают на пачке песчаников, по-видимому, отградненского горизонта, в котором определен 1 подкомплекс XIV спорово-пыльцевого комплекса. Они сложены аргиллитами и алевролитами, содержащими прослой мергелей и известняков с фауной брахиопод, кониконх, остракод и других групп. Мощность их около 20 м (1923-1904 м). Отсюда определены: кониконхи - *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch., *Heteroctenus* ex gr. *solnzevi* G. Ljasch.; остракоды - *Cavellina devoniana* Eg., *C. uchtensis* Eg., *Acratia pestrozvetica* Eg. В верхней части фауна имеет переходный тиманско-хворостанский облик.

На Немско-Лойнинском своде тиманские отложения вскрыты большинством скважин и отсутствуют в северной части свода. В районе Уни, скв. 3, тиманские отложения

залегают на маломощной пачке терригенных пород, по-видимому, эйфельского возраста. Здесь развиты морские глинисто-карбонатные отложения архединского и кинского подгоризонта, с нормальной морской фауной. Мощность их небольшая, около 11 м (1983-1972 м). В интервале 1980,4-1976,2 м определены: *Schizophoria kremisi* Ljasch., *Atrypa grossheimi* Ljasch., *Uchtospirifer nalivkini* Ljasch.

Перечисленная фауна является характерной для нижнетиманского (арчединского) подгоризонта. Выше (1972,0-1976,2 м) определены *Spinatrypa ex gr. tubaecostata* Paeck. и *Uchtospirifer formosus* Ljasch., свидетельствующие уже о верхнетиманском возрасте вмещающих отложений.

В районе Рехина и Фаленки тиманские отложения залегают на породах эйфельского яруса и представлены морскими глинисто-карбонатными отложениями с нормальной морской фауной. Мощность их в Рехине около 68 м (2152-2084 м). Здесь присутствуют отложения ниже- и верхнетиманского подгоризонтов. В интервале 2118,4-2114,6 м определены: *Lingula cf. timanica* Ljasch., *Schizophoria cf. kremisi* Ljasch., *Atrypa cf. grossheimi* Ljasch., *Uchtospirifer cf. nalivkini* Ljasch., *Uchtovia polenovae* Eg. Приведенные брахиоподы характеризуют нижнетиманский подгоризонт. В интервале 2090,7-2086,9 м определены: *Lingula cf. parva* Batr., *Uchtospirifer cf. menneri* Ljasch., *Bardia aff. pseudomagna* Stew. et Hetr. Первые две формы характеризуют кинский горизонт, а последняя поднимается в саргаевский горизонт. Верхняя граница горизонта нечеткая.

В Фаленках тиманские отложения представлены алевролитами, аргиллитами и известняками. Мощность их около 16 м (2006-2022 м).

В районе Климковки отложения тиманского горизонта залегают на песчаниках неизвестного возраста, возможно, относящихся к тиманскому или отрадненскому горизонту, а песчаники - на коре выветривания кристаллического фундамента. Мощность тиманского горизонта здесь около 43 м (1926-1883 м). Он сложен в нижней части преимущественно аргиллитами темно-серыми, тонкоотмученными, алевролитистыми и слабослюдистыми, с прослоями алевролита (1926-1912 м). В этих породах встречена фауна, преимущественно лингулы, из которых определены *Lingula fragilis* Batr., *L. tarda* Batr. и др. Перечисленная фауна обычно встречается в верхнетиманском подгоризонте Волго-Уральской области. Из этой же пачки в интервалах 1927,0-1920,8 и 1914,3-1912,1 м Н.А. Грачевой определены споры 3 подкомплекса XIV спорово-пыльцевого комплекса, по С.Н. Наумовой.

В районе Черной Холуницы тиманские отложения сложены в нижней части песчаниками светло-серыми и желтовато-серыми, с прослоями глинистых алевролитов, а в верхней части - аргиллитами, алевролитами и известняками. Мощность горизонта 27 м (1984-1957 м).

Из интервала 1960,8-1957,4 м определена следующая фауна: *Lingula ex gr. cardiformis* El. et Iv., *Schizophoria cf. uchtensis* Ljasch., *Atrypa ex gr. reticularis* Linn. и др.

В Кирсинской скв. 15 тиманские отложения залегают на песчано-глинистых отложениях эйфельского яруса. Они сложены алевролитами и аргиллитами. Алевролиты светло-серые, серые и зеленовато-серые, в различной степени глинистые, слабослюдистые. Аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые, тонкоотмученные и алевролитистые. Встречаются раковины лингул и растительные остатки.

В верхней части развит известняк темно-серый и черный, битуминозный, глинистый, с прослоями черных сланцевых аргиллитов. Мощность подгоризонта примерно 32 м (1816-1784 м).

Хворостганский (усть-ярегский) горизонт. Описываемые отложения, так же как и более молодые - среднефранские, и, по-видимому, верхнефранские, в Кировской области представлены несколькими типами разрезов. В западных разрезах развиты отложения среднерусского типа, в Казанско-Кажимском прогибе - ухтинского типа, а на Немско-Лойнинском своде - близкие к отложениям Волго-Уральской области. Мы считаем нецелесообразным применение уральского названия "саргаевский" горизонт. На западном склоне Урала, в частности в стратотипе, саргаевский горизонт имеет незначительную мощность (4 м), сложен известняками и охарактеризован небогатой смешанной фауной, содержащей кыновские формы (*Uchtospirifer ex gr. purchisonianus* Vem. и др.) и формы, которые обычно принято называть саргаевскими (*Elytha fimbriata* Con. и др.). Если учесть, что по унифицированной схеме (1962-1965 гг.) к саргаевскому горизонту на Русской платформе относится

толща пород мощностью до 135 м, то вряд ли можно предположить, что эти отложения соответствуют стратотипу саргаевского горизонта. Скорее всего со стратотипом саргаевского горизонта на Русской платформе может быть сопоставлена только нижняя, незначительная по мощности часть отложений, относящихся, по унифицированной схеме, к саргаевскому горизонту (новоспасские слои). Вряд ли целесообразно переносить на Русскую платформу название горизонта, стратотип которого имеет во много раз меньшую мощность и стратиграфически составляет только незначительную часть горизонта. Лучше применять региональные названия Русской платформы (хворостанский или усть-ярегский).

В Казанско-Кажимском прогибе хворостанский (усть-ярегский) горизонт распространен не повсеместно, а лишь в южной и центральной частях. Севернее Ивановки, в районе Гавриловцев и Кажима, он размыт. В наиболее полных разрезах хворостанский горизонт имеет наибольшую на Русской платформе мощность, достигающую в Шихово-Чепецких скважинах 1 и 2 135 м (скв. 2, 1690-1555 м). На Сырьанской площади горизонт имеет несколько меньшую мощность (скв. 5, мощность 104 м; скв. 6, 1240-1162 м, мощность 70 м; скв. 17, 1212-1132 м, мощность 80 м). К югу от Шихово-Чепецка (Советск) мощность горизонта также около 80 м (1726-1644 м). Так же, как и на Южном Тимане, горизонт подразделяется на две части: нижнюю (меньшую по мощности) более карбонатную и верхнюю, более глинистую.

Нижняя часть горизонта (новоспасские слои) сложена известняками зеленовато-серыми, микрозернистыми, в различной степени глинистыми, линзовидно-слоистыми, переходящими в мергели и известковистые глины. Мощность их в наиболее полных разрезах достигает 35 м. В Шихово-Чепецкой скв. 2 (1689-1680 м), в скв. 17 Сырьанской площади и в Советской опорной скв. (1728-1686 м) авторами определены: брахиоподы - *Schizophoria iowaensis* Hall, *Chonetes aff. menneri* Ljasch., *Striatoproduc-tus cf. karasikae* Ljasch., *Camarotoechia cf. timanica* Ljasch., *Atrypa cf. tatarica* Ljasch., *Elytha fimbriata* Conr., *Uctospirifer cf. formosus* Ljasch. и др.; кониконхи - *Homoctenus cf. acutus* G.Ljasch., *Styliolina ex gr. gassanovae* G.Ljasch. и др.; остракоды - *Acratia pskovensis* Pol., *Indivisia schigrovskiensis* Pol., *Healdianella zolnensis* Pol., *Franklinella jaregae* Mart., *Rectella elata* Zasp. и др.

Эта фауна является смешанной, она содержит виды, распространенные в нижележащем тиманском горизонте, и формы, встречающиеся в более высоких отложениях хворостанского горизонта, а также некоторые специфичные формы, приуроченные только к этим отложениям, что характерно для новоспасских слоев центральных областей Русской платформы, нижней части усть-ярегского горизонта Ухтинского района (Ляшенко А.И., 1956) и стратотипа саргаевского горизонта Урала. По-видимому, только эта пачка или ее часть может быть сопоставлена со стратотипом саргаевского горизонта.

Верхняя основная часть хворостанского (усть-ярегского) горизонта в Казанско-Кажимском прогибе сложена преимущественно глинами зеленовато- и темно-серыми известковистыми, содержащими прослой мергелей и известняков. Мощность пачки достигает 100 м.

В Шихово-Чепецкой скв. 2 (1564-1560 м), в Сырьанской скв. 6 (1208-1163 м), в Шестаках, скв. 2 (1728-1721 м), в Советской опорной скв. (1680-1652 м) определены: брахиоподы - *Schizophoria timanica* Ljasch., *Chonetes menneri* Ljasch., *Camarotoechia cf. galinae* Ljasch., *Hypothyridina calva* Mark., *Ladogia meyendorffii* Vem., *Lamellispirifer ex gr. novosibiricus* Toll. и др.; кониконхи - *Homoctenus acutus* G.Ljasch., *Heteroctenus solnzevi* G.Ljasch., *Viriatella grachovi* G.Ljasch. и др.; остракоды - *Acratia pskovensis* Pol., *Franklinella jaregae* Mart., *Rectella elata* Zasp. и др. Перечисленная фауна характерна для хворостанского горизонта центральных областей и верхней части усть-ярегского горизонта Тимана.

На Котельничском своде хворостанский горизонт вскрыт Котельничской опорной скв. 1, в интервале 1885-1807 м (мощность 78 м). Нижняя граница нечеткая. Нижняя пачка (1885-1868 м) сложена переслаиванием глин зеленовато-серых, известковистых, мергелей и известняков глинистых и органогенно-обломочных. Встречены брахиоподы: *Schizophoria ex gr. iowaensis* Hall, *Camarotoechia cf. timanica* Ljasch., *Ladogia meyendorffii* Vem., *Atrypa nalivkini* Ljasch., *Auchtensis* Ljasch., *Elytha fimbriata* Conr., *Uctospirifer ex gr. tichonovitschi* Ljasch., *Cyrtina cf. rossica* Ljasch. и др. Эта фауна характерна для новоспасских слоев и нижней части усть-ярегского горизонта Тимана.

Верхняя часть хворостанского горизонта (1868–1807 м) сложена в основном известняками серыми, желтовато- и зеленовато-серыми, микрозернистыми, часто водорослево-строматопоровыми, с прослоями зеленовато-серых и темно-серых глин. Эта пачка охарактеризована брахиоподами, кораллами, кониконхами, остракодами и другими группами.

Из нижней части (1868–1842 м) определены: *Camarotoechia cf. aldoga* Nal., *Ladogia meendorffii* Vem., *Atrypa cf. richthofeni* Kays., *A. velikaja* Nal., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll и др., кониконхи *Heteroctenus solnzevi* G. Ljasch. и др. В верхней части (1840–1807 м) фауна беднее и не содержит характерных форм. Отсюда определены: *Atrypa* sp., *Ilmenia* sp., *Lamellispirifer* sp., кораллы – *Philipsastrea sedgwicki* Ed. et H., *Stromatopora* sp. По облику эта фауна близка к хворостанской.

На западном склоне Сысольского свода, в Опаринской опорной скважине, хворостанский горизонт вскрыт в интервале 1904–1847 м. Горизонт также подразделяется на две пачки – нижнюю, более глинистую (14 м), и верхнюю, в основном карбонатную. Нижняя часть охарактеризована смешанной кикинско-хворостанской, а верхняя – типично хворостанской фауной, в том числе *Schizophoria timanica* Ljasch., *Chonetes menneri* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll и др.

На Неймско-Лойнинском своде хворостанский (усть-ярегский) горизонт развит повсеместно, отсутствует только в районе Лойно.

В разрезах Уни (скв. 3, 1972–1956 м, мощность 16 м), Рехина (скв. 9, 2088–2038 м, мощность 50 м), в Фаленках (скв. 10, 2006–1972 м, мощность 34 м) горизонт сложен преимущественно известняками серыми с коричневатым оттенком и зеленовато-серыми, глинистыми. В Уни (скв. 3, 1971–1960 м), Рехине (скв. 9, 2051–2046 м), в Фаленках (скв. 10, 2007–1983 м) встречается типичная хворостанская и усть-ярегская фауна, в том числе: брахиоподы – *Chonetes menneri* Ljasch., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Hypothyridina calva* Mark., *Atrypa martynovae* Ljasch., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll и др.; кониконхи – *Heteroctenus acutus* G. Ljasch., *Heteroctenus solnzevi* G. Ljasch. и др.; остракоды и другие группы.

Севернее, в районе Климовки, Черной Холуницы и Кирса, хворостанский горизонт сложен преимущественно известняками серыми и темно-серыми с коричневатым оттенком, в верхней части участками окрашенными в зеленовато-серые и фиолетово-коричневые цвета, микрозернистыми, крепкими, неравномерно-глинистыми, линзовидно-слоистыми, желваковидными. Встречаются прослой мергеля и глины. Характерная фауна встречается в Климовке (1885–1879 м), в Черной Холунице (1957–1932 м), в Кирсе (1787–1780 м).

На восточном склоне Немско-Лойнинского свода, в районе Неополья, Зимины, Афанасьева, хворостанский горизонт сложен известняками. В нижней пачке мощностью 4–5 м встречается смешанная кикинско-хворостанская фауна, в том числе: брахиоподы – *Schizophoria cf. uchtensis* Ljasch., *Camarotoechia aff. timanica* Ljasch., *Atrypa tatarica* Ljasch., *Uchtospirifer formosus* Ljasch., *Cyrtina rossica* Ljasch. и др.; кониконхи – *Heteroctenus aff. solnzevi* G. Ljasch.; остракоды – *Bairdia pseudomagna* Pol., *Nodella spijarskyi* Mart., *Rectella elata* Zasp., *Cavellina tolstichinae* Pol., *C. depressa* Pol., *Acratia pskovensis* Eg. и др. (Неополье, скв. 2, 2010–2005 м; Зимино, скв. 5, 1970–1968 м; Афанасьево, скв. 6, 2043–2039 м.). Верхняя часть горизонта в этих скважинах содержит небогатую фауну, среди которой определены: *Chonetes menneri* Ljasch., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Ladogia simensis* Mark., *Atrypa velikaja* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll; кониконхи – *Heteroctenus solnzevi* G. Ljasch. и др., а также остракоды (Афанасьево, скв. 2, 2039–2036 м; Неополье, скв. 2, 2005–1992 м) и др. Самая верхняя часть хворостанского горизонта почти лишена фауны.

#### Среднефранский подъярус

Повсеместно хворостанские отложения перекрываются среднефранскими. В западных районах, на Котельническом и Сысольском сводах, а также в южной части Казанско-Кажимского прогиба, среднефранские отложения близки к рудкинско-семилукским с фауной: *Monelasma wujukovi* Ljasch., *Leiorhynchus rudkini* Ljasch., *Cyrtospirifer ex gr. verneuli* Murch. и др. В центральной части прогиба, в районе Сырьян, хворостанские отложения перекрываются типично доманиковыми с характерной

доманиковой фауной, в том числе: кониконхами - *Homotenus krestovnikovi* G.Ljasch., *Polycylindrites tenuigradatus* G. Ljasch., *Styliolina domanicense* G.L.; гониатитами - *Gephyroceras domanicense* Holz., *G. uchtense* Keys. и др. (Сырьяны, скв. 16, 1101-1097 м; скв. 20, 1114-1104 м, и др.).

На Немско-Лойнинском своде среднефранские отложения имеют переходный характер и содержат смешанную рудкинско-доманиковую фауну в нижней части и семилукско-мендымскую - в верхней. В рудкинско-доманиковых отложениях встречены брахиоподы - *Chonetipustula donensis* Ljasch., *Leiorhynchus rudkini* Ljasch., *Cyrtospirifer* ex gr. *vemeuili* Murch.; кониконхи - *Homotenus krestovnikovi* G.Ljasch., *Styliolina domanicense* G.Ljasch.; гониатиты - *Gephyroceras domanicense* Holz. и др. (Уни, скв. 3, 1956-1933 м; Рехино, скв. 9, 2038-2018 м).

Вышележащий мендымский горизонт в нижней части охарактеризован смешанной семилукско-мендымской фауной, в том числе: *Lingulipora baituganica* Ljasch., *Douvillina* ex gr. *dutertrii* Murch., *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis* Phill., *Chonetes baschkiricus* Ljasch., *Ch. semilukianus* Ljasch., *Chonetipustula petini* Ljasch., *Leiorhynchus rossicus* Ljasch., *Spinatrypa* cf. *semilukiana* Ljasch., *Eoreticulariopsis timanensis* Ljasch., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow. (Уни, скв. 3, 1933-1927 м; Рехино, скв. 9, 2018-2000 м). Наличие смешанного рудкинско-доманикового комплекса фауны в нижней части среднефранских отложений и семилукско-мендымского - в верхней свидетельствует в пользу сопоставления рудкинского горизонта с доманиковым, а семилукского - с мендымским или его нижней частью (без самсоновского горизонта).

## Литература

- Аксенов Е.М., Ляшенко А.И., Солонцов Л.Ф. К вопросу о нижней границе венда в центральных и восточных областях Русской платформы. Автореф. докл. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, № 3.
- Батрукова Л.С. Некоторые лингулиды девона восточных областей Русской платформы. - Труды ВНИГНИ, 1964, вып. 43.
- Бирина Л.М. Основные черты геологического строения северной части Волго-Уральской области. - Труды ВНИГНИ, 1959 а, вып. 25.
- Бирина Л.М. Стратиграфия и литология девонских и нижнекаменноугольных отложений, вскрытых Шихозо-Чепецкими скважинами Р-1 и Р-2. - Труды ВНИГНИ, 1959 б, вып. 25.
- Егорова Л.Н. Остракоды эйфельских отложений Волго-Уральской области в центральных районах Русской платформы. - Труды ВНИИ, 1960, вып. 30. Вопросы нефтепромысловой геологии.
- Жадченко С.К., Давыдов Р.Б. Результаты геологоразведочных работ на нефть и газ по Средне-Волжскому геологическому управлению в 1960 г. и направление их на 1961-1965 гг. - Геология нефти и газа, 1961, № 8.
- Иванова З.П., Ляшенко А.И., Ляшенко Г.П. и др. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Волго-Уральской области. - Геология нефти, 1958, № 7, приложение.
- Ларионова Е.Н. Особенности разреза девона на р. Вятке у г. Советска. - Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1.
- Ляшенко А.И. Биостратиграфия девона Южного Тимана. - Труды ВНИГНИ, 1956, вып. 6.
- Ляшенко А.И. Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы, М., Гостоптехиздат, 1959.
- Ляшенко А.И. Стратиграфия девонских отложений Волго-Уральской области. - Геология нефти и газа, 1960, № 2.
- Ляшенко А.И. Сопоставление девонских отложений центральных и восточных областей Русской платформы и западного склона Урала, М., Гостоптехиздат, 1962.
- Ляшенко А.И. Новые виды девонских брахиопод Русской платформы и западного склона Урала. - Труды ВНИГНИ, 1964, вып. 43.

- Ляшенко А.И., Ляшенко Г.П. К стратиграфии эйфельских отложений Волго-Уральской области. - Труды ВНИГНИ, 1966, вып. 51.
- Муравьев И.С. Живетские и нижнефранские отложения северной части Татарии и прилегающих районов Кировской области и Удмуртии. - Уч. зап. Казанск.ун-та, 1958, т. 116, кн. 12. Геология.
- Нечитайло С.К. Основные черты геологического строения северо-восточной части Русской платформы, перспективы нефтеносности и направление нефтепоисковых работ. - Труды ВНИГНИ, 1960, вып. 31.
- Паньшина Л.Н. Спорово-пыльцевые комплексы нижнефранских отложений Сырьанской площади в Кировской области. - Труды ВНИГНИ, 1967, вып. 52.
- Поленова Е.Н. Остракоды девона Волго-Уральской области. В кн.: "Фораминиферы, радиолярии и остракоды Волго-Уральской области". - Труды ВНИГНИ, новая серия, 1955, вып. 87.
- Решения совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, состоявшегося в Москве при ВНИГНИ с 12 по 20 февраля 1960 г. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. Л., 1965.
- Середа Т.Т., Эллерн С.С., Ляшенко А.И. Девонские отложения. В кн.: "Геология СССР", том XI. М., "Недра", 1967.
- Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девонская система. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Тихий В.Н. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. - Труды ВНИГНИ, новая серия, 1957, вып. 106.
- Тихонович Н.Н. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Тяжева А.П., Рождественская А.А., Чибрикова Е.В. Брахиподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л., 1968.
- Филиппова М.Ф. Особенности девонских отложений в разрезах Ивановской и Вожгальской скважин. - Труды Московского филиала ВНИГНИ, 1949, вып. 1.
- Эллерн С.С., Шевцов С.И., Иванов Е.Е. Об эйфельских отложениях южной части Казанско-Кировской впадины. - Труды ВНИГНИ, 1959, вып. 19.

В.С. Губарева

Восстановление условий, при которых происходило образование пород на той или иной территории в отдельные отрезки времени, имеет большое значение для выяснения истории геологического развития района. Отложения нижнего карбона в Урало-Поволжье представлены преимущественно толщами морского происхождения. Таким образом, прослеживание истории геологического развития этого региона в раннем карбоне подразумевает в первую очередь восстановление характера морских бассейнов, существовавших здесь в отдельные отрезки турнейского, визейского и наюрского веков.

Большое значение для расшифровки условий образования толщ морского генезиса имеет анализ встреченной в них фауны. С помощью фаунистических остатков ус-танавливаются такие черты, как соленость, освещенность и температурный режим вод бассейна, развитие в нем условий окислительной или восстановительной среды. Наряду с этим анализ фауны дает возможность выявлять связи морского бассейна изучаемого района с морями, существовавшими на прилегающих территориях. Прослеживание миграции фауны во времени и пространстве позволяет показать направление распространения морских трансгрессий или сокращение размеров моря. Установленная преемственность состава фауны из отложений того или иного стратиграфического подразделения от предшествующего ему позволяет сделать совершенно определенный вывод о невозможности существования между отложениями этих подразделений регионального перерыва на рассматриваемой территории.

Настоящая статья основана на материалах по стратиграфии и фауне нижнекаменноугольных отложений основной части территории Волго-Уральской области. Рассматриваемый нами район в современном структурном плане ограничен на западе бортами Мелекес-Радаевской впадины и Казанско-Кажимского прогиба, на севере - южными склонами Котельничского, Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов, на востоке - западным склоном Пермско-Башкирского свода, а на юге - северным склоном Жигулевско-Пугачевского свода.

Таким образом, район исследования включает юго-западную часть Верхне-Камской впадины, Мелекесскую и Бузулукскую впадины, Татарский свод и прослеживающуюся между его северной и южной вершинами Камско-Кинельскую систему прогибов. В турнейское и нижневизейское время главным фактором, определявшим историю геологического развития рассматриваемой области, была Камско-Кинельская система прогибов. Сложившись в позднем девоне (Филиппова, 1959), она продолжала сказываться на типе осадконакопления и мощности турнейских и нижневизейских пород. При этом в самих прогибах наблюдалась существенная разница в развитии их северных и южных частей. Прогибы, расположенные на основной части территории Татарии, в Куйбышевской и Оренбургской областях, нами называются южными, северные прогибы развиты в так называемом Можгинском рукаве, расположенном в Удмуртии, а также на северо-западе Татарии.

### Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса на большей части территории согласно залегают на породах фамена. Лишь вдоль северной границы описываемого района наблюдается

<sup>1</sup> В специальных работах по тектонике эти прогибы получили название Муханово-Ероховский и Усть-Черемшанский (южные), Можгинский и Нижнекамский (северные).

выпадение их из разреза, и на размытую поверхность различных горизонтов девона налегают тульские и окские отложения.

При таком характере распространения яруса в целом отдельные его подразделения развиты на территории различно, и это указывается при описании горизонтов. Мощность турнейских отложений в рассматриваемом районе изменяется от 110 до 160 м на сводах. В пределах северной вершины Татарского свода она сокращается от 130 до 50 м в северо-западном направлении. Мощность турнейских отложений в пределах южной части Камско-Кинельских прогибов изменяется от 20 до 80 м, составляет 50-70 м по западному борту и сильно возрастает, нередко до 300-580 м, вдоль восточного борта.

#### Нижнетурнейский подъярус

Заволжский горизонт. Заволжские отложения на территории Урало-Поволжья распространены почти повсеместно. Их частичное или полное отсутствие наблюдается в некоторых осевых разрезах южной части прогибов и на северной вершине Татарского свода.

На большей части территории Урало-Поволжья вне Камско-Кинельских прогибов заволжские отложения представлены светлоокрашенными, иногда кремнистыми, глинистыми и доломитизированными известняками с прослоями доломитов и мергелей. Мощность их 30-80 м, в отдельных разрезах она достигает 150-180 м; полагают, что это связано с рифогенной природой их образования (Антропов, 1962; Грачевский, 1963). В разрезах, развитых в южной части Камско-Кинельских прогибов, заволжский горизонт сложен чередованием битуминозных известняков и кремнисто-глинисто-карбонатных сланцев. Мощность его здесь изменяется от 20 до 70 м.

В основании осевых разрезов карбона северной части Камско-Кинельских прогибов залегает толща, представленная черными плитчатыми и листоватыми известковистыми аргиллитами, включающими прослой темно-серых глинистых известняков. Толща содержит многочисленные обломки и отпечатки брахиопод и гониатитов, нередко пиритизированные. В нижней части этих пород Т.В. Бывшей встречен споровый комплекс, который характерен для заволжского горизонта: *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *Trachytriletes lasius* Naum., *Anizozonotriletes cristifer* (Luber) Byvsch. comb. nov., *Hymenozonotriletes lepidothytus* Kedo, *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo (скв. 62 Архангельской площади, глубина 1688,4-1699,7 м). Выше по разрезу определен уже малевский комплекс спор: *Anizozonotriletes cristifer* (Luber) Byvsch. comb. nov., *Lophozonotriletes excicus* Naum., *Hymenozonotriletes pusillitus* Kedo, *H. hyalinus* Naum. var. *toumensis* Kedo, *H. lepidothytus* var. *tener* Kedo, *H. aff. facilis* Kedo, *Lophotriletes atratus* Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum., *St. conformis* Naum., *St. laevigatus* Naum. (скв. 65 Архангельской площади, глубина 1591,3-1603,5 м). Из этой же толщи Е.Г. Миняевой определены фораминиферы: *Parathuramina* ex gr. *cushmani* (Sul.), *Bisphaera elegans* Viss., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Birregularis* Bir., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Earlandia minima* (Bir.), *Ear. elegans* (Raus. et Reitl.), *Glomospiranella rara* Lip., *Tuberitina* sp. (Киевская скв. 8, глубина 1630 м и Областная скв. 120, глубина 1480-1483,5 м). По-видимому, верхняя часть рассматриваемой толщи, к сожалению, ни в одном из изученных разрезов керном не представленная, включает также упинские и нижнечерепетские отложения, так как перекрывается она фаунистически охарактеризованной пачкой известняков черепетского горизонта. Таким образом, здесь развита лихвинская толща, достигающая мощности 325-340 м.

Нижняя граница заволжского горизонта, являющаяся границей между девонской и каменноугольной системами, до самого последнего времени является предметом дискуссий на стратиграфических совещаниях и фаунистических коллоквиумах. Различный литолого-фаунистический состав заволжских слоев сказывается на составе комплексов фауны, встречаемых в отдельных разрезах и районах. Однако к настоящему времени по всем группам фауны установлено принципиальное различие в составе комплексов нижней и верхней частей заволжских слоев.

Нижняя часть заволжского горизонта содержит многочисленные и массовые *Serratoumayella rauserae*, известные еще из фаменских отложений, и впервые появляю-

щиеся мелкие и редкие экземпляры *Quasiendothyra communis*. Здесь же присутствуют однокамерные и примитивные фораминиферы из родов *Bisphaera*, *Archaesphaera*, *Parathuramina* и *Vicinesphaera*. В верхней части заволжских слоев (зоне *Quasiendothyra kobeitusana*) часто встречаются *Quasiendothyra communis* (Raus.) и широкое развитие получают другие многокамерные фораминиферы: *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.), *Q. dentata* Durk., *Q. mirabilis* (N. Tschern.). Многочисленными становятся однокамерные и примитивные фораминиферы. Среди брахиопод в нижней части заволжских слоев еще встречаются представители девонских родов *Cyrtospirifer* Nal. и *Leiorhynchus* Hall. В верхней части, отвечающей зоне *Quasiendothyra kobeitusana*, в фауне брахиопод многочисленными становятся каменноугольные виды, связывающие заволжские отложения с малевско-упинскими. Для заволжского горизонта в целом характерны: *Schuchertella planiuscula* (Sem. et Moell.), *Sch. cf. matyrice* Nal., *Rugosochonetes malevkensis* Sok., *R. melekensis* Julm., *Avonia niger* Gos., *Plicatifera fallax* (P. and.), *Aulacella interlineata* Sow., *Camarotoechia ex gr. livonica* (Wen.), *C. panderi* Moell., *Leiorhynchus baschkiricus* Tschern., *Crurithyris urei* (Flem.), *Mucrospirifer tylothyridiformis* (Krest.), *M. pseudoposterus* Besn., *M. kondrativiensis* Gretsch., *Cyrtospirifer* sp., *Syringothyris* sp., *Fusella* sp.

В сообществе брахиопод заволжских отложений Урало-Поволжья присутствуют виды, появившиеся в девонских отложениях Урало-Поволжья, виды, известные в зоне этрен Западной Европы и восточных районов СССР, а также появляющиеся на этом стратиграфическом уровне эндемичные для Русской платформы виды, что позволяет восстановить следующие общие черты морского бассейна, существовавшего в заволжское время на рассматриваемой территории. Море заволжского времени является унаследованным от фаменского века. Оно было связано, по-видимому, проливами, по которым осуществлялась миграция отдельных видов, с бассейнами Западной Европы и восточных районов СССР. Широкой связи с западом не было, так как в это время на большей части Русской платформы образовалась озерско-хованская толща, не содержащая морской фауны. По-видимому, она осуществлялась через территорию Армении, где известны нормально-морские осадки заволжского времени (Абрамян, 1957). Виды, впервые появляющиеся в заволжском горизонте Урало-Поволжья, а затем широко развитые в малевско-упинских отложениях всей Русской платформы, свидетельствуют об унаследованности морских бассейнов различных моментов раннеурнейского времени и о расширении морской трансгрессии с востока на запад.

В аргиллитах заволжских отложений встречены споровые комплексы, позволяющие параллелизовать их с озерско-хованскими слоями центральных районов Русской платформы.

Малевский горизонт. Отложения малевского горизонта в пределах Волго-Уральской области развиты широко. Они четко выделяются в разрезах, приуроченных к областям поднятий; в прибортовых разрезах южной части Камско-Кинельской системы прогибов отложения малевского горизонта выделяются совместно с упинскими, а в осевых разрезах, как правило, отсутствуют. На севере Камско-Кинельских прогибов эти отложения развиты широко и описаны выше. За пределами прогибов малевский горизонт сложен карбонатными породами: известняками и доломитами, лишь иногда включающими редкие и маломощные терригенные прослои. Мощность его колеблется от 10 до 30 м, а в некоторых разрезах достигает более 100 м. В бортовых разрезах Камско-Кинельских прогибов (южная часть) малевско-упинские отложения представлены пачкой битуминозных пород, состоящей из чередования аргиллитов, известняков и глинисто-кремнистых сланцев; мощность пачки 25-30 м.

Нижняя граница малевского горизонта проводится по массовому появлению бисфер; фораминиферы в этом горизонте однообразны, хотя нередко многочисленны, в ряде случаев являясь порообразующими, они слагают так называемые бисферовые слои. Основная роль в комплексе фораминифер малевского горизонта принадлежит мелким и примитивным формам из родов: *Bisphaera*, *Archaesphaera* и *Parathuramina*. Наиболее часто встречаются: *Bisphaera irregularis* Bir., *B. malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss. Из брахиопод в малевском горизонте встречены: *Rugosochonetes malevkensis* Sok., *Camarotoechia calmiusi* (Liss.), *C. panderi* (Sem. et Moell.), *Paulonia ranovensis* (Peetz), *Punctospirifer malevkensis* Sok. Фауна брахиопод отложений малевского горизонта Урало-Волжской области, как и всей территории Русской платформы, характеризуется эндемичным составом. В большинстве своем она представ-

лена видами, отсутствовавшими в фаменском ярусе девона и появившимися в заволжском горизонте, хотя в последнем встречены и космополитные формы. По-видимому, морской бассейн малевского времени, существовавший на Русской платформе, был обособленным и не имел сколько-нибудь широких связей с другими районами.

**Упинский горизонт.** Отложения упинского горизонта обычно в разрезах тесно связаны с малевскими как по характеру распространения на площади, так и по литологическому составу. Малевско-упинские отложения Камско-Кинельских прогибов и их бортов описаны выше. За пределами прогибов упинский горизонт, как правило, слагают известняки светлоокрашенные, мелко- и тонкозернистые, сильно доломитизированные и переходящие в доломиты. Мощность упинского горизонта колеблется от первых метров до 20 м и иногда увеличивается до 100 м. Фаунистическая характеристика упинского горизонта бедная. Фауна фораминифер нижней части горизонта близка к таковой из малевских отложений, отличаясь лишь некоторым обеднением бисфер. В верхней части упинских отложений появляются уже виды, распространенные в черепетском горизонте: *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и *Spiroplectamina tchernyshinensis* Lip. Брахиоподы упинского горизонта становятся разнообразнее по родовому составу, чем брахиоподы малевских отложений.

В Волго-Уральской области в упинских отложениях встречаются: *Schuchertella senenovi* Sok., *Rugosochonetes upensis* (Sok.), *Plicatifera ivanovi* Sok., *Linoproductus panderi* (Aurb.), *Paulonia media* (Leb.). Фауна брахиопод упинского горизонта свидетельствует о том, что упинское море является унаследованным от малевского и сохраняет характер последнего.

Анализируя приведенный выше литолого-фациальный состав пород, стратиграфическую полноту разрезов, мощность отдельных подразделений лихвинского надгоризонта, становится очевидной обусловленность изменений лихвинской толщи существовавшей на территории Урало-Поволжья Камско-Кинельской системой прогибов, а сами прогибы в турнейское и, как будет показано ниже, в ранневизейское время развивались по-разному в своей южной и северной частях. В осевой части прогибов, расположенных южнее широты г. Казани, в течение всего лихвинского времени сохранялись условия, при которых не происходило компенсации осадками впадин, ожившихся еще в верхнем девоне и испытывавших значительное погружение. Здесь в стратиграфически полном объеме шло накопление заволжских и малевско-упинских отложений, представленных породами доманикового типа, и, как правило, небольшой мощности (Филиппова, 1959; Семихатова и др., 1959).

В прогибах, развитых на территории северо-западной части Татарии, в Удмуртии и на прилежащих участках Пермской области, характер осадконакопления в лихвинское время был существенно другим. Здесь образовалась мощная (до 350 м) карбонатно-глинистая толща, накопление которой происходило в условиях, сходных с теми, которые в южных частях прогибов существовали в елховское время (Губарева, 1966). Характер распространения, фациальный состав пород и восстанавливаемый биоценоз лихвинских отложений этого района достаточно полно отражают генетические признаки толщ, образующихся в условиях застойных иловых впадин (Наливкин, 1956).

За пределами прогибов в лихвинское время накапливались карбонатные илы, характерные для шельфовой зоны открытого моря. Вдоль внутренних бортов прогибов происходило образование мощных рифогенных карбонатных толщ.

#### Верхнетурнейский подъярус

**Черепетский горизонт.** Отложения черепетского горизонта широко распространены в Урало-Поволжье. Они известны в разрезах всех типов, за исключением расположенных в осевой части Камско-Кинельских прогибов, в пределах Оренбургской, Куйбышевской областей и южной части Татарии. В северных частях рассматриваемой территории, а также в ряде крайних к западу разрезов Урало-Поволжья черепетский горизонт имеет двучленное строение: внизу - аргиллитово-алевролитовая пачка с прослоями мергелей и сверху - карбонатные породы. На остальной территории он сложен детритусово-фораминиферовыми, органогенными и мелкокристаллическими известняками. Мощность черепетского горизонта 20-25 м, а иног-

да вдоль внешнего борта Камско-Кинельских прогибов она увеличивается до 70 м. В разрезе черепетский горизонт выделяется либо по появлению черепетского комплекса спор, либо по широкому развитию в толще карбонатных пород фораминифер (*Chernyshinella glomiformis* Lip. и *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip.) при одновременно резком сокращении числа встречающихся видов примитивных однокамерных фораминифер и присутствии единичных экземпляров видов, известных уже в кизеловских отложениях. В терригенной пачке пород черепетского горизонта Т.В. Бывшевой определен спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий параллелизовать нижнюю часть черепетского горизонта Урало-Поволжья с агеевской толщей Подмосквы.

Фауна брахиопод черепетского горизонта содержит: *Regochonetes hardrensis* (Phill.), *Samarotoechia acutirigata* (Kon.), *Fusella tomacensis* (Kon.), *Brachythyris peculiaris* (Schum.), *Punctospirifer partitus* (Portl.), *Palaeochoristites cinctus* (Keys.)

Состав комплекса показывает, что в отличие от нижнетурнейской фауны брахиопод в нем развиты космополитные виды. Это отражает тесную связь черепетского моря, существовавшего на территории Урало-Поволжья, с бассейнами других областей и, по-видимому, свидетельствует о самой широкой морской трансгрессии в турнейском веке.

Кизеловский горизонт. На современном распространении отложений кизеловского горизонта сказался общий подъем Русской платформы, имевший место на грани турнейского и визейского веков. Он привел к размыву кизеловских толщ на большей части территории к северу от широты г. Казани. Южнее кизеловские отложения широко развиты в разрезах сводовых поднятий и на бортах Камско-Кинельских прогибов. Кизеловский горизонт чаще всего представлен известняками органогенно-детритусовыми и водорослево-фораминиферовыми, иногда доломитизированными, с глинистыми примазками и прослоями карбонатных глин. Мощность кизеловского горизонта меняется от 20—40 м на сводах до 85—100 м на бортах Камско-Кинельских прогибов. Фаунистическая характеристика кизеловского горизонта указывает на тесную связь его с черепетским. Так, в нижней части кизеловских отложений среди фораминифер при широком развитии и численном преобладании кизеловских форм присутствуют черепетские виды фораминифер. Кизеловский горизонт характеризуется широким развитием турнейид и присутствием многочисленных плектогир: *Toumayella discoidea* Dain, *T. discoidea* Dain forma maxima, *T. gigantea* Lip., *Plectogyra inflata* Lip., *Pl. recta* Lip., *Pl. tenuiseptata* Lip., *Pl. latispiralis* Lip., *Pl. kosvensis* Lip. и др. Комплекс брахиопод кизеловского горизонта Урало-Поволжья включает: *Lingula mytiloides* Sow., *L. tenuissima* Quenst., *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Leptaenella analoga* (Phill.), *Schuchertella semenovi* (Sok.), *Chonetes dalmanianus* Kon., *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Rugosochonetes hardrensis* (Phill.), *Plicochonetes crassistrius* McCoy var. *minima* Paeck., *Dictyoclostus bristolensis* Muir-Wood, *Buxtonia* (?) cf. *Jithwini* (Liss.), *Bagrasia* cf. *chonetiformis* (Krest. et Kap.), *Dictyoclostus rakovkensis* Gubareva, *Palaeochoristites cinctus* (Keys.), *Spirifer* cf. *attenuatus* Sow., *Spirifer konincki* Dew., *Fusella tomacensis* (Kon.), *F. ussiensis* (Tolm.). Ассоциация брахиопод кизеловского горизонта содержит виды, присутствующие в черепетском горизонте. Это свидетельствует о том, что кизеловский морской бассейн является унаследованным от черепетского. Развитие в нем видов, широко известных в разновозрастных отложениях Западной Европы, Урала и Кузбасса, говорит об обширных размерах существовавшего здесь морского бассейна и о связи его с другими морями.

Характер брахиоподовой фауны и литолого-фациальный состав пород чернышинского надгоризонта позволяют отметить некоторые черты развития Урало-Поволжья в верхнетурнейское время. За пределами прогибов и их бортов шло накопление карбонатных толщ, типичных для эпиконтинентального морского бассейна. Несмотря на существующую нередко пространственную разобщенность участков современного развития чернышинских толщ, их образование происходило в едином, по крайней мере для всей Русской платформы, морском бассейне. Отсутствие в разрезах осевой части южных прогибов черепетского и выпадение в северных ячеях кизеловского горизонта, а также отмеченное выше сокращение площади развития турнейских отложений в целом в северо-западном направлении является результатом действия размыва, имевшего место на грани турнейского и визейского веков. До настоящего вре-

мени в южных частях Камско-Кинельских прогибов нет разрезов, где было бы фаунистически обосновано выделение черепетских отложений; дискуссионным является присутствие здесь и кизеловского горизонта. Возможно, что в этой зоне в чернышинское время сохранялись условия, близкие к существовавшим здесь в лихвинское время, при которых образовалась небольшая по мощности пачка пород, впоследствии уничтоженная размывом. Такое представление о характере седиментации основано на том, что компенсация осадками южных частей прогибов произошла в малиновское время; кроме того, вдоль бортов прогибов прослеживаются участки чернышинских отложений (рифогенные образования?) повышенной мощности.

Образование аналогов агеевской толщи в разрезах северной части рассматриваемой территории свидетельствует о близости береговой линии. По-видимому, и в северных ячеях прогибов в начале черепетского времени также отлагались терригенные породы. Широкое развитие в северных районах нормально-морских известняков верхней части черепетского горизонта как в самих прогибах, так и за их бортами свидетельствует о том, что ко второй половине черепетского времени завершилась компенсация осадками сложившихся здесь в верхнем девоне и существовавших в раннем турне впадин.

### Визейский ярус

Отложения визейского возраста на рассматриваемой территории распространены наиболее широко, но не повсеместно в полном объеме. Меньшим развитием характеризуются отложения малиновского надгоризонта, приуроченные в основном к зоне Камско-Кинельских прогибов. Характер распространения визейских пород обусловлен общим подъемом территории Русской платформы в предвизейское время. Этот подъем привел к сокращению размеров морского бассейна в елховское время и образованию регрессивной радаевско-бобриковской толщи. Отложения второй половины яснополянского времени - тульского горизонта - отвечают началу новой широкой трансгрессии. Литолого-стратиграфический состав и распространение на площади отложений окского и серпуховского надгоризонтов в общих чертах на всей территории остаются постоянными. Таким образом, на основной части района наблюдается трансгрессивное налегание яснополянского надгоризонта на турнейские, а на крайнем северо-западе при выпадении последних из разрезов - на девонские породы. В стратиграфически полных разрезах нижняя граница визейского яруса проводится по появлению фауны брахиопод, характерной для отложений зоны *Productus sublaevis*, визейских остракод и развитию II спорово-пыльцевого комплекса, по Т.В. Бывшевой. Мощность отложений визейского яруса в связи со столь различной стратиграфической полнотой его изменяется от 600-800 м на юге до 180-230 м на севере Камско-Кинельских прогибов и достигает 130-165 м на сводах.

### Нижневизейский подъярус

Елховский горизонт. Развитие отложений елховского горизонта связано с Камско-Кинельской системой прогибов, в южных ее ячеях они достигают максимальной мощности. В северной части прогибов елховский горизонт представлен менее полно, и иногда в разрезах имеются лишь следы его отложений, впоследствии уничтоженных размывом. Сложен елховский горизонт в прогибах темно-серыми, почти черными аргиллитами, слюдистыми, с растительными остатками, с конкрециями сидерита и доломита, с включениями пирита. Иногда в нижней части присутствуют прослойки и пачки мергельно-известняково-доломитовых пород. Мощность елховских отложений в осевых разрезах южных прогибов достигает 150-200 м, на севере - 15-40 м, а на бортах - до 75-100 м; за пределами Камско-Кинельских прогибов они представлены 3-8-метровой пачкой глинистых пород. Елховские отложения, развитые в прогибах, содержат многочисленную морскую фауну, а на площади развития малоомощной пачки пород елховского возраста фауна не встречена. Корреляция разрезов обоих типов проводится по спорово-пыльцевым комплексам.

Фауна фораминифер елховского горизонта встречается в карбонатных прослоях, приуроченных к нижней части его. Основную часть встреченного комплекса фора-

минифер составляют плектогиры с низкими оборотами, относимые к подроду *Spinodothyra* (Решения коолоквиума, 1963), при резком сокращении видов с высокими оборотами из подрода *Latiendothyra*. В отложениях кизеловского горизонта эти обе группы плектогир представлены почти в одинаковом количестве. Значительное место в елховском комплексе фораминифер занимают представители рода *Quasiendothyra* и семейства *Tourmayellidae* встречаются отдельные виды визейских родов *Ammobaculites*, *Lituotubella*, *Hyplophragmella* и *Tetrataxic*.

Из терригенных пород елховского горизонта определены II и III спорово-пыльцевые комплексы, по Т.В. Бывшевой (1957, 1960). Брахиоподы елховского горизонта включают: *Lingula squamiformis* Phill., *L. mytiloides* Sow., *L. tenuissima* Quens., *Orbiculoidea nitida* (Phill.), *Schellwienella* (?) *crenistrina* (Phill.), *Schuchertella bituminosa* (Liss.), *Chonetes dalmanianus* Kon., *Megachonetes syblyi* (Paeck), *M. zimmermanni* (Paeck.), *Rugosochonetes janischevskii* (Tikhy), *R. laquessianus* Kon., *Plicochonetes tricomis* (Sem.), *Pl. waldschmidtii* Paeck., *Pl. zilimi* Nal., *Chonetipustula carringtoniana* (Dav.), *Avonia-kisilica* Nal., *Argentiproductus margaritaceus* (Phill.), *Echinoconchus elegans* (McCoy), *Pustula pustulosa* (Phill.), *P. pyxidiformis* (Kon.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Dictyoclostus* cf. *rosnovae* Sar., *Camarotoechia multirugata* (Kon.), *Spirifer duplicicosta* Phill. var. *orientalis* Semich., *Spirifer konincki* Dev., *Brachithyrina krestovnikovi* Gubareva, *Reticularia elliptica* (Phill.). Присутствие в комплексе кизеловских видов отражает унаследованный характер елховского моря от верхнетурнейского морского бассейна. Состав брахиоподовой фауны, содержащей большой процент видов, известных из одновозрастных отложений других районов СССР и Западной Европы, свидетельствует о том, что море елховского времени, существовавшее на востоке Русской платформы, имело связь с водами других бассейнов. Структурно-фациальные особенности отложений елховского горизонта нами рассмотрены ранее (Губарева, 1966 а, б).

Радаевский горизонт. Отложения радаевского горизонта широко развиты в Камско-Кинельских прогибах и на их бортах к югу от широты г. Казани. В северной части прогибов они встречены в неполном объеме; иногда сохраняются лишь следы их первоначального отложения здесь. Вне прогибов радаевский горизонт развит спорадически и, как правило, выражен маломощной пачкой пород (3-5 м). В отдельных разрезах юго-восточной части Оренбургской области он сложен известняками, а на остальной территории своего развития радаевский горизонт представлен песчаниками с прослоями алевролитов, глин и углистых сланцев. Мощность его достигает 150-200 м в осевой части прогибов и сокращается до 35-70 м на бортах. Фораминиферы радаевского горизонта известны из разрезов, где он слагается известняками, и включают: *Dainella chomatica* (Dain), *Plectogyra* ex gr. *omphalota* (Raus.), *Pl. (Latiendothyra) elegia* (Mal.), *Pl. (L.) spatiosa* (Nal.), *Endothyranopsis* ex gr. *compressa* (Raus.), *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Haplophragmella* aff. *rauserae* Mal., *Tourmayella moelleri* Raus. Брахиоподы редки в радаевских терригенных толщах. Здесь встречены виды, развитые в разрезе карбона Урало-Поволжья с елховского времени: *Lingula squamiformis* Phill., *Rugosochonetes janishevskii* (Tikhy). Остракоды представлены также елховским видом *Quasiparaparchites malinövkensis* Gratch. Т.В. Бывшевой (1957, 1960) из отложений радаевского времени выделены IV и V16 спорово-пыльцевые комплексы.

Литолого-фациальный состав пород радаевского горизонта и отсутствие в них на большей части территории их развития морской фауны указывают на образование этих отложений в обстановке прибрежной равнины. Лишь на юго-востоке, где встречены известняки с фауной фораминифер, сохранялся морской бассейн, воды которого ингрессировали в прилежащие районы, о чем свидетельствуют факты редкого нахождения эврибионтных видов брахиопод в терригенных толщах радаевского времени.

#### Средневизейский подъярус

Бобриковский горизонт. Отложения бобриковского горизонта в пределах Камско-Кинельских прогибов залегают на радаевских. На остальной части территории вследствие континентального перерыва, имевшего место в радаевское время, они перекрывают эродированную на различную глубину турнейскую толщу. Распростране-

ны бобриковские отложения широко; они отсутствуют лишь в некоторых разрезах северного купола Татарского свода и в ряде северных разрезов описываемого региона в пределах Удмуртии.

Бобриковский горизонт сложен песчаниками, чередующимися с алевролитами, реже глинами. В Татарии и Удмуртии в его составе широко развиты угли и углистые сланцы. В юго-восточных районах Татарии (Бетелев, 1961) и на прилежащих участках Башкирии (Виссарионова, 1959), а также в районе Салмыша в пределах Оренбургской области, по данным И.Б. Паланта, в составе бобриковского горизонта указываются карбонатные и карбонатно-глинистые прослои с фауной фораминифер. На всей остальной территории своего развития бобриковские отложения содержат только споры, выделенные Т.В. Бывшевой в Vб комплекс. Мощность горизонта изменяется от 8 до 60 м. Приведенные выше данные о составе пород бобриковского горизонта показывают, что на большей части пространства их образование происходило в условиях прибрежной равнины, и только в крайних юго-восточных районах они имеют морское происхождение.

Тульский горизонт. Этот горизонт в разрезах Урало-Поволжья распространен практически повсеместно и характеризуется, как правило, двучленным строением. Нижняя его часть слагается в основном терригенными породами: глинами, алевролитами, реже песчаниками с прослоями известняков. Верхняя часть, существенно карбонатная, представлена известняками и доломитами с редкими прослоями глин и алевролитов. В северных районах такое подразделение тульского горизонта не выдерживается, он сложен терригенными породами с прослоями доломитов. Мощность горизонта изменяется в разных районах от 10 до 70 м. В разрезе тульский горизонт выделяется либо по фауне фораминифер, встречающейся в прослоях известняков, либо по нахождению У1 спорово-пыльцевого комплекса, по Т.В. Бывшевой (1960).

Отложения тульского горизонта содержат богатую и разнообразную фауну фораминифер. Характерным для комплекса является: преобладание мелких плектогир групп *Plectogyra prisca* и *Pl. similis*, мелких архедискусов из групп *Archaediscus karreri* и *Ar. krestovnikovi* и редких представителей семейства *Fusulinidae*, в котором преимущественно распространены мелкие *Eostaffella prisca*, *E. mediocris*. Фауна брахиопод тульского горизонта представлена видами *Rugosochonetes laquesianus* (Kon.), *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Gigantoproductus mirus* (Frsck.), *Gig. sumbaximus* (Bolsh.), *Spirifer ustyensis* Semich.

Систематический состав фауны тульских отложений указывает на образование их в едином для всей территории Русской платформы морском бассейне, имевшем ограниченную связь с другими районами СССР и Западной Европы. Прослеживаемые с юго-востока на северо-запад изменения литологического состава пород тульского горизонта и его мощности отражают направление распространения морского бассейна в тульское время. При этом в пределах Урало-Поволжья не прослеживается дифференциации на структурно-фациальные зоны, существовавшие здесь в турнейское время и в предшествующие отрезки визейского времени и обусловленные развитием Камско-Кинельских прогибов.

#### Верхневизейский подъярус

Верхневизейские отложения в составе окского и серпуховского надгоризонтов прослеживаются на всей территории Урало-Поволжья. Мощность верхневизейских отложений в общем закономерно увеличивается с северо-запада на юго-восток от 120-160 до 350-420 м. Окские и серпуховские отложения Урало-Поволжья изучены главным образом по разрезам опорных скважин, так как материалами разведочного бурения освещена, как правило, только нижняя их часть - алексинский и реже михайловский горизонты. Южная часть территории наиболее подробно изучена по разрезам опорных скважин Бузудук (Семихатова и др., 1959), Ореховская (Фадеев, 1963), Красная Поляна и др. В средней части района фаунистическое расчленение верхневизейских отложений проведено в разрезе Мелекесской опорной скважины (Семихатова и др., 1959), и имеются материалы по разрезам скв. Сызрань 152 и Ульяновской скв. 1. И даже в этих разрезах не всегда дается детальное расчленение окских и серпуховских отложений на горизонты.

**Алексинский горизонт.** Отложения алексинского горизонта распространены повсеместно. Сложены они в юго-восточных разрезах известняками с подчиненными прослоями доломитов и глин, в районах средней части Урало-Поволжья в их составе преобладают доломиты. В северной части алексинский горизонт представлен преимущественно терригенными породами — глинами и алевролитами. Мощность алексинского горизонта изменяется от 40 до 50 м на юге и от 20 до 40 м в северной части.

Проведение нижней границы алексинского горизонта обосновывается появлением характерной формы *Archaeidiscus moelleri* var. *gigas* Raus., а среди других родов (*Endothyranopsis*, *Eostaffella*, *Pseudoendothyra* и др.) — развитием ряда новых видов. В южных районах в практике проведения границы тульского и алексинского горизонта используется подошва так называемого репера N. Но как показали детальные исследования (Юнусов, Черноморский, 1966), этот репер нельзя считать строго одновозрастным на сколько-нибудь значительной территории. Например, в Башкирии алексинская фауна появляется только в породах, приуроченных к кровле репера. В терригенных породах граница проводится по смене У1 спорово-пыльцевого комплекса, по Т.В. Бывшевой, комплексом спор алексинского горизонта. В целом для алексинского горизонта характерны: фораминиферы — *Archaeidiscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Arch. karreri* var. *fragilis* Raus., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Globoendothyra globulus* (Eischw.) *Eostaffella proikensis* Raus. и другие формы, нередко переходящие из тульских отложений; часты водоросли *Nodosinella* и *Ungdarella*, реже встречаются *Calcifolium okense* Schw. et Bir. Брахиоподы алексинского горизонта включают: *Pliocochonetes parvus* (Jan.), *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Gigantoproductus crassus* (Mart.), *Semiplanus semiplanus* (Schw.), *Striatifera spinifera* Paeck., *Spirifer alexinianus* Semich., *Cleiothyridina expansa* (Phill.). В составе фауны брахиопод одновременно представлены как эндемичные для Русской платформы виды, так и виды, развитые в одновозрастных отложениях Западной Европы. Это отражает наличие оптимальных условий для существования фауны, широкие связи алексинского морского бассейна Русской платформы с морями других районов.

**Михайловский горизонт.** Отложения михайловского горизонта развиты повсеместно. Представлены они переслаиванием доломитов и известняков; среди последних развиты водорослевые разности. В южных районах встречены тонкие прослои палыгорскитовых глин. В центральной части района в составе пород михайловского горизонта преобладают доломиты иногда с включениями ангидритов. Мощность михайловского горизонта от 70–90 м на юге до 80 м в средней части района, иногда она сильно сокращается до 10–15 м в отдельных разрезах на севере.

Резкой смены в фауне фораминифер на границе алексинского и михайловского горизонтов не происходит, и последний характеризуется массовым нахождением *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Lituotubella glomospironoides* var. *magna* Raus., *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl., *Dainella tujmasensis* (Viss.) и др. Многочисленны водоросли *Calcifolium okense* Schw. et Bir. и *C. punctatus* Masl. Брахиоподы михайловского горизонта представлены видами: *Gigantoproductus praemoderatus* (Sar.), *G. moderatus* (Schw.), *G. krasnopol'skyi* (Ein.), *Canclinella undata* (Defr.), *Cleiothyridina variabilis* (Moell.). В целом комплекс эндемичный и не содержит форм, связывающих михайловские отложения Урало-Поволжья ни с какими другими районами, кроме центральных областей Русской платформы.

**Веневский горизонт.** Отложения веневского горизонта в нижней части сложены известняками и доломитами, а в верхней части, особенно в юго-восточных районах, в его составе развиты доломиты и ангидриты. Мощность веневского горизонта 100–130 м в юго-восточной части Урало-Поволжья и значительно меньше (до 40 м) на севере. Для фауны веневского горизонта характерно резко выраженное вымирание многих видов как среди фораминифер, так и брахиопод. Наиболее часто в описываемых отложениях встречаются: *Canclinella undata* (Defr.), *Marginifera praecursor* Semich., *Gigantoproductus* aff. *irregularis* (Jan.), *G. krasnopol'skyi* (Ein.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Cleiothyridina variabilis* (Moll.), *Spirifer pseudotrigonalis* Semich., *Sp. venivianus* Semich.

Основываясь на характере фаунистических сообществ и литологическом составе пород окского надгоризонта, можно отметить следующие черты развития Урало-Поволжья. Алексинское время почти на всей рассматриваемой территории характе-

ризуется развитием известняков, содержащих многочисленную морскую фауну, общую по составу не только с центральными районами Русской платформы, но и с одновозрастными отложениями Западной Европы, и отвечает моменту наибольшей трансгрессии визейского моря. Лишь районы крайнего северо-запада Урало-Поволжья, где встречены терригенные образования алексинского возраста, отражают близость участков суши, существовавшей на севере Русской платформы.

По составу фаунистических комплексов устанавливается непрерывность в смене и унаследованность в характере морских бассейнов михайловско-веневского времени от алексинского времени. Прослой глины и иногда встречающиеся карбонатные брекчии (особенно в михайловском горизонте) свидетельствуют о небольших глубинах бассейна, что, очевидно, связано с небольшими по величине положительными движениями дна. Особенно заметно такое обмеление в районах юго-востока; возможно, что в веневское время оно привело к образованию на отдельных участках условий, близких к лагунным, при которых накопилась толща ангидритов.

Серпуховский надгоризонт. В разрезах Урало-Поволжья отложения этого надгоризонта, как правило, на горизонты не подразделяются. Он характеризуется развитием в юго-восточных районах в основании разреза терригенно-карбонатной ("покровской") пачки пород и доломитов с включениями ангидрита в верхней части. На остальной территории серпуховские отложения представлены доломитами с прослоями известняков и с включениями ангидритов. Мощност серпуховского надгоризонта изменяется в пределах 120-180 м в юго-восточных районах, от 90 до 110 м в центральных частях и уменьшается до 70-50 м к северу.

Фауна серпуховских отложений чрезвычайно однообразна по видовому составу и малочисленна по числу встреченных экземпляров. Фораминиферы серпуховских отложений представлены видами, обычными для окских отложений, на фоне которых появляются некоторые новые виды родов *Asteroarchaediscus* и *Eostaffella* и семейства *Textulariidae*. Фауна брахиопод также бедна и представлена: *Schuchertella portlokiana* (Sem.), *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.), *Striatifera striata* Fisch., *St. striata* var. *einon* Lap., *Cleothyridyna* aff. *tznensis* (Sar.).

В серпуховское время начавшееся ранее обмеление морского бассейна и обособление в нем полузамкнутых участков продолжалось. Это подтверждается развитием в основании серпуховских отложений терригенной "покровской" пачки с обедненной фауной и образованием сверху доломитов, не содержащих фауны.

### Намюрский ярус<sup>1</sup>

Протвинский горизонт. Отложения протвинского горизонта в разрезах Урало-Поволжья развиты широко, их отсутствие указывается на локальных участках в пределах южной и северной вершин Татарского свода. Нижняя граница протвинского горизонта проводится по появлению на фоне доживающих окских форм молодых видов среди фораминифер: *Bradyina* ex gr. *cribriostomata* Raus. et Reitl., *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *Asteroarchaediscus parvus* (Raus.), *Eostaffella pseudostruvei* Raus. Протвинский горизонт представлен известняками, сильно перекристаллизованными, сахаровидными, доломитизированными, и доломитами. Характерны белая и светло-серая окраска карбонатных пород, наличие органогенных и брекчированных прослоев, а также широкое развитие стилолитов и по ним примазок зеленых глин в средней части района (Мелекесс) и темно-серых глин в более северных районах (Удмуртия). Повсеместно, даже в районах, где протвинские отложения согласно перекрываются краснополянскими, отмечается закарстованность пород близ их кровли. При таком

<sup>1</sup> По принятой в настоящее время унифицированной схеме стратиграфии каменноугольных отложений (Решения . . . , 1965) в состав намюрского яруса включен краснополянский горизонт. Однако большинством исследователей на основании фауны фораминифер, а в последнее время и брахиопод (Семихатова и др., 1965) он рассматривается в составе башкирских отложений.

выдержанном по площади литолого-фациальном характере пород протвинских отложений мощность их резко изменчива. В разрезах юго-востока она составляет 20–30 м, в средней части района равна 35–50 м, а в пределах Татарского свода колеблется от 10 до 40 м. Такое изменение мощности протвинского горизонта отражает разную глубину размыва его кровли.

В фауне брахиопод протвинского горизонта наблюдается резко выраженное вымирание. В верхней части протвинских отложений исчезают все типичные нижнекаменноугольные роды брахиопод (Семихатова, 1966). К этому же уровню приурочено появление широко распространенной в среднекаменноугольных отложениях *Brachythyrina pinguisiformis* (Semich.). В протвинском горизонте Урало-Поволжья впервые появляются также *Meekella thomasi* Jan., *Chonetes fenja* Rot., *Gigantoproductus protvicensis* (Sar.), а из подстилающих отложений сюда переходят *Megachonetes simmetmani* Paeck., *Gigantoproductus irregularis* (Jan.), *Striatifera striata* Fisch.

Систематический состав фауны протвинского горизонта свидетельствует о непрерывности перехода от моря серпуховского времени к бассейну намюрского века. Размыв кровли протвинских отложений и приуроченное к этому моменту резкое изменение фауны отражают существенные изменения геологической обстановки. Причиной их является общий подъем территории, который к концу рассматриваемого отрезка времени привел к выводу ее из-под покрова вод.

## Литература

- Абрамян М.С. Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений Армении. Изд. АН Армянск. ССР, Ин-т геол. наук, Ереван, 1957.
- Антропов И.А. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Татарии. – Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 6.
- Бетелев Н.П. Некоторые черты геологической истории Татарии в малиновское, сталиногорское и тульское время нижнекаменноугольной эпохи. – Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Бывшева Т.В. Спорово-пыльцевая характеристика терригенного комплекса пород нижнего карбона Мелекесской и Бузулукской опорных скважин. – Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 6.
- Бывшева Т.В. Спорово-пыльцевые комплексы терригенной части нижнего карбона Волго-Уральской области. – Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 1.
- Виссарионова А.Я. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность. – Труды УфНИИ, 1959, вып. 5.
- Грачевский М.М. Стратиграфические и палеогеографические предпосылки поисков новых залежей в Камско-Кинельской впадине. В сб.: "Геология и нефтегазоносность востока Русской платформы." М., Гостоптехиздат, 1963.
- Губарева В.С. К стратиграфии нижней части карбона Камско-Кинельских прогибов. – Труды ВНИГНИ, 1966а, вып. 51.
- Губарева В.С. К геологической истории Урало-Поволжья на грани турнейского и визейского веков. – Труды ВНИГНИ, 1966б, вып. 57.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Познер В.М. Нижнетурнейские отложения северо-западного склона Камско-Кинельской впадины. – Труды ВНИГРИ, 1957, сб. "Геология и геохимия", 1 (7).
- Познер В.М., Кирина Т.И., Порфирьев Г.С. Волго-Уральская нефтегазоносная область. Каменноугольные отложения. – Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 112.
- Решения коллоквиума по фауне фораминифер. – Вопр. микропалеонтол., 1963, вып. 7.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. Л., 1965.
- Семихатова С.В., Елина Л.М., Рыжова А.А., Бывшева Т.В., Далматская И.И., Доброхотова С.В., Миняева Е.Г., Ростовцева Л.Ф. Материалы к изучению каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., Гостоптехиздат, 1959.

- Семихатова С.В., Семенова Е.Г., Юльметов Ш.Ф., Юнусов М.А. Новые данные по фаунистической характеристике среднего карбона Волго-Уральской нефтегазоносной области. - Труды Куйбышев. НИИ НП, 1965, вып. 29.
- Семихатова С.В. Этапы развития брахиопод и вопросы стратиграфии намюра. - Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1966, т.41, вып. 4.
- Фадеев М.И. Ореховская опорная скважина. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Филиппова М.Ф. К сопоставлению разнофациальных разрезов верхнефаменского подъяруса девона. - Труды ВНИГНИ, 1959, вып. 14.
- Юнусов М.А., Черноморский В.Н. Стратиграфия и фациальные особенности тульского горизонта Западной Башкирии. - Труды ВНИГНИ, 1966, вып. 51.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ  
КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ  
(В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ КАЛИЕНОСТИ)

И.Н. Тихвинский, Б.И. Близеев

Необходимость дальнейшего, более полного выяснения перспектив калиености кунгурских отложений Башкирского и Оренбургского Приуралья, а также восточных районов Среднего Поволжья потребовала обобщения и анализа большого объема накопленного к настоящему времени фактического материала, в том числе и новейшего, что и было сделано авторами статьи.

Первоочередной задачей проведенных исследований, охвативших территорию от широты г. Сарапула на севере до широты несколько южнее г. Уральска на юге, явилась выработка детальной стратиграфической схемы кунгурских отложений указанного региона, на базе которой можно было бы уяснить последовательность событий в развитии кунгурского бассейна данной территории. В качестве основы для этой схемы была принята стратиграфическая схема классического разреза кунгурского яруса, обнажающегося в Пермском Прикамье. Последняя была разработана Н.П. Герасимовым и Е.И. Тихвинской (1934). Наименования пачек иренского горизонта были приняты позднее (Золотова, 1961).

Н.М. Страховым, Д.Л. Степановым, Д.Ф. Шамовым, А.Я. Виссарионовой, Н.Д. Кованько, Ф.Ф. Рыбаковым, Г.С. Порфирьевым и многими другими геологами была доказана возможность повсеместного выделения в кунгурском ярусе платформенной части рассматриваемого региона филипповского и иренского горизонтов. Более или менее однозначно были прослежены в этих пределах их границы.

Однако возможность расчленения иренского горизонта на пачки, известные в классическом разрезе, допускалась по существу лишь И.Н. Тихвинским и Ф.С. Мальковским для востока Татарии, а также В.А. Фроловым и Р.М. Габдрахмановым (1963) для платформенной Башкирии. Толща кунгурских отложений, развитых в Южно-Предуральском прогибе, расчленялась на горизонты лишь условно, причем все соленосные образования всегда относились к иренскому горизонту. Мысль о вероятности филипповского возраста части этих образований была высказана лишь недавно (Фивег, Банера, 1968).

Авторы настоящей статьи проанализировали материалы по нескольким тысячам разрезов кунгурского яруса, вскрытым в пределах Урало-Поволжья. Выбрав из них около 600, позволяющих наиболее полно и разносторонне охарактеризовать кунгурскую толщу по возможности почти всех районов этой территории, авторы произвели послойное сопоставление указанных разрезов в первую очередь по нескольким меридиональным, а затем и широтным профилям. Два таких сопоставления, на которых помещена, однако, лишь небольшая часть скоррелированных разрезов, соответственно - меридиональное и широтное, приведены на рис. 1 и 2. С разрезами, расположенными на профилях, были сопоставлены остальные. В связи с весьма небольшим наличием кернового материала корреляция была произведена в основном по данным электро- и гаммакаротажа. Прделанные сопоставления позволили уверенно проследить на больших пространствах границы филипповского и иренского горизонтов; они же доказали наличие в кунгурской толще ряда весьма выдержанных маркирующих пачек, частью уже известных ранее (нижний и верхний оолитовые доломиты, плейчатые доломиты), частью же выявленных на столь обширных пространствах впервые (прослеженная с севера туйская пачка и др.).

Выявилось, что нижняя граница филипповского горизонта в платформенной Башкирии приурочена к подошве "нижнего оолитового доломита" (репера  $K_4$ ). Отсюда она четко прослеживается к западу и к югу - вплоть до северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, а также к востоку - в пределы Южно-Предуральского прогиба.

Весьма четкой и хорошо улавливаемой оказалась на большей части региона и граница между филипповским и иренским горизонтами, приуроченная в платформенной

Башкирии к кровле пачки "плочатых доломитов". Хорошо отбивается она и в разрезах, вскрытых западнее и южнее. Прослеживание данной границы на восток (см. рис. 2) показало, что в Южно-Предуральском прогибе контакт филипповских и иренских образований находится не в подошве соленосной толщи, как принято считать, а внутри последней. При этом было установлено, что в пределах прогиба филипповский возраст имеет толща солей мощностью до нескольких сотен метров.

Во всех изученных разрезах кровля иренского горизонта более или менее четко отбивается по контакту гипсо-ангидритовой толщи с перекрывающими ее, обычно с размывом, терригенно-карбонатными или красноватыми терригенными отложениями уфимского яруса. Там, где последние отсутствуют, кунгурская толща перекрыта неогеновыми или четвертичными, а на западе местами казанскими образованиями.

В филипповском горизонте почти на всей изученной территории, исключая ее юг, удалось выделить три литологические пачки - нижнюю, среднюю и верхнюю. Пачки эти являются, вероятно, стратиграфическими аналогами соответственно петропавловской, усть-каменской (выделены В.И. Носаль) и михинской (выделена В.П. Пневным) пачек, известных в западной части Уфимского плато. Средняя пачка отличается от двух других либо большим количеством и мощностью гипсо-ангидритовых прослоев, что имеет место на платформе, либо, как это наблюдается в прогибе, наличием мощных линз и пластов каменной соли. В иренском горизонте почти повсеместно удалось проследить аналоги семи его пачек, известных в Пермском Прикамье, а именно (снизу): ледяно-пещерской, неволинской, шалашинской, елкинской, демидковской, туйской и лунежской. Особенно четко на каротажных диаграммах отображается туйская пачка.

Как известно, в Пермском Прикамье четные пачки иренского горизонта представлены доломитами, нечетные - гипсами и ангидритами. Аналогичное сложение они имеют и в северных районах характеризуемого региона. Однако на юге, а также по западному борту Южно-Предуральского прогиба доломитовые пачки постепенно замещаются ангидритами, а в гипсо-ангидритовых появляются линзы, а затем и пласты каменной соли. Последнее особенно характерно для северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, в результате чего здесь нижние шесть пачек иренского горизонта сливаются в единую труднорасчленимую толщу. Она ограничена снизу и сверху карбонатными прослоями: внизу - кровельной части филипповского горизонта, вверху - туйской пачки. Еще южнее, где эти прослои замещаются ангидритами, рассматриваемую часть иренского разреза удается проследить благодаря наличию в сплошной соляной толще ангидритовых прослоев, соответствующих верхней части филипповского горизонта и туйской пачке.

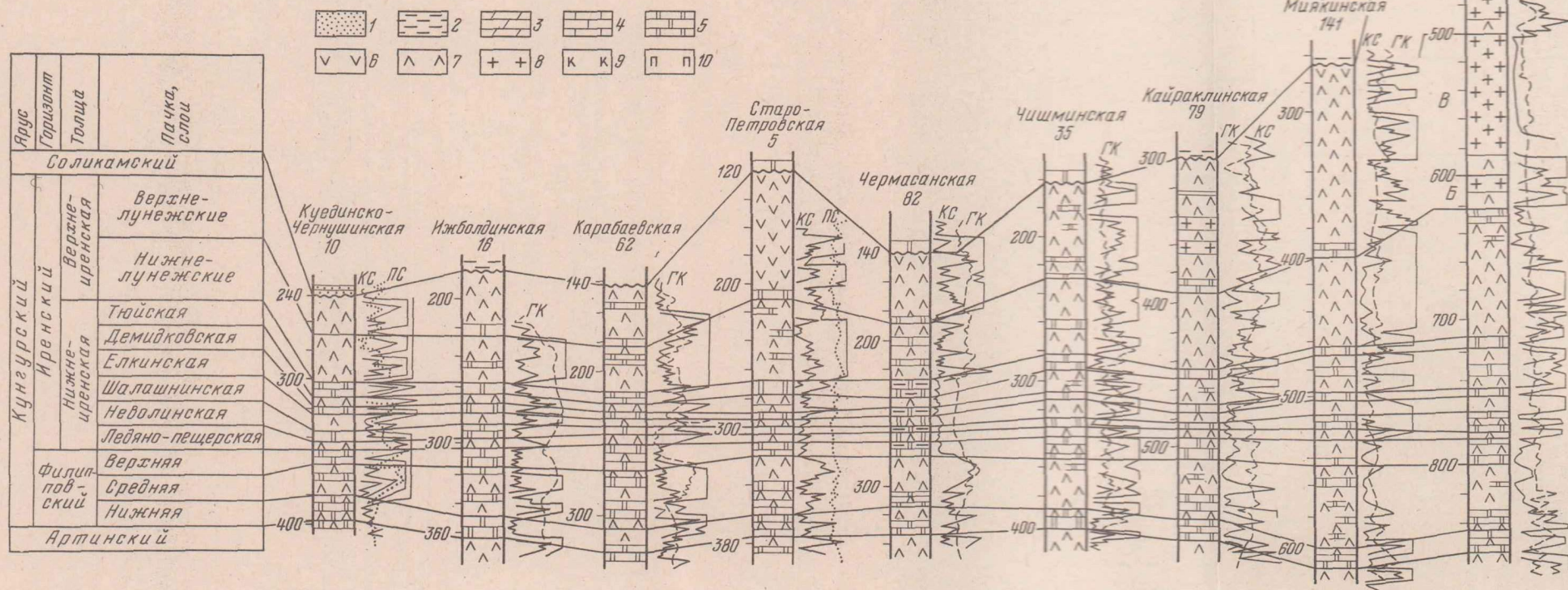
Лунежская (седьмая) пачка иренского горизонта по направлению к югу от Пермского Прикамья становится все более мощной. Одновременно в ней начинают появляться вначале линзы, а затем и все более мощные пласты каменной соли. На юге региона, а также в Южно-Предуральском прогибе мощность пачки достигает нескольких сотен метров, причем здесь она нередко представлена почти нацело каменной солью.

Практическая невозможность прослеживания в разрезах, вскрытых на юге изученного региона, обособленных друг от друга нижних шести пачек иренского горизонта, а также наблюдаемые здесь большие мощности лунежской "пачки" потребовали расчленения иренского горизонта на две толщи - нижнеиренскую и верхнеиренскую. К первой отнесены суммарно отложения, соответствующие по времени накопления шести нижним пачкам иренского горизонта классического разреза, ко второй - возрастные аналоги лунежской пачки этого разреза. Наименование "толща", а не "пачка" для рассматриваемых двух частей иренского горизонта является более приемлемым, так как пачкой, согласно правилам стратиграфической классификации, может именоваться лишь небольшая по мощности совокупность слоев.

Большие мощности верхнеиренской толщи, достигающие в северной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы свыше 1000 м, а в южной части Южно-Предуральского прогиба местами 2000 м, вынуждают к подразделению указанной толщи на нижне- и верхнелунежские слои. Граница этих слоев проведена по подошве выдержанного в пространстве прослоя доломита, к югу замещающегося ангидритом. Указанный доломитовый прослой хорошо отображается на электро- и гамма-каротажных диаграммах.

Рис. 1. Сопоставление разрезов кунгурского яруса юга Пермской области и платформенной Башкирии (меридиональное)

1 - песчаники; 2 - глины; 3 - мергели; 4 - известняки; 5 - доломиты; 6 - гипсы;  
7 - ангидриты; 8 - каменная соль; 9 - калийные соли; 10 - полигалитовые породы



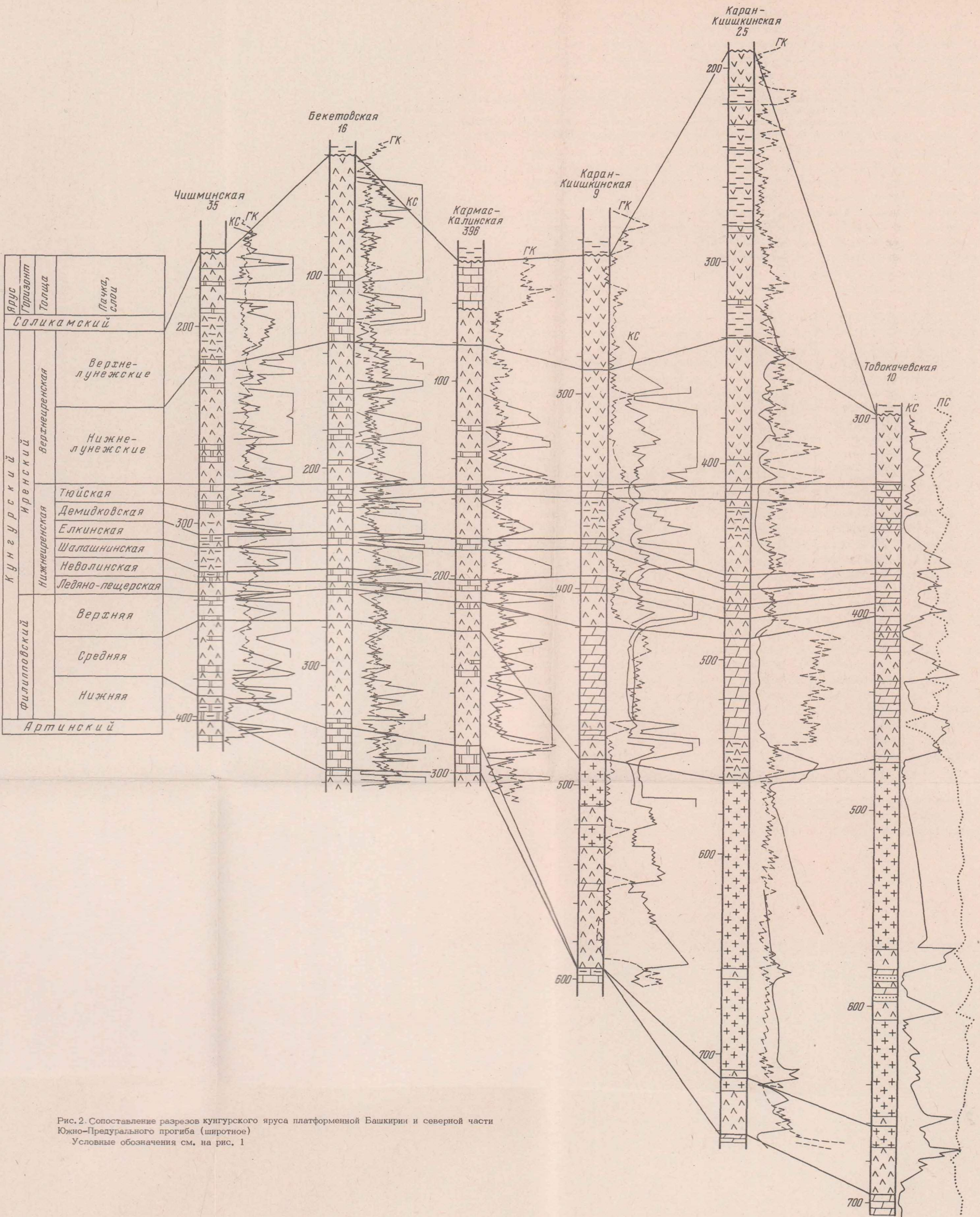


Рис. 2. Сопоставление разрезов кунгурского яруса платформенной Башкирии и северной части Южно-Предурального прогиба (широтное)  
Условные обозначения см. на рис. 1

Юго-восточный склон  
Русской платформы

Южно-Предураль-  
ский прогиб

Северная  
прибортовая часть  
Прикаспийской  
синеклизы

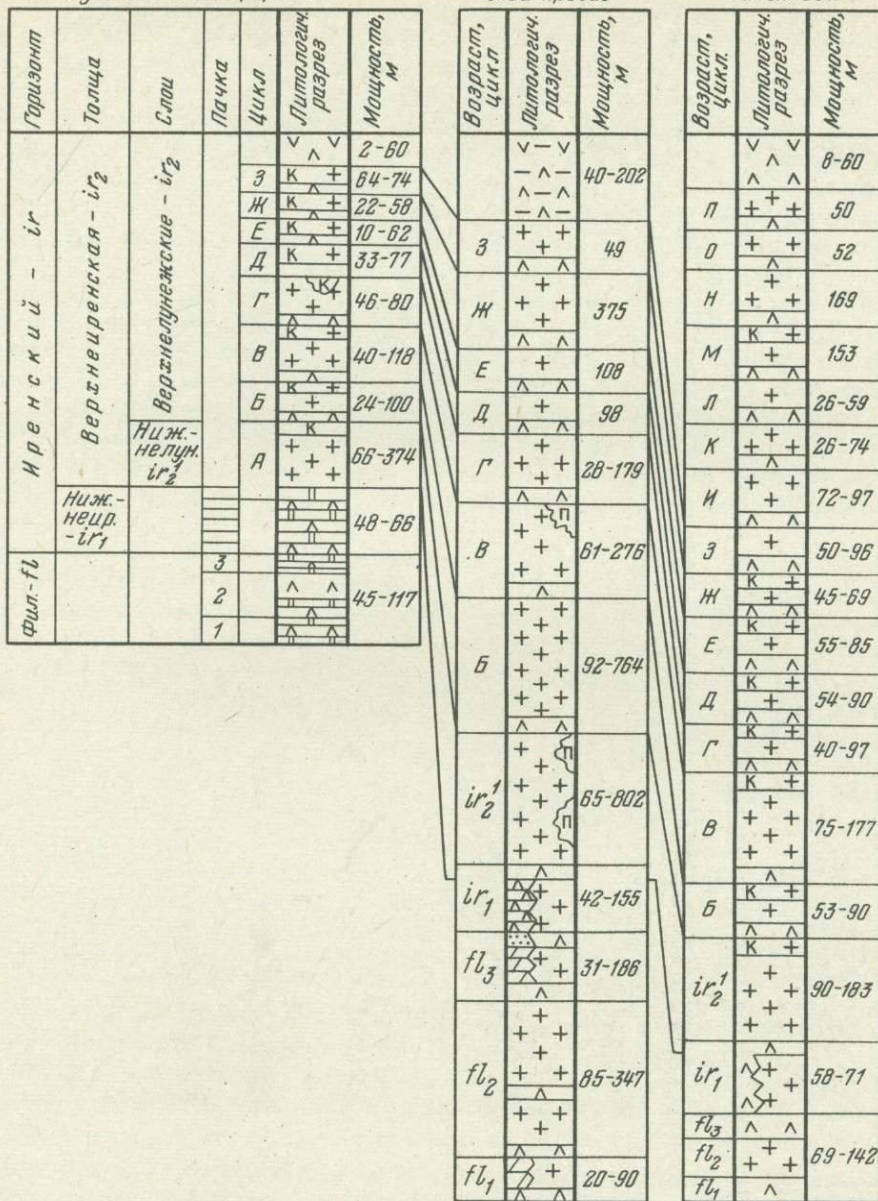


Рис. 3. Сводные разрезы кунгурского яруса  
Условные обозначения см. на рис. 1

В соленосных разрезах верхнеиренской толщи с целью их еще более детальной стратиграфии Б.И. Близеевым был выделен и прослежен ряд выдержанных в пространстве седиментационных циклов, каждый из которых начинается маломощной пачкой ангидрита, а заканчивается мощной пачкой каменной соли (рис. 3). Таких циклов в разрезах иренского горизонта северной прибортовой части Прикаспийской синеклизы было выявлено до 15 (индексированы они буквами, от А до П), а в пределах Южно-Предуральского прогиба до восьми (от А до З). Сопоставление разрезов показало, что циклы, выделенные в разрезах прогиба, и циклы, выделенные в более западных разрезах, имеющие одинаковые буквенные обозначения, слагаются одновозрастными образованиями.

В пластах каменной соли некоторых циклов было установлено наличие калийных солей. Это удалось сделать, используя отчасти литературные источники (Кореневский, 1961; Кореневский, Воронова, 1966), содержащие сведения о калиепроявлениях, выявленных по керну. Отчасти были использованы данные, полученные авторами в результате изучения кернового материала из нескольких скважин, пройденных севернее широты г. Мелеуза в Южно-Предуральском прогибе. Однако подавляющая часть выводов о возможной калиеносности тех или иных интервалов изученных разрезов была сделана путем интерпретации гамма-каротажных диаграмм, произведенной Б.И. Ближевым.

В северном направлении, а также к бортам предгорного прогиба количество циклов сокращается. Причиной этого является замещение (начиная сверху) пластов каменной соли ангидритами и приращение последних вместе с ангидритами, слагающими основания циклов, к покровной гипсо-ангидритовой толще.

В соответствии с произведенной стратификацией, с учетом данных о литологическом составе кунгурской толщи Урало-Поволжья, известном по керну и каротажным диаграммам, авторами составлена серия литолого-фациальных карт и карт мощностей. Анализ указанных карт позволяет уяснить общие черты седиментационной и палеогеографической обстановки в пределах изученного региона в кунгурский век.

Характерно, что на всех картах отображается общая для них закономерность: простирающиеся литолого-фациальные комплексы соответствуют основным контурам крупных тектонических структур, большей частью меридиональных и субмеридиональных.

Из данных карты, составленной для филипповского горизонта (рис. 4), явствует, что вдоль восточного и юго-восточного склонов Урало-Волжской антеклизы развиты глинисто-доломитовые и ангидрито-глинисто-доломитовые образования. Полная мощность горизонта здесь обычно 37–40 м; сокращается она к западу и северо-западу, где филипповская толща, трансгрессивно налегая на сакмарскую, в той или иной мере срезана, кроме того, эрозией в раннеуфимское время. Восточнее расположена зона развития доломитов с прослоями ангидрита и гипса. Мощность горизонта здесь обычно 43–46 м, возрастает она к юго-востоку и югу по мере увеличения количества и мощности прослоев гипса и ангидрита. На моноклинальном склоне Русской платформы (большая часть платформенной Башкирии, Оренбургской области, востока и юго-востока Куйбышевского и Саратовского Заволжья) и в северной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы горизонт представлен доломитово-ангидритовой толщей, мощность которой, равная по периферии этой территории 45–50 м, увеличивается к югу и достигает максимальных значений, равных 96–136 м, в Бузулукской впадине, а также в пределах Салмышской синклинали и южнее.

Вдоль восточной краевой зоны Южно-Предуральского прогиба филипповский горизонт слагается ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами (мощность до 180–238 м). По западному борту прогиба и в северной части Прикаспийской синеклизы узкой полосой протягивается комплекс, представленный ангидритами и гипсами с прослоями каменной соли. Мощность комплекса 100–264 м, причем сокращается она, как правило, над сводовыми частями рифовых массивов. В центральной части прогиба и в более южных районах синеклизы развиты соленосные отложения большой (529–637 м) мощности. В отдельных участках прогиба, в пределах Михайловской площади на севере и района к северу от г. Мелеуза, в средней части филипповского горизонта обнаружены залежи калийных солей. В первом случае это сильвинит, а во втором – полигалит.

Нижнеиренская толща по восточным и юго-восточным склонам Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов слагается чередованием карбонатных, глинисто-карбонатных и гипсо-ангидритовых пород (рис. 5). Полная мощность ее здесь 45–60 м. В этих районах, а также в некоторых участках Бирской седловины по направлению к сводовым частям крупных положительных структур происходит постепенное замещение ангидритов доломитами. В пределах моноклинального склона Русской платформы распространены доломито-ангидритовые отложения мощностью 53–60 м, возрастающей на юго-востоке до 74 м. В северной половине Южно-Предуральского прогиба развиты карбонатно-гипсо-ангидритовые отложения мощностью обычно 63–75 м, литологически сходные с разновозрастными образованиями, наблюдаемыми на моно-

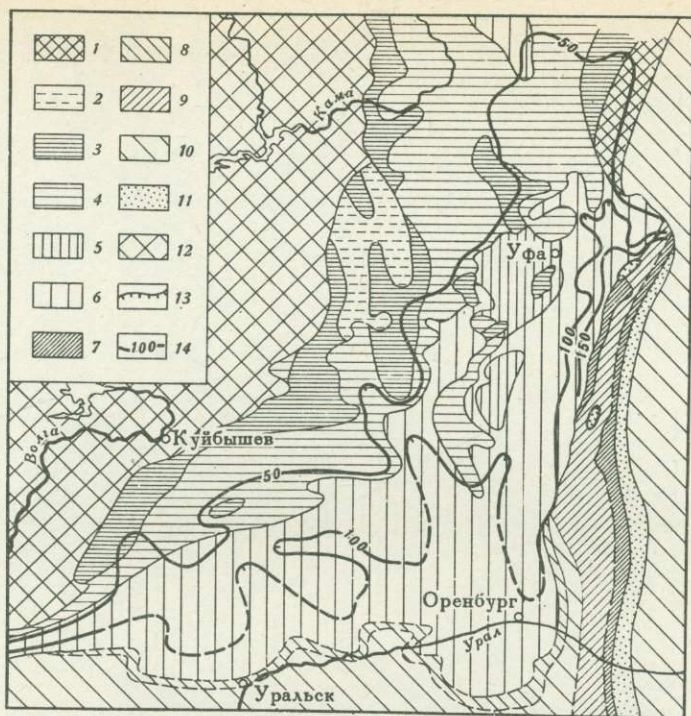


Рис. 4. Литолого-фациальная карта филипповского горизонта

1 - доломиты и известняки брекчиевидные, кавернозные; 2 - доломиты прослоями глинистые, с прослоями мергелей (фация слабо осолоненных участков); 3 - доломиты прослоями глинистые, с прослоями ангидритов и гипсов; 4 - доломиты с прослоями ангидритов и гипсов (3,4 - фации осолоненных участков); 5 - ангидриты и гипсы с прослоями доломитов, мергелей и глин; 6 - ангидриты и гипсы с прослоями доломитов (5,6 - фации сильно осолоненных участков); 7 - ангидриты и гипсы с прослоями каменной соли, глин и мергелей; 8 - ангидриты и гипсы с прослоями каменной соли; 9 - каменная соль с прослоями ангидритов, гипсов, глин и мергелей; 10 - каменная соль с прослоями ангидритов и гипсов солеродного бассейна; (7-10 - фации очень сильно осолоненных участков эпиконтинентального гипса); 11 - песчаники, алевролиты и аргиллиты (фация прибрежной полосы бассейна, прилегающей к разрушающейся горной стране); 12 - территория, в пределах которой отложения горизонта (толщи слоев) отсутствуют; 13 - границы территории, в пределах которой отмечаются калиепроявления; 14 - изопакиты

клинальном склоне платформы, но с большим количеством глинисто-карбонатного материала.

Соленосные отложения преобладают в разрезах нижеиренской толщи, вскрытых в южной половине прогиба (южнее широты г.Стерлитамака), в северной части синеклизы и в пределах узкой изогнутой полосы, протягивающейся от синеклизы на северо-запад по восточному и северному склонам Бузулукской впадины. Представлены они чередованием пачек каменной соли и ангидрита. Мощность толщи в указанных районах 70-120 м, редко до 200 м. В зоне, переходной между областями развития соляных и доломито-ангидритовых отложений, нижеиренская толща представлена ангидритами с одним-двумя пластами каменной соли в верхней своей части.

Наличие калийных солей в нижеиренской толще изученного региона установлено лишь в отдельных участках Южно-Предуральского прогиба (ангидритово-полигалитовые породы в близко расположенных скв. 54, 59, 67 Воскресенской площади и положительная гамма-аномалия в скв. 71 Якуповской площади).

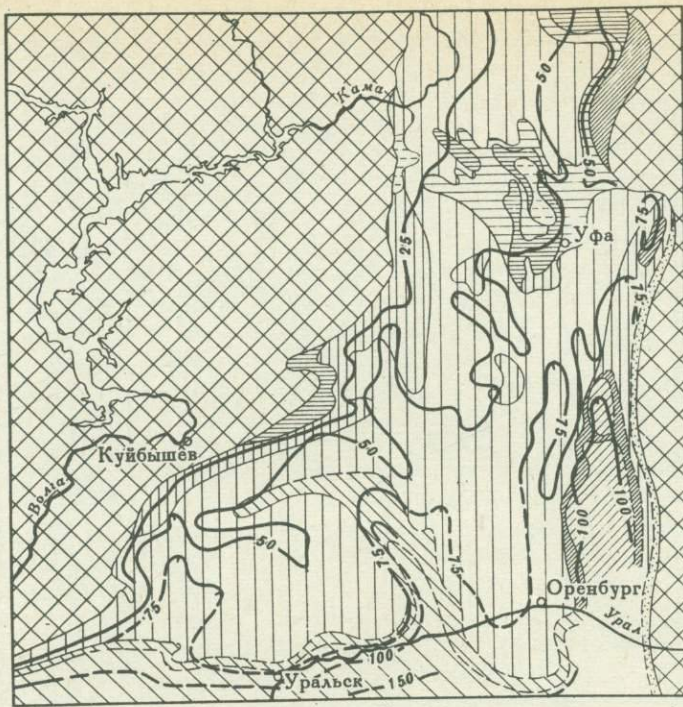


Рис. 5. Литолого-фациальная карта нижнеиртышской толщи  
Условные обозначения см. на рис. 4

Нижнелунеежские слои вдоль юго-восточного склона Урало-Волжской антеклизы, на всем его протяжении от северных границ региона до г. Пугачева на юге, слагаются в основном ангидритами и включают в своей нижней части один-два выдержанных прослоя доломита (рис. 6). Полная мощность слоев достигает здесь 67-76 м. В Западной и Центральной Башкирии отмечаются прослои глин и глинистых ангидритов.

На всей остальной части изученного региона описываемые слои представлены соленосными образованиями, слагающими два территориально разграниченных литологических комплекса - галито-ангидритовый и ангидрито-галитовый. Первый мощностью 44-119 м представлен ангидритами с пластами (до 20-25 м) каменной соли в верхних частях разрезов и приурочен к полосе, переходной между областью развития доломито-ангидритового и ангидрито-галитового комплексов. Второй прослеживается южнее - на большей части Оренбургской области, Куйбышевского и Саратовского Заволжья и северо-западного Казахстана, в пределах юго-востока моноклиналичного склона Русской платформы, в Бузулукской впадине и в южной половине Южно-Предуральского прогиба. Мощность нижнелунеежских слоев, представленных ангидрито-галитовым комплексом, составляет 120-220 м, возрастая в прогибе до 340 м.

В верхней части характеризуемых слоев на широких пространствах территории, в пределах которой эти слои сложены преимущественно каменной солью (кроме Южно-Предуральского прогиба), прослеживается калиеносный горизонт, фиксирующийся однако, как правило, лишь по данным гамма-каротажа.

Верхнелунеежские слои гипсо-ангидритовыми образованиями, в нижней части разрезов с прослоями доломитов, представлены лишь в пределах узкой полосы вдоль восточного и юго-восточного склонов Татарского свода и на территории Бирской седловины (рис. 7). Южнее и юго-восточнее в рассматриваемой части иренского горизонта появляются пласты каменной соли, мощность и количество которых возрастают в этих же направлениях. Так, в центральной Башкирии и в пределах узкой по-

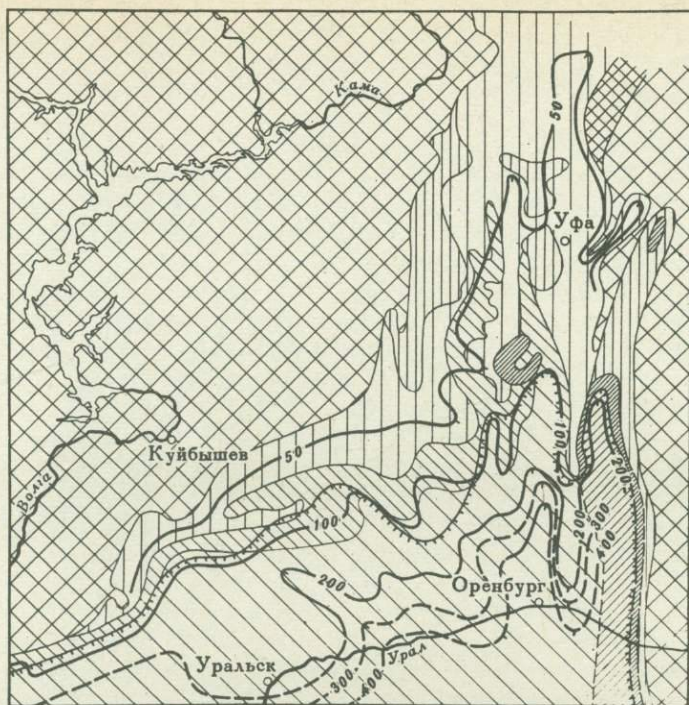


Рис. 6. Литолого-фациальная карта нижнелулежских слоев  
Условные обозначения см. на рис. 4

лосы по юго-восточному склону Урало-Волжской антеклизы развиты ангидриты с двумя пластами (20–35 м) каменной соли. К югу и юго-востоку мощность пластов галита возрастает до 40–90 м. Одновременно до значений свыше 1100 м на севере Прикаспийской синеклизы увеличивается и общая мощность верхнелулежских слоев. Аналогичная картина наблюдается в Южно-Предуральском прогибе, южнее г.Ишимбая, где при общей мощности рассматриваемых слоев от 217 до 1640 м мощность некоторых пластов каменной соли местами возрастает до 300 м и более.

В северной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы и на прилегающей к ней части моноклиналичного склона Русской платформы, обычно там, где мощность верхнелулежских слоев достигает больших значений, к разрезу описываемых слоев приурочен ряд калиеносных горизонтов (см. рис. 3), выявленных в основном по данным гамма-каротажа. Несколько таких горизонтов, содержащих залежи полигалита и зафиксированных по керну, обнаружены авторами и в пределах сравнительно небольшого участка осевой зоны Южно-Предуральского прогиба (севернее г.Мелеуза), на Воскресенской и Мелеузовской площадях.

Судя по приведенным данным, в толще кургурского яруса Урало-Поволжья можно выделить и проследить распространение нескольких групп фаций. Классификация этих групп проведена авторами применительно к тем литологическим особенностям отложений, исходя из характера которых можно судить о степени солености вод тех или иных участков кунгурского бассейна. Необходимость базирования на подобного рода принципе обусловлена тем, что заключение о возможной калиеносности кунгурских отложений того или иного района изученной территории в качестве одного из основных отправных моментов должно предусматривать существование здесь в кунгурском веке участков бассейна с весьма высокоминерализованными водами.

Для кунгурского эпиконтинентального солеродного бассейна авторами выделены следующие группы фаций: а) слабо осолоненных его участков, б) осолоненных участков, в) сильно осолоненных участков, г) очень сильно осолоненных участков и д) при-

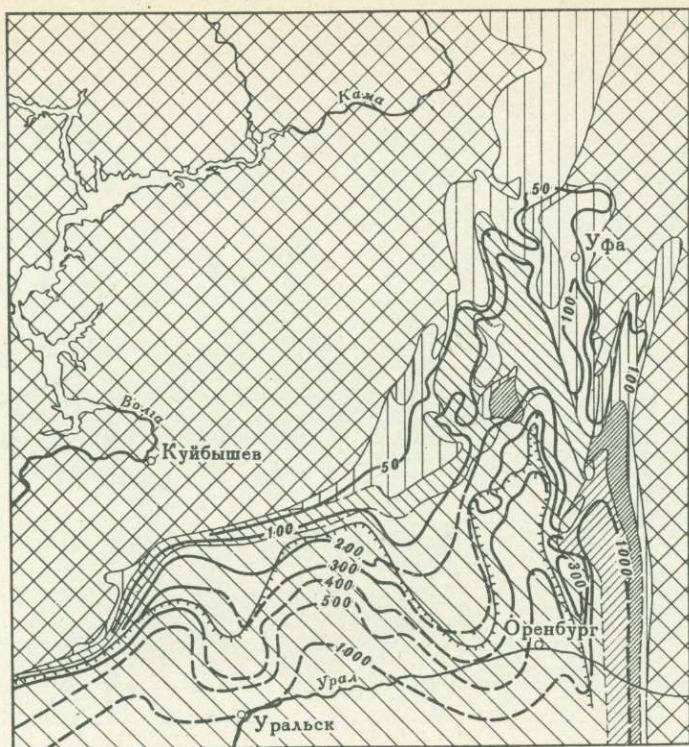


Рис. 7. Литолого-фациальная карта верхнелуненежских слоев  
Условные обозначения см. на рис. 4

режной полосы, прилегающей к разрушающейся горной стране. К первой из названных групп отнесены толщи доломитов, частично глинистых, с прослоями мергелей. К группе фаций осолоненных участков бассейна отнесены толщи, сложенные преимущественно доломитами, с прослоями ангидритов и гипсов, а также с прослоями глинистых и глинисто-карбонатных пород или без них. В группу фаций сильно осолоненных участков бассейна включены толщи, представленные преимущественно ангидритами и гипсами с прослоями доломитов, а также (для отдельных районов) с прослоями мергелей и глин. Образования всех тех толщ, в которых наблюдаются пласты и линзы каменной соли, отнесены к группе фаций очень сильно осолоненных участков эпиконтинентального солеродного бассейна. Группа фаций прибрежной полосы бассейна, прилегающей к разрушающейся горной стране, представлена мощной толщей ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и глин, развитых в пределах узкой полосы выклинивания кунгурских отложений по восточному борту Южно-Предуральского прогиба. В указанной толще путем корреляции разрезов местами удалось наметить приблизительные аналоги почти всех основных стратиграфических подразделений кунгурского яруса.

Ниже излагаются некоторые выводы о палеогеографии и закономерностях осадочного процесса в кунгурском веке на территории Урало-Поволжья, основанные на анализе приведенного выше фактического материала.

В филипповское время вдоль восточного и юго-восточного склонов Урало-Волжской антеклизы располагалась полоса солеродного бассейна, характеризовавшаяся сравнительно слабой осолоненностью (см. рис. 4). Здесь преобладала доломитовая седиментация и лишь эпизодически осаждались сульфаты кальция. Восточнее располагалась полоса, в пределах которой шло накопление образований фаций осолоненных участков бассейна. На обширных пространствах Башкирии, Оренбургской, Куйбышевской и Саратовской областей располагалась зона высокой солености. В Южно-Пред-

уральском прогибе и в северной части Прикаспийской синеклизы господствовали условия очень высокой солености — шло накопление толщи галогенных осадков, в значительной мере и галита, большой мощности. Последнее свидетельствует о весьма заметной тектонической мобильности прогиба и синеклизы уже в филипповское время.

Для раннеиренского времени было характерно повышение солености вод по всей акватории кунгурского солеродного бассейна. Зона сильной солености распространилась почти на всю часть его, расположенную на моноклиномальном склоне Русской платформы (см. рис. 5). Однако наступление господства гипсо-ангидритовой седиментации не было одноактным. Оно трижды прерывалось на значительных пространствах северной части региона преимущественно доломитовой седиментацией, причиной чего было, очевидно, трехкратное усиление поступления менее соленых вод с севера, через пролив, располагавшийся (Фивег, Банера, 1968) между юго-восточной оконечностью Тимана и восточным краем Русской платформы.

Очень высокие значения степени минерализации рассолов наблюдались в раннеиренское время, так же как и в филипповское, в северной части Прикаспийской синеклизы и в Южно-Предуральском прогибе. При этом зона очень высокой солености по сравнению с филипповским временем расширилась. В нее была вовлечена, в частности, изогнутая полоса, протягивающаяся в общих чертах в северо-западном направлении по юго-восточному склону Русской платформы в пределах восточной и северной окраин Бузулукской впадины.

Анализ мощностей нижеиренской толщи свидетельствует о том, что зоны, где располагались очень сильно осолоненные участки бассейна, являлись в тектоническом отношении наиболее мобильными, прогибавшимися в раннеиренское время наиболее интенсивно. Однако общая амплитуда опусканий в раннеиренское время по сравнению с филипповским была меньшей.

В раннелунезское время размеры участков бассейна, которым была присуща очень высокая соленость вод по сравнению с предшествующим временем, продолжали увеличиваться. Образования соответствующих фаций занимают большую часть территории изученного региона, покрытой нижелунезскими слоями (см. рис. 6). Характерно к тому же, что за пределами развития указанных фаций наблюдаются образования фаций лишь сильно осолоненных участков солеродного бассейна. Следовательно, в раннелунезское время водам кунгурского бассейна, располагавшегося в пределах Урало-Поволжья, повсеместно была присуща высокая степень минерализации, достигавшая на больших, внутренних пространствах этого бассейна стадии садки галита. Таким образом, если в отрезки кунгурского века, предшествовавшие раннелунезскому времени, рассолоняющее влияние поступающих с севера менее соленых морских вод нередко оказывалось довольно заметным, причем по всей акватории кунгурского бассейна Урало-Поволжья, то в рассматриваемый отрезок кунгурского века влияние это повсеместно резко ослабло. Восходящие тектонические движения, имевшие место, вероятно, как в области северного пролива, так и в области Татарского свода и Уфимского плато, сбалансировали поступление рассолоняющих вод таким образом, что оно в условиях жаркого и сухого климата начало полностью компенсироваться испарением. Необходимо подчеркнуть, как это показал анализ конкретных разрезов, что расширение зоны распространения вод весьма высокой минерализации шло в северном направлении, т.е. начиная с районов, наиболее удаленных от северного пролива. Широты г.Уфы северные границы указанной зоны достигли примерно лишь к середине раннелунезского времени.

Условия, благоприятные для садки галита, сохранились в центральных областях бассейна почти до конца рассматриваемого времени, причем незадолго до его завершения на юго-восточной части платформы, в северной части синеклизы и кое-где в прогибе минерализация рассолов достигла столь высокой степени, что местами началась кристаллизация сильвина и карналлита (на платформе и на севере синеклизы) и полигалита (в прогибе).

Значения мощностей нижелунезских слоев и особенности изменений этих мощностей в пространстве свидетельствуют о том, что соответствующее время характеризовалось дальнейшим возрастанием прогибания Прикаспийской синеклизы (во всяком случае ее северной части) и Южно-Предуральского прогиба, вовлечением в зону интенсивных прогибаний южной и центральной частей моноклиномального скло-

на платформы, а также постепенным дальнейшим вовлечением в указанную зону западного борта прогиба. Одновременно продолжалась начавшаяся в филипповское время компенсация прогиба и синеклизы.

В позднелунечское время размеры территории, занятой весьма высоко минерализованными водами кунгурского бассейна, вновь увеличились (см. рис. 7). Основной причиной этого в условиях усиления аридизации климата явилась еще более возросшая изоляция эпиконтинентального бассейна Урало-Поволжья, вызванная, очевидно, сокращением ширины и глубины, а к концу иренского времени и полным закрытием северного пролива. Однако влияние периодического поступления менее соленых вод с севера продолжало все же сказываться даже на крайнем юге изученного региона почти до конца позднелунечского времени. Это отобразилось в циклическом строении развитых здесь верхнелунечских образований, в наличии в мощной толще каменной соли целого ряда выдержанных, протягивающихся к северу слоев ангидрита.

Осадочному процессу, который шел в бассейне позднелунечского времени, была присуща весьма важная отличительная черта. В указанное время в пределах северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, прилегающих к ней районов Русской платформы и в некоторых участках Южно-Предуральского прогиба минерализация вод неоднократно достигала, очевидно, столь высоких значений, что создавались условия для осаждения калийных солей (заклучение это основывается пока что, к сожалению, главным образом на данных гамма-каротажа). Подобные условия возникали, как показывает анализ мощностей верхнелунечских слоев, там, где галогенная седиментация шла наиболее интенсивно, где накапливались весьма мощные толщи преимущественно галитового состава, т.е. в пределах участков, тектонически наиболее мобильных, таких как северная прибортовая зона Прикаспийской синеклизы, Бузулукская впадина, Салмышская синклиналь. Как известно, в аналогичной обстановке возникли многие крупные месторождения калийных солей, в частности расположенное несколько севернее изученного региона уникальное Верхне-Камское месторождение. В отношении северной части Южно-Предуральского прогиба необходимо отметить, что, как следует из анализа мощностей верхнелунечских слоев, тектонические опускания в соответствующее время здесь замедлились, и шло в основном лишь заполнение сравнительно неглубокой унаследованной структурной ложбины, компенсация прогиба, завершившаяся в общих чертах к концу кунгурского века.

Произведенный выше анализ литолого-фациальных особенностей отдельных стратиграфических подразделений кунгурского яруса Урало-Поволжья, реконструкция солевой обстановки, имевшей место в кунгурском бассейне изученной территории, и изменений этой обстановки во времени и пространстве, анализ мощностей рассмотренных выше стратиграфических единиц, а также накопленные к настоящему времени пока еще немногочисленные данные о калиеносности кунгурских отложений, известные по керну, позволяют считать наиболее интересными в смысле возможной калиеносности верхнелунечские слои. Особый интерес данные слои представляют в этом отношении в тех районах, где указанные слои представлены наиболее мощной, преимущественно галитовой толщей, а именно на территории северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, Бузулукской впадины и Салмышской синклинали. При этом в отличие от более северных районов аналогичный интерес представляют здесь и верхи нижнелунечских слоев. Что же касается Южно-Предуральского прогиба, то внимание должна привлечь главным образом его южная половина, к югу от г.Стерлитамака. В этой части прогиба в верхах нижнелунечских слоев, а также местами в средней части филипповского горизонта, в нижнеиренской толще и в некоторых циклах верхнелунечских слоев отмечаются залежи полигалита. В северной же половине прогиба калийные соли (сильвинит и карналлит) встречены лишь в филипповских отложениях Михайловской площади.

#### Литература

Варламов Н.П. Калийные соли Башкирии. В сб.: "Химизация сельского хозяйства Башкирии", вып. 1, Уфа, 1959.

- Герасимов Н.П., Тихвинская Е.И. Разрез классического кунгура. - Зап. Всес. минер. об-ва, серия 11, 1934, ч.63, вып. 2.
- Золотова В.П. Верхний горизонт кунгурского яруса Пермского Прикамья. - Уч. зап. геол. фак. Пермского ун-та, 1961, т. 18, вып. 2.
- Корневский С.М. Перспективы калиеносности галогенных отложений кунгура Северного Прикаспия и Южного Приуралья. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 57.
- Корневский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы. М., "Недра", 1966.
- Фивег М.П., Банера Н.И. Палеогеография кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы и Предуралья. - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 1.
- Фролов В.А., Габдрахманов Р.М. Стратиграфия и корреляция разрезов кунгурского яруса платформенной Башкирии и Предуральской депрессии. - Труды УфНИИ, 1963, вып. 11.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА, СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ НЕФТЕПРОДУЦИРУЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ

В.В. Петропавловский, С.К. Нечитайло  
А.Т. Кротович, Ю.Я. Большаков

Урало-Волжская область является одной из наиболее изученных нефтегазоносных провинций Советского Союза, где были применены самые разнообразные методы поисков и разведки. Огромные запасы нефти сосредоточены в большом количестве залежей и месторождений, которые находятся в самых различных геологических условиях и характеризуются разнообразием морфологических типов. Все это вместе взятое позволяет рассматривать Урало-Поволжье как своеобразный опытный полигон для анализа эффективности применения этих методов и вместе с тем объективной оценки тех или иных теоретических предпосылок и гипотез. Такая оценка особенно необходима сейчас, когда перед советской нефтяной геологией стоят важные задачи открытия и освоения новых нефтегазоносных областей в Европейской части СССР, в Сибири и на Дальнем Востоке.

Подобный анализ с достаточной полнотой может быть проведен лишь в рамках капитального исследования. Здесь же сделана попытка хотя бы в самой общей и предварительной форме сформулировать основные выводы, к которым приводит ретроспективный взгляд на историю изучения и освоения Волго-Уральской нефтегазоносной области.

## Некоторые особенности пространственного распределения и динамики формирования залежей нефти и газа

В пределах Волго-Уральской провинции промышленные залежи нефти приурочены к девонским, каменноугольным и пермским отложениям. Выявлено до 54 продуктивных пластов, из которых 13 установлено в девонских отложениях, 31 - в каменноугольных и 10 - в пермских. Исследованиями последних лет доказана нефтегазоносность по существу всего палеозойского разреза; оценка перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойских осадочных толщ (венда и рифея) также весьма обнадеживающая. К настоящему времени в отложениях палеозоя открыто более 550 месторождений, содержащих до 1300 залежей нефти и газа. Крупнейшие из них связаны с терригенными отложениями девона южной половины Татарского свода. Весьма значительные скопления нефти выявлены также в терригенных отложениях нижнего карбона. Карбоатные толщи, слагающие большую часть разреза палеозоя, также концентрируют значительное количество залежей.

Промышленные запасы нефти распределены неравномерно как по разрезу, так и по площади. Половина их содержится в девонских отложениях, причем 49% запасов приходится на терригенные коллекторы. В каменноугольных отложениях сосредоточено более 47% (в том числе в терригенных породах нижнего карбона более 27%) и только немногим более 2% запасов приурочено к отложениям пермской системы. Максимальные запасы (до 50%) сконцентрированы в структурах Татарского свода.

Анализ геологических условий нефтегазоносности палеозойских отложений Урало-Поволжья, показывает, что процесс концентрации нефти в залежах контролируется целым комплексом геологических факторов, основными из которых являются структурно-тектонический, палеотектонический, литологический и гидродинамический. Для двух основных продуктивных горизонтов Урало-Поволжья - пашийского и бобриковского, в которых терригенные коллекторы образуют региональные гидродинамические системы, важнейшим фактором, определяющим распределение залежей нефти, является структурно-тектонический. Соответственно обеспечивается возможность латеральной миграции нефти на значительные расстояния и концентрация углеводородов с крупных

нефтеборных площадей. Эти же условия отчасти способствовали дифференциации нефти по физико-химическим свойствам, изменчивость которых заметно подчинена тем же структурным условиям.

Принципиально иным режимом нефтегазонакопления обусловлено формирование нефтеносных зон, связанных с карбонатными коллекторами в девоне и карбоне. Как правило, залежи нефти и газа в карбонатных толщах располагаются в непосредственной близости от залежей в терригенных толщах или же тяготеют к трассам расколов, флексурных перегибов и линейным зонам трещиноватости пород.

Нефти залежей, приуроченных к отложениям карбона, по-видимому, генерогенны. Наряду с концентрацией в них нефтей, генерация которых была связана с отложениями того же возраста, происходило пополнение этих залежей за счет более древних отложений. В тектонически активных и сильно дислоцированных зонах, находящихся в условиях сравнительно небольших сжимающих давлений, залежи в нижнем карбоне пополнялись нефтями, мигрировавшими из терригенных толщ девона. Так же и в среднем карбоне значительная часть нефти поступала из нижнего карбона. Этот вывод основывается на геологических данных и подтверждается физико-химическими характеристиками нефтей каменноугольных отложений. Изучение тектоники Урало-Поволжья выявляет ряд дизъюнктивных дислокаций, секущих толщи верхнего протерозоя, девона и карбона. Прежде всего назовем крупные линейные зоны нарушений Камского, Шаранского и Бельского разломов. Выявлены многочисленные расколы осадочных толщ меньшего порядка на западном склоне Татарского свода, на моноклинальном юго-восточном склоне платформы (Уфимский район), в системе нижекамских дислокаций и в ряде других районов. Можно с уверенностью утверждать, что наряду с выявленными дизъюнктивными нарушениями на ряде структур линейного типа второго порядка (флексуры, крутые крылья валов надразломного типа) также имеются трещинные каналы, способствующие межпластовым перемещениям нефти и газа.

Таким образом, распределение залежей по стратиграфическим комплексам и на структуре подчинено определенной закономерности — концентрации углеводородов в терригенных комплексах девона и карбона в условиях относительно свободного перераспределения флюидов в пределах соответствующих гидродинамических систем. Спорадическое развитие коллекторов в остальной части палеозойского разреза обуславливает соответственно менее упорядоченное распределение залежей и большое разнообразие их морфологических типов. Наряду со структурными залежами, широкое развитие получают здесь залежи массивного и литологического типов. Особую группу образуют залежи нефти, связанные с зонами стратиграфического и литологического выклинивания коллекторских толщ. Эти залежи, которые можно объединить в общую группу зональных, распространены в полосовых участках на склонах древних выступов, а также вдоль границ фациальных замещений терригенных толщ.

Выделяются четыре типа распределения нефтяных залежей в отдельных стратиграфических комплексах: 1) зонально-стратиграфически экранированные — залежи расположены в зоне регионального выклинивания толщ и несогласно перекрыты вышележащими отложениями; 2) зонально литологически ограниченные — в случае, если граница распространения промышленных залежей нефти связана с общим фациальным замещением продуктивных пород; 3) регионально структурный тип распределения, когда структурно-тектонический и, следовательно, гидродинамический факторы доминируют; 4) зонально-тектонический тип распределения. Последнюю группу залежей можно подразделить на два подтипа: а) зонально-структурный, объединяющий залежи нефти и газа, приуроченные к структурным элементам второго порядка (валы, флексуры) в условиях ограниченных возможностей латеральной миграции нефти и газа и б) зонально-трещиноватый, в котором пространственное размещение залежей обусловлено вторичным перемещением нефти и газа по разломам и линейным зонам трещиноватости осадочных пород.

Примерами зонально-стратиграфического экранированного распределения могут служить залежи нефти в песчано-алевролитовых пластах  $D_u$  и  $D_{1u}$  среднего девона и  $D_o$  кыновского горизонта франского яруса. Нефтяные залежи в пласте  $D_u$  эйфельского яруса в ограниченном количестве выявлены на северной окраине

Жигулевско-Оренбургского свода, на Белебеевской вершине Татарского свода и в Бельском прогибе. Все эти зоны нефтенакопления связаны с общим выклиниванием эйфельских отложений. Граница распространения песчаников пласта  $D_{1U}$  в соответствии с общим трансгрессивным залеганием живецких отложений проходит несколько севернее. Вдоль границы выклинивания, пересекающей западный склон Альметьевской вершины и ее прикупольный участок, располагаются нефтяные залежи. Морфологически эти залежи приурочены к различным типам ловушек, однако их распределение свидетельствует о ведущей роли стратиграфического фактора, определяющего образование всей зоны нефтенакопления в целом. Залежи в пласте  $D_0$  девона подчинены этой же зависимости, располагаясь на склонах древнего поднятия на месте современной Кукморской вершины.

Второй тип распределения представляют группы залежей нефти в малиновском надгоризонте, где нефтяные скопления полностью подчинены структурно-зональному комплексу Камско-Кинельских прогибов. Той же зависимостью обусловлены залежи нефти в пласте  $D_0$  кыновского горизонта на западном склоне Альметьевской вершины. Залежи протягиваются в узкой полосе вдоль границы фациального замещения песчаных пластов.

Примером распределения третьего типа могут являться группы залежей в пласте  $D_1$  пашийского горизонта девона. Распределение залежей в этом горизонте в большинстве случаев определяется структурно-тектоническим и гидродинамическим факторами.

К последнему типу распределения относятся залежи, сформированные, во-первых, в структурных и смешанного типа ловушках (структурно-массивных и частично литологически ограниченных) валов и флексурных перегибов в условиях нерегионального развития пластов-коллекторов; во-вторых, — залежи нефти, приуроченные к трещиноватым и приразломным зонам. Ярким примером залежей последнего типа являются залежи нефти и газа в среднем карбоне. Залежи в верейско-башкирских, в основном карбонатных, отложениях в большинстве случаев тяготеют к зонам прогибов Камско-Кинельской системы, хотя, как известно, ни в структуре среднего карбона, ни в распределении фациальных полей отложений этого возраста Камско-Кинельская система не сказывалась. Подобная приуроченность, выявляющаяся на территориях Пермской области, Башкирской и Татарской автономных республик, объясняется увеличением трещиноватости осадочных пород карбона вдоль бртовых зон прогибов и возможностью вертикальных перемещений нефти и газа из нижнего карбона в выше лежащие толщи. К первому подтипу относятся, по-видимому, нефтяные залежи среднего карбона Жигулевского и сопряженных с ним валов.

Из общего анализа геологического строения и нефтегазоносности Урало-Поволжья следует, что пространственное размещение залежей нефти в палеозое этой нефтегазоносной провинции явилось результатом как латеральной, так и вертикальной миграции углеводородов. Роль того или иного вида миграции для разных зон и нефтегазоносных комплексов неравноценна. Размещение нефтяных залежей в палеозойской толще определяется в основном структурно-тектоническим, гидродинамическим, литологическим, стратиграфическим и другими факторами; значение того или иного фактора меняется в различных зонах. Обычно методика поисково-разведочных работ на нефть в пределах нефтегазоносных провинций сводится к структурному и лито-фациальному анализу, а за основу прогнозных оценок территорий берется схема тектонического районирования, поскольку тектонические процессы оказывают определяющее влияние на гидродинамический, литологический и другие факторы формирования залежей нефти и газа. Однако геологические исследования Волго-Уральской нефтегазоносной провинции показали, что для локализации нефти недостаточно наличия только структуры, покрышки и коллекторской толщи, поскольку миграция нефти в конечном счете подчиняется гидродинамическому силовому полю (Хьюбберт, 1958). Важным условием для нефтенакопления является нахождение природной ловушки в районе депрессии гидродинамического силового поля продуктивного горизонта. Это продиктовано тем, что нефть в проницаемых пластах-коллекторах продвигается в сторону снижения энергетических уровней и аккумулируется в ловушках, которым соответствуют замкнутые энергетические минимумы. Исключение представляют литологические и морфометрически подобные им ловушки.

Строение гидродинамических силовых полей в проницаемых толщах палеозоя Урало-Поволжья в общих чертах находится в соответствии со структурным планом последних.

Всем вершинам сводов в девоне и карбоне и Бирской седловине в карбоне соответствуют резко выраженные энергетические депрессии и с этими структурными образованиями связаны наиболее крупные нефтяные скопления. Большинство валообразных поднятий имеет подобную же гидродинамическую характеристику. Подавляющая часть нефтяных залежей в Урало-Поволжье приурочена именно к этим поднятиям "второго" порядка. Но ряд валов (Карабаевский, Кзыл-Кючский, Ик-Базинский и др.) находится в зонах высоких энергетических уровней углеводородов и нефтяных залежей в соответствующем горизонте не содержит, несмотря на благоприятные для нефтенакпления структурные и литологические условия. Всем впадинам и прогибам в региональном плане соответствуют районы энергетических максимумов. Нефтяные залежи, выявленные в пределах этих структур, обычно имеют небольшие запасы и приурочены к локальным или валообразным поднятиям, которым соответствуют местные энергетические минимумы, или же к литологическим ловушкам. Во впадинах и прогибах концентрируется лишь 23% начальных запасов нефти Урало-Поволжья.

Местами группы нефтяных залежей закономерно располагаются на участках, прилегающих к некоторым разломам, которые нарушают не только породы архейского фундамента, но и выявлены по каким-либо прямым или косвенным признакам в осадочном чехле и проявляются в гидродинамическом силовом поле в виде линейных энергетических депрессий (Сергеевский, Нурлатский и другие разломы). Энергетическая депрессия указывает на возможность аккумуляции нефти на приразломных участках за счет латеральной миграции углеводородов с той или иной нефтесборной площади, размеры которой зависят от ареала энергетического влияния разлома и положения его на структуре. Подобные разломы являются и наиболее вероятными каналами для вертикального перетока углеводородов, так как возникновение энергетической депрессии возможно в районе развития сравнительно небольших сжимающих давлений, от которых зависит степень раскрытости трещин. Обычно нефтяные месторождения, прилегающие к этим разломам, характеризуются высокими этажами нефтеносности и промышленной нефтеносностью карбонатных отложений (Туймазинское, Чермасанское, Сергеевское и др.).

#### Нефтепродуцирующие фациально-структурные комплексы

В предыдущем разделе рассмотрены геологические условия распределения нефтяных залежей. В сущности именно задаче выяснения этих закономерностей, в первую очередь структурной приуроченности и условиям распространения коллекторов, подчинен выбор направлений геологопоисковых работ. Между тем не менее важна и другая сторона проблемы поисков нефтегазоносных зон и районов, особенно в отношении новых нефтегазоносных бассейнов на первых порах их изучения, - вопрос о времени и месте генерации нефти и газа и комплексе геологических условий, способствовавших или препятствовавших этому процессу. Необходимость учитывать и эту важнейшую сторону процесса формирования зон и районов нефтегазоаккумуляции при определении направлений геолого-поисковых работ очевидна.

Опыт изучения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, так же как и других крупнейших нефтегазоносных районов, свидетельствует о том, что гипотеза органического образования нефти и горючих газов наиболее полно обобщает огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени. Однако, приняв гипотезу органической природы нефти и газа, геологи расходятся во мнениях об источниках питания углеводородами залежей нефти и газа Урало-Поволжья (Родионова, 1967а,б). Одни исследователи (А.А. Козлов, В.А. Лобов, Н.Д. Кованько и др.) считают, что формирование нефтяных залежей произошло в результате дальней миграции нефти и газа из глубинных зон Предуральского прогиба или Прикаспийской синеклизы, где существовали наиболее благоприятные условия для накопления исходного органического вещества, его захоронения и преобразования в нефть и газ. По мнению этих ученых, струйная миграция углеводородов может распространяться на десятки и сотни километров по напластованию. Подтверждение этой возможности они видят в наличии в осадочном чехле широко развитых терригенных толщ и в региональном наклоне осадочных слоев в сторону обрамляющих впадин.

Другая группа ученых (А.А. Трофимук, А.А. Бакиров, Д.С. Халтурин, А.Н. Мустафинов, С.П. Максимов и многие другие) приходит к выводу, что нефть образовалась во внутриплатформенных впадинах и концентрировалась в поднятиях, прилегающих к этим впадинам или находящимся на территории последних. Дальняя миграция углеводородов этими исследователями отрицается. При такой концепции существенно меняются критерии определения направлений нефтепоисковых работ и оценки перспектив тех или иных районов.

Меньшие расхождения имеются в оценках нефтепродуцирующей роли различных стратиграфических комплексов осадочного чехла. К настоящему времени почти общепринятой является гипотеза о периодическом (циклическом) нефтегазообразовании в течение времени формирования осадочного чехла востока платформы в осадках как терригенного, так и глинисто-известкового состава (Максимов, 1964; Родионова, 1967а, б).

Эти взгляды подтверждаются химико-битуминологическими исследованиями К.Ф. Родионовой и ее сотрудников. Детальные фашиальные и геохимические исследования позволили выделить ряд пачек пород с повышенным содержанием сингенетических углеводородов. Эти пачки, сформировавшиеся в условиях восстановительной и резко восстановительной среды, оцениваются как нефтегазопродуцирующие. К.Ф. Родионова (1967а, б) выделяет пять этапов нефтеобразования: один относится к вендскому времени и четыре - к палеозойской эре. Указанная цикличность нефтеобразования подтверждается также известными исследователями по изотопному составу серы и водорода нефтей Среднего Поволжья (Панкина, Максимов, 1964).

На основании подсчетов объемно-генетическим методом количество сингенетических углеводородов в нефтематеринских породах девона и карбона определяется в 85,9 млрд. т., в том числе в девонских породах - 67,4 млрд. т и в терригенной его формации - 6,3 млрд. т. Указанные цифры (по мнению К.Ф. Родионовой - заниженные) подтверждают возможность обеспечения известных геологических запасов нефти и газа Урало-Поволжья за счет местных ресурсов. Вместе с тем рассмотрение значений валового содержания сингенетических углеводородов по отдельным стратиграфическим интервалам приводит нас к заключению, что между современной концентрацией этих веществ в породах и количеством нефти, поступившей из данной продуцирующей толщи в коллектор, нет функциональной зависимости. Поэтому тот факт, что в соответствии с подсчетом количество сингенетических углеводородов в доманиковом горизонте (27,6 млрд. т) или в мендымском (11,3 млрд. т) в три и два раза превосходит содержание их во всей толще терригенного девона не может быть истолкован как свидетельство решающего значения в продуцировании девонской нефти именно этими отложениями. По-видимому, весьма важную роль в установлении соотношения сингенетических углеводородов к объему нефти, образовавшейся в данном интервале разреза, играют геологические условия залегания нефтематеринских пород. В частности, коэффициент аккумуляции толщ переслаивания, в которых нефтепродуцирующие фации соседствуют с породами-коллекторами того или иного типа, следует оценивать значительно выше, чем для тех же фаций, запечатанных в толщах непроницаемых пород.

Анализ данных по истории геологического развития, а также оценка закономерностей пространственного распределения залежей нефти и газа Урало-Волжской области свидетельствуют о том, что наиболее мощные очаги их генерации были связаны, в первую очередь, с терригенными отложениями девона и нижнего карбона. В более ограниченных объемах нефтеобразование протекало и в толщах пород других горизонтов этих систем.

Подводя итог разносторонней битуминологической характеристике нефтепроизводящих свит Урало-Поволжья, К.Ф. Родионова в качестве основного вывода отмечает, что накопление органического вещества в породах находится в тесной зависимости от палеотектоники и палеогеографии и связанных с ними условий седиментогенеза и диагенеза. Таким образом, данные битуминологических и геологических исследований устанавливают, что на современном этапе изучения осадочных комплексов с целью оценки их нефтепродуцирующей роли выделение нефтематеринских свит является уже недостаточным. Объектом изучения, а для новых территорий - объектом поисковых работ являются структурно-фашиальные нефтегазопродуцирующие комплексы. Этим термином мы определяем геологические тела, входящие в структуру осадочного чехла

и характеризующиеся особой тектонической и фашиальной обстановкой своего формирования. Возникновение подобных комплексов связано в основном с активно и достаточно длительно прогибающимися элементами структуры, синхронно полностью или почти полностью компенсируемыми осадками определенной фашиальной характеристики. Тектонический фактор (прогибание) обуславливал объемы осадков, выполнявших впадины, сохранение условий накопления и сохранение типа фаший в течение достаточно длительного геологического времени. Палеогеографический фактор контролировал поступление осадочного материала смешанного (терригенно-морского) генезиса, обогащенного первичным органическим веществом.

В геологической структуре Урало-Поволжья выделяются два основных структурно-фашиальных нефтепродуцирующих комплекса, приуроченных к двум крупным палеовпадинам: Камско-Самарской впадине (девон) и Камско-Кинельской системе прогибов (нижний карбон).

В плане распространения терригенной формации, залегающей в виде мощной трансгрессивной серии в основании девонского разреза, выделяются две крупные зоны резкого возрастания суммарной мощности отложений среднедевонского-нижнефранского возраста (рис. 1,2). Первая зона увеличенных мощностей связана с заполнением древнего грабенообразного Казанско-Кировского (Кажимского) прогиба. Вторая, еще более обширная и протяженная зона, расположенная восточнее, приурочена к широкой палеовпадине, простиравшейся от Пермского Приуралья до Прикаспийской синеклизы. Эта палеовпадина, названная нами Камско-Самарской, на одних участках совпадает с современными крупными депрессиями структуры (Верхнекамская и Бузулукская впадины), на других выявляется только по увеличенным мощностям соответствующих горизонтов, претерпев полную перестройку в ходе позднейших тектонических движений, как например, на Альметьевской вершине Татарского свода. Контуры Камско-Самарской палеовпадины четко обрисовываются по терригенной толще девона (изопахита 100 м). Впадина выполнялась терригенными, песчано-алевритово-глинистыми отложениями, иногда приобретающими молассовый облик.

К.Ф. Родионова к нефтематеринским породам, формировавшимся в восстановительных и резко восстановительных условиях, относит бийско-мосоловские, афонинские отложения, части воробьевских, ордаатовских, муллинских и кыновских слоев, отмечая, что содержание органического вещества в них значительно меняется в различных районах. На протяжении Камско-Самарской палеовпадины ее размеры, а также мощность и стратиграфический объем выполняющих ее отложений претерпевают значительные изменения. Если следовать изопахите 100 м, палеовпадина резко сужается на участке пересечения ею северной части современной Альметьевской вершины. Одновременно значительно сокращается и мощность терригенной толщ девона, в основном за счет наиболее древних (эйфельских и нижеживетских) отложений. Таким образом, по простиранию Камско-Самарской палеовпадины выделяются участки, где ее глубина, по-видимому, была максимальной (Осинская, Шугуровская и Бузулукская заиленные западины). Именно эти участки наибольших амплитуд прогибаний характеризовались наиболее благоприятными условиями концентрации, захоронения и преобразования органического вещества и в них в первую очередь формировались отложения нефтематеринского типа в основном живетского и отчасти кыновского возраста.

Накопление во впадине наряду с тонкодисперсными также и грубообломочных осадков и формирование на последующих этапах тектонического развития сводовых поднятий (Альметьевская и Шкаповская вершины) обусловили перераспределение масс углеводородов и образование крупных скоплений нефти в песчаных пластах  $D_{II}$ ,  $D_I$  и  $D_0$ .

Начиная со среднефранского времени региональная структура Урало-Поволжья начинает претерпевать значительные изменения. Формируется новый структурный план, в создании которого участвуют как тектонический, так и связанный с ним седиментационный факторы. Все более четко в структуре проявляются контуры прогибов Камско-Кинельской системы. В условиях общего погружения востока платформы и относительного углубления морского бассейна затапливаются материковые и островные массивы, питавшие бассейн обломочным терригенным материалом. Объемы осадков, поступавших в прогибы, не компенсируют полностью амплитуду погружения. Только с начала заволжского века происходит значительное ускорение

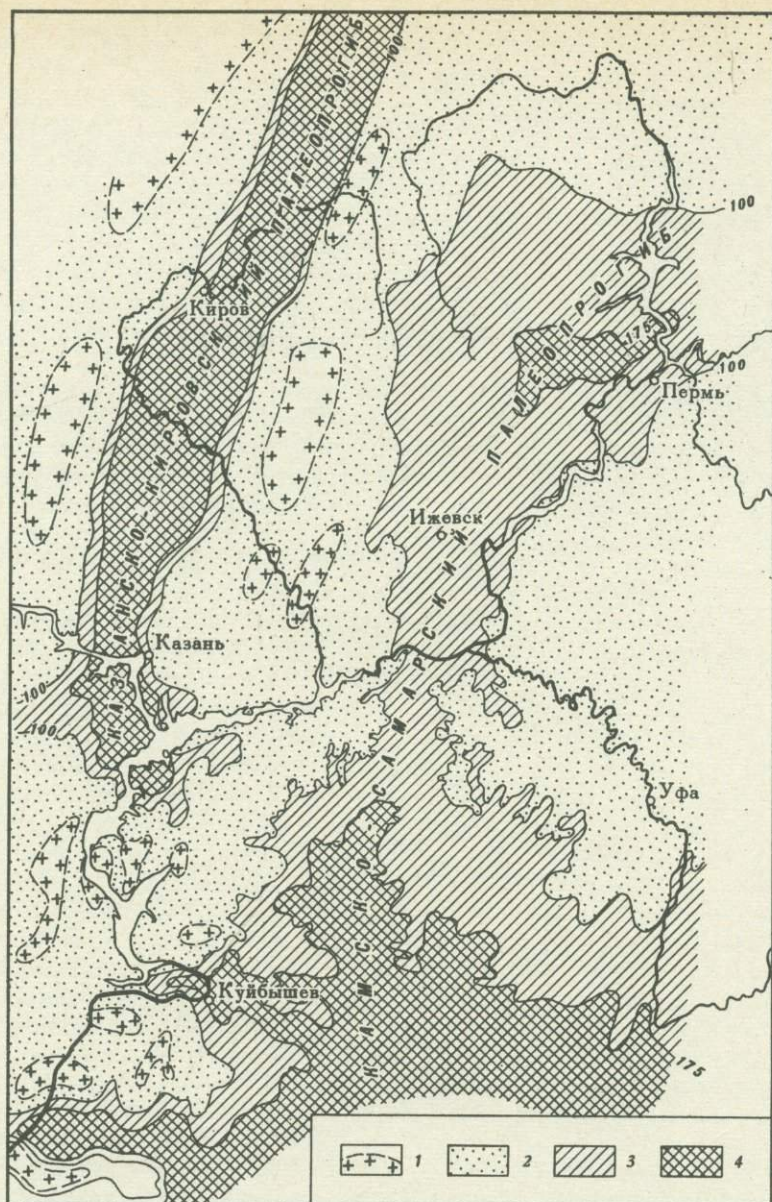


Рис.1. Схематическая карта расположения девонских палео-прогибов

1 - участки отсутствия терригенных отложений де-  
 вона; 2-4 - мощность терригенных отложений де-  
 вона: 2 - до 100м, 3 - 100-175 м, 4 - более 175 м

процесса накопления осадков в прогибах, вначале карбонатно-глинистых в прибор-  
 товых зонах, а затем (в малиновское и яснополянское время) - терригенно-обло-  
 мочных и угленосных.

Фаши средне- и верхнефранских, а также фаменских и турнейских отложений в  
 зонах прогибов Камско-Кинельской системы характеризуются широким распро-  
 странением восстановительных обстановок и накоплением значительных объемов орга-  
 нического вещества. К.Ф. Родионова и О.П. Четверикова (1968) отмечают, что  
 карбонатно-глинистые породы прогибов Камско-Кинельской системы являются нефте-  
 материнскими в отличие от карбонатных пород разрезом сводового типа. История

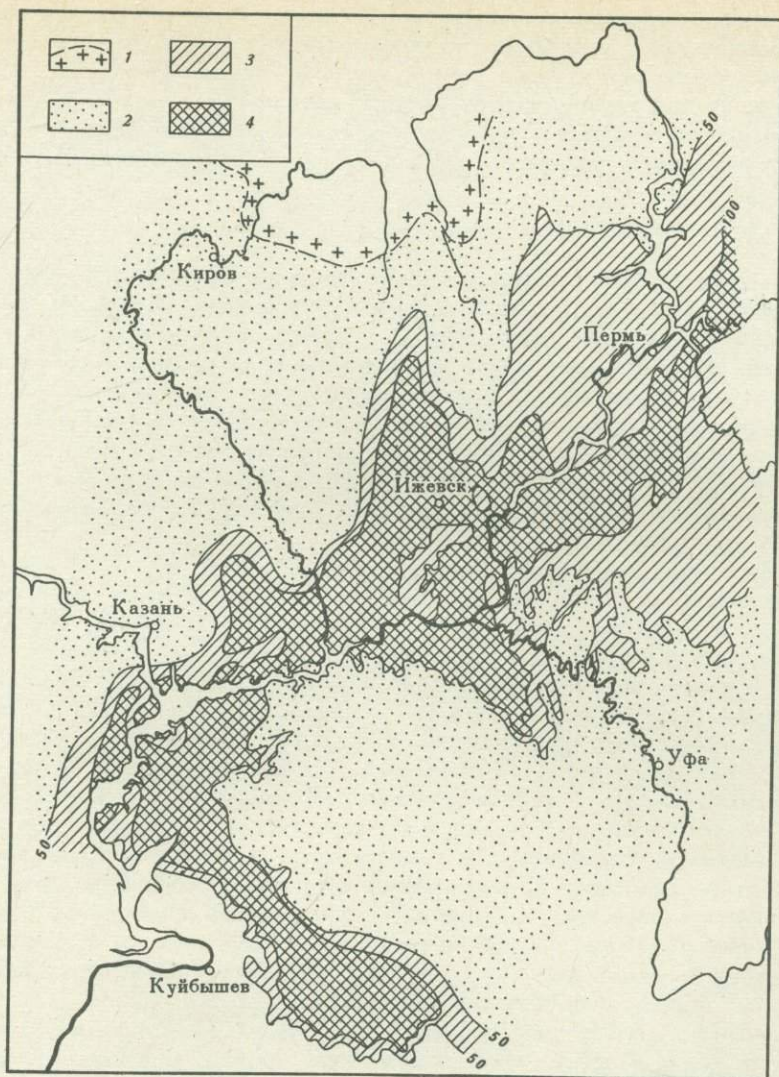


Рис. 2. Схематическая карта расположения палеопрогибов Камско-Кинельской системы

- 1 - участки отсутствия терригенных отложений;  
 2-4 - мощность терригенных отложений нижнего карбона: 2 - до 50 м, 3 - 50-100м; 4 - более 100 м

развития прогибов Камско-Кинельской системы в дальнейшем также благоприятствовала формированию залежей нефти как в контурах прогибов, так и в сопряженных зонах, - происходили быстрое накопление терригенных осадков в раннем виле, формирование рифовых массивов в их бортовых зонах, наконец, активные тектонические подвижки позднейших веков, создавшие структурные ловушки значительных емкостей.

Подводя итог сказанному, следует подчеркнуть следующие основные особенности истории формирования залежей нефти и газа Урало-Поволжья.

1. Месторождения нефти и газа сформировались за счет источников углеводородов, расположенных в пределах самой нефтегазоносной провинции.

2. Генерация нефти и газа происходила в течение геологической истории данной территории неоднократно и была связана с толщами нефтематеринских пород, формирование которых происходило периодически, в основном приурочиваясь к завершающим этапам седиментационных циклов.

3. Место и время формирования нефтегазопроизводящих отложений определялись структурно-фациальными условиями, которые, в свою очередь, находились под контролем тектонического развития восточной окраины Русской плиты.

4. Выделяются два крупнейших структурно-фациальных комплекса, обеспечивших формирование основной массы углеводородов: отложения, выполнявшие Камско-Самарскую палеовпадину в девонское время и прогибы Камско-Кинельской системы в нижнем карбоне.

Применяемый комплекс поисково-разведочных и научно-исследовательских работ, имеющих целью выявление новых нефтегазоносных районов платформ, практически включает в себя накопление информации об условиях аккумуляции нефти и газа. Этим цели подчинены литолого-фациальное изучение разреза, познание тектонического строения и истории формирования структуры, эволюции региональных наклонов и т.п. Той же цели служат гидрогеологические и гидрохимические исследования. Однако опыт изучения и освоения Урало-Волжской нефтегазоносной провинции показывает, что для целей выявления новых областей нефтегазоаккумуляции не менее важной является вторая сторона той же проблемы: выявление структурно-фациальных нефтеобразующих комплексов.

На примерах изученных нефтегазоносных областей в настоящее время возможно установление основных критериев выделения и оценки нефтепродуктивных комплексов, их тектонических, фациальных и стратиграфических границ, нефтепродуктивной способности, а также характера связей с зонами нефтегазоаккумуляции. Целесообразно определить перечень параметров диагностики подобных комплексов, применение которой было бы возможно и не слишком обременительно на первых этапах широких региональных исследований. В качестве примерного перечня подобных параметров можно предложить: 1) выявление зональных участков аномально увеличенных мощностей ряда стратиграфических подразделений, не связанных с формированием геологических тел останцового характера (выделение зон палеопрогибов); 2) выделение сероцветных и темноцветных пачек пород глинистого и глинисто-карбонатного состава; 3) определение в пределах указанных палеоструктур и в примыкающих к ним зонах процентного соотношения пиритного и реакционно-способного железа; 4) определение процентного содержания органического вещества; 5) определение коэффициента  $\beta_{\text{жл}}$ ; 6) определение концентрации углеводородных веществ на 1 м породы в пределах указанных зон.

Перечисленный перечень исследований обеспечивает выявление и диагностику палеоструктур, фаций и нефтегенерирующих пачек даже в условиях ограниченной изученности осваиваемых территорий. Уже по сравнительно небольшому количеству расщедоточенных буровых скважин можно наметить положение нефтегенерирующих структурно-фациальных комплексов, поскольку в целом они представляют собой достаточно крупные геологические тела. Поэтому выявление нефтепродуктивных зон в поисковых работах в общем виде превосходит по времени получения первичной информации установление зон возможной аккумуляции углеводородов. Эта особенность является весьма важной и в значительной мере способствует достижению основного результата — открытию месторождений.

Опыт изучения геологических условий и факторов аккумуляции нефти и газа Урало-Поволжья выявляет также некоторые недостатки в применяемой схеме проведения этих исследований. По-видимому, наиболее полно разрешаются задачи выявления общего (регионального) плана тектонического строения, особенностей структурных преобразований на различных стратиграфических уровнях. В последние годы разрабатывались и использовались методики изучения структурных соотношений и геологического развития локальных поднятий с привлечением методов математической статистики. На высоком теоретическом уровне находятся литологические и палеогеографические исследования. Вместе с тем знакомство с фундаментальными исследованиями, посвященными вопросам формирования промышленных скоплений нефти и газа, выявляет один общий недостаток, связанный во многом с методическим подходом к разрешению данной задачи: работы подобного рода с достаточной глубиной раскрывают закономерности формирования залежей, но в большинстве своем оставляют в стороне вопросы формирования месторождений. Не является случайностью отсут-

ствие четких и общепринятых формулировок понятий "залежь" и "месторождение". Кроме сравнительно редких случаев очевидных взаимосвязей между нефтяными залежами одного месторождения (например, в случае расположения двух залежей на разных стратиграфических уровнях, связанных дизъюнктивным нарушением), характер связей между залежами остается не раскрытым. Вместе с тем становится все более очевидным, что факторы, регулирующие вертикальное распределение нефти по разрезу, не ограничиваются тектоническими (структурными) и литолого-стратиграфическими характеристиками. Имеется множество примеров, когда в горизонтах, обладающих высокими коллекторскими свойствами, и при наличии структурных ловушек залежи отсутствуют.

В наших исследованиях последних лет отмечалось, что решающим фактом распределения залежей нефти и газа по разрезу, по всей вероятности, является гидродинамический. Можно высказать предположение, что конфигурация динамического поля осадочной толщи контролирует не только формирование залежей и месторождений нефти и газа, но и целых зон нефтегазонакопления, определяя, в частности, верхний и нижний глубинные пределы возможной концентрации нефти и газа.

В пользу такой гипотезы свидетельствуют особенности распределения залежей нефти и газа многих месторождений Урало-Поволжья. Совокупность этих фактов достаточна для того, чтобы обосновать необходимость проведения в более широких объемах систематических наблюдений над пластовыми и горными давлениями в скважинах. При этом данные о динамической напряженности должны характеризовать не только нефти и воды продуктивных горизонтов, но и "сухие" породы всего разреза. Целью исследований являются, во-первых, динамические разрезы осадочных толщ, затем - динамические профили с последующим оконтуриванием объемов депрессионных динамических зон в осадочном чехле. Установление корреляционных зависимостей между положением и конфигурацией подобных зон с распределением промышленных скоплений нефти, без сомнения, явится важным шагом в раскрытии наиболее важных закономерностей динамики формирования месторождений нефти и газа.

## Литература

- Максимов С.И. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа. М., "Недра", 1964.
- Панкина Р.Г., Максимов С.П. Закономерности в изменении изотопного состава серы в связи с цикличностью процессов нефтеобразования. - Геология нефти и газа, 1964, № 12.
- Родионова К.Ф. Органическое вещество и нефтематеринские породы девона Волго-Уральской нефтегазоносной области. - Труды ВНИГНИ, 1967а, вып. 53.
- Родионова К.Ф. О нефтематеринских породах палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб.: "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967б.
- Родионова К.Ф., Четверикова О.П. О нефтематеринских породах каменноугольных отложений Волго-Уральской области. - Труды ВНИГНИ, 1968, вып. 59.
- Хьюбберт М.К. Гидродинамические условия формирования нефтяных месторождений. ГОНТИ, 1958.

Г.Д. Киреева

Характеристика маркирующих карбонатных горизонтов нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины в последнее время получила некоторые интересные дополнения, касающиеся известняков никитовской и славянской свит. Эти дополнения были сделаны при обработке материалов из северо-западной части впадины, т.е. с площадей, где работы проводятся трестом Черниговнефтегазразведка. Проведенная работа подтвердила соображения, высказанные Л.П. Нестеренко (1951, 1956, 1958, 1961) при съемке нижнепермских отложений Бахмутской котловины, о сохранении признаков карбонатных горизонтов по простиранию и изменении их вкрест последнего. Поскольку эта закономерность была впоследствии подтверждена для всей территории Днепровско-Донецкой впадины (Киреева, 1969), сделанные в настоящее время наблюдения могут быть распространены и на ее более восточные части и в этой связи представляют дополнительный интерес.

Однако проследить изменчивость известняков в зависимости от принадлежности изучаемого пласта к одной из структурно-фациальных зон впадины, выделенных при изучении ее более восточных частей, оказалось здесь затруднительно. Структурно-фациальные зоны в их прежнем понимании (северная краевая часть впадины, северная часть центрального грабена, центральная часть грабена и южная часть впадины) на северо-западе выражены не так отчетливо, как на востоке. Ранее наши наблюдения над изменением карбонатных горизонтов были сделаны главным образом по материалам из пластов  $S_2$  и  $S_3$  славянской свиты. Отмечалось, например, что поскольку на северо-западе впадины различия в степени прогибания двух северных структурно-фациальных зон были выражены менее резко, чем в ее восточных частях, известняки этих зон ближе друг к другу по своим структурным особенностям, чем на востоке. Удалось установить, что в более южных зонах нередко наблюдаются отсутствие резких границ между ними и как бы вклинивание одной зоны в другую.

При рассмотрении площадей северо-западной части впадины они были сгруппированы нами следующим образом.

К северной краевой части впадины относятся структуры Березнянская, Борковская, Менская, Максаковская. На этих площадях нижнепермские отложения, снизу и сверху ограниченные разрывом, представлены частью славянской свиты. Переходный характер между этой и следующей зоной имеют нижнепермские отложения Великозагорьевской площади. Известняки двух следующих зон, т.е. северной и центральной частей центрального грабена в северо-западной части впадины, близки друг к другу по своему характеру, хотя в юго-восточной части впадины они различаются довольно отчетливо. Возможно, что для выделения этих зон на западе в настоящее время не имеется достаточного материала. Из этих двух зон в нашем распоряжении был материал по следующим площадям и скважинам: Седнев, Кошелевка, Фастовцы (Бахмачские скважины 1,4 и 525), Талалаевка, Ярошевка, Чижевка. В следующей к югу полосе располагаются Черниговская опорная скважина и площади: Веркиевка, Западный Нежин, Северная Дорожница, Щуровка.

Материал по южным площадям впадины подтвердил прежнюю характеристику известняков  $S_2$  и  $S_3$  славянской свиты и, кроме того, позволил сделать довольно существенные дополнения для характеристики некоторых других известняков. К этой части впадины относятся следующие площади: Олишевка, Монастырищи, Мало-Девичкая, Прилуки, Мильки, Леляки, Озеряне, Гнединцы.

<sup>1</sup> На вопросе о том, к какой зоне они относятся, мы остановимся ниже.

Существенную помощь при описании известняков оказали данные по геофизической характеристике разрезов.

#### Никитовская свита

Известняки никитовской свиты в северо-западной части впадины до последнего времени не индексировались. Это объясняется тем, что для их характеристики здесь не было достаточного количества материала. В настоящее время в разрезах скважин некоторых северо-западных площадей удалось проследить известняки никитовской свиты и составить первые предварительные описания основных маркирующих горизонтов.

При этом обработанный материал подтвердил правильность наблюдений, сделанных ранее С.П. Бондаренко по известнякам никитовской и славянской свит Дробышевско-Торской площади. Им было отмечено (устное сообщение) сходство некоторых известняков, которое является настолько значительным, что их не всегда удается с уверенностью отличить друг от друга. В северо-западных районах сходство между этими известняками также весьма велико и привело к тому, что в Черниговской опорной скважине верхний известняк никитовской свиты был ранее индексирован как  $S_3$ .

В последние годы возникло сомнение в правильности этой индексации, так как был накоплен большой материал как по характеристике нижнепермских карбонатных горизонтов, так и по уточнению характера нижнепермских разрезов в целом, сильно меняющих свой характер при движении с запада на восток в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Е.И. Пашкевич (устное сообщение) впервые обратила внимание на то, что нижняя часть нижнепермского разреза в Черниговской скважине по геофизическим данным хорошо увязывается с никитовской свитой других северных разрезов Днепровско-Донецкой впадины (Анисовская скв. 207, Верхневские, Смоляжские и другие скважины). Однако эти отложения были оставлены в пределах славянской свиты, так как известняк из интервала 1000-1010 м по-прежнему оставался индексированным как  $S_3$ . Е.Б. Чутко (Киевская экспедиция УкрНИГРИ; устное сообщение), исходя из сопоставления каротажных диаграмм Черниговской опорной скважины и других разрезов северо-западных площадей, также пришла к выводу о наличии в Черниговской опорной скважине отложений никитовской свиты.

Кроме того, за необходимость проверки материала по Черниговской опорной скважине указывали следующие факты.

1. Залегавший выше известняк, индексированный ранее как  $S_4$  (алевритистый известняк со сгустками микрозернистого кальцита), в результате накопления материала по всей территории впадины стал индексироваться как  $S_4$ , следовательно, стало ясно, что ниже его может залегать известняк с индексом  $S_3$ .

2. Материалы по северо-западным площадям показали, что общая мощность нижнепермского разреза здесь резко сокращается за счет терригенной части его, таким образом, вследствие сближения известняков значительное количество их может располагаться в весьма небольшом интервале.

Пересмотр материала по Черниговской опорной скважине оказался возможным потому, что в наше распоряжение поступил дополнительный материал, любезно предоставленный нам Ф.Е. Лапчик. В результате пересмотра выяснилось присутствие в разрезе скважины известняков славянской и никитовской свит, часть из которых может быть проиндексирована. При описании известняков  $R_1$  и  $R_3-R_4$  никитовской свиты северо-западных площадей была сделана попытка отметить черты отличия их от известняка  $S_3$ , с которым они наиболее легко могут быть спутаны. Эти отличия приводятся в описаниях соответствующих известняков.

Известняк  $R_1$  встречается в Бахмачских скважинах 4-р (глубина 2143-2150 м) и 525 (1748-1751 и, возможно, 1752-1757 м). В обоих случаях известняки представлены близкими по своему характеру детритусовыми разностями. Поскольку в скв. 4-р Бахмачской площади описание известняка сделано по более полному материалу, оно приводится полностью, описание же известняка из скв. 525 использовано в качестве дополнительного материала.

В верхней части пласта в скв. 4-р наблюдается детритусово-шламовый известняк с обильными фораминиферами. В детрите присутствуют остракоды, криноидеи, синезеленые водоросли, тонкие створки (по-видимому, раковин пелеципод) и др. Из фораминифер определены: *Tuberitina* sp. (обильные), *Syzrania* sp., *Globivalvulina* cf. bul-

loides (Br.), *Nodosaria gracilis* Pot., *N. netchajevi* Tscherd., *N. sp.* (поперечные срезы в большом количестве).

В средней и нижней частях пласта известняк представлен детритусовой разностью с цементом из кристаллического кальцита. Среди органических остатков в массовом количестве встречаются обломки криноидей и синезеленые водоросли, часто образующие клубки. Нередки водоросли *Urugiella*, обломки пеллеципод, гастропод и целые мелкие раковинки последних, мшанки, остракоды, иглы и обломки створок брахиопод.

Из фузулинид встречены: *Schubertella cf. parakingi* Brahn., *Fusiella sp.* и обрывки крупных складчатых фузулинид с кариотеккой, из других фораминифер: *Tuberitina sp.*, *Tolypammina sp.*, *Textulariidae*, *Tetrataxis hemiovoides* Mor. (часто), *T. hemisphaerica* Mor., *T. hemisphaerica var. elongata* Mor. (часто), *T. sp. nov.* (мелкая, очень узкая форма), *T. conica* Ehrenb., *Nodosaria ex gr. netchajevi* Tscherd., *N. concinna* Pot., *N. cf. gracilis* Pot., *N. sp.*

В скв. 525 на глубине 1748–1751 м встречен микрозернистый сильно доломитизированный известняк с неясными обломками пеллеципод, часто с большим количеством известковых спикул. Г.Д. Шевченко и нами в этом известняке были определены: *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Tuberitina sp.*, *Globivalvulina granulosa* Reit., *Gl. sp.*, *Nodosaria netchajevi* Tscherd., *N. cf. netchajevi var. ronda* Lip., *N. aff. longissima* Sul., *N. aff. parva* Lip., *N. ex gr. gracilis* Pot., *N. ex gr. grandis* Lip., *N. cf. magna* Pbt., *N. concinna* Pot., *N. bella* Lip., *Geinitzina ex gr. indepressa* Tscherd., *Syzrania bella* Reitl., *Tetrataxis maxima* Schellw., *T. sp.*

В доломитизированном известняке из верхней части интервала 1752–1757 м встречены очень редкие органические остатки, представленные гастроподами, обломками пеллеципод, единичными фораминиферами *Globivalvulina sp.*, *Nodosaria cf. longissima* Sul., *N. sp.* По-видимому, этот известняк отвечает нижней части пласта R<sub>1</sub>.

Богатство и разнообразие органических остатков и в том числе фораминифер сближает описываемые известняки с пластом S<sub>3</sub>. Некоторые различия между ними перечислены ниже<sup>1</sup>.

1. Для известняка S<sub>3</sub> из северной части центрального грабена, в которой расположена и рассматриваемая скважина, характерно обилие лагенид с двуслойной стенкой, причем среди них часто встречаются представители рода *Geinitzina*. В описываемом известняке встречены только примитивные гейнитцины и при этом в виде единичных экземпляров. Второй слой в стенке лагенид выражен плохо, т.е. имеет очень небольшую толщину, а иногда вообще отсутствует.

2. Тетратаксисты в этом известняке обильнее и разнообразнее, чем обычно наблюдается в известняке S<sub>3</sub>. Здесь они преобладают над лагенидами в отличие от известняка S<sub>3</sub>.

3. Крупные фузулиниды, не относящиеся к роду *Schwagerina*, встречены здесь не только в нижней части пласта, как в известняке S<sub>3</sub>, но и в средней и верхней его частях.

Известняк R<sub>1</sub> в сходной фации наблюдался ранее на Дробышевско-Торской, Сневаковской и Святогорской площадях. На более южных площадях восточной части впадины степень доломитизации его сильно возрастает. Количество мелких фораминифер в нем уменьшается, но иногда встречаются крупные фузулиниды, относящиеся к роду *Schwagerina*.

Известняк R<sub>2</sub> Встречен в скв. 532 Дмитриевской площади (1847,9–1851,4 м), в скв. 211 площади Мильки (1950–1952 м), в скв. 18 Леляковской площади (1860–1870 м).

Пласты известняка во всех перечисленных пунктах сходны между собой, но на Дмитриевской площади известняк отличается меньшей степенью доломитизации и присутствием обильных, хотя довольно однообразных фораминифер. Возможно, что это объясняется более полным материалом по Дмитриевской площади, но не исключено, что здесь отражена закономерность, наблюдавшаяся при изучении известняков славянской свиты и заключающаяся в том, что в северных частях впадины фораминиферы более разнообразны и обильны, чем в южных.

<sup>1</sup> Описание известняка S<sub>3</sub> дано в данной статье при рассмотрении славянской свиты.

Известняк  $R_2$  представлен обычно доломитизированной разностью с обильными синезелеными водорослями. Водоросли свободнолежащие, как правило, с довольно большим диаметром трубок, часто образующие клубкообразные скопления. На Дмитриевской площади были встречены обильные представители рода *Pseudoendothyra* и некоторые другие фораминиферы. Определены: *Pseudoendothyra* ex gr. *brabyi* Moell., *Ps. cf. grandis* Kir. mscr., *Ps. sp.?* *Nodosaria netchajevi* Tscherd., *N. sp.*, *Tetrataxis* sp.

Описанный известняк индексируется как  $R_2$  главным образом по положению в разрезе, так как признаки его были неясны. Можно лишь отметить, что в скв. 131 Святогорской площади известняк  $R_2$  также представлен водорослевой разностью. То же самое наблюдается на Качановской площади в скважинах 25, 24 и 14. В более южных частях впадины известняк  $R_2$  нами не наблюдался нигде, за исключением восточного крыла Бахмутской котловины, в обнажении у дер. Однобоковка, где в этом известняке в большом количестве встречены водоросли, но не синезеленые, а *Uragiella*, а также обильные швагерины группы *Schwagerina constans* Scherb.

Известняк  $R_3-R_4$ . Под этим индексом обычно описывается один или два сближенных пласта из верхней части никитовской свиты, близкие по своему характеру. Возможно, что один из них не прослеживается в северо-западной части впадины. Во всяком случае, в описываемом ниже материале по каждой скважине представлен один пласт известняка.

Как известняк  $R_3-R_4$  описаны пласты из площадей и скважин: Кошелевская площадь, скв. 204 (1855-1860 м; 1719,25-1723,05 и 1723,05-1726 м), Великозагоровская площадь, скв. 367 (1174,9-1180,1 м), Черниговская опорная скважина (1808-1813 м), площадь Мильки, скв. 211 (1943-1946 м), Озерянская площадь, скв. 2-р, (2044,3-2049,9 м), Прилуки, скв. 9-р (1346-1351 м), Бахмач, скв. 525 (1723-1726 м).

Несколько большее количество материала, чем для двух описанных выше пластов ( $R_1$  и  $R_2$ ), позволяет наметить изменения известняка вкрест регионального простирания, хотя не исключена возможность того, что на северных площадях материал происходит из двух разных пластов.

В наиболее северных участках (в Бахмачской скв. 525, на Великозагоровской и Кошелевской площадях) как  $R_3-R_4$  индексируется сильно доломитизированный известняк (на Кошелевской площади переходящий в кристаллический доломит). На Бахмачской площади в этом пласте встречаются довольно редкие органические остатки в верхней части и более обильные в средней части пласта. Они представлены свободно лежащими клубками синезеленых водорослей, остракодами, обломками пелеципод. Участками встречаются в довольно большом количестве членики криноидей. Фораминиферы довольно однообразные, но местами обильные. Встречены массовые *Tuberitina* sp., *Syzrania* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp. Ниже в интервале 1723-1726 м наблюдался известняк доломитизированный, участками сильно перекристаллизованный, с обильными раковинами остракод, единичными клубочками синезеленых водорослей и пустотами от выщелоченных неопределимых раковин. Индексировать его как  $R_2$  мешает то обстоятельство, что в этой зоне последний представлен водорослевой разностью. Признаки этого пласта выражены неясно. Он имеет довольно большое сходство с известняком  $S_3$  и индексация его была установлена только с помощью геофизических данных, полученных в тресте Черниговнефтегазразведка.

Еще более тесное сходство с  $S_3$  обнаруживает известняк из скв. 367 Великозагоровской площади. Здесь в интервале 1174,9-1180,1 м встречен микрозернистый известняк с детритом (в верхней части обильным), иногда комковатый и перекристаллизованный. Состав органических остатков обычен для этой части разреза и представлен обломками гастропод, остракод, иглокожих, синезеленых водорослей, реже брахиопод. В довольно большом количестве встречены фораминиферы, из которых определены: *Ammodiscus nanus* Man., *Amm. sp.*, *Tuberitina maliavkini* Mikh., *T. callosa* Reith., *T. sp.*, *Hyperamminoides* sp., *Hemigordius discoideus* (Brazhn. et Pot.), *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Gl. vulgaris* Mor., *Gl. donbassica* Pot., *Gl. sp.*, *Syzrania* sp., *Nodosaria* aff. *netchajevi* var. *subquadrata* Lip., *N. sp.*, *Geinitzina primitiva* Pot., *G. (?) sp.*, *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Для списка, помимо собственных определений, использованы данные Г.Д. Шевченко.

В Черниговской опорной скважине, на глубине 1808–1813 м известняк, индексированный как  $R_3-R_4$ , представлен детритусовой разностью с обилием микрозернистого цемента, сильно перекристаллизованного. В составе органических остатков встречаются обломки иглокожих, брахиопод, гастропод, пелеципод и остракод, а также целые мелкие раковины. Очень редко отмечены клубочки синезеленых водорослей. Из фораминифер определены: *Tuberitina* sp., *Globivalvulina bulloides* (Br.) (местами обильные), *Hyperamminoides* sp., *Syzrania* sp., *Nodosaria* cf. *procera* Raus. et Scherb., *N. netchajevi* Tscherd., *N. sp.*

По составу детрита и характеру его сохранности известняки с северных площадей близки к известняку  $S_3$ , но в последнем детрит богаче и разнообразнее, так же как и комплекс фораминифер. Сближает эти известняки то обстоятельство, что лагениды в Черниговской скважине в описываемом пласте имеют двуслойную стенку, как в известняке  $S_3$ . Таким образом, основным различием между этими двумя известняками в данном случае является то, что как органогенный детрит, так и комплекс фораминифер в известняке  $R_3-R_4$  отличаются относительной бедностью. В частности, в нем довольно редко присутствуют характерные для  $S_3$  представители рода *Geinitzina*

На Кошелевской площади как  $R_3-R_4$  был индексирован пласт кристаллического доломита с обильными *Hyperamminoides* sp.

В южной части впадины, на площадях Западный Нежин, Мильки и Озеряне известняк  $R_3-R_4$  представлен псевдооолитовым типом. В центрах псевдооолитов находятся, как правило, довольно крупные, неправильной формы зерна кварца, кварцита и в единичных случаях полевого шпата. Цемент доломитизированный, в скв. 2-р (Озеряне) местами ангидритизированный.

В восточных частях впадины известняк, индексированный как  $R_3-R_4$ , имеет те же признаки. В северной фации он наблюдался в обнажениях Бахмутской котловины, на Святогорской, Спеваковской, Качановской площадях. В южных частях котловины оолитовые фации этого известняка наблюдались очень редко, но, по-видимому, это объясняется недостаточно полным материалом.

#### Славянская свита

Материал по славянской свите значительно более обширен, чем по никитовской. Частично известняки этой свиты по северо-западной части впадины были описаны раньше (Супрунук и др., 1968), однако поскольку новый материал позволил сделать некоторые дополнения к их характеристике, последняя приводится здесь полностью.

В пределах славянской свиты в северо-западной части впадины прослеживаются шесть пластов известняков -  $S_2, S_2', S_3, S_3', S_4, S_4'$ . Помеченный в этом списке известняк  $S_3'$  впервые выделен в описываемом районе. Практически он представляет собой верхнюю пачку известняка  $S_3$ , но поскольку эта пачка является достаточно выдержанной по площади и имеет довольно постоянную характеристику, придание ему самостоятельного индекса, очевидно, имеет определенный смысл. Можно полагать, что в дальнейшем, после проверки характеристики этой пачки в восточных районах, этот известняк будет выделен по всей территории Днепровско-Донецкой впадины. Однако пока достаточных данных для этого не имеется.

Известняки  $S_1$  и  $S_1'$  в разрезах северо-западных площадей не прослеживаются с достаточной достоверностью. Можно лишь отметить, что в Черниговской опорной скважине на глубине 994 м прослежены две разности известняка. Одна из них представлена микрозернистым известняком с тонкими створками остракод или целыми тонкостенными раковинами, другая - микрозернистым известняком без органических остатков, слабоалевритистым. По бедности состава органических остатков и по положению в разрезе эти породы, возможно, относятся к группе известняка  $S_1$ .

Известняк  $S_2$ . В северной краевой части впадины известняк  $S_2$  описывается нами, как и раньше, вместе с известняком  $S_3$ , так как вследствие сближенности известняковых горизонтов последние не могут быть достаточно уверенно индексированы. Как уже отмечалось, выше, нижнепермские отложения здесь представлены частью славянской свиты, снизу и сверху ограниченной размывами и сложенной

почти целиком известняками. На всех площадях этой зоны (Березна, Борковка, Максаки, Великозагоровка) встречен пласт, содержащий обильные швагерини. В славянской свите в восточной части впадины они в настоящее время известны из пластов  $S_2$  и  $S_3$ , однако в северо-западной части выделить эти пласты пока не удалось. Можно лишь отметить, что швагерини с площадей Березна и Борковка несколько отличаются от швагерин Максаковской площади более массивными дополнительными отложениями, сходными с теми, которые наблюдались в обнажении у дер. Покровское в Бахмутской котловине (Киреева, 1956). Кроме того, характер сохранности швагерин с площадей Березна и Борковка также сближает их со швагеринами из обнажения у дер. Покровское (часто наблюдаются разломанные наружные обороты).

Швагерини из пласта  $S_2$  в обнажении и скважине Корульской площади имеют менее массивные дополнительные отложения, соответственно тому, как это наблюдается на площади Максаки. Однако, поскольку материал по этой площади пока очень ограничен, решить вопрос об индексации этого известняка не удалось, вследствие чего известняки, как и раньше, описываются совместно.

На Березнянской площади известняк, условно индексированный как  $S_2 - S_3$  встречен в трех скважинах, причем только в скв. 433 на глубине 1246,5-1251,8 м встречены швагерини. В скв. 438 (1207,85-1214,85 м) встречен прослой с веретенообразными фузулинидами. Наконец, в скв. 466 (1161,9-1164,9 м) индекс пласта определяется присутствием в нем характерной для известняков  $S_2$  и  $S_3$  *Climacammina gigas* Sul. Известняки из этих скважин представлены в основном микрозернистыми разностями с редким или обильным детритом, а также детритусово-шламовым типом. Иногда встречаются начетные и инкрустационные структуры охристого цвета. Среди органических остатков встречены створки и иглы брахиопод, обломки и раковины гастропод, остракод. Реже встречаются обломки мшанок, иглокожих, *Serpula*, пелелипод, водоросли (синезеленые и *Uragiella*). Местами наблюдаются спиккулы губок. Цемент иногда слабо доломитизирован.

Близкие по характеру известняки встречены также в скв. 520 Борковской площади на глубине 1348,9-1354,7 м и в скважинах 512-к (1279,6-1282,6 м) и 514-к (1229,5-1532,5 м) Максаковской площади. Швагерини на последней площади несколько отличаются от тех, которые наблюдались в известняках, описанных выше, менее развитыми дополнительными отложениями. Общий список определенных из этих известняков видов приводился при описании их ранее и содержит следующие виды: *Brunsiella* sp., *Amodiscus* ex gr. *volgensis* Raus., *Amm* sp., *Tolypammina* sp., *Hemigordius discoideus* (Brazhn. et Pot.), *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Gl.* sp., *Tuberitina callosa* Reitl., *T. maljavkini* Mikh., *Tub.* sp., *Hyperamminoides* sp., *Ammovertella* sp., *Syzrania* sp., *Tetrataxis* sp., *Climacammina gigas* Sul., *Nodosaria netchajevi* Tscherd., *N.* sp., *Geinitzina spandeli* Tscherd., *G. postcarbonica* Spand., *G.* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch.* cf. *parakingi* Brazhn., *Schwagerina* cf. *constans* Scherb. *morpha callosa*, *Schw.* ex gr. *moelleri* Raus, *Pseudofusulina* ex gr. *gregaia* (Lee), *Ps. paragregaria* var. *ascendens* Raus.

На площади Максаки швагерини встречены в скважинах 514 (1227,3-1232,6 м) и 519 (1279-1282,6 м). В первой из этих скважин швагерини в виде редких экземпляров встречены в доломитизированном микрозернистом известняке с обильными, довольно толстотрубчатыми синезелеными водорослями, крупными тетратаксисами, обломками иглокожих. Синонимика его неясна и можно лишь сказать, что у наблюдавшихся единичных экземпляров швагерин хоматы являются менее массивными, чем у экологических морф из известняка  $S_3$ . В скв. 513 швагерини имеют тот же облик, но они приурочены здесь к микрозернистому известняку с редким детритом, в котором встречаются иглокожие, остракоды, синезеленые водоросли. Количество детрита кверху увеличивается и в верхней части интервала 1227,3-1229,0 м он становится обильным в основном за счет большого количества синезеленых водорослей. Это придает ему некоторое сходство с известняком  $S_3$ , но такое определение его индекса не может быть сделано благодаря тому, что залегающий выше прослой из интервала 1223,9-1225,4 м имеет совершенно другой характер. В интервале 1227,3-1232,6 м были определены *Tuberitina* sp., *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Gl.* sp., *Tetra-*

taxis sp., Schubertella sphaerica Sul., Sch. sphaerica var. quadrata Sul., Pseudoendothyrax ex gr. bradyi Moell., Ps. ex gr. grandis Kimmscr., Schwagerina moelleri Raus., Schw. ex gr. constans Scherb.

Что касается образцов из интервала 1223,9–1225,4 м, то они в какой-то степени близки к известняку  $S_2$  и поэтому условно описываются под этим индексом.

На Великозагоровской площади известняки, которые могут быть индексированы как  $S_2$ – $S_3$ , встречены в интервалах 1163,4–1167,7 и 1170,2–1172,4 м. В верхнем из этих интервалов прослежен перекристаллизованный детритусовый известняк с разнообразными, иногда очень крупными остракодами, Serpula, криноидеями, обломками мшанок и крупными клубками синезеленых водорослей. Из фораминифер определены: Tuberitina maljavkini Mikh., T. cf. callosa Reitl., T. sp., Globivalvulina bulloides (Br.), Gl. donbassica Pot., Gl. vulgaris Mor., Gl. sp., Nodosaria ex gr. shikhanica Lip., N. longissima Sul., N. sp., Geinitzina cf. multicamerata Lip., G. sp., Schubertella ex gr. sphaerica Sul., Schwagerina sp. (ex gr. constans Scherb.).

В интервале 1170,2–1172,4 м известняк частично глинистый или доломитизированный, содержит довольно большое количество органических остатков, среди которых встречаются иглы брахиопод, остракоды, криноидеи, синезеленые водоросли. В нижней части встречен прослой мелкокомковатого известняка. Из фораминифер определены: Ammodiscus cf. nanus Man., Tuberitina sp., Globivalvulina bulloides (Br.), Gl. sp., Syzrania bella Reitl., Nodosaria netshajevi Tscherd., N. cf. magna Pot., Geinitzina primitiva Pot., G. sp., Dentalina (?) sp., Schwagerina sp.

Таким образом, на Великозагоровской площади выпадает из разреза нижняя часть славянской свиты и известняк со швагеринами ложится здесь на никитовскую свиту. Тем самым подтверждается перерыв на границе никитовской и славянской свит, отмечавшийся ранее Г.Д. Шевченко и не прослеживавшийся нами (Супронюк и др., 1968).

Следующая фациальная зона охарактеризована материалом из Черниговской опорной скважины и площадей Веркиевка и Чижевка.

В Черниговской опорной скважине известняк  $S_2$  выделен в интервале 986,1–994,0 м с известной степенью условности, так как он представлен не типичной рыхлостью, а микрозернистым известняком иногда пятнистой или сгустковой структуры, с раковинами гастропод, остракод, клубочков синезеленых водорослей, реже со спикулами и обломками криноидеи. Из фораминифер встречены: Tuberitina sp., Globivalvulina bulloides (Br.), Gl. cf. spiralis Pot., Nodosaria magna Pot., Geinitzina postcarbonica Spand., Syzrania sp.

На Чижевской площади на глубине 2037–2041 м горизонт  $S_2$  был встречен в фации, типичной для площадей из зоны северной части центрального грабена. Он представлен брекчиевидным перекристаллизованным микрозернистым известняком, обычно без органических остатков и лишь участками обогащенным сгустками и клубочками синезеленых водорослей. Встречаются органические остатки, большей частью сильно перекристаллизованные. Среди водорослей встречаются характерные для этого известняка слоистые с толстой стенкой Tubiphytes (?).

В южной полосе разрезов славянской свиты известняк  $S_2$  был встречен на Лебяковской площади в скважинах 1-р (1842–1845 м) и 15-р (1842–1846 м). Он сложен мелкоокатанным и реже неокатанным детритом, в составе которого преобладают криноидеи и синезеленые водоросли. Значительная часть обломков покрыта корочками обрастания, иногда внутри таких корочек наблюдаются пустотки. Цементом является микрозернистый кальцит, участками перекристаллизованный.

Известняк  $S_2$ . Этот известняк в северо-западной части впадины охарактеризован довольно слабо.

В северной полосе разрезов в карбонатной толще славянской свиты известняк  $S_2$  не прослеживается. Возможно, что это лишний раз подтверждает правильность отнесения описанных выше известняков к горизонту  $S_3$ . Единственный случай, когда на этих площадях был встречен известняк, условно индексированный как  $S_2$ , относится к площади Максаки, где, по нашему предположению, известняк со швагеринами был также условно индексирован как  $S_2$ . Известняк, определенный как  $S_2$  (?), здесь содержит большое количество псевдооблитов, створок и раковин остракод, обломки иглокожих, синезеленых водорослей и их сгустков, водорослей Uragiella. Участками в нем встречаются мелкие пустоты (иногда с натеками), местами в

большом количестве. Из фораминифер в этом интервале определены: *Hyperamminoides* sp., *Globivalvulina* sp., *Pseudoendothyra bradyi* Moell.

В южной части известняк  $S_2$  был встречен на Монастырищенской и Леляковской площадях. На Монастырищенской площади известняк  $S_2$  сохраняет тот характер, который он имеет в ряде северных и центральных площадей восточной части впадины, а именно: известняк с массой раковинок мелких гастропод, остракод, пеллеципод, с микрозернистым железненным цементом, часто мелкокавернозным. Из фораминифер встречены довольно частые *Globivalvulina* sp. и *Ammodiscus* sp.

На Леляковской площади известняк  $S_2$  наблюдался в скважинах 15 (1839–1842 м) и 16 (верхняя часть интервала 1841–1845 м). Здесь он имеет другой характер – светлый микрозернистый известняк с кавернами неправильной формы различных размеров, возникших, по-видимому, за счет выщелачивания раковин гастропод, пеллеципод и изредка водорослей *Uragiella*. Иногда встречаются единичные раковины *Pseudoendothyra* sp.

Известняк  $S_3$ . В восточных частях впадины имеет значение основного маркирующего горизонта, на северо-западе в значительной степени утрачивает эту роль. В разрезе со сближенными карбонатными прослоями, собственными северо-западной части впадины, известняк не выделяется ни более значительной мощностью, ни богатством органогенного детрита. Более того, в полосе Черниговская опорная скважина – Чижевка он на некоторых площадях, возможно вследствие неполноты ядерного материала, охарактеризован обедненным комплексом органических остатков, в том числе и фораминифер.

Известняк  $S_3$  на северной краевой части впадины, т.е. с площадей Березна, Борковка, Максаки, Великозагоровка, был охарактеризован выше при описании известняка  $S_2$ , так как на этих площадях отделить эти два известняка друг от друга затруднительно.

Следующая очень интересная, расположенная к югу от предыдущей, полоса охватывает разрез Черниговской опорной скважины и площади Седнев, Веркиевка, Западный Нежин, Талалаевка, Чижевка и Щуровка. Условно к этой же полосе отнесен известняк из скв. 2-р, (1864–1870 м) Северо-Дорогинской площади, но вопрос этот не может быть решен определенно из-за недостатка материала. Описываемая полоса обращает на себя внимание тем, что именно здесь известняк  $S_3$  содержит обедненный комплекс органических остатков. Так, в Черниговской опорной скважине, где известняк  $S_3$  условно выделен в интервале 979,15–986,10 м, только в одном из имеющихся отсюда образцов наблюдался микрозернистый сильно перекристаллизованный известняк с обильным детритом, предстанным обломками продуктид, пеллециподами, остракодами, обломками иглокожих и водорослей.

Из фораминифер здесь были встречены *Tuberitina* sp., *Globivalvulina bulloides* (Br.) (часто), *Nodosaria* sp. ?, *N. sp.*, *Geinitzina* (?) (отдельные камерки). В остальных образцах из этого интервала был встречен микрозернистый известняк с редким детритом или даже без органических остатков. В одном случае наблюдался кристаллический доломит с обильными *Hyperamminoides* sp.

На других площадях этой полосы, перечисленных выше, в соответствующих интервалах наблюдался микрозернистый, иногда перекристаллизованный известняк, на Седневе, Ярошевке, Чижевке имеющий пятнистую структуру, местами (на Щуровской площади) встречаются темные овальные кальцитовые образования неясного характера. Кроме того, встречаются прослойки сгустковых известняков. На площади Седиев имеется примесь алевроитовых зерен. Органические остатки, как правило, довольно редкие. Они представлены раковинами гастропод, остракодами, синезелеными водорослями, иглокожими (криноидеями и иглами ежей), реже обломками створок и игл брахиопод. Из фораминифер определены: *Tuberitina* sp., *Hyperamminoides* sp., *Syzrania bella* Reith., *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Gl. spiralis* Mor., *Gl. cf. donbassica* Pot., *Gl. sp.*, *Nodosaria cf. krotowi* Tscherd., *N. cf. wjatzensis* Tscherd., *N. aff. procera* Raus. et Scherb., *N. longa* Lip., *N. cf. bella* Lip., *N. magna* Pot., *Geinitzina postcarbonica* Spand., *G. sp.*, *Eostaffella* sp., *Schubertella* (?) sp., *Schwagerina ex gr. constans* Scherb., *Schw. ex gr. moelleri* Raus., *Schw. ex gr. sphaerica* Scherb., *Schw. sp.* При этом швагерини встречены только на Веркиевской и Щуровской площадях. На Щуровской площади они присутствуют в виде редких экземпляров, а на Веркиевской массовые швагерини являются породообразующими в отдельных прослоях известняка  $S_3$ . Комплекс фо-

рамнифер Шуровской площади носит переходный характер между площадями, где  $S_3$  содержит обильные швагерини, и такими, где они вообще отсутствуют. На Талалаевской площади встречена, кроме того, *Climacammina gigas* Sul. На этой площади комплекс вообще более богатый, чем на перечисленных выше площадях, близкий к таковому из известняка  $S_3$  с площадей северной части центрального грабена восточных районов впадины.

Известняк, описанный под индексом  $S_3$ , встречен в следующих скважинах: Седнев, скв. 213 (1477–1486 м, средняя и нижняя части интервала); Верхиевка, скв. 6 (1862,5–1865,2 м), скв. 203 (1866–1869 м); Западный Нежин, скв. 1 (1789–1793 м); Ярошевка, скв. 1 (2417–2425 м); Чижевка, скв. 1 (2201–2205 м); Талалаевка, скв. 3 (2199–2201,5 м); Шуровка, скв. 1 (1944–1950 м), скв. 2 (2015–2023 м).

Расположенная к югу фаціальная зона имеет сложное строение, с одной стороны в нее входят такие площади, как Монастырише и Малодевицкая, с другой – Прилуки, Леляки, Озеряне и, возможно, Гнединцы (материал по последней недостаточен).

Известняк на Монастырищенской и Малодевицкой площадях имеет различный характер, хотя не во всех скважинах. Так, в скв. 306 на глубине 2199–2200 м известняк  $S_3$ , как на большинстве описанных выше площадей, а также как известняк из скв. 3-р из верхней части интервала 1984–1988 м Малодевицкой площади, содержит фауну глобивальвулин, нодозарий, гейнитцин и др. Фораминиферы встречаются в микрозернистом известняке с довольно редким детритом. В скв. 2-р Монастырищенской площади на глубине 2053–2058 м в микрозернистом известняке с сильно перекристаллизованным детритом, большей частью неопределимым, наряду с теми же фораминиферами в большом количестве были обнаружены швагерини группы *Schwagerina constans* Scherb.

На Леляковской и Озерянской площадях известняк  $S_3$  отличается изменчивыми признаками, но в общем можно сказать, что для него характерны оолитовые и сферолитовые разности. Возможно, что изменчивость признаков известняка  $S_3$  объясняется здесь неполнотой материала.

В скважинах 4-р (1872–1876 м) и 6-р (1845–1849 м) описываемый пласт представлен сферолитовым известняком. В центрах сферолитов располагаются органические остатки (остракоды, обрывки синезеленых водорослей, обломки иглокожих, фораминиферы) или минеральные зерна. Цементом является микрозернистый кальцит, иногда перекристаллизованный. Из фораминифер как в центрах сферолитов, так и в цементе встречены: *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Nodosaria* sp., *Geinitzina* sp. В скв. 6-р в верхней части пласта располагается криноидно-водорослевый известняк с довольно большим количеством сферолитов. В скв. 16-р (1831–1835 м) и 20-р (1889–1892 м) в верхней части пласта располагается известняк, почти сплошь состоящий из темных овальных образований из микрозернистого кальцита, возможно, являющихся копролитами. В скв. 20-р ниже, на глубине 1893–1896 м, известняк обогащается обломками раковин гастропод, часто покрытых слоем обволакивающих синезеленых водорослей, обломками иглокожих и остракод. Из фораминифер в нем встречаются единичные *Globivalvulina* sp.

В скв. 15-р известняк  $S_3$  сходен с одноименным пластом с площадей Ярошевка, Чижевка и Шуровка, т.е. представляет собой микрозернистый известняк пятнистой структуры, с небольшим количеством мелкого детрита и фораминиферами *Tuberitina* sp., *Syzrania* sp., *Geinitzina primitiva* Pot., *G. postcarbonica* Spand.

На Озерянской площади пласт  $S_3$  хорошо охарактеризован в скв. 3-р на глубине 2026–2030 м, где наблюдается микрозернистый известняк с обильным детритом. В состав последнего входят остракоды, гастроподы, разнообразные иглокожие и синезеленые водоросли. Из фораминифер определены: *Ammodiscus* sp., *Tuberitina* sp., *Globivalvulina bulloides* (Br.), *Nodosaria longissima* Sul., *N. netchajevi* Tscherd., *Geinitzina* cf. *indepessa* Tscherd., *G. cf. postcarbonica* Spand., *Tetrataxis* sp. В этом известняке встречены единичные сферолиты, характерные для известняка  $S_3$  Леляковской площади.

Ниже, в интервале 2032–2036 м, располагается слой псевдооолитового известняка, доломитизированного и с редкими органическими остатками. По внешнему виду он очень близок к известняку  $R_3$ – $R_4$  в псевдооолитовой фации, в частности, к

тому, который наблюдался на этой же площади в скв. 2-р на глубине 2044,3-2049,3 м<sup>1</sup>.

На вопросе о сходстве известняка  $S_3$  северо-западных площадей с одноименным известняком из более восточных частей впадины можно не останавливаться, так как оно неоднократно отмечалось выше рядом исследователей (Г.Д. Киреева, М.Ф. Манукалова, П.Д. Потиевская, Е.И. Пашкевич, Г.Д. Шевченко) и прослеживается по структурно-фациальным зонам впадины. Можно лишь отметить, что границы между зонами на северо-западе более расплывчатые, а осадки южной фациальной зоны выражены неполно, т.е. не прослеживаются по простиранию.

Известняк  $S_3$ . Под этим индексом впервые выделен прослой известняка, прослеженный на площадях бурения треста Черниговнефтегазразведка в верхней части пласта  $S_3$ . Характеристику его пока нельзя считать достаточно полной, так же как нельзя считать твердо установленным его постоянное присутствие в разрезе. Так, на Лебяковской площади он был установлен только в скважинах 16-р и 20-р, где известняк  $S_3$  представлен не сферолитовым типом, а другими разновидностями. В то же время он прослежен и на некоторых других площадях, а именно Монастырище, Бахмач (скв. 1), Веркиевка (скв. 203), возможно Березна и Седнев. Краткая характеристика этого известняка сводится к следующему: известняк микрозернистый, слабо перекристаллизованный, как правило, содержащий большое количество свободно лежащих синезеленых водорослей, нередко с довольно широким диаметром трубки. Другие органические остатки отсутствуют или играют подчиненную роль. В последнем случае они представлены обломками пелелипод и гастропод. Прослежен этот известняк в следующих пунктах: Лебяки, скв. 16 (1827-1831 м), скв. 20 (1886,6-1889,9 м); Монастырище, скв. 2-р (2045-2053 м), скв. 3-р (2046-2055 м, верхняя часть интервала), скв. 306 (2197-2199 м); Бахмач, скв. 1 (2186-2192,8 м); Березна, скв. 438 (1207,85-1214,85 м); Веркиевка, скв. 4-р (1852-1854 м); Седнев, скв. 213 (1477-1486 м, верхняя часть интервала). На Седневской площади этот известняк по стратиграфическому положению и по характеру как бы сливается с известняком  $S_3$ .

Известняк  $S_4$  наблюдался в пределах северо-западной части рассматриваемой впадины довольно часто, однако он до сих пор не имеет достаточно отчетливой характеристики. Объясняется это его сильной изменчивостью или просто неполнотой материала, в настоящее время неясно.

По стратиграфическому положению, а также по некоторым характерным признакам, которые удалось наметить для этого пласта, он выделен в различных зонах: в северной краевой части на площадях Березна, Мена, Великозагоровка, далее к югу - в Черниговской опорной скважине, в Седневе, Веркиевке и наиболее полно в южной зоне на площадях Олишевка, Монастырище, Прилуки, Лебяки.

В северной зоне: в скв. 438 (1188,6-1190,25 м) и в скв. 433 (1233,6-1237,10 и 1237-1235,6 м) Березнянской площади, в скв. 521 (1197-1203 м) площади Мена, в скв. 367 (1157,3-1161,3 м) Великозагоровки - известняк  $S_4$  представлен микрозернистой или тонкошламовой разновидностью с довольно редким детритом. Характерны для него присутствующие в довольно большом количестве раковины *Globivalvulina*, реже *Tubertina* sp. и лагениды. В детрите наблюдаются гастроподы, остракоды, иглокожие. Структура известняка иногда переходит в мелкокомковатую.

По данным Г.Д. Шевченко (устное сообщение), подтвержденным и нашими материалами, в этом пласте иногда встречаются прослой известняка с мелкими кавернами округлой формы, условно названного отрицательно оолитовым.

На площади Мена (скв. 521, 1197-1203 м) известняк представлен нехарактерной для него разновидностью. Здесь пройден известняк в верхней части микрозернистый, с обломками криноидей и других иглокожих, брахиопод, остракод, пелелипод, спикул губок и др. В средней части известняк имеет тот же характер, но количество органических остатков увеличивается. Из фораминифер определены: *Ammovertella* sp., *Tubertina* sp., *Syzrania* sp., *Nodosaria* sp.

В следующей структурно-фациальной зоне известняк  $S_4$  был выделен в двух пунктах: в Черниговской опорной скважине на глубине 972,85-979,15 м, где встречен микрозернистый, участками уплотненный с большим количеством мелких пустоток неправильной формы, без ясных органических остатков; на Седневской площади, в скв. 213 (1477-1486 м, верхняя часть интервала).

<sup>1</sup> Возможно, что здесь имеет место неправильная привязка образца к разрезу.

Под индексом  $S_4$  данный известняк описывается условно, так как он залегает под известняком  $S_4$  и над известняком  $S_3$ . Признаки его являются как бы общими для известняков  $S_3$  и  $S_4$ . С первым его сближает присутствие довольно многочисленных толстотрубчатых синезеленых водорослей, а со вторым — обильных глобивальвулин, представленных видами *Globivalvulina bulloides* (Br.) и *Gl. donbassica* Pot. Кроме них были встречены также *Tuberitina* sp. и *Hyperamminoides* sp. На Веркиевке (в скв. 4-р на глубине 1852–1854 м) также прослежен известняк  $S_4$ , сходный по своему характеру с тем, который был описан с северных площадей.

На Олишевке в скв. 79-с в интервале 1160,8–1161,9 м встречен известняк микрозернистый, с детритом и большим количеством мелких *Globivalvulina*. Местами встречаются клубочки толстостенных синезеленых водорослей с широкой полостью и фораминиферы, среди которых определены: *Globivalvulina bulloides* (Br.) (часто), *Gl. donbassica* Pot. (часто), *Tuberitina* sp., *Nodosaria* sp. (?), удлиненные камерки раковин, возможно, относящихся к роду *Geinitzina*. В известняке встречен также прослой (точно непривязанный к какой-либо его части) с округлыми и неправильной формы пустотками. Присутствие последних, а также обильных глобивальвулин позволило определить описываемый известняк как  $S_4$ .

Микрозернистый доломитизированный известняк с глобивальвулинами, индексированный как  $S_4$ , встречен на Монастырищенской площади в скв. 2-р на глубине 2045–2053 м и в скв. 3-р на глубине 2046–2055 м.

На площади Прилуки как  $S_4$  был со значительной степенью условности индексирован сильно железненный, отрицательно оолитовый известняк из скважин 2-р (1382–1386 м), 8-р (1414,5–1418 м), 9-р (1346–1351 м) с большим количеством обволакивающих и реже свободно лежащих синезеленых водорослей, обломков иглокожих, раковинок гастропод и неопределимыми обломками. Учитывая, что сходные известняки периодически повторяются в разрезе никитовской и славянской свит, индексировать этот известняк вполне уверенно нельзя. Если по наличию отрицательных оолитов он близок к известняку  $S_4$ , но так как выщелоченные ядра покрыты здесь корочкой обрастания, т.е. близки к псевдооолитам, он, возможно, должен быть индексирован как  $R_3-R_4$ .

На площади Леляки известняк  $S_4$  был встречен в скважинах 4-р (1872–1876 м), 6-р (1842–1845 м), 16-р (1822–1847 м и в верхней части интервала 1827–1831 м), 19 (1882–1885 м). Он представлен микрозернистым известняком, в котором довольно часто встречаются пустоты округлой формы, возможно, выщелоченные оолиты. Иногда он содержит овальные копролитоподобные образования. Местами переходит в псевдооолитовый известняк.

Известняк  $S_4$ . На всей территории впадины, в том числе и в ее северо-западной части, отличается удивительно устойчивыми признаками и выдержанностью в разрезе. Можно думать, что там, где он не был прослежен, это объясняется только отсутствием в разрезе верхней части славянской свиты или керна из соответствующей ее части. Исключением, возможно, является Кальмиус-Торецкая котловина, хотя и здесь это должно быть проверено на более полном материале. Характеристика его, неоднократно приводившаяся в ряде отчетов и заключений, сводится к следующему: известняк микрозернистый, сильно алевритистый, участками переходящий в известковистый алевролит, с большим количеством сгустков микрозернистого кальцита и с редкими раковинками фораминифер, представленных камерками *Tuberitina* sp., мелкими фузулидами (*Schubertella* sp., *Eostaffella* (?) sp.) и в единичных случаях неопределимыми мелкими кремневыми обломками крупных фузулид. Встречаются также мелкие обломки трубочек синезеленых водорослей.

На северо-западе известняк  $S_4$  был прослежен на следующих площадях: Березна, скв. 438 (1182,4–1184,75 м); Борковка, скв. 520 (1331,1–1335,1 м); Великозагоровка, скв. 367 (1144,7–1149 м); Черниговская опорная скважина (963–979 м); Седнев, скв. 213 (1465–1477 м); Веркиевка, скв. 4-р (1852–1854 м), скв. 203 (1866–1869 м); Монастырище, скв. 306 (2159–2160 м); Малодивица, скв. 1-р (1884–1888 м); Леляки, скв. 6 (1834–1838 м), скв. 15 (1825–1828 м), скв. 16 (1815–1817 м); скв. 19 (1875–1879 м); Щуровка, скв. 1-р (1920–1922 м), скв. 3-р (1997–1999 м); Ярошевка, скв. 1-р (2380–2333 м).

Материал по карбонатным горизонтам нижнепермского разреза северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины позволил сделать следующие дополнения к характеристике известняков никитовской и славянской свит и уточнению их распространения.

1. Известняки никитовской свиты удается в настоящее время проследить на ряде площадей северо-западной части впадины (Бахмач, Великозагоровская, Западный Нежин, Мильки, Леляки, Озеряне, Прилуки). Кроме того, подтвердились геофизические данные о присутствии верхней части никитовской свиты в Черниговской опорной скважине.

2. Известняки  $R_1$  и  $R_3-R_4$  оказались весьма сходными по своему характеру с пластом  $S_3$ , причем при движении с северо-востока на юго-запад, т.е. вкрест региональному простиранию, в них прослеживаются сходные изменения. Некоторые попытки наметить различия между ними были сделаны в настоящей работе, но тем не менее при отсутствии их полной характеристики, что обусловлено слабым отбором керна, их индексация часто связана со значительными затруднениями и может контролироваться геофизическими данными.

3. Фациальный характер известняков славянской свиты и встречающиеся в них комплексы фораминифер в общих чертах сходны с одноименными известняками восточных частей впадины, причем это касается и изменения их признаков вкрест регионального простирания. Безусловно, можно утверждать, что это сходство проявилось бы еще более отчетливо, если бы прослеженные пласты были более полно охарактеризованы керном.

4. В пределах изученной части разреза в северо-западной части впадины не наблюдается существенного рубежа, у которого происходило бы изменение фауны, носящее эволюционный характер. Появление в известняке  $S_3$  более разнообразных, чем в известняках никитовской свиты, гейнитцин, по-видимому, объясняется более благоприятной для них фациальной обстановкой. Наконившийся материал, правда, показывает, что фаши известняков  $R_3-R_4$  и  $S_3$  весьма близки друг другу и можно было бы думать, что это изменение видового состава гейнитцин носит эволюционный характер. Однако, поскольку швагерины из известняка  $S_3$  представлены в основном видами группы *Schwagerina constans*, т.е. характерной формой средней зоны ассельского яруса, славянская свита, как и никитовская, относится нами к средней зоне последнего.

5. В северо-западной части впадины прослеживаются не все структурно-фациальные зоны, установленные в восточной ее части. Так, присутствие на структурах Веркиевки, Монастыриша, Щуровки фаши со швагеринами в известняке  $S_3$  собственной центральной части грабена в Бахмутской котловине, позволяет считать, что аналоги этой фациальной зоны подходят здесь почти вплотную к Украинскому кристаллическому массиву. Поскольку вдоль центральной части впадины располагаются ее наиболее погруженные участки, здесь по простиранию сохраняется фациальный характер зоны, приуроченной на востоке к центральной части впадины.

6. Мелководная зона, выделенная на востоке под названием южной краевой части впадины, для которой характерно развитие оолитовых и псевдооолитовых известняков, прослежена на северо-западе только в виде клина, вдающегося в предыдущую зону центральной части впадины. Эта фашия, прослеженная на площадях Мильки, Леляки, Озеряне, Прилуки, по-видимому, окаймляет здесь вдающийся<sup>1</sup> во впадину выступ кристаллического фундамента, обусловивший здесь ее развитие. С уверенностью утверждать, что оолитовая фашия развита только вокруг этого выступа, нельзя, так как на ряде площадей южной полосы известняк  $S_3$  нами не наблюдался.

Кроме того, известняк  $R_3-R_4$  псевдооолитовой фашии прослежен на площади Западный Нежин, причем для объяснения этого в настоящее время не имеется материала.

<sup>1</sup>Наличие на Леляковской площади отложений, относящихся по своему характеру к зоне южной части впадины, отмечалось Е.И. Пашкевич.

## Литература

- Киреева Г.Д. Некоторые экологические морфы швагерин Бахмутской котловины.-Палеонтол. сб. ИГиН АН СССР, 1956, вып. 2.
- Нестеренко Л.П. О стратиграфии пермских отложений Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, 1951, т. 101, № 2.
- Нестеренко Л.П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Нестеренко Л.П. О методике корреляции нижнепермских отложений Донецкого бассейна, его северо-западных окраин и восточной части Днепровско-Донецкой впадины. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 2.
- Нестеренко Л.П. Пермские отложения Донецкого бассейна. Автореф. докт. дисс. Л., 1961.
- Супронюк К.С., Цылко Л.И., Шевченко Г.Д. Стратиграфия пермских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - Труды УкрНИГРИ, 1968, вып. 16.

В.И. Лукинов

Геологическое строение Большого Донбасса изучается геологами более ста лет, благодаря чему рассматриваемый регион относится к числу наиболее изученных областей Советского Союза. Однако, если учесть, что по основным вопросам формационного и вытекающего из него геотектонического анализа существует несколько взаимоисключающих точек зрения, то станет ясно, насколько далеки наши знания от конечной цели исследования района, недра которого содержат богатейшие запасы угля, нефти и газа. Достаточно указать, на то, что формационный и структурный анализ привел ряд исследователей к выводу о принадлежности Большого Донбасса к геосинклиналям (Тетяев, 1938; Соболев, 1939; Архангельский, 1941; Верболоз, 1952; Дубинский, 1962; Попов, 1963; Мирчинк и др., 1965; и др.), в то время как другие геологи (Шатский, 1946; Муратов, 1955; и др.) считают Большой Донбасс структурой, близкой по своей природе к краевым (или передовым) прогибам геосинклиналей, в отличие от которых структуры донбасского типа вытянуты не вдоль края платформы, а поперек, благодаря чему заходят глубоко в тело платформы. В противоположность продольным краевым прогибам геосинклиналей структурам такого типа Н.С. Шатский присвоил название поперечных краевых прогибов, или систем. Кроме геотектонических, существуют и литогенетические классификации формационного состава осадков в Большом Донбассе, однако в данной работе они не рассматриваются, поскольку разработаны с большой степенью детальности в большом числе специальных работ и не вызывают никаких возражений. Однако классификация формационного состава с точки зрения изменения геотектонического режима в Донбассе не разработана однозначно, в большинстве случаев из-за отсутствия надежного палеонтологического материала в заключительных орогенных формациях, а также в ряде случаев из-за субъективного похода к объяснению процессов осадконакопления и привлечения косвенных факторов для объяснения отдельных отрезков геологической истории развития региона. Один из таких факторов — объяснение закономерностей заключительного этапа развития Донбасса в зависимости от степени метаморфизма углей. Другим фактором являются неподтвержденные построения с так называемым Преддонецким прогибом и т.д. Как уже говорилось, отсутствие палеонтологического материала в заключительных пестроцветных формациях Большого Донбасса дает большой простор для таких построений. Тем не менее правильное понимание именно заключительных этапов герцинского тектогенеза в Большом Донбассе является ключевым моментом в анализе формационного ряда осадков, дающим представление об истории развития структуры в конце герцинского цикла, а также о самом типе Большого Донбасского прогиба. С рассмотрения фациального и формационного состава осадков, а также характера площадного и мощностного распределения отложений начинаем наш анализ геологической истории развития в конце герцинского цикла.

Согласно общепринятой в настоящее время точке зрения Большой Донбасский прогиб заложился не ранее среднего девона. Чрезвычайно бурная тектоническая деятельность характеризует верхнедевонский отрезок геологической истории прогиба, когда заложилась глубинные разломы, сформировавшие узкую и протяженную подвижную зону, в которой накапливались лагунно-терригенные осадки большой мощности, причем, по данным Е.И. Пашкевич и Р.М. Пистрак, на многих участках образовавшегося грабена происходили интенсивные вулканические излияния лав базальтового состава. В течение турнейского века и раннего визе на всей территории Большого Донбасса наступило тектоническое "затишье". В Донбассе накапливались известняки и доломиты небольшой мощности (порядка 260м), на северо-западе прогиба — терригенные (преимущественно континентальные) осадки мощностью до 200 м и лишь в районе с. Зачепиловки отмечается несколько более активное прогибание, сопровождавшееся накоплением карбонатно-терригенной толщи мощностью порядка 600 м.

В дальнейшем, начиная с позднего визе и до раннепермского времени включительно, накапливался единый субгеосинклинальный комплекс осадков, мощность которого, по данным М.Л. Левенштейна (1963), в Донбассе составляет более 20 км. Характернейшей деталью, на которую мало обращают внимание донецкие геологи, является факт, что внутри этого комплекса осадков максимальные мощности отдельных стратиграфических подразделений разреза сосредоточены в разных географических пунктах, порой отстоящих друг от друга на сотни километров. На основании характера распространения, а именно, на основании выделения зон максимального накопления осадков (а значит и зон максимального прогибания) в данной работе предлагается подразделить весь комплекс названных отложений, хотя все они и относятся по составу к формациям передовых прогибов (Шатский, 1946; Муратов, 1955; и др.), на три серии осадков, тем более, что эти серии различаются не только по характеру распределения мощностей, но и по фациальному составу.

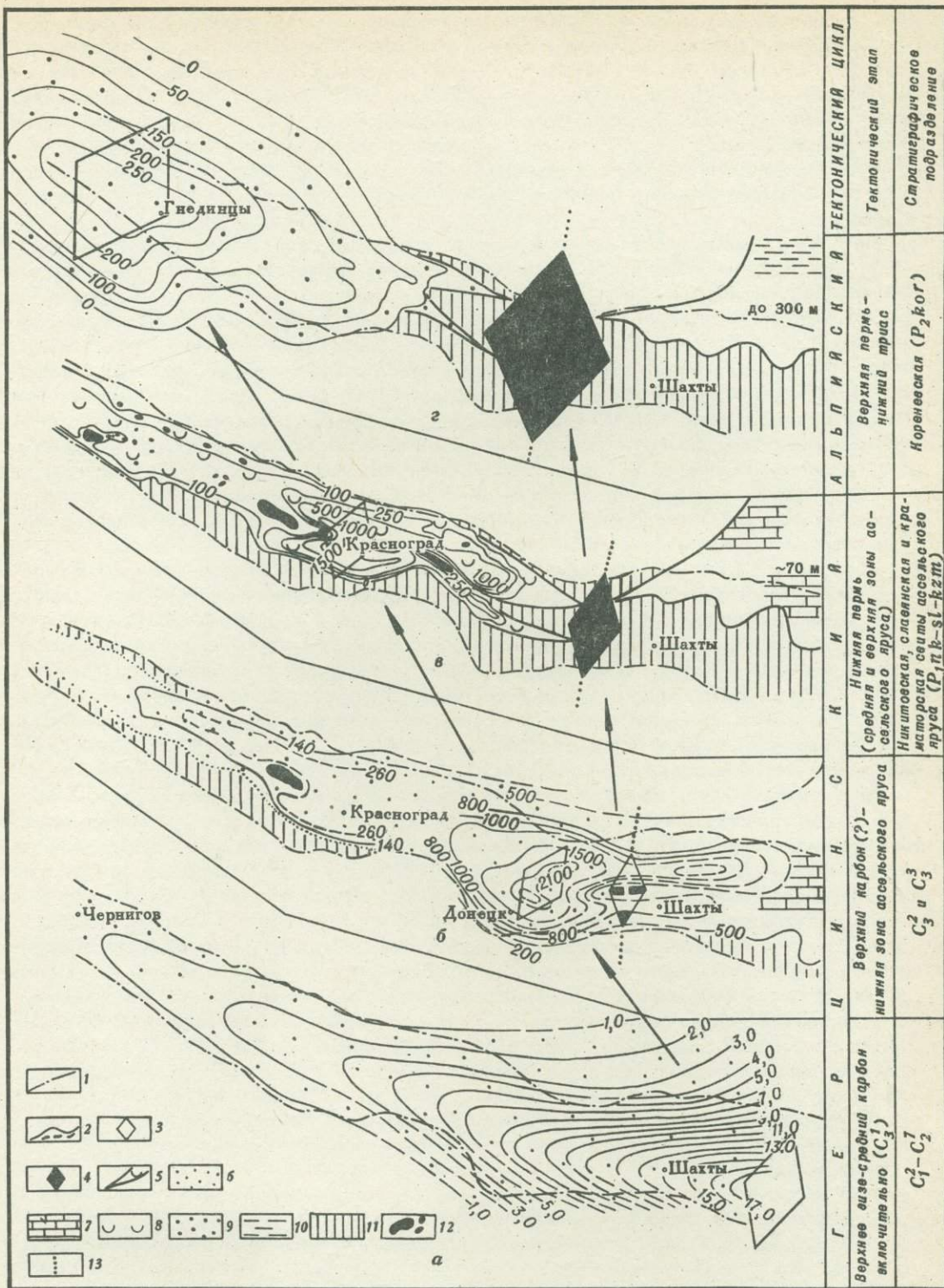
Первая снизу серия пород охватывает толщу, начиная с верхнего визе (с зоны  $C_1 G$ , по А.П. Ротаю, 1963) по свиту  $C_1^3$  включительно. Серия довольно однородна по составу, относится к типу паралических угленосных формаций, характеризуется ритмичным чередованием прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и углей. Терригенные породы составляют примерно 90% мощности нижней серии, оставшаяся часть принадлежит известнякам и углям. Нижняя серия состоит из 12 свит ( $C_1^2 - C_1^5$ ,  $C_2^1 - C_2^2$  и  $C_3^1$ ) схемы Геологического комитета. В разных свитах серии процентное соотношение видов терригенных пород резко колеблется, в отдельных свитах преобладают аргиллиты и алевролиты, в других - песчаники.

Подчиненную роль играют карбонатные породы, составляющие 5-10% мощности свит нижней серии. В то же время прослой известняков являются маркирующими горизонтами каменноугольного разреза, позволяющими коррелировать разрез на большие расстояния. Наиболее выдержанными являются группы известняков F и G, а также известняки  $M_9$  и  $N_1$  по донецкой классификации, которые распространены почти на всей территории Большого Донбасса. Основная же масса известняков развита в Донбассе, а в его пределах - ближе к склону Воронежского массива. Наконец, особую роль в разрезе свит нижней серии играют угольные прослой, хотя процентное их содержание ничтожно мало. Серия промышленно угленосна в собственно Донбассе. По направлению к северо-западу закономерно изменяется фациальный состав осадков в сторону увеличения глинистости и песчаности разреза вместе с выклиниванием известняковых и угольных прослоев. Однако наиболее характерным свойством нижней серии является закономерное уменьшение мощностей (рис. 1,а) от 15-17 км в районе г.Шахты до порядка 1 км в районе г.Чернигова. Подчеркиваем, что зона максимального прогибания находилась где-то в районе г.Шахты. На рисунке она показана несколько восточнее в соответствии с картами изопахит, составленными М.Л. Левенштейном для этих отложений (без свиты  $C_1^3$ ).

Характер распространения осадков указанной серии изучался большим числом исследователей, важным результатом чего явились выявленные В.З. Ершовым тематические закономерности изменения мощностей свит, согласно которым отноше-

Рис. 1. Схема миграции торцового прогиба Донецкой субгеосинклинали. Используются карты изопахит; для свит  $C_1^1 - C_1^2$  - Г.Д. Киреевой (1962) и М.Л. Левенштейна (1963); для свит  $C_3^1 - C_3^3$  - М.Л. Левенштейна (1963) и Ю.А. Арсирия, И.Г. Баранова, З.А. Волощак, Е.К. Гончарова (Глушко и др., 1963) с изменениями автора; для соленосной толщи нижней перми - А.А. Мартынова и др. (Тектоническая карта . . . , 1966); для кореневой свиты - В.Ф. Близнюка, В.К. Гавриша и др. (1964).

1 - контуры краевых разломов грабена; 2 - изопахиты; 3 - положение оси максимального прогибания; 4 - положение оси воздымания Донбасса; 5 - синклинальные впадины в сводовом поднятии; 6 - осадки паралической угленосной формации; 7 - эпиplatformенные нормальноморские осадки; 8 - лагунные осадки; 9 - аллювиальные пески и песчаники; 10 - пролювиально-делювиальные алевролитоглинистые отложения; 11 - области отсутствия осадков в пределах испытывавшего инверсию Донбасса; 12 - области отсутствия осадков в пределах сводов соляных валов и поднятий; 13 - границы распространения фаций



|  |  |   |                                  |                                 |
|--|--|---|----------------------------------|---------------------------------|
| Верхнее илзе-средний карбон включительно (С <sub>1</sub> ) | Верхний карбон (?) - нижняя зона асвольского яруса | Нижняя пермь (средняя и верхняя зоны асвольского яруса)   | Верхняя пермь - нижний триас     | ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ              |
| С <sub>1</sub> -С <sub>2</sub>                             | С <sub>2</sub> и С <sub>3</sub>                    | Нижняя пермь, сланцевая и кристаллическая сланцевая асвольского яруса (Р <sub>1</sub> , Р <sub>2</sub> -sl-Ezt) | Кореневская (Р <sub>2</sub> ког) | Тектонический этап              |
|  |  |   |                                  | Стратиграфическое подразделение |

ния мощностей между двумя одинаковыми толщами в любых точках Донбасса равны между собой. Однако некоторые геологи, с нашей точки зрения, неправильно пользуются "правилом пропорциональности" для пересчета мощности вышележащей серии по законам, открытым и действующим для свит среднего карбона, в то время как фактический материал по распределению и фациальному облику осадков второй серии, охватывающей свиты  $C_2^2, C_3^3$  верхнего карбона и картамышскую свиту нижней перми ( $P_1 kgt$ ) противоречит этим построениям. Тем самым мы подошли к наиболее спорным вопросам трактовки геологического строения и истории развития Большого Донбасса.

Для дальнейшего рассуждения о характере распределения второй серии сообщаем некоторые общие сведения по тектонике Донецкого бассейна. Схема тектонического расчленения Донбасса давно известна и была рассмотрена В.С. Поповым (1963), который выделяет в его пределах три главных структурных элемента: Главный антиклиналь и Главный и Южный синклинали (рис. 2). С севера и юга Донбасс опоясывают зоны мелкой складчатости. Однако наиболее характерная черта тектонического строения Донбасса недооценивается. Давно известная и описываемая также В.С. Поповым субмеридиональная полоса воздымания шарниров складок, проходящая через г.Ровеньки, является своеобразным хребтом Донецкого кряжа. В пределах этой полосы выходят на поверхность наиболее древние породы, а в направлении на запад и восток во всех структурных элементах породы омолаживаются, каменноугольные отложения сменяются пермскими и мезо-кайнозойскими. Иными словами, Ровеньковское сводовое поднятие является центром воздымания Донбасса.

Главная и Южная синклинали в этой субмеридиональной полосе распадаются на западные и восточные структурные элементы, получившие в литературе свои собственные наименования (см. рис. 2). Отсюда следует, что Ровеньковское сводовое поднятие следует считать структурным элементом первого порядка, а Главный антиклиналь, Главную и Южную синклинали — элементами второго, подчиненного порядка. М.М. Тетяев (1938) особо подчеркивал значение "магистрального перегиба складчатой структуры Донбасса", но толкование этой полосы воздымания шарниров складок далеко в настоящее время от действительного положения вещей. Наиболее характерно то обстоятельство, что субмеридиональная ось воздымания кряжа не совпала с осью максимального прогибания Донбасса периода отложений первой, нижней серии (район г.Шахты). Таким образом, если допустить, что закономерности осадконакопления второй серии унаследовались от нижней, как это считают В.С. Попов (1963), М.Л. Левенштейн (1963) и другие, то наибольшие мощности соответствующих отложений верхнего карбона и картамышской свиты нижней перми должны быть сосредоточены, как и в среднем карбоне, в районе г.Шахты. Тогда они должны были хотя бы частично сохраниться в Должанско-Садкинской и Шахтинско-Несветаевской синклиналих как в естественных хранилищах молодых осадков. Однако образований второй серии там нет, а последней свитой, отложения которой сохранились в названных синклиналих, является (см. рис. 2) свита  $C_3^1$ , сохраняющая к тому же "правило пропорциональности". Это побудило автора отнести свиту  $C_3^1$  к нижней серии и принять стратиграфическую границу среднего и верхнего карбона, предложенную в 1953 г. Г.Д. Киреевой, которая проводит ее в основании свиты  $C_2^2$ .

Отсутствие осадков верхнего карбона в восточных синклиналих Донбасса, по-видимому, свидетельствует об инверсии центральных районов кряжа и об изменении тектонической обстановки на рубеже среднего и верхнего отделов карбона, повлекшей за собой как изменение характера распределения мощностей и фаций (см. рис. 1,б) по обе стороны от Ровеньковского сводового поднятия, так и смену биологического режима бассейна осадконакопления. В современном плане характер распространения второй серии резко отличается от такового нижней серии. Отложения верхнего карбона и картамышской свиты (на востоке — ее аналогов) разреза на двух участках (на рис. 2 они показаны горизонтальной штриховкой) — на западных окраинах Донбасса и на северо-восточном участке, относящемся к зоне мелкой складчатости и расположенном севернее и восточнее г.Белая Калитва, т.е. за пределами главных структурных элементов Донбасса. Характер фациального состава осадков второй серии по западную и восточную стороны от Ровеньковского сводового поднятия заметно различается.

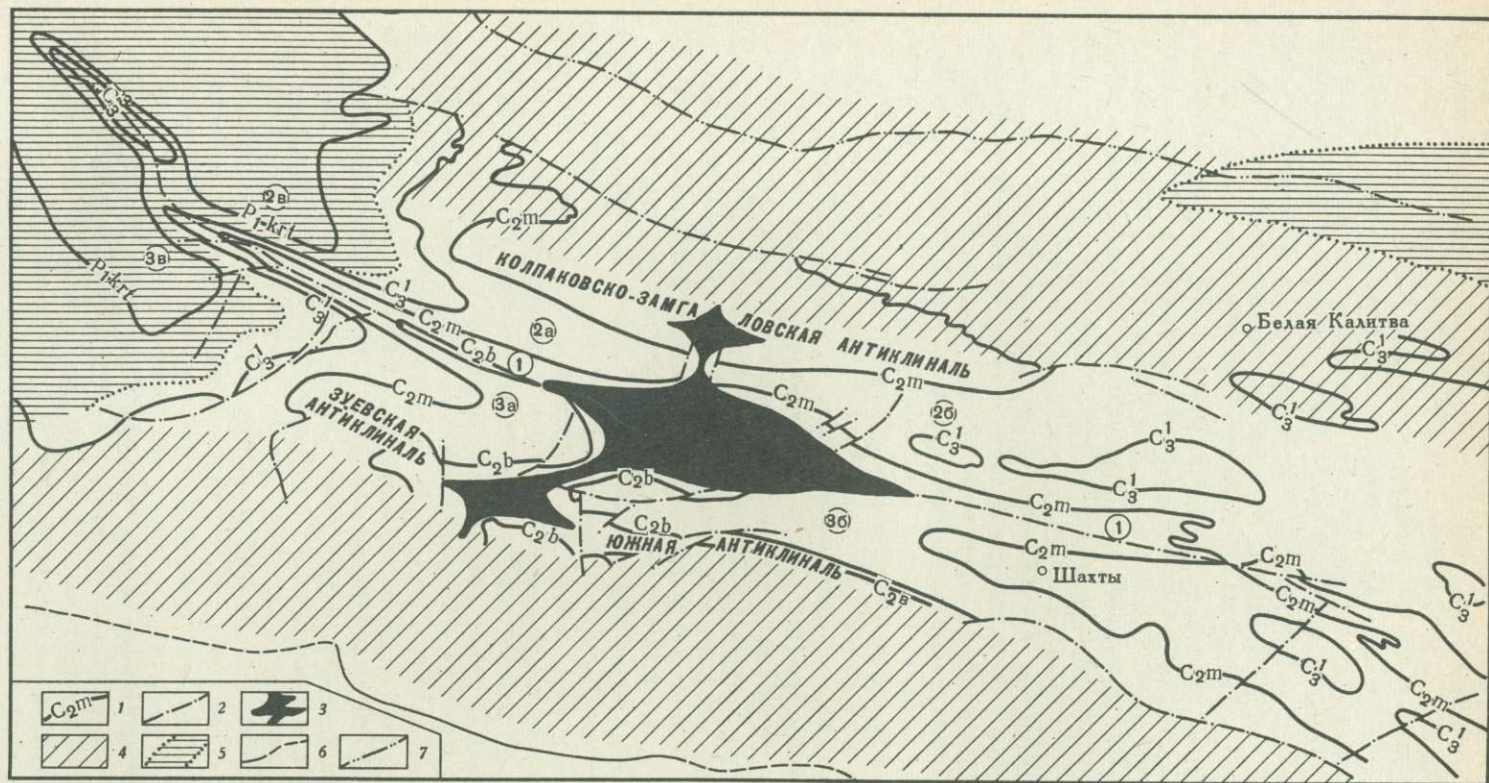


Рис. 2. Схема основных структурных элементов Донецкого складчатого сооружения. Составлена на основе Тектонической карты Днепровско-Донецкой впадины (1966)

1 - границы распространения стратиграфических толщ; 2 - разрывные нарушения; 3 - Ровеньковское сводовое поднятие; 4 - зоны мелкой складчатости; 5 - основные участки распространения осадков верхнего карбона и нижней перми; 6 - южная граница Донбасса; 7 - Северо-Донецкий надвиг.

Цифровые и буквенные обозначения в схеме: 1 - Главный антиклиналь; Главный синклинал: 2а - Боково-Хрустальская синклинали, 2б - Должанско-Садкинская синклинали, 2в - Бахмутская котловина; Южный синклинал: 3а - Чистяково-Снежнянская синклинали, 3б - Шахтинско-Несветаевская синклинали, 3в - Кальмиус-Торецкая котловина

Так, если на западе, в пределах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, в позднекаменноугольное время продолжали накапливаться породы угленосной формации (в течение времени отложения свит  $S_2^3$  и  $S_3^3$ ), то на востоке бассейн осадконакопления носит эпиплатформенный характер. На западе вверх по разрезу уменьшается роль морских отложений в строении толщ, постепенно увеличивается содержание пестроцветов до полного перехода в пестроцветную картамышскую свиту нижней перми, в которой намечаются лишь несколько "серых зон," относимых Л.П. Нестеренко (1955) к морским образованиям, и только в верхней части разреза снова появляются тонкие прослои известняков. На востоке же от Ровеньковского сводового поднятия, напротив, пестроцветы играют резко подчиненную роль в строении серии, и в то же время увеличиваются в мощности и количестве по сравнению с западными районами известняковые прослои. Так, если в Бахмутской котловине в свите  $S_3^3$  они составляют всего 1-1,6% разреза, то в Тацинском районе содержание известняков увеличивается до 19% (Левенштейн, Розентулер, 1963). Толща, параллелизуемая донецкими геологами с пестроцветной картамышской свитой, также характеризуется преимущественно серо-зелеными тонами составляющих ее пород, а также значительно большим процентным содержанием известняков в разрезе.

Сопоставление мощностей серии по западную и восточную сторону от Ровеньковского сводового поднятия непосредственно не может быть произведено, так как в восточном секторе Донбасса составляющие ее отложения отсутствуют в пределах основных структурных элементов кряжа. Тем не менее явно эпиплатформенный характер осадков в Белокалитвенском районе дает основание предполагать, что и южнее мощности ненамного превышали отмечающиеся здесь 1300 м для верхнего карбона и 232 м - для аналогов картамышской свиты. Максимальные мощности серии (3300 м) находятся на западе (Бахмутская котловина), у границы открытого Донбасса, на основании чего предполагается, что зона максимального прогибания второй серии находилась где-то в районе г.Донецка и совпадала с положением Главного антиклинала (см. рис. 1,б). Это представление не расходится в какой-то степени со взглядами Л.П. Нестеренко, М.Л. Левенштейна и др., считающих, что западный бассейн осадконакопления (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины) был единым, и в то же время различие в распределении мощностей и фаций по обе стороны от Ровеньковского сводового поднятия позволяет предполагать, что еще в верхнем карбоне наметилось различие в тектоническом режиме западных и восточных секторов Донбасса, обязанное, по-видимому, началу инверсии центральных районов Донецкого кряжа. Речь идет о смене знака преимущественных эпигерогенических движений, а не о сколько-нибудь значительной фазе орогенеза, чем позиция автора принципиально отличается и противопоставляется взглядам И.Ю. Лапкина (1951), Е.В. Мовшовича (1966) и др. Если центр инверсии (см. рис. 1,б) в какой-то степени и проявлялся, то он только влиял на распределение в пространстве эпиплатформенного и субгеосинклинального режимов осадконакопления. В то же время начавшаяся инверсия повлекла за собой возникновение своеобразного торцового прогиба, в котором продолжала накапливаться вторая угленосная серия.

Всякая инверсия режима в геосинклиналях сопровождалась миграцией прогибов из внутренних во внешние зоны геосинклинальной системы (Белоусов, 1962; и др.). Такой же процесс частной инверсии был на рубеже среднего и верхнего карбона в Большом Донбассе, когда перед начавшим формироваться зачаточным донецким горным сооружением возник торцовый частный прогиб с осью прогибания в районе г.Донецка. В продольных геосинклиналях прогиб мигрировал параллельно простиранию геосинклинали на прилегающие участки платформы. Здесь же прогиб мигрировал по простиранию структуры, в подготовленную уже девонским этапом развития подвижную зону, чем резко отличается от продольных постинверсионных прогибов.

Это представление автора противопоставляется ошибочной позиции Д.Н. Соболева (1939) и воспринявшего его концепцию И.Ю. Лапкина (1951), утверждающих об образовании в результате "попятной миграции Амадоийской геосинклинали после герцинского и киммерийского диастрофизма" так называемого "канала", параллельного Донецкому горному сооружению, или Преддонецкого прогиба, в редакции И.Ю. Лапкина. Если уже и говорить о попятной миграции Донецкой субгеосинклинали, то только в направлении продолжения рифта Доно-Днепровского прогиба на северо-

запад, в область подготовленной девонским этапом развития подвижной зоны, чем Донецкий бассейн отличается от Уральской геосинклинали, с которой Д.Н. Соболев сопоставлял Донецкий кряж и у которой, действительно, постинверсионные прогибы располагаются параллельно структуре геосинклинали. Следует сказать, что отличия обоих типов структур не сводятся только к характеру миграции постинверсионных прогибов.

Ошибочные построения И.Ю. Лапкина, Е.В. Мовшовича (1966) с Преддонецким прогибом опровергаются всем имеющимся фактическим материалом, приводимым подавляющим большинством геологов и не подтверждающим представление о каком-либо значительном проявлении верхнекаменноугольной фазы орогенеза и тем более об образовании в результате ее передового прогиба (Нестеренко, Левенштейн, 1953; Хохлов, 1959; Ступаков, 1962; Попов, 1963; Верболоз, 1965; и др.). Как убедительно показал В.П. Ступаков, на северной окраине Донбасса все подразделения позднегерцинского разреза имеют тенденцию постепенного увеличения мощностей к осевой зоне кряжа, а фациально ни одно из них не претендует на название молассового и грубообломочного. В то же время к такого типа осадкам можно отнести лишь песчано-конгломератовую шебелинскую (дроновскую) свиту, развитую на западных окраинах Донбасса, в связи с чем можно говорить о предшебелинской главной фазе орогенеза, выведшей горное сооружение кряжа окончательно из процесса седиментации, после чего оно подверглось денудации и эрозии.

Однако нельзя пройти мимо очевидного факта, отмечавшегося всеми предыдущими исследователями (Яковлев, 1914; Банковский, 1954; и др.), которые подчеркивают отчетливый регрессивный характер непрерывного ряда отложений, начинающегося породами верхнего карбона и кончающегося пестроцветами картамышской свиты нижней перми и указывающего на наметившееся обращение тектонического режима в Донбассе. Оно коснулось прежде всего центральных областей кряжа, тяготеющих к современному Ровеньковскому сводовому поднятию, которое тем самым впервые в истории Донбасса разграничило западные и восточные его окраины с характерным для каждой из них тектоническим режимом.

Отложения, объединяемые автором в третью серию, на запад от Ровеньковского поднятия слагаются сульфатно-галогенной толщей и песчано-конгломератово-глинистой шебелинско-пересажской свитой соответственно мощностью 1500 и 450 м. На восток от Ровеньковского поднятия, в Белокалитвенском и более восточных районах, аналогом этой серии является пачка пород мощностью всего порядка 90 м (Киреева, Ступаков, 1959), представленная сплошными известняками и доломитами (см. рис. 1, в). Таким образом, по крайней мере в период накопления лагуновых соленосных осадков в Днепровско-Донецкой впадине, в составе которых почти нет терригенного материала, Донецкий кряж не возвышался сколько-нибудь значительно над окружающими территориями. И только во время отложения шебелинско-пересажской свиты западный сектор Донбасса подвергался разрушению и поставлял в испытывавшую погружение Днепровско-Донецкую впадину терригенный песчано-конгломератово-глинистый материал. То обстоятельство, что в момент отложения галогенной толщи не было признаков заметно возвышающегося над бассейном осадконакопления горного сооружения, говорит также о том, что в моменты пульсаций, описанных для солеродного водоема В.К. Ивановым (1968), горное сооружение пропускало через свои синклинальные мульды - Главную и Южную синклинали - порции морских вод с востока через Ровеньковский хребет кряжа, как это показано на рис. 1, в. Моментам отрицательных колебаний кряжа соответствуют известняковые прослои, составляющие "костяк" или "каркас" соленосных свит описываемой серии.

На рис. 1, в, показаны совершенно различные фации и мощности осадков нижней части третьей серии по обе стороны от Ровеньковского сводового поднятия. В то же время мы видим, что зона максимального прогибания галогенной толщи нижней перми сместилась по сравнению с верхним карбоном из района г. Донецка в район

<sup>1</sup> Новые данные превышают эту цифру на 20-30 м.

г. Краснограда, что, по-видимому, связано новым этапу инверсии Донецкого кряжа и оттеснению в связи с этим к западу зоны максимального прогибания. Следовательно, речь идет о дальнейшей миграции торцового прогиба Донбасса перед наступающим горным сооружением. По составу осадков (лагунная формация) торцовый прогиб становится аналогом передовых прогибов геосинклиналей.

Верхняя часть разреза третьей серии, которая может быть названа шебелинско-пересажской толщей, на западе от Ровеньковского сводового поднятия имеет зону максимального прогибания, совпадающую с зоной максимального прогибания фаунистически подтвержденной в возрастном отношении галогенной толщи (рис. 3, в), которая относится Г.Д. Киреевой и Л.П. Нестеренко (1956) к средней зоне швагеринового горизонта. Направивается вывод о том, что и верхняя толща отлагалась в нижнепермский этап тектонического развития Донбасса. Автор в данном случае согласен с отнесением песчано-конгломератовой толщи к верхней зоне швагеринового горизонта, которое было сделано в 1956 г. Г.Д. Киреевой и Л.П. Нестеренко. В свете этих данных различие тектонического режима по обе стороны от хребта Донецкого кряжа достигает кульминации. Как видно из рис. 3, в, на западе, в районе Шебелинки, отлагалась терригенная толща с максимальной мощностью 450 м, а на востоке — небольшая пачка известняков мощностью порядка 20 м (Киреева, Ступаков, 1959). Одновременность шебелинско-пересажской толщи с лагуной нижнепермской можно также обосновывать на основании сходства первой с молассой в продольных передовых прогибах, где отложение молассовых образований непосредственно следует за отложением лагунных.

Надо подчеркнуть, что такое толкование возраста шебелинско-пересажской толщи противоречит представлениям большинства геологов, но тем не менее должно быть принято, коль скоро обнаружена миграция торцового прогиба по мере вступления Донбасса в новый этап тектонического развития. Тем более, что ряд исследователей (Близнюк и др., 1964; и др.) считают, что отнесение шебелинской свиты к верхней перми на основании единичных находок харофитов и остракод (Сайдаковский, 1962), вертикальное распространение которых в пестроцветях Днепровско-Донецкой впадины совершенно не изучено, не может считаться доказанным.

Закон миграции торцового передового прогиба Донецкого кряжа еще более подтверждается рис. 1, г и 3, г, где видно, что ось максимального прогибания вышележащей корневой свиты мигрировала еще дальше на запад, в район с. Гнединцы. Сложена свита песками, а к востоку от хребта кряжа — ее пестроцветными аналогами (Мовшович, 1966). Из рис. 1, г и 3, г ясно видно, что период отложения корневой свиты соответствует новому тектоническому этапу, следующему за нижнепермским, а точнее, за ассельским веком. Если нижняя граница корневой свиты неопределенна, то верхняя фаунистически определена как низы ветлужской серии нижнего триаса. К тому же между корневой свитой и вышележащей нижнетриасовой пачкой имеет место совершенно плавный переход. Существуют два пути в деле определения возраста корневой свиты. Первый — тот, по которому пошел Б.П. Стерлин, отнес ее к нижнему триасу. Второй, — который предлагаем мы. Известно, что во внешней (Мангышлак) зоне Тетического геосинклинального пояса осадки конца перми — начала триаса отлагались в один тектонический этап, поэтому логично было бы предположить, что и в Донбассе верхняя пермь и нижний триас составляют единый комплекс осадков. Если это так, то корневую свиту условно целиком или частично можно отнести к верхней перми, а вышележащая толща сербской свиты уже охарактеризована нижнетриасовой фауной.

Рассмотрев характер распространения и фациальный облик осадков, характеризующих герцинскую историю развития Большого Донбасса, необходимо сделать некоторые выводы.

---

<sup>1</sup>Ряд исследователей доказал идентичность и взаимозамещаемость пересажской и шебелинской свит, по Ф.Е. Лапчик (Мигачева, Стерлин, 1957; Билык, Сухорский, 1966; и др.).

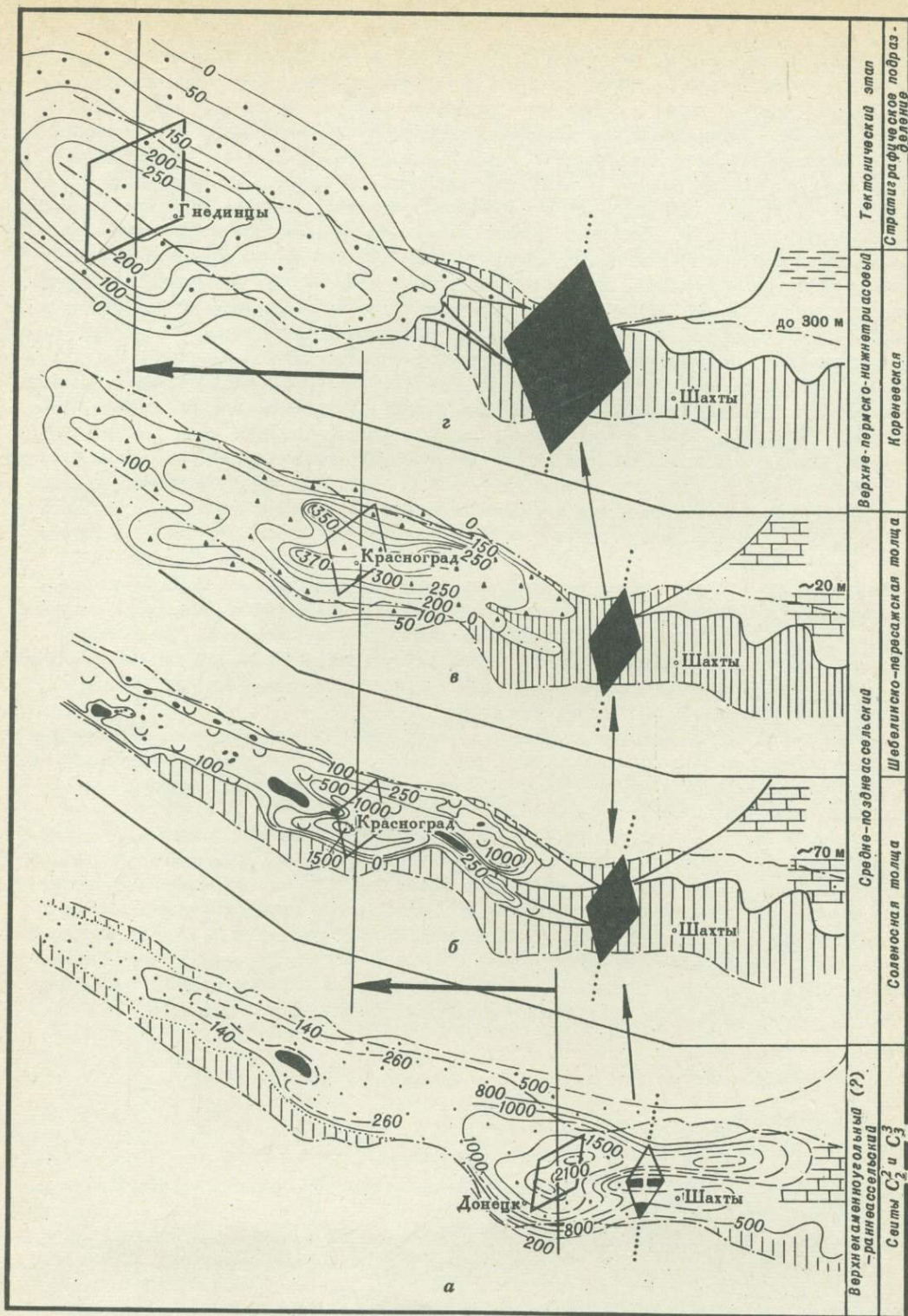


Рис. 3. Схема миграции оси максимального прогибания при смене тектонических этапов от верхнекаменноугольного-раннеасельского к средне- и позднеасельскому (в течение отложения соленосной и шебелинско-пересажской толщ) и к верхнепермскому (в течение накопления корневой свиты). В схеме использованы те же материалы, что и в рис. 1. Кроме того, в рис. 3, в использованы карта изопакит шебелинской толщи В.Ф. Близнюка, В.К. Гавриша и др. (1964), а также карта изопакит пересажской свиты О.Д. Билька, Б.П. Стерлина и Т.И. Шумилиной (1966).

Треугольниками помечены осадки верхней молассовой формации, представленные песчано-конгломерато-глинистым материалом. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Весь субгеосинклинальный комплекс отложений отчетливо разделяется на три серии по пространственному, фазиальному и мощностному распределению осадков. С накоплением нижней серии в Донбассе связано максимальное прогибание, с накоплением второй — инверсия в его центральных районах и образование торцового прогиба с внешней стороны зачаточного горного сооружения. И, наконец, с третьей серией связано окончательное становление складчатого сооружения Донбасса с развитием перед краем мигрировавшего торцового прогиба, превратившегося в своеобразный передовой прогиб Донецкой субгеосинклинали. Образования этой серии заканчивают собой субгеосинклинальный комплекс осадков, так как вся остальная мезокайнозойская толща осадков, представляющая семь систем, имеет мощность, равную мощности только одной третьей серии. Следовательно, с момента отложения корневой свиты Донбасс вступил в новую, квазиplatformенную стадию развития, характеризующуюся малыми мощностями и платформенным обликом осадков. Субгеосинклинальный комплекс Донбасса с небольшими отклонениями укладывается в рамки формационных классификаций, разработанных рядом исследователей для миогеосинклиналией (Белоусов, 1962; Хаин, 1964; и др.), по роли, которую сыграла каждая серия в тектонической жизни Донбасса в течение герцинского цикла, хотя по фазиальному составу они не выходят за пределы общего определения угленосной и молассовой формаций, характерных для передовых прогибов.

Так, нижняя серия соответствует нижней терригенной формации, по В.В. Белоусову, характеризующей первоначальное погружение в миогеосинклиналиях.

Вторая серия соответствует верхней терригенной формации, по В.В. Белоусову, образующейся в начале второй стадии геотектонического цикла и связанной с возникновением внутри геосинклинали центральных поднятий. Характерным для Большого Донбасса является отсутствие промежуточной известняковой формации, соответствующей концу первой половины геотектонического цикла или времени максимального преобладания опусканий в геосинклиналиях.

Третья серия соответствует лагунной и молассовой формациям, по В.В. Белоусову, или нижней и верхней молассовым формациям, по В.Е. Хаину, характеризующим заключительную стадию развития геосинклинали, когда образуются горные хребты и поднятия преобладают над опусканиями.

Как видим, налицо сходство продолжных геосинклиналией, описанных, в частности, указанными авторами, с Донецкой субгеосинклиналию. Однако изложенный в настоящей работе закон миграции торцового передового прогиба по направлению простиранья подвижной зоны является одним из наиболее ярких отличительных признаков краевых поперечных систем, впервые выделенных Н.С. Шатским, и свидетельствует о самостоятельном типе структуры Большого Донбасса, отличающейся как от геосинклиналией, так и от продолжных передовых прогибов и одновременно характеризующейся рядом признаков, присущих указанным тектоническим формам.

## Литература

- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941.
- Банковский В.А. Изменение физико-географических условий в верхнем карбоне Донецкого бассейна в связи с проявлением тектонических движений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 1.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Билык О.Д., Сухорский Р.Ф. Роль тектонических движений в формировании литологических толщ дроновской свиты Днепровско-Донецкой впадины. В сб.: "Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины". Киев, 1966.
- Билык О.Д., Стерлин Б.П., Шумилина Т.И. Распределение мощностей нефтегазоносных толщ и покрышек в верхней перми, триасе и юре Восточной Украины. — Труды УкрНИИГаз, 1966, вып. 2. Вопросы развития газовой промышленности УССР.
- Близнюк В.Ф., Гавриш В.К., Грицай Е.Т., Кельбас Б.И., Клиточенко И.Ф., Мартынов А.А., Палий А.М., Попов В.С., Шакин И.М., Ярченко А.М.

- О стратиграфических границах и нефтегазоносности верхнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. - Геология нефти и газа, 1964, № 4.
- Верболюз С.Е. Выводы из анализа мощностей. - Уголь, 1952, № 4.
- Верболюз С.Е. Существует ли Преддонецкий прогиб? - Труды ВНИИГаза, 1965, вып. 25 (33).
- Глушко В.В., Клиточенко И.Ф., Кромаренко В.Н., Максимов С.П., Чирвинская М.В. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Дубинский А.А. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. - Сов. геол., 1962, № 6.
- Иванов В.К. История раннепермского водоёма. - Сов. геол., 1968, № 9.
- Киреева Г.Д. О нижней границе верхнего карбона в Донецком бассейне. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 47.
- Киреева Г.Д. История развития северных окраин Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины в нижнем и среднем карбоне. - Труды ВНИИГаза, 1962, вып. 14 (22).
- Киреева Г.Д., Нестеренко Л.П. Об условиях залегания и возрасте гальки конгломератов песчано-конгломератовой свиты Донецкого бассейна. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Киреева Г.Д., Ступаков В.П. О распространении и условиях залегания нижнепермских отложений северо-восточного Донбасса. - Геология нефти и газа, 1959, № 12.
- Лапки И.Ю. О Преддонецком прогибе. - Докл. АН СССР, 1951, т. 28, вып. 2.
- Левенштейн М.Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений. В кн. "Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР", т. 1. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Левенштейн М.Л., Розентулер А.М. Верхний карбон. В кн.: "Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР", т. 1. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мигачева Е.Е., Стерлин Б.П. К вопросу о стратиграфии верхнепермских и триасовых отложений Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины. - Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1957, т. 69, вып. 2.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.Н., Маловицкий Я.П. Основные черты тектоники Предкавказья. В сб.: "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Мо вшович Е.В. Структурно-фациальные особенности пермских и триасовых отложений восточной части Преддонецкого прогиба. - Труды УкрНИИГаза, 1966, вып. 2.
- Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. - Сов. геол., 1955, 48.
- Нестеренко Л.П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 5.
- Нестеренко Л.П., Левенштейн М.Л. О верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна в связи с вопросом о времени проявления основной фазы Донецкого горообразования. - Докл. АН СССР, 1953, т. 93, № 6.
- Попов В.С. Тектоника. В кн.: "Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР", т. 1. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ротай А.П. Каменноугольная система. В кн.: "Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР", т. 1. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Сайдаковский Л.Я. Харофиты из триасовых пестроцветов Большого Донбасса. - Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 5.
- Соболев Д.Н. Амадоийский (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расчленение. В кн.: "Труды нефтяной конференции 1938 г.", Киев, 1939.
- Ступаков В.П. Тектоника северных окраин Донецкого бассейна и прилегающих областей. - Труды ВНИИГаза, 1962, вып. 14 (22).
- Тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины, м-б 1:500 000, под редакцией А.А. Мартынова и А.П. Ротая. М., ГУГК, 1966.
- Тетяев М.М. Геотектоника СССР. М., ГОНТИ, 1938.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.

Хохлов П.С. Характерные особенности геологического строения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. В сб.: "Вопросы разведки и добычи нефти и газа в Украинской ССР". М., Гостоптехиздат, 1959.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.

Яковлев Н.Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна (каменная соль, доломиты, медные руды). - Труды Геол. комитета, новая серия, 1914, вып. 94.

# К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ТРИАСОВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В.В. Липатова, Ю.И. Подгорный, М.Н. Иванова

Триасовый период имеет огромное значение в истории развития и формирования Прикаспийской впадины, о чем свидетельствует мощность пород этого возраста, измеряемая сотнями метров.

Как известно, в пределах северо-западной части Прикаспийской впадины, по данным бурения и геофизических методов исследования, выделяют бортовой уступ, по лосу развития соляных антиклиналей, протягивающихся вдоль него, и область солянокупольных поднятий. Бортовой уступ (рис. 1) фиксируется погружением кровли соли с 850 до 3000 м на расстоянии 4 км, резким увеличением мощности верхнепермских (от 100 до 1400 м) и нижнетриасовых (от 160 до 1200 м) отложений, появлением среднего и верхнего отделов триаса.

Анализ изменения мощности и литологического состава триасовых отложений на территории Саратовского Заволжья позволил выделить здесь две зоны, которые характеризуются своеобразными чертами развития в триасовый период.

1. Внутренняя прибортовая зона ограничена бортовым уступом и южным склоном соляной гряды. Она совпадает с Краснокутско-Озинской зоной соляных антиклиналей (В.Я. Дорохов, С.П. Козленко и др., 1967 г.). В Краснокутско-Озинской зоне нам представляется возможным установить три подзоны: Краснокутскую, Ершовскую, Дергачевскую.

2. Область солянокупольной тектоники охватывает, по схеме С.П. Козленко и др., Орловскую и Новоузенскую зоны куполов и Питерско-Куриловскую зону антиклиналей. Она рассматривается нами в составе единой зоны, поскольку здесь в условиях залегания и в строении триасовых толщ не наблюдается сколько-нибудь резких различий. Во второй зоне выделено две подзоны: Питерско-Куриловская и Новоузенская. Первая протягивается параллельно Краснокутско-Озинской зоне и охватывает район между с.Алексашкино на севере и г.Новоузенском на юге. Ко второй отнесена территория Саратовского Заволжья южнее г.Новоузенска.

Разрез триасовых отложений Краснокутской подзоны вскрыт пока незначительным количеством скважин. Наиболее полные разрезы пройдены Придорожной скв. 1, Краснокутской скв. 2 и Карпенской скв. 6. Обращает внимание, что весь разрез триаса в составе нижнего, среднего и верхнего отделов представлен преимущественно красноватыми породами, за исключением единичных сероцветных прослоев в верхнем триасе. В разрезе отсутствуют известняки, столь характерные для среднего триаса. Как в нижнем, так и в среднем отделах обильны гипсовые, ангидритовые и доломитовые тонкие прослои и включения. Кроме того, все разрезы имеют приблизительно равную (1000 м) мощность триаса и залегают на сульфатно-галогенных породах, отнесенных к нижнепермскому возрасту.

Вскрытый здесь разрез не типичен для триасовых отложений Саратовского Заволжья, и только наличие палеонтологических остатков заставило нас с большой долей условности отнести их к триасу. Не исключено, что незначительные мощности и своеобразный состав триасовых отложений в Краснокутской подзоне обусловлены влиянием Краснокутского подсолевого поднятия. Возможно, что рассматриваемая территория была более приподнята в триасовый период, чем окружающая, а может быть и изолирована, т.е. осадконакопление происходило в условиях, близких к лагун-

<sup>1</sup> Липатова В.В. О германском типе триаса в Прикаспийской впадине. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.

ным. Увеличение солености бассейна привело к выпадению сульфатно-карбонатных осадков и неблагоприятно отразилось на развитии организмов, о чем свидетельствуют крайне редкие палеонтологические находки.

Для Ершовской подзоны характерно резкое увеличение мощности всех стратиграфических подразделений верхней перми и триаса по сравнению с таковыми Краснокутской подзоны:

|                          | Краснокутская подзона | Ершовская подзона |
|--------------------------|-----------------------|-------------------|
|                          | Мощность, м           |                   |
| Пермь                    |                       |                   |
| Казанский ярус . . . . . | ?                     | 750               |
| Татарский ярус . . . . . | 200                   | 500               |
| Триас                    |                       |                   |
| Нижний . . . . .         | 650                   | 900               |
| Средний . . . . .        | 250                   | 300               |
| Верхний . . . . .        | 100                   | 200               |

Отличия наблюдаются и в литологическом составе пород. Так, разрез нижнего триаса отличается отсутствием ангидритовых прослоев и включений. По всему разрезу отмечаются многочисленные и разнообразные органические остатки, явно свидетельствующие об иных, чем в Краснокутской зоне, более благоприятных для организмов условиях существования.

Отложения среднего триаса в Ершовской подзоне в литологическом отношении еще более отличаются от таковых в Краснокутской. Здесь четко выделяются литологические пачки (рис. 2). Особенно характерным следует считать появление здесь карбонатных пород. Последние встречаются в виде тонких прослоев в верхах анизийского яруса (зона *Lutkevichinella brutanae* и *L. minor*), но особенно мощные толщи органогенных известняков слагают ладийский ярус (зона *Laevicythere vulgaris* и *L. piriformis*). Напомним, что в Краснокутской подзоне средний триас представлен исключительно терригенными породами с включениями ангидритов, с единичными остатками остракод и харофитов.

В Ершовской подзоне средний отдел характеризуется обилием ископаемых органических остатков. По всему разрезу отмечаются многочисленные находки двустворчатых моллюсков, которые в зоне *Laevicythere* являются пороодообразующими. Обильны и разнообразны остракоды, харофиты, часто встречаются остатки рыб и растений. Разрез верхнего триаса Ершовской подзоны очень сходен с таковыми более южных районов.

Все это свидетельствует о том, что рассматриваемая территория в позднепермскую эпоху и триасовый период представляла в целом область более интенсивного погружения по сравнению с Краснокутской. Устойчивое погружение этого района способствовало сохранению здесь в среднетриасовую эпоху условий морского бассейна, близкого к нормальному, что благоприятно отразилось на развитии органического мира.

Для Дергачевской подзоны отмечается по сравнению с Ершовской некоторое сокращение мощности триаса. В нижнетриасовой части разреза наблюдается увеличение количества песчаного материала. Если для нижнего триаса Ершовской подзоны характерным следует считать ритмичное тонкое переслаивание глин, алевролитов и песчаников, то в рассматриваемой подзоне можно часто наблюдать довольно мощные прослои песчаников.

Значительные отличия наблюдаются в литологическом составе среднего триаса. В большинстве случаев разрезы среднего триаса, вскрываемые на Дергачевской площади, представлены красноцветными образованиями. Это зачастую песчаная I и глинистая II пачки (см. рис 2). Особый интерес представляет разрез скв. 276, поскольку вскрытая там IУ пачка (зона *Glorianella culta* и *G. nderica*) полностью сложена красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками, хотя остракоды очень уверенно свидетельствуют об их принадлежности именно к этой биостратиграфической зоне.

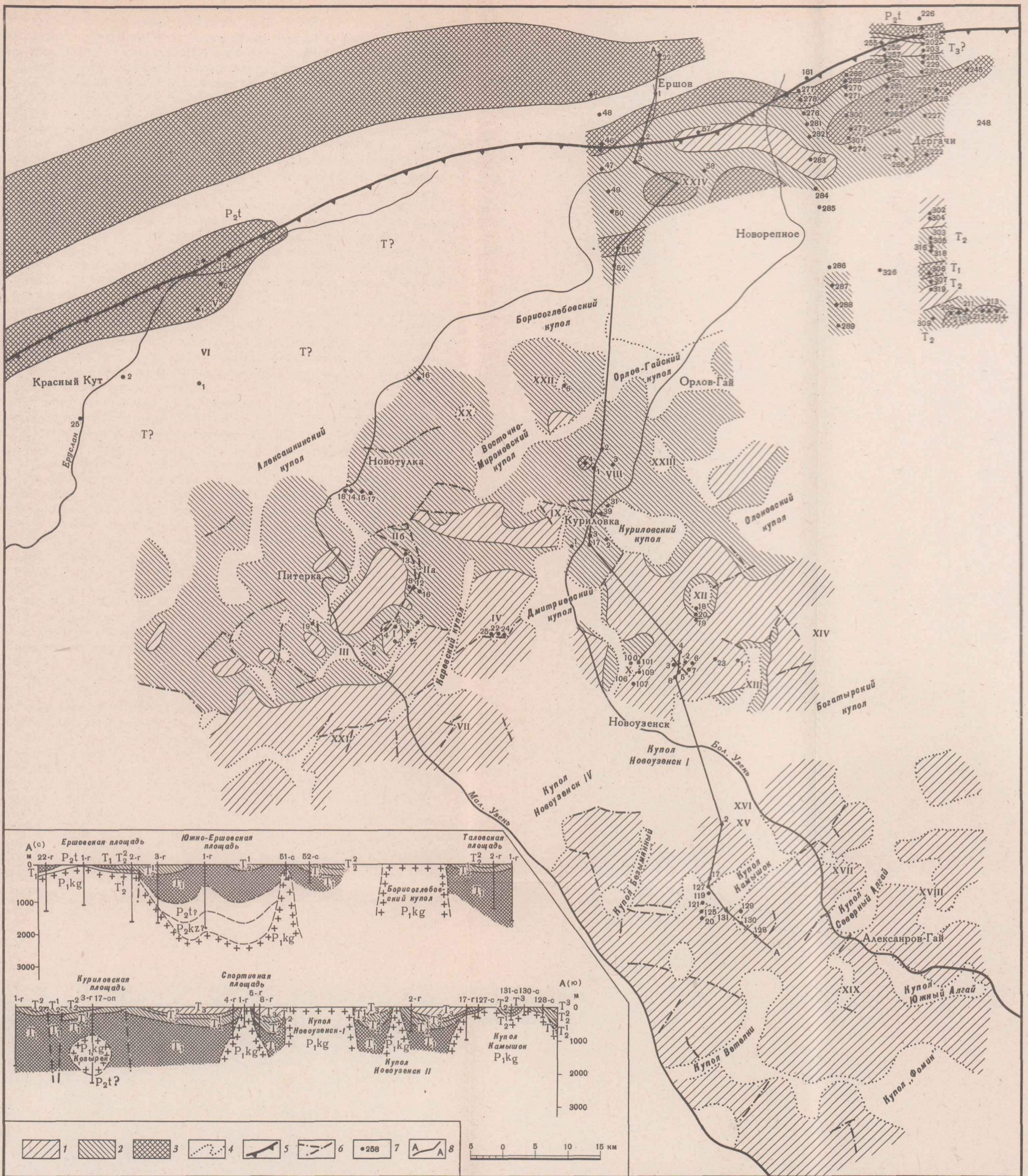


Рис. 1. Схематическая геологическая карта - срез по поверхности триасовых отложений северо-западной части Прикаспийской впадины. Составлена на основе сейсмической карты (А.С. Суоров и др., 1966 г.) и по данным бурения

1 - верхний отдел триаса + нерасчлененный средний и верхний триас; 2 - средний отдел; 3 - нижний отдел; 4 - зоны отсутствия триасовых отложений (своды соляных куполов); 5 - бортовой уступ (по данным А.И. Храмого и др., 1966 г.); 6 - тектонические нарушения; 7 - скважины; 8 - линия схематического геологического профиля с выровненной поверхностью предбайосского среза

Поднятия: I - Старшиновское; IIa, IIб - Лукашевские; III - Батраковское; У - Узенское; У - Ждановское; УI - Придорожное; УII - Августовское; УIII - Таловское; IX - Бессоновское; X - Армейское; XI - Спортивное; XII - Надеждинское; XIII - Веселовское; XIV - Бирюковское; XV - Новоузенское II; XVU - Новоузенское III; XVII - Весеннее; XVIII - Искровское; XIX - Спартаковское; XX - Алексашкинское; XXI - Южное; XXII - Демидовское; XXIII - Владимирское; XXIV - Южно-Ершовское

Фаунистически охарактеризованная зона *Laevicythere vulgaris* и *L. piriiformis* в прибортовой части Дергачевской площади встречена лишь в скв. 257. Если в Ершовской подзоне эта часть среднетриасового разреза представлена преимущественно органогенными известняками с подчиненными им терригенными прослоями, то на рассматриваемой территории зона *Laevicythere* сложена темно-серыми глинами с обильными скоплениями битой ракуши двустворок и редкими прослоями известняков, т.е. наблюдается увеличение количества красноцветных пород в разрезе среднего триаса и уменьшение мощности известняков.

Если в среднетриасовую эпоху на территории Ершовской подзоны существовали условия, близкие к нормально морским, то разрез среднего триаса Дергачевского района явно свидетельствует о прибрежных условиях, в которых накапливались песчано-глинистые илы, красноцветная окраска которых либо обусловлена переотложением красноцветов нижнего триаса, либо является первичной благодаря хорошей аэрации бассейна. По-видимому, лишь временами создавались условия, благоприятные для выпадения карбонатных илов.

Приведенные факты позволяют предположить, что амплитуда погружения в триасовый период в Дергачевской подзоне была менее значительной, чем в Ершовской. Возможно, в этом сказывается влияние Клиновского выступа фундамента. Следует при этом заметить, что и в предбайосское время эта область размывалась более интенсивно, на что указывает почти повсеместный размыв верхов среднего отдела и верхнего триаса. Последние сохранились от уничтожения лишь в наиболее погруженных участках.

В зоне, расположенной южнее Краснокутско-Озинской, наблюдается дальнейшее увеличение мощности нижнего триаса до 1500–2000 м. Незначительное количество скважин, вскрывших нижнетриасовый разрез, не дает основания для выявления более тонких закономерностей. Значительно большим материалом мы располагаем по средне- и верхнетриасовым отложениям. На основании этих данных выделены Питерско-Куриловская и Новоузенская подзоны.

Питерско-Куриловская подзона по площади включает Орловскую зону куполов и Питерско-Куриловскую зону антиклиналей (по схеме С.П. Козленко, В.Я. Дорохова и др., 1967 г.). По литологическому составу пород, слагающих триасовый разрез, она близка к Ершовской. Для этой подзоны характерны повышенные мощности всех стратиграфических подразделений триаса.

Новоузенская подзона территориально соответствует Новоузенской зоне куполов по упомянутой выше схеме. От Питерско-Куриловской подзоны разрез триаса здесь отличается тем, что средний отдел представлен исключительно сероокрашенными породами, как это имеет место и в более южных центральных районах Прикаспийской впадины. Мощность среднего триаса в межкупольных мульдах относительно выдержана и не превышает, по-видимому, 300–400 м. Даже в районах Порт-Артура и Арал-Сора резкого увеличения мощности не наблюдается. Максимальные зафиксированные мощности среднего триаса здесь составляют 440–480 м. Характерно, что в присводовых частях всех куполов центральной части Прикаспийской впадины, таких, как Камышок, Эльтонский, Ушкультас, Аукетайчагыл и др., средний триас залегает непосредственно на соли, что позволяет высказать предположение, что основное формирование наиболее крупных куполов приходится на ранне-триасовую эпоху.

На фоне отмеченных изменений в региональном плане в этой зоне наблюдаются значительные отклонения в мощностях и литологическом составе среднетриасовых отложений. Нижняя песчаная пачка среднего триаса, четко прослеживающаяся на крыльях солянокупольных структур и в мульдах, в сводах куполов зачастую отсутствует или ее не представляется возможным выделить. В присводовых частях куполов часто фациально замещается, резко сокращаясь в мощности, зона *Lutkevichinella bruttanae* и *L. minor* (структуры Куриловская, Спортивная, Узенская). Очень интересен в этом отношении разрез, вскрытый на Спортивной площади. На крыльях этого поднятия глинисто-известняковая пачка Ш имеет мощность 100–120 м (скважины 6, 8), в присводовой части купола, где она залегает непосредственно на сульфатно-галогенной толще кунгурского яруса, ее мощность сокращается до 60 м (скважины 2,5). Можно было бы объяснить сокращение мощности этой части протыканием соляным ядром. Однако помимо изменения мощ-



Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез триасовых отложений северо-западной части Прикаспийской впадины

1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - глина; 4 - известняк; 5 - доломит; 6 - гипс

Цифры на рисунке: 1 - песчаники зеленовато-серые, красно-бурые, полимиктовые, глинистые с прослоями красновато-коричневых глин и алевролитов; 2 - глины красно-бурые с голубовато-серыми пятнами, с известняковыми стяжениями, с прослоями песчаников и алевролитов; 3 - глины красно-бурые, с зеленовато-серыми пятнами, алевроитовые, комковатые или со скорлуповатой отдельностью. Алевролиты красно-бурые с катунами глины. Песчаники коричнево-бурые, полимиктовые, на глинисто-доломитовом цементе, разнозернистые с прослоями красновато-коричневых глин и алевролитов, с трещинами высыхания; 4 - песчаники желто-бурые, реже серые, зеленовато-серые, полимиктовые, в нижней части грубозернистые, косослоистые; 5 - глины серые, зеленовато-серые, бурые, с прослоями коричневых песчаников и алевролитов; 6 - органогенные доломитизированные известняки, серые глины и алевролиты; 7 - глины темно-серые, красно-бурые, с прослоями известняков и песчаников; 8 - известняки серые и темно-серые, органогенно-обломочные, нередко доломитизированные, пиритизированные, пелитоморфные; 9 - глины темно-серые, углистые; 10 - песчаники серые, разнозернистые; 11 - сероцветные, реже красноватые песчаники, глины и алевролиты с обилием обуглившихся растительных остатков и прослойками известняков в нижней части

ности наблюдается изменение литологического состава пачки. Если на крыльях она представлена переслаиванием сероцветных глин и известняков, то в присводовой части - красноватыми породами. Помимо этого сокращена мощность IV пачки (зона *Glorianella*) с 40-60 до 8-10 м, и V известняковой пачки (зона *Laevicythere*) со 100 до 20-30 м. Такая картина фиксируется на нескольких структурах (Старшиновская, Узенская, Камышок).

В отдельных случаях сокращение мощности пачки V явилось результатом размыва в предбайосское время, как это имело место на Куриловской площади. Однако имеющийся фактический материал пока не позволяет сделать вывод о сокращении мощности известняков V пачки за счет их размыва на Спортивной, Старшиновской, Узенской и других площадях, так как эти известняки повсеместно перекрываются глинистой пачкой зоны *Gemmanella schwejeri* и *G. parva*.

Предположить значительный перерыв в осадконакоплении на границе зон *Laevicythere* и *Gemmanella*, который привел бы к уничтожению какой-то части известняковой пачки, при наличии существующего материала трудно, поскольку нет еще случая, чтобы глинистая (I) пачка зоны *Gemmanella* залегала не на пачке V, а на какой-либо более древней части триасового разреза. Тем более, что закономерное сокращение мощности к своду куполов отражается и для пачек I и II зоны *Gemmanella*.

Отсюда остается предположить, что резкое уменьшение мощности и изменение литологического состава связаны с ростом куполов и в среднетриасовую эпоху.

Интересные закономерности выявляются на построенной нами геологической карте-срезе (см. рис. 2). На ней отражены выходы нижнего, среднего и верхнего отделов триаса на поверхность предбайосского среза. Основой для ее построения послужили данные бурения и структурно-сейсмические карты по отражающему горизонту P-T<sup>1</sup> (А.Суровов и др., 1967 г.).

Современное распространение триасовых отложений связано с амплитудой предбайосского размыва. Это в большей степени касается верхнего и в меньшей среднего отделов (при построении карты зоны *Gemmanella* условно рассматривается в составе верхнего отдела).

Верхне- и среднетриасовые отложения сохранились на тех участках, которые на время предбайосского размыва оказались ниже базисной поверхности эрозии. Этим участком является Новоузенская подзона, которая в региональном плане в то время, по всей вероятности, была ниже указанной поверхности. Это нашло от-

<sup>1</sup> По нашим данным, этот горизонт соответствует кровле среднего триаса.

ражение на карте-срезе, где эта подзона изображена как область сплошного развития верхнего триаса (исключение составляют своды куполов, где триасовые отложения зачастую вообще отсутствуют).

Для Питерско-Куриловской подзоны отмечено, что верхнетриасовые отложения вскрываются на участках, где кровля среднего триаса залегает ниже отметки -1600 м (Старшиновская, Спортивная площади). На Куриловской площади кровля среднего триаса вскрывается на отметке - 1370 м и верхний триас в разрезе отсутствует. Это послужило некоторым основанием предположительно показать на территории Питерско-Куриловской подзоны распространение верхнего триаса на участках, где погружение кровли среднего триаса ниже отметки -1600 м. Исключением является район Узенского поднятия. Здесь указанные отложения вскрыты на глубине 900 м, что, по всей вероятности, является результатом проявления соляной тектоники в более позднее время. Севернее ни по данным бурения, ни по глубинам кровли среднего триаса выделить верхний триас не представляется возможным, поэтому на карте показано сплошное поле развития среднетриасовых отложений. Исключением, как и в Новоузенской подзоне, являются своды куполов, где отсутствует иногда и нижний отдел.

Составление карты по Ершовской и Дергачевской подзонам проводилось лишь по данным бурения. По сравнению с южными районами, где фиксируются довольно четко разграниченные поля распространения верхнего и среднего отделов триаса, здесь базальная пачка байосского яруса перекрывает отложения всех отделов триаса, сменяющих в плане друг друга на незначительном расстоянии. Это, по всей вероятности, явилось отражением особенностей тектонического развития внутренней прибортовой зоны, непосредственно примыкающей к бортовому уступу.

Таким образом, невольно обращается внимание на определенные закономерности в распространении отложений отделов триасовой системы на рассматриваемой территории. Краснокутско-Озинская прибортовая зона четко прослеживается благодаря интенсивным движениям различного знака, обусловленным многочисленными факторами, в том числе и блоковыми подвижками. И не менее отчетливо зафиксировано более устойчивое погружение остальной территории северо-западной части Прикаспийской впадины, выделенной в Куриловско-Питерскую и Новоузенскую подзоны.

Анализ геолого-сейсмического материала позволяет сделать следующие выводы.

1. В позднепермскую и раннетриасовую эпохи происходило интенсивное формирование Прикаспийской впадины как крупной депрессионной зоны. Об этом с очевидностью свидетельствует резкое увеличение мощности на юг от бортового уступа и большие мощности нижнего триаса порядка 1500 - 2000 м.

2. В средне- и поздне триасовую эпохи Прикаспийская впадина в районе междуречья Волги и Урала утратила черты глубоко депрессионного характера, скорость погружения ее замедлилась. На это указывает незначительная мощность среднего триаса по сравнению с таковой нижнего триаса, а также плавное увеличение мощности от периферии (200- 230 м) к центральной части (450-470 м). Бортовой уступ являлся, по-видимому, береговой зоной среднетриасового моря.

3. Основной рост соляных куполов происходил, очевидно, в раннетриасовую эпоху. Об этом, на наш взгляд, свидетельствует тот факт, что на куполах везде сохранились лишь средне- и частично верхнетриасовые отложения, в то время как нижний триас залегает лишь в межкупольных мульдах, контактируя с крутым склоном соли. Лишь на перемычках и вторичных куполах соль перекрывается породами нижнетриасового возраста.

4. Намечается два структурных яруса: верхнепермско-нижнетриасовый и средне-верхнетриасовый (а для более восточных районов не исключено, что и нижнеюрский).

5. Наряду с крупной фазой куполообразования в раннетриасовую эпоху происходил незначительный рост куполов и в среднем триасе. Подтверждением этого служит сокращение мощности всех литологических пачек и соответственно биостратиграфических зон среднего триаса на сводах и изменение их литологического состава.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМО-ТРИАСА В ПРЕДКАВКАЗЬЕ

М. С. Бурштар, Б.С. Чернобров, Ю.Н. Швембергер

Между дислоцированными породами палеозойского фундамента и типично платформенными отложениями мезозоя на территории Предкавказья выделяется нерасчлененный комплекс пород, относимый к пермо-триасу. До настоящего времени остается дискуссионной принадлежность этого комплекса к фундаменту или к платформенному чехлу, что привело некоторых исследователей (Крылов, и др., 1964) к необходимости относить эти отложения к "промежуточному комплексу". Кроме того, не были установлены взаимоотношения отдельных частей этого комплекса, его формационные, фациальные особенности и мощности, не говоря уже о точном возрасте отдельных горизонтов отложений пермо-триаса. Такое положение было обусловлено главным образом тем, что пермо-триасовый комплекс вскрывался небольшим числом скважин и на незначительную глубину. В результате бурения последних лет он был вскрыт гораздо большим числом скважин и пройден по мощности до 1000 м. Материалы бурения, а также результаты геофизических работ позволили наметить общие закономерности в пространственном распространении пермо-триаса, его составе, строении и условиях формирования. Этому в значительной степени способствовали работы А.И. Савиной, И.Н. Капустиной, Л.М. Савельевой, А.И. Левтина, М.С. Бурштара и др.

В одной из своих статей (Бурштар и др., 1969) пермо-триасовые отложения Центрального и Восточного Предкавказья были рассмотрены нами с точки зрения формационного метода, разработанного Н.П. Херасковым (1967). Проведенный анализ показал, что в них следует различать орогенные эпигеосинклиналию и катаплатформенную формации, в составе которых можно выделить снизу вверх следующие комплексы пород: 1) континентальный обломочный, в нем можно различать нижние более грубообломочные слои (грубая моласса) и верхние (тонкая моласса); 2) морской, карбонатный; 3) лагунный, карбонатно-обломочный; 4) вулканогенный. Эти комплексы с точки зрения классификации формаций по условиям происхождения и составу пород могут рассматриваться как самостоятельные формации.

Наиболее древние слои пермо-триаса (грубая моласса) лучше всего изучены в Расшеватском грабене, где они представлены красноцветными конгломерато-брекчиями, сложенными обломками кремнистых пород, сланцев, мраморизованных известняков, кварцитовидных алевролитов и кварца. Среди конгломерато-брекчий встречаются прослой и пачки туфогенных песчаников и алевролитов и кислые эффузивные породы.

Отложения тонкой молассы представлены чередованием разнозернистых песчаников и алевролитов с примесью туфогенного материала с прослоями и пачками аргиллитов и редкими прослоями гравелитов. Общая мощность комплекса достигает 1500 м.

Возраст комплекса по спорам и пыльце определен как пермо-триасовый. По своему стратиграфическому положению между дислоцированными породами каменноугольной системы и отложениями, возраст которых определяется в интервале от нижней перми до нижнего триаса, его можно условно отнести к нижнепермскому. По крайней мере, эти отложения не моложе нижней перми. Этот вывод хорошо согласуется с особенно широким распространением в нижней перми на территории Евразии грубообломочных, в основном красноцветных континентальных толщ молассового типа (Ронов, Хаин, 1956).

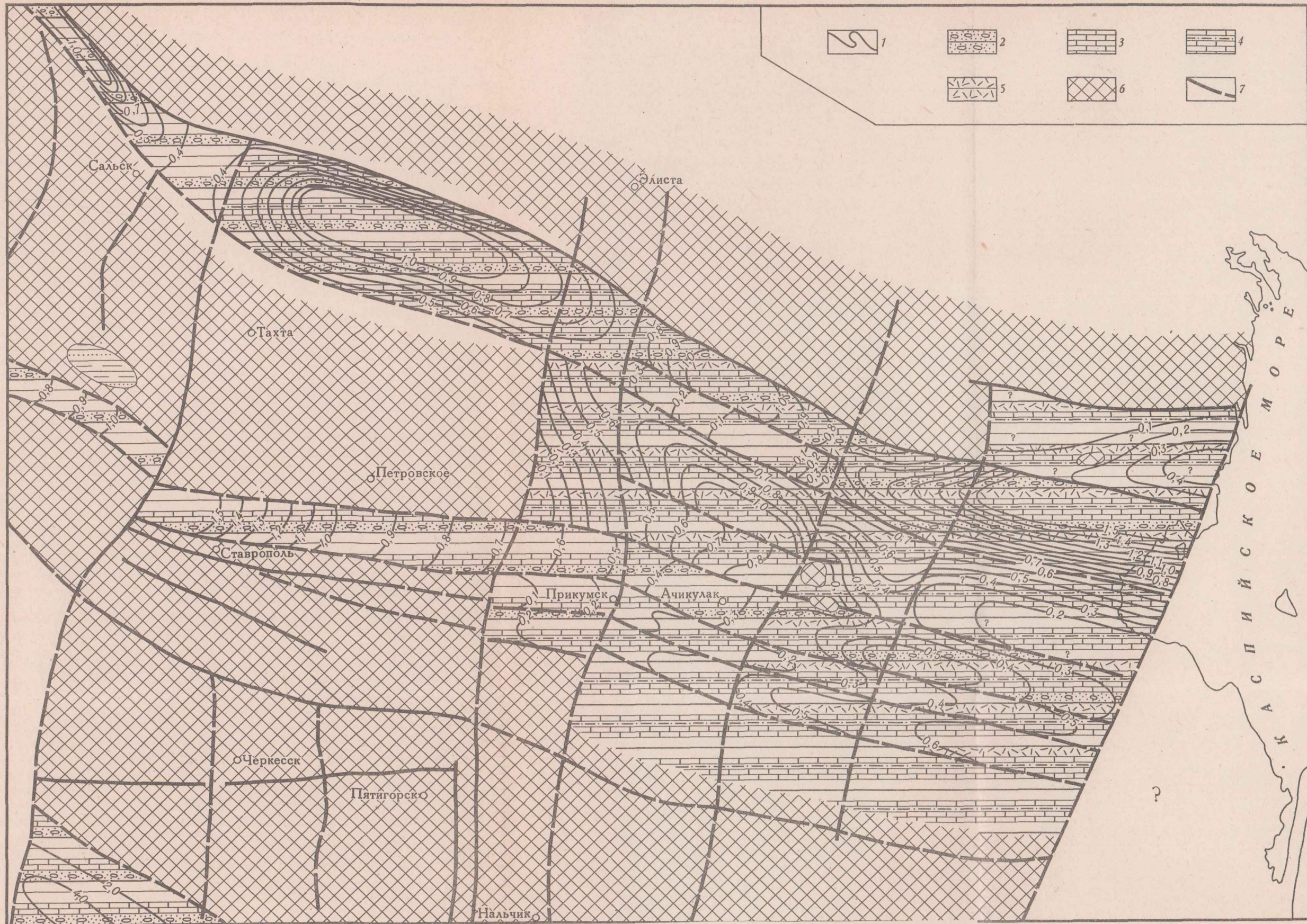
Морской карбонатный комплекс представлен известняками серыми, темно-серыми, пятнисто-бурыми, пелитоморфными, местами доломитизированными и оолитовыми. В ряде районов известняки содержат прослой эффузивных пород (туфов и порфиров), а на отдельных участках в нижней части комплекса отмечаются брекчированные известняки. Для всей толщи характерна интенсивная трещиноватость, с заполнением

трещин кварцем, кальцитом и гидроокислами железа. В известняках присутствуют остатки фораминифер, остракод, криноидей и гастропод. По мнению Т.К. Замелацкой (устное сообщение), определившей фауну фораминифер из этих известняков на Прасковейской, Русском Хуторе и Арбалинской площадях, возраст их нижепермский. Другие исследователи (А.И. Савина) относят эти известняки к нижней триасе. На большей части рассматриваемой территории описанный комплекс залегает с резким угловым несогласием на складчатом палеозое, а на отдельных участках он подстилается породами континентально-обломочного комплекса, причем можно предполагать между ними постепенный переход, что отмечается в Северо-Ставропольской скв. 162. Не исключена возможность, что тонкая моласса в юго-восточном направлении частично замещается морским карбонатным комплексом. Учитывая спорные и разноречивые данные о возрасте описываемого комплекса, он условно принимается нами как верхняя пермь - нижний триас. Возможно, что в этом комплексе удастся выделить две разновозрастные части, разделенные между собой внутриформационным перерывом. Вскрытая мощность морского карбонатного комплекса достигает 500 м.

Вверх по разрезу морской карбонатный комплекс сменяется лагунным карбонатно-обломочным пестроцветным комплексом пород, представленным чередованием пестроокрашенных аргиллитов, алевролитов, песчаников и преимущественно сероцветных известняков и мергелей. Обломочные породы неравномерно карбонатные и содержат примесь углистого вещества и туфогенного материала. Алевролиты и песчаники слабо отсортированные, обычно мелкозернистые, редко крупнозернистые; иногда встречаются прослой гравелитов. Среди карбонатных пород преобладают кристаллические и оолитовые известняки, которые, как и мергели, местами доломитизированы. Наибольшее развитие карбонатные породы получают в нижней и средней частях разреза. В отложениях этого комплекса были обнаружены многочисленные остракоды и остатки харовых водорослей, которые, по заключению Н.Н. Старижиловой и Л.Я. Сайдаковского, свидетельствуют о их среднетриасовом возрасте (ладинский ярус). На триасовый возраст этого комплекса указывают данные спорово-пыльцевого анализа и единичные находки пелеципод. Породы лагунного карбонатно-обломочного комплекса обычно слабо дислоцированы ( $5-10^{\circ}$ ), но в некоторых пунктах углы падения пластов, замеренные по керну, достигают  $30-45^{\circ}$ . Имеющиеся данные о падении этих пород в Маньчской тафросинклинали (Закумская площадь) под углами  $55-80^{\circ}$  нуждаются в серьезной проверке. В случае подтверждения этого наши представления о степени дислоцированности пермо-триаса и строении Маньчской тафросинклинали могут существенно измениться. Мощность комплекса колеблется от 45 до 700 м.

Заканчивается разрез пермо-триаса вулканогенным комплексом пород, сложенным преимущественно покровами эффузивов, их туфов, туфолав, туфобрекчий и туфоконгломератов кислого, среднего и основного составов с прослоями песчаников и алевролитов с примесью туфогенного материала. Среди эффузивов преобладают кварцевые разновидности порфиров, а ограниченное распространение имеют андезитовые порфириты и туфолавы средней основности (в южной части района). В этой же части района (Андрей-Курганская площадь) вскрыты диабазы и диабазовые порфириты, чередующиеся с туфами и туфолавами основного и средне-основного состава, а также с полимиктовыми песчаниками (Бурштар и др., 1968). Породы вулканогенно-осадочного комплекса покрывают в различных блоках разные части пермо-триасовых отложений, а перекрываются среднеюрскими - нижнемеловыми слоями. Различная основность вулканогенов указывает на разнообразие очагов магматизма, а чередование их с осадочными породами - на неоднократность излияний. Возраст этого комплекса в основном по стратиграфическому положению определяется как верхний триас - нижняя юра. Мощность его достигает 500 м.

На условия залегания и характер распространения пермо-триасовых отложений определяющее значение оказали разломы фундамента, обусловившие его блоковое строение: различная интенсивность движения последних повлияла на состав и мощности пермо-триаса. Решающее значение на распространение пермо-триасовых отложений оказали движения по субширотным разломам, направление которых согласуется с основным простиранием герцинской складчатости. Наиболее значительными структурами субширотного простирания являются Маньчская и Ставрополь-



Схематическая карта распространения литологических комплексов и мощностей пермо-триаса  
 1 - изопакиты отложений пермо-триаса; 2 - континентальный обломочный комплекс; 3 - морской карбонатный комплекс; 4 - лагунный карбонатно-обломочный комплекс; 5 - вулканогенный комплекс; 6 - отсутствие отложений пермо-триаса; 7 - разломы

ско-Кизлярская тафросинклинали (Бурштар и др., 1969), в которых мощности перм-триаса достигают максимальных значений (1000-2500 м). В Восточном Предкавказье пермо-триасовые отложения не локализируются только в тафросинклиналях, в отличие от Центрального Предкавказья, а распространяются и в пределы сопряженных с ними зон горстообразных поднятий, где мощность пермо-триаса резко сокращается.

Влияние систем поперечных разломов наиболее ярко проявилось в Центральном Предкавказье, где в связи с движениями по Западно- и Восточно-Ставропольским разломам отложения пермо-триаса на горстообразных поднятиях отсутствуют.

На пермо-триасовом этапе развития в структуре Центрального и Восточного Предкавказья существовали следующие основные тектонические элементы (с юга на север): обширная складчатая область горстов - хребтов, разделенных неглубокими межхребтовыми долинами, Ставропольско-Кизлярская тафросинклиналь, Ростовско-Кочубеевская тафроантиклинальная система и Манычская тафросинклиналь (см. карту).

В тафросинклиналях (как в Ставропольско-Кизлярской, так и в Манычской) разрез пермо-триаса начинается наиболее древними слоями (континентально-обломочные комплексы), причем весь набор комплексов характерен лишь для восточных частей тафросинклиналей. В западном направлении происходит последовательное исчезновение комплексов, начиная с наиболее верхнего, что связано с общим подъемом в этом направлении поверхности фундамента и, как следствие, с различной глубиной среза пермо-триасовых пород, достигшей наибольшей величины в пределах Расшеватского блока, где сохранились лишь отложения нижнего комплекса (грубая моласса). Эта общая закономерность в отдельных блоках тафросинклиналей нарушается, что связано с активизацией движений блоков по поперечным разломам. Поэтому в пределах тафросинклиналей наблюдаются отдельные блоки с сокращенными разрезами и мощностью пермо-триасовых пород. К таким блокам относятся, например, Ачикулакский и Приманьчский (см. карту).

В пределах восточной части Ростовско-Кочубеевской тафроантиклинальной системы разрез пермо-триаса начинается лишь с морского карбонатного комплекса и более широкое развитие получает вулканогенный комплекс. В этом районе наиболее резко проявились подвижки блоков фундамента в полосе Култайская - Комсомольская площади, что привело к полному отсутствию пермо-триаса в некоторых из них (Озек-Суатский блок).

Условия накопления пермо-триасовых отложений находятся в тесной связи с историей формирования позднепалеозойской структуры Предкавказья. На поздней (тафрогенной) стадии геосинклинального развития, после складкообразовательных процессов значительного размаха, в Предкавказье произошло мощное глыбовое поднятие обширных территорий. На этом этапе интенсивность поднятия значительно превышала интенсивность сноса, что, как считает И.В. Корешков (1960), характерно для первой стадии развития областей сводового поднятия. В это время территория Предкавказья была осложнена неглубокими прогибами, унаследованными от предшествующего этапа развития, которые после максимального поднятия этой области превращаются в узкие протяженные грабенообразные прогибы, разделенные горстообразными системами хребтов. Процесс расчленения рассматриваемой территории на системы горстов и грабенов повлек за собой накопление больших масс грубообломочного материала, происходившее преимущественно в континентальных условиях. На первом этапе этого процесса накапливались наиболее грубообломочные осадки, что связано с усиленным разрушением горстообразных хребтов, по мере нивелировки которых размер обломочного материала уменьшался. Именно эта эпоха отвечает в Предкавказье формированию нижнего континентального обломочного комплекса пермо-триаса, представленного в нижней части грубой молассой, а в верхней - тонкой молассой и относимого нами к орогенной эпигеосинклинальной формации.

В результате значительной пенеппенизации территории на предшествующем этапе и последующего общего погружения возникли благоприятные условия для проникновения в пределы Предкавказья морской трансгрессии, имевшей широкое развитие на Европейском и Азиатском континентах в поздней перми и раннем триасе (Ронов, Хаин, 1956, 1961). Эта трансгрессия привела к возникновению в Предкавказье морского бассейна, покрывшего всю территорию Восточного Предкавказья и прони-

кавшего по тафросинклиналям далеко в пределы Центрального Предкавказья. Этот бассейн оставил после себя широко распространенную мощную толщу известняков с фауной фораминифер, остракод, криноидей и гастропод.

Последовавшее затем обмеление бассейна вызвало широкое развитие лагунных и озерных условий, в которых происходило накопление карбонатно-обломочных пестроцветных отложений среднего триаса с многочисленными остракодами и харовыми водорослями. На фоне поднятия и опускания блоков фундамента происходит поочередное возникновение и отмирание лагун и озер, что приводит к характерному для этого комплекса чередованию карбонатных и песчано-глинистых образований. В это время отмечается и проявление вулканической деятельности, нашедшей отражение в образовании прослоев эффузивных пород и присутствии туфогенного материала в терригенных породах среднего триаса. Кроме того, на отдельных участках происходило накопление и быстрое захоронение растительных остатков, но, очевидно, этот процесс широкого развития не получил.

Пермо-триасовый этап развития Центрального и Восточного Предкавказья заканчивается обширным проявлением вулканизма, приуроченного преимущественно к восточной части Ростовско-Кочубеевской тафроантиклинальной системы. С ним связано формирование верхнего вулканогенного комплекса рассматриваемых отложений в поздне триасовую и раннеюрскую эпохи, причем эффузивный вулканизм проявлялся, очевидно, и в более позднее время. Отложения верхней перми (?) - триаса относятся нами к орогенной катаплатформенной формации.

История геологического развития Земли на границе между герцинским и мезозойским циклами тектогенеза характеризуется одновременностью отмирания геосинклинальных условий в различных районах, что обусловило специфичность строения пограничных слоев палеозоя и мезозоя, многообразие их состава и условий залегания. В этом смысле территория Предкавказья не является исключением. Поэтому, учитывая недостаточность материала для решения столь сложного вопроса, пестрый состав отложений пермо-триаса и бедность их органическими остатками, на данном этапе удалось наметить лишь эскиз обстановки, имевшей место в пермский и триасовый периоды в Предкавказье. Не решая окончательно всех вопросов, связанных с этой проблемой, мы еще раз хотим отметить их острую дискуссионность.

## Литература

- Бурштар М.С., Волхонина Е.С., Гурова А.Д., Чернобров Б.С. Тектоника и вулканический магматизм Прикумского района Восточного Предкавказья. - Сб. материалов по глубокому бурению, 1968, вып. 11.
- Бурштар М.С., Чернобров Б.С., Швембергер Ю.Н. Срединно-Предкавказский тафроген и его роль в формировании эпигерцинской платформы Предкавказья. - Сов. геол., 1969, № 4.
- Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолиздат, 1960.
- Крылов Н.А., Дитмар В.И., Летавин А.И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Пермские литологические формации мира. - Сов. геол., 1956, № 54.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Триасовые литологические формации мира. - Сов. геол., 1961, № 1.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., "Наука", 1967.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ  
ПЕСЧАНО-АЛЕВРОЛИТОВЫХ ПАЧЕК В СВЯЗИ С ОБРАЗОВАНИЕМ  
ВНУТРИФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР В МАЙКОПСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Ю.Н. Швембергер

Многие исследователи Северного Кавказа и Предкавказья неоднократно указывали, что отложения майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен) на этой территории являются регионально нефтегазоносными и обладают хорошими нефтегазопродуцирующими свойствами. Поэтому большой практический интерес представляет установление в майкопской толще коллекторских горизонтов и ловушек, способных аккумулировать нефтяные и газовые залежи.

В указанном регионе песчано-алевролитовые комплексы пород в майкопской серии получают широкое развитие в четырех крупных районах: на южном борту Западно-Кубанского прогиба, Ставропольском своде, в пределах Ростовского выступа и Ейско-Березанской зоны поднятия, а также на значительной части Восточного Предкавказья. Если в первых двух районах промышленная нефтегазоносность майкопской серии доказана на большом числе месторождений, а в Ейско-Березанской зоне открыто одно газовое месторождение, то в Восточном Предкавказье пока неизвестно ни одного месторождения нефти или газа. Имеющиеся здесь на ряде структур небольшие нефтяные залежи в самых нижних слоях майкопской серии не связаны с песчаным комплексом пород. Это положение совершенно не увязывается ни с региональной нефтегазоносностью майкопской серии, ни с ее нефтематеринскими свойствами и отнюдь не может быть объяснено отсутствием ловушек в этом районе. По нашим представлениям, в майкопской толще Восточного Предкавказья имеются ловушки самых различных типов, описание одного из которых изложено в настоящей статье, однако целенаправленных поисков их не проводилось.<sup>2</sup>

В Восточном Предкавказье на огромной территории (около 40 000 км<sup>2</sup>), включающей южный склон вала Карпинского, Прикумско-Тюленевский вал и прилегающие районы, широко развиты песчано-глинистые отложения большой мощности. На южном склоне вала Карпинского их общая мощность колеблется от 500 до 1200 м, а на остальной части региона составляет 1300-1600 м. В разрезах майкопской серии на рассматриваемой территории удается выделить и проследить распространение не менее 13 песчано-алевролитово-глинистых пачек, приуроченных главным образом к ее средней части. В этих пачках насчитывается от 3 до 12 песчаных или алевролитовых пластов, обладающих определенными ареалами распространения, причем установлено, что с востока на запад за редким исключением (Ш и VIIа пачки), песчаные пласты последовательно выклиниваются, начиная с наиболее древних. Мощность отдельных песчаных пластов, слагающих эти пачки, обычно колеблется от 5 до 30 м, исключая узкие меридиональные зоны повышенных мощностей.

Границы распространения песчано-алевролитовых пачек майкопской серии Восточного Предкавказья (рис. 1) имеют различный генезис. На севере рассматриваемой территории, начиная с южного склона вала Карпинского и до его центральной части, майкопские отложения последовательно срезаются акчагыльскими породами и уже в сводовой части вала акчагыльский ярус несогласно залегает на различных горизонтах мелового возраста. Тем самым в северном направлении, начиная с наиболее молодых, постепенно исчезают песчаные пачки майкопа. Западные же границы распространения песчано-алевролитовых пластов обусловлены последовательным, начиная с наиболее древних, региональным выклиниванием этих пластов, что не сопровождается сокращением общей мощности майкопской серии, а наоборот происходит на фоне ее некоторого увеличения в этом направлении. В общем плане песчаность майкопской серии увеличивается с запада на восток и наибольших значений достигает в районе, прилегающем к Кизлярскому заливу, где коэффициент песчаности ее составляет 36-44%.

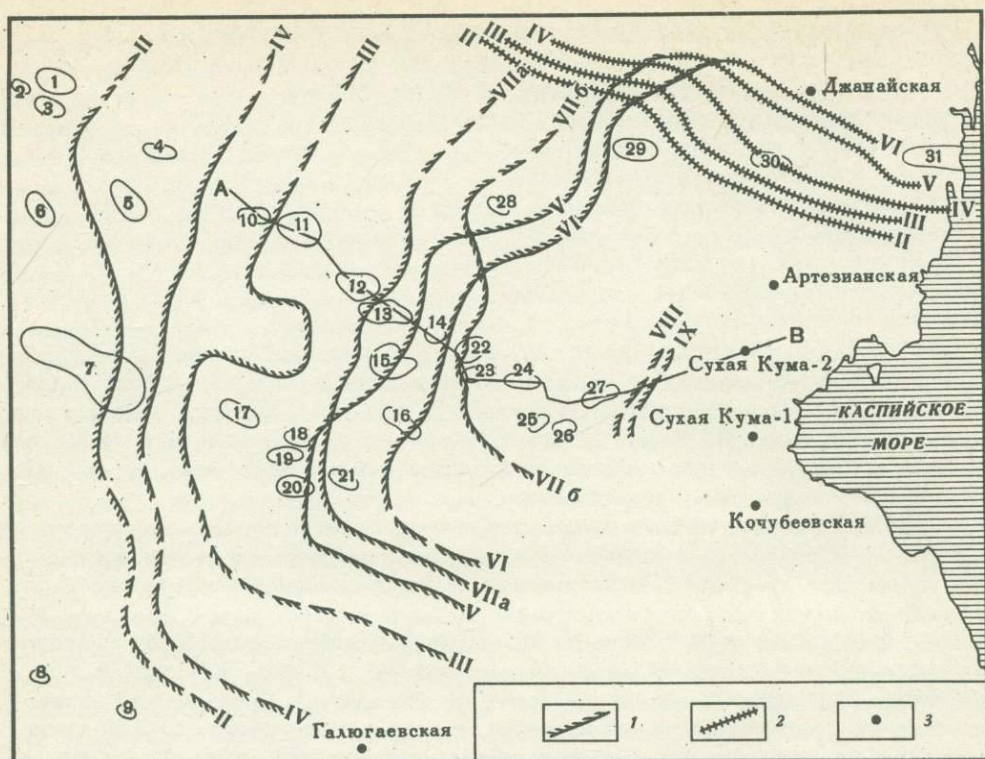


Рис. 1. Схема распространения песчано-алевролитовых пачек в майкопской серии Восточного Предкавказья

1 - границы выклинивания песчаных пластов; 2 - границы трансгрессивного срезания пластов; 3 - скважины. Цифры на схеме - структуры: 1 - Голубинская; 2 - Западно-Голубинская; 3 - Арзгирская; 4 - Синебутуровская; 5 - Гороховская; 6 - Серафимовская; 7 - Прасковейская; 8 - Советская; 9 - Курская; 10 - Приозерская; 11 - Максимокумская; 12 - Величаевская; 13 - Зимняя Ставка; 14 - Восточная; 15 - Озек-Суат; 16 - Курган-Амур; 17 - Ачикулакская; 18 - Андрей Курган; 19 - Южный Ачикулак, 20 - Ямангойская; 21 - Мектебская; 22 - Русский Хутор (северный); 23 - Русский Хутор (центральный); 24 - Сухокумская; 25 - Перекрестная; 26 - Равнинная; 27 - Солончаковая; 28 - Комсомольская; 29 - Красный Камышанник; 30 - Ермолинская; 31 - Каспийская. А-В - линия профиля, изображенного на рис. 2; II-IX - песчано-алевролитово-глинистые пачки майкопа

Области выклинивания песчаного пласта обычно предшествует зона максимальных мощностей выклинивающегося пласта (рис. 2), причем мощности отдельных пачек и соответственно слагающих их пластов вне областей выклинивания на большей части ареала их распространения характеризуются значительным постоянством. Например, для пачки VIIa, развитой на территории 18 000 км<sup>2</sup>, примерно на 80% этой площади мощность пачки составляет 40-60 м. Вблизи границы выклинивания пачки VIIa прослеживается узкая протяженная зона повышенных мощностей, простирающаяся почти параллельно границе выклинивания. Мощность пачки увеличивается в три раза (до 180 м), а сразу же западнее этой зоны на протяжении 30 км происходит постепенное ее выклинивание.

Для большей части песчано-алевролитовых пачек майкопа характер распределения мощностей соответствует в основном схеме рис. 2. В плаце область максимальных мощностей отдельного пласта смещена относительно нижележащей в глубь бассейна. Колебания отмечаются как в порядке мощностей, так и в протяженности области выклинивания, которая у отдельных пластов бывает значительно короче, чем у пачки VIIa. Характерной особенностью песчаных пластов майкопа явля-

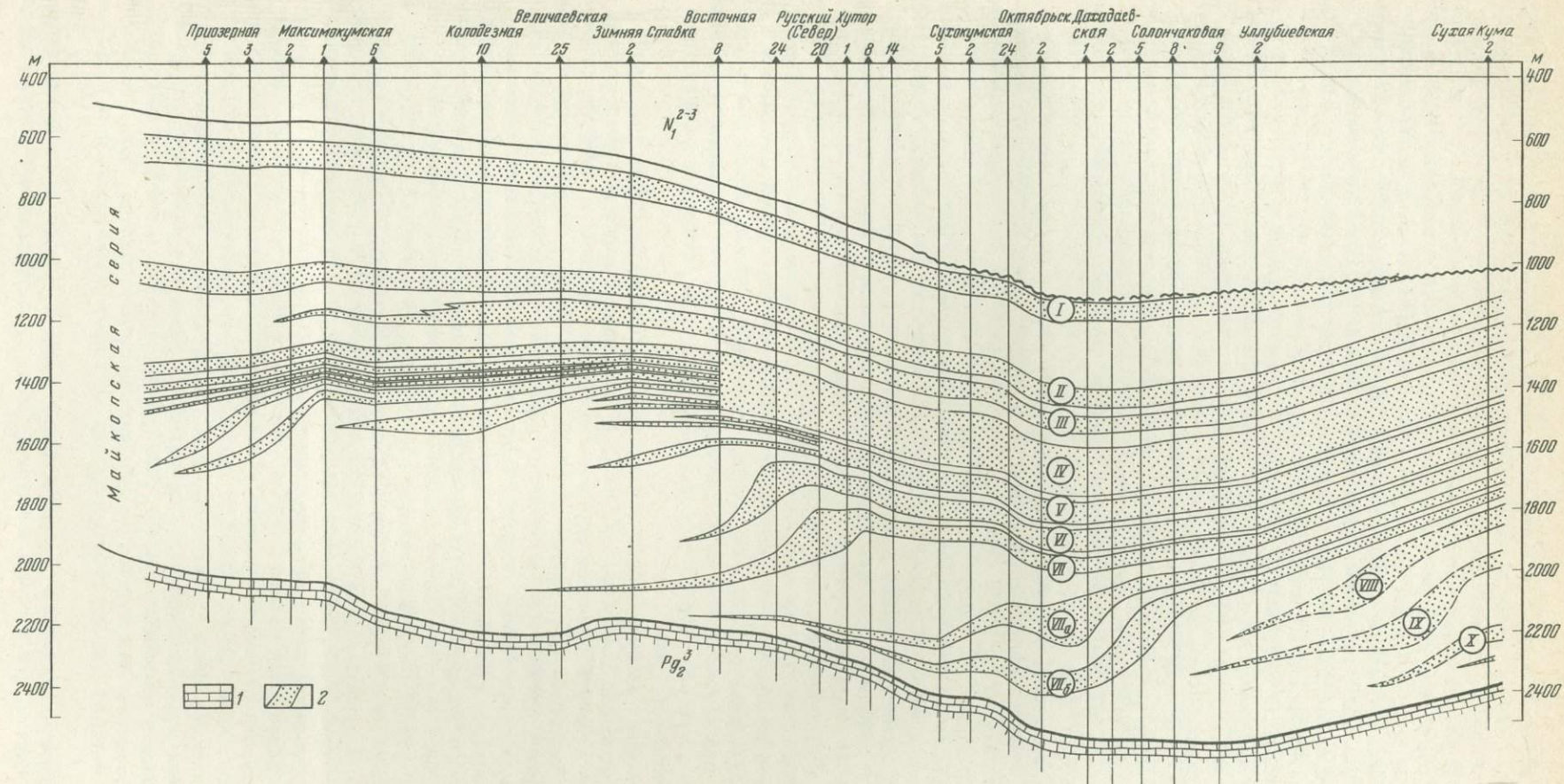


Рис. 2. Схема строения и условий залегания майкопской серии Прикумско-Тюленевского вала по линии А-В рис. 1.

1 - карбонатная пачка; 2 - песчано-алевролитово-глинистые пачки. 1-X - песчано-алевролитово-глинистые пачки майкопа

ется то, что начиная с зон максимальных мощностей и по мере выклинивания пласт в разрезе переходит на более низкие стратиграфические горизонты и приобретает вид "секущего" выклинивания вниз по разрезу. При этом отмечается поразительное сходство в условиях залегания в разрезе и характере отдельных пачек майкопа в скважинах, отстоящих друг от друга по простиранию зон выклинивания на многие десятки километров, тогда как вкрест простирания зон выклинивания наблюдается резкое изменение характера строения пачек в разрезах, расположенных даже на расстоянии 3-5 км. Одной из важных особенностей описанных пластов является их хорошая отсортированность. Гранулометрические анализы показывают, что состоят они почти исключительно из частиц алевритовой размерности.

Своеобразие форм залегания и строения песчано-алевролитово-глинистых пачек вызвано специфическими особенностями условий седиментации в майкопском бассейне. В одной из своих статей (Бурштар, Швембергер, 1967) мы предположили, что образование их обусловлено действием мощного подводного течения, перемещавшегося во времени с востока на запад. В настоящее время еще трудно установить точное направление течения и его перемещения во времени и пространстве. Однако так или иначе, но описанное строение майкопских отложений можно объяснить только как результат действия течения, причем вероятнее всего это было мутное (мутьевое) течение (поток).

В пользу этого предположения свидетельствует постепенный (скользящий) переход подошвы песчано-алевролитовых пластов на более низкие стратиграфические горизонты при движении в глубь бассейна и смещение в том же направлении областей максимальных мощностей отдельных пластов относительно нижележащих. Хорошая отсортированность песчано-алевролитовых пластов наряду с повышенным содержанием растительных остатков и местами хорошо выраженной косою слоистостью еще более убеждает нас в том, что мы имеем дело с результатом деятельности мутных течений. Кроме того, как совершенно справедливо указывает Р.Пассега (Passega, 1954), только мутные течения были способны нивелировать морское дно на участках, удаленных на несколько сотен километров от берега, и на глубинах, достигающих нескольких сотен метров. В этом смысле классическим примером может служить мутное течение, возникшее в 1929 г. в Атлантическом океане (Passega, 1954). Площадь района, охваченного действием течения, составила около 140 000 км<sup>2</sup>, при ширине в 230 км и протяженности в 720 км, а мощность отложившегося осадка, представленного хорошо отсортированным алевритом и глинистым песком, достигала 130 см.

Возникновение мутных течений в майкопском морском бассейне Восточного Предкавказья происходило следующим образом. В наследие от эоценовой эпохи в Восточном Предкавказье осталась обширная внутриплатформенная впадина с наиболее глубоководным, значительным по размерам районом, охватывающим Чернолесский прогиб и большую часть Прикумско-Тюленевского вала. В ее центральной части глубины достигали нескольких сотен метров и были не менее 500-600 м. В палеоцене и эоцене эта впадина возникла за счет прогибания, некомпенсированного осадконакоплением. В унаследованном майкопском бассейне Восточного Предкавказья, включающем и указанную впадину, можно выделить три основные обстановки седиментации: мелководный шельф, подводный склон и дно впадины. В северной и северо-восточной шельфово-прибрежной частях майкопского бассейна Восточного Предкавказья прибрежными агентами откладывались песчано-глинистые осадки. В результате тектонических подвижек или даже незначительного уклона дна эти еще несцементированные осадки начинали сползать, интенсивно взмучивая окружающие массы воды, и, перемещиваясь, образовывали быстрые мутные течения, которые выносили и откладывали большой мощности песчаный материал у подножия подводного склона впадины, там, где скорость течения резко падала. В зависимости от интенсивности (скорости) течения песчаный материал образовывал в прибортовых частях впадины различной длины шлейфы, что зафиксировано в современном плане различной протяженностью зон выклинивания отдельных пластов. Заполняясь осадками майкопа и постепенно сокращаясь в размерах, эта впадина во времени постепенно мелела. Возникновение мутных течений обычно связано с периодическими землетрясениями (Страхов, 1960).

Несомненно, что подобные процессы имели место в различных по времени бассейнах, охватывающих как геосинклинальные, так и платформенные участки земной

коры. В этой связи интересно отметить принципиальное сходство в строении отложений нижнего карбона Камско-Кинельской впадины Русской платформы и майкопской серии Скифской платформы в пределах Восточного Предкавказья. Общность строения здесь подчеркивается тем, что Камско-Кинельская впадина является унаследованной от верхнедевонского внутриплатформенного некомпенсированного прогиба (Грачевский, Долицкий, 1964).

Процесс накопления песчаных пластов в майкопском бассейне Северного Кавказа и Предкавказья в результате действия мутных течений хорошо показан В.П. Пекло и Б.С. Коротковым (1964) на примере южного склона Западно-Кубанского прогиба. Основные особенности в составе и условиях залегания песчаных пластов этого и описываемого районов весьма близки, а имеющиеся различия прежде всего вызваны тем, что указанные авторы изучали район зарождения и начала деятельности мутных потоков, тогда как рассмотренный нами район относится главным образом к далекому фронту мутных течений.

В связи со своеобразными условиями накопления и залегания песчано-алевролитовых пластов майкопской серии есть основания предполагать наличие в майкопской толще внутриформационных структур, возникновение которых может происходить следующим образом. На фоне регионального подъема майкопских пород в западном направлении отмечается "секущее" выклинивание песчаных пластов вниз по разрезу (см. рис. 2), чем создается западное крыло внутримайкопских структур. В областях таких перегибов пластов, которые в виде "валообразных" структур в толще майкопа прослеживаются в общем согласно с линией полного выклинивания пластов на значительные расстояния, возможно развитие локальных внутриформационных асимметричных структур. Учитывая региональный подъем слоев в северном направлении, можно думать, что для образования таких структур необходимы локальные северные падения пластов. В связи со значительной протяженностью "валообразных" структур вполне возможно ожидать ундуляции их осей и, тем самым, образования северного крыла внутриформационной складки. Исходя из особенностей развития таких структур, их своды скорее всего не будут соответствовать структурным планам нижезалегающих и покрывающих отложений. Такие складки уже установлены нами, например, на Гороховской и Мектебской площадях и в ряде других мест Восточного Предкавказья, а перспективность их с точки зрения нефтегазоносности сомнений не вызывает.

## Литература

- Бурштар М.С., Швембергер Ю.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности нижней части майкопской серии восточных районов Предкавказья. - Труды ВНИГНИ, 1967, вып. 63.
- Грачевский М.М., Долицкий В.А. Происхождение Камско-Кинельской впадины. В кн. "Материалы по региональной тектонике СССР". М., "Недра", 1964.
- Пекло В.П., Коротков Б.С. О происхождении и распространении майкопских песков Западно-Кубанского прогиба и перспективы их нефтегазоносности. - Труды Краснодарского фил. ВНИИ, 1964, вып. 13.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. П. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Passaga R. Turbidity currents and petroleum exploration. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog., IX, 1954, vol. 38, N 9.

# РАЗДОЛОМИЧИВАНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ДОЛОМИТОВ САМАРСКОЙ ЛУКИ И СВЯЗАННОЕ С ЭТИМ ИЗМЕНЕНИЕ ИХ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ

М.А. Алексеева, А.И. Рослый, Е.М. Любков

Процессы раздоломичивания палеозойских доломитов отмечены М.Э. Ноинским (1913) во многих пунктах Самарской Луки еще в 1913 г. Аналогичные процессы были описаны также для Средней Азии В.Б. Татарским (1949, 1953), а образовавшиеся в результате этого известняки были названы им "дедоломитами". Вслед за М.С. Швецовым (1958а, б) в настоящей работе эти известняки мы называем "известняками раздоломичивания", используя термин, точно отвечающий генезису отмеченных М.Э. Ноинским вторичных кристаллических известняков.

Изучение литологических особенностей известняков раздоломичивания было проведено по естественным обнажениям в нижнепермских (сводовая часть Зольненской структуры) и верхнекаменноугольных (гора Могутова) отложениях.

Распространены известняки раздоломичивания на значительной территории Самарской Луки, в основном в ее наиболее приподнятой и эродированной части, соответствующей приосевой зоне Жигулевского вала. Залежи известняков встречаются практически во всех горизонтах палеозойских доломитов, выходящих здесь на поверхность или залегающих вблизи нее, а именно: в верхнекаменноугольных отложениях (район г.Сызрани, Задельнинский овраг, гора Могутова, гора Бахилова, Соколы горы, район сел Ширяево - Гаврилова Поляна), в ассельско-сакмарских (район г. Жигулевска, Воровской и Зольный овраги) и в казанских (Молебный овраг).

Пластовые линзы и неправильной формы гнезда известняков раздоломичивания залегают непосредственно у дневной поверхности или на небольших глубинах (по данным бурения, до 70 м). Размер их от нескольких сантиметров до 2 м в поперечнике и до 70-80 м по простиранию. Наиболее интенсивно развиты они в горизонтах трещиноватых, выщелоченных, пористых доломитов и приурочены к залобандам крупных послонных трещин, выполненных более поздним кальцитом. Вдоль секущих трещин и в местах их сопряжения с послонными трещинами меняется форма и ориентировка гнезд и линз этих известняков.

Процессы раздоломичивания протекали в тонко- и мелкозернистых доломитах с размером зерен 0,01-0,03 мм, реже до 0,05-0,1 мм.

М.Э. Ноинский (1913) относил изученные нами нижнепермские тонкозернистые доломиты к первичным образованиям, возникновение которых обусловлено "повышенной концентрацией солей в породившем их бассейне." В пользу первичности этих доломитов свидетельствует их тонкозернистая микроструктура (0,02-0,03 мм), тесное их соотношение с многочисленными проявлениями гипса и ангидрита, а также условия их залегания в виде резко очерченных слоев, которые прослеживаются на протяжении многих километров. Форма мелких зерен доломита неправильная, изометричная, с простыми неизвилистыми ограничениями. Более крупные зерна доломита имеют ромбовидную форму и очень часто зональное строение - замутненную центральную часть и одну-две светлые оболочки. Отмечаются многочисленные реликты ранее гранулированной породы в виде мелких (1-4 мм и менее) участков, сложенных микрозернистым почти непрозрачным карбонатом. В верхнекаменноугольных фузулиновых доломитах содержится значительное количество фаунистических остатков (фузулинид, иглокожих, брахиопод), внешние части которых также заметно гранулированы (рис. 1).

Химические анализы шести образцов вмещающих доломитов, не затронутых (по данным микроскопии) процессом раздоломичивания, и доломитов с незначительным развитием крупных кристаллов вторичного кальцита показали содержание CaO - от 29,13 до 37,13%; MgO - от 14,68 до 21,49%, при нерастворимом остатке около 0,16 - 0,21%, что соответствует известковистым и чистым доломитам. В раз-

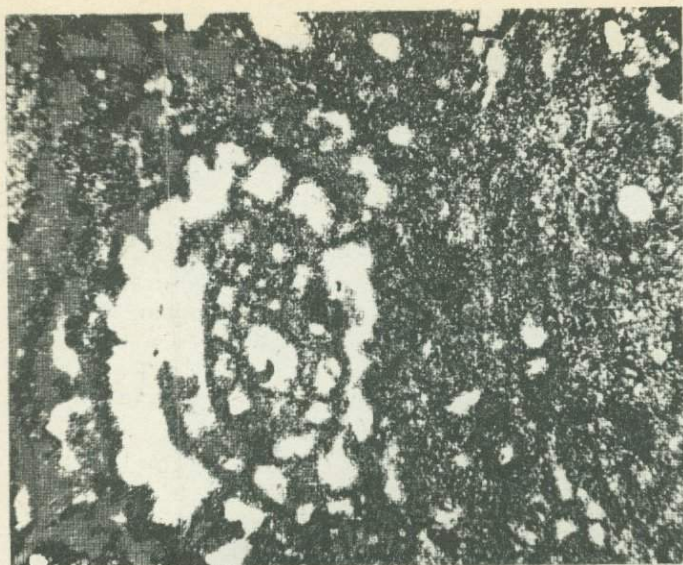


Рис. 1. Мелко- и микрокристаллический фузулиновый пористый доломит. Основная ткань породы и фаунистические остатки в весьма значительной степени гранулированы. Верхнекаменноугольные отложения горы Могутовой. Прозрачный шлиф 1498, увел. 45, николи II

личной степени раздоломиченные породы по своему составу представляют ряд литологических разностей известняков – от доломитовых до чистых. При этом для переходных разностей пород характерна исключительно сильная изменчивость процентного содержания доломита на очень близких расстояниях. По данным химических анализов 34 образцов этих пород, содержание  $\text{CaO}$  составляет от 45,45 до 54,90%;  $\text{MgO}$  – от 0,46 до 8,78%; нерастворимый остаток – от 0,16 до 0,58%.

Известняки раздоломичивания Самарской Луки – это серые, темно-серые и черные крупнокристаллические плотные мраморовидные, иногда с чешуйчатым изломом породы (рис. 2) кальцитового состава. Наиболее темноокрашенные разности известняков раздоломичивания при раскалывании издают отчетливый запах сероводорода.

Потемнение окраски известняков раздоломичивания (по сравнению с вмещающими их доломитами) обусловлено, вероятно, существованием внутри крупных кристаллов вторичного кальцита многочисленных комочков микрозернистого карбоната с тонкодисперсными включениями окислов и гидроксидов железа и органического вещества, а также включений сульфидов железа и других рудных минералов. Так, по данным химических и спектральных анализов, известняки раздоломичивания по сравнению с вмещающими доломитами несколько обогащены органическим углеродом (0,05–0,06% против 0,015–0,02% в доломитах), железом (0,15% против 0,05%), молибденом (0,06% против 0,02%) и другими рудными компонентами.

Собственно крупнокристаллические известняки раздоломичивания имеют массивную текстуру. Однако крупные послойные линзы известняков раздоломичивания всегда состоят из более мелких (миллиметры – десятки сантиметров) линз и гнезд и включают многочисленные мелкие (миллиметры) и крупные (десятки сантиметров) останцы доломитов и доломитовой муки, что обуславливает брекчиевидный и ячеистый общий облик неравномерно измененной породы (см. рис. 2). Переходы от вмещающих доломитов и их останцов к известнякам раздоломичивания обычно весьма постепенные. Реже отмечаются прожилковые выделения крупнокристаллического темно-серого и черного известняка раздоломичивания и цементация последним останцов доломитов. Интересной особенностью прожилковых выделений черного крупнокристаллического известняка раздоломичивания являются, с одной стороны, резкие "жилвные" контакты с останцами доломитов и, с другой, – совершенно постепенные переходы к гнездам и линзам типичных известняков раздоломичивания.

Характернейшей чертой микроскопического облика известняков раздоломичивания и переходных к доломитам разностей является сосуществование участков мозаичного агрегата мелких зерен доломита и пойкилобластовой структуры раздоломичивания. Крупные (1–2, даже до 4 мм) кристаллы вторичного кальцита врастают, и как бы "раздвигают" мозаичный агрегат доломитовых зерен (рис. 3, 4).

Кристаллы кальцита при этом содержат многочисленные ромбовидные, зонарные зерна доломита и разрушенные их светлые внешние оболочки.



Рис. 2. Черный брекчиевидный известняк раздоломичивания с останцами белого мучнистого доломита. Нижнепермские отложения Зольненского участка. Обр. 481, нат. вел.

С увеличением степени раздоломичивания породы крупные кристаллы кальцита постепенно подавляют и замещают мелкие зерна доломита (рис. 5). Полностью раздоломиченные породы сложены нацело крупными кристаллами кальцита, содержащими зачастую лишь реликты разрушенных оболочек зонарных зерен доломита или вообще свободными от них. При этом в кристаллах кальцита обычно отмечаются мелкие скопления пылеватых частиц – предположительно реликтов замутненных ядер зонарных зерен доломита. Характерным для крупных кристаллов вторичного кальцита является заметная приоткрытость трещин спайности, чем, видимо, и обусловлен чешуйчатый излом этих пород (см. рис. 4).

При микроскопическом исследовании вмещающих доломитов и известняков раздоломичивания отмечается, что раздоломичивание связано не с выполнением кальцитом различного рода полостей (пор, каверн, трещин), а с изменением основной ткани породы, заключающимся в постепенном и в конечной стадии полном замещении породообразующего доломита вторичным кальцитом. При этом выделяется непрерывный ряд промежуточных пород между доломитами и известняками раздоломичивания.

В органогенных фузулиновых доломитах верхнего карбона вторичный кальцит замещает доломитовые зерна в промежутках между гранулированными фаунистическими остатками. Последние при этом почти не изменяются, наблюдается лишь некоторая перекристаллизация их ядер. Изредка отмечаются включения микрозернистого карбоната и мелкие зерна кальцита, возрастные и генетические соотношения которых с крупными кристаллами вторичного кальцита не вполне ясны и которые, возможно, являются результатом последовавшей уже после раздоломичивания слабой грануляции.

Что касается коллекторских свойств описанных выше пород, то для палеозойских доломитов Самарской Луки характерна мелкая и очень мелкая пористость (рис. 6, 7). Методом керосинонасыщения (по Преображенскому) для доломитов определена открытая пористость, величина которой в отдельных образцах достигает 7–9,2%. Поры имеют округлую, овальную и удлиненную форму. Иногда поры изогнуты, приобретают прихотливые очертания и имеют извилистые края. Размер пор от 0,04 до 0,16 мм. Удлиненные поры иногда представляют собой несколько сообщающихся еще более мелких пор. Диаметр соединяющих их межзерновых каналов обычно не больше 0,01 мм, длина этих пор до 0,3 мм. Все отмеченные поры располагаются между мелкими кристаллами доломита и, в соответствии с классификацией М.К. Калинко (1965 г.), по соотношению со структурой относятся к межзерновым, а по генезису – к первичным, седиментационным. Проницаемость чистых доломитов

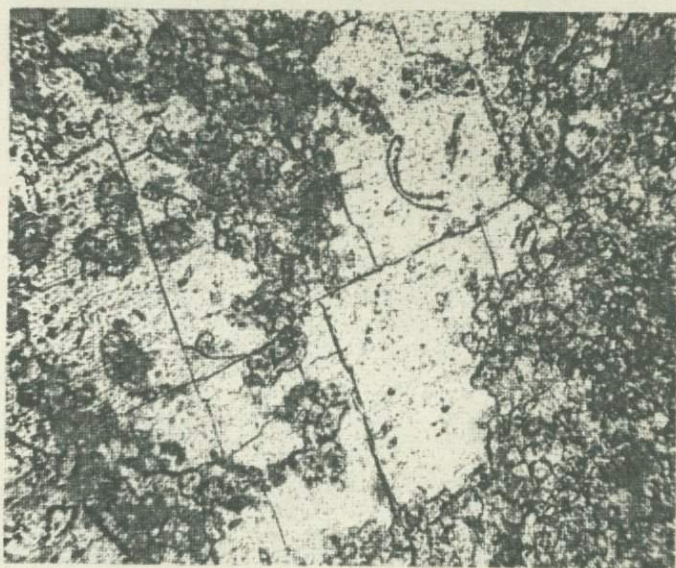


Рис. 3. Известняк раздоломичивания из нижнепермских отложений Зольного оврага. Мелкокристаллический мозаичный агрегат доломита и крупнокристаллический вторичный кальцит. Прозрачный шлиф 1176, увел. 45, николи ||

Рис. 4. Известняк раздоломичивания из нижнепермских отложений Зольного оврага. Мелкокристаллический мозаичный агрегат доломита и крупнокристаллический вторичный кальцит с приоткрытыми трещинами спайности. Прозрачный шлиф 1159, увел. 45, николи ||

низкая и колеблется в пределах от 0,001 до 0,36 мд. Очень часто края пор гранулированы и окаймлены характерной полоской микрозернистого карбоната с мелкими бурыми и красно-бурными выделениями окислов и гидроокислов железа и органического вещества. Образование этих каемок можно рассматривать как результат повторной грануляции, более поздней, нежели раздоломичивание и предшествовавшая ему ранняя грануляция доломитов. В многочисленных случаях, когда поры выполнены светлым среднекристаллическим кальцитом (редко микрозернистым кремнеземом), порода приобретает под микроскопом ячеистое псевдооолитовое строение.



Рис. 5. Крупнокристаллический известняк раздоломичивания из верхнекаменноугольных отложений у г.Сызрани. Прозрачный шлиф 935, увел. 45, николи II

Поры доломитов, если их края не были предварительно гранулированы, в раздоломиченных участках породы не сохраняются. В то же время крупные кристаллы вторичного кальцита содержат многочисленные темные кольца (размерами 0,05–0,3 мм), являющиеся реликтами микрозернистого окаймления существовавших ранее, до раздоломичивания, пор. В отличие от вмещающих доломитов для известняков раздоломичивания не характерна мелкая пористость, но широко развиты в них крупные (до нескольких сантиметров) каверны, как правило, выполненные светлым кальцитом, а иногда частично открытые. В зальбандах мелких трещин, развитых в темно-серых и черных известняках раздоломичивания, распространены тонкие красные корочки гидроокислов железа.

Наблюдаемая незначительная пористость в различной степени раздоломиченных породах по генетическим особенностям представляет собой сочетание пор трех типов.

Поры первого типа приурочены к участкам сохранившегося доломита. Поры второго типа – это вторичные крупные поры, сформированные в результате процессов раздоломичивания. Эти поры оконтурены крупными (до 1,1–2 мм) кристаллами вторичного кальцита и единичными мелкими кристаллами сохранившегося в породе доломита. Поры третьего типа редко наблюдаются в крупных кристаллах кальцита и имеют овальную форму и очень мелкую размерность (до 0,03–0,05 мм). Это – вторичные поры выщелачивания. Помимо этого, известняки раздоломичивания характеризуются редкой кавернозностью. Значения открытой пористости для описанных пород, определенные методом керосинонасыщения, равны 1,19–1,52%. При этом следует отметить, что емкость, создаваемая кавернами, этими цифрами не отражается. Проницаемость описанных пород равна 0,03–17,36 мд.

Таким образом, изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Разновозрастность описанных отложений и приуроченность известняков раздоломичивания к горизонтам интенсивно трещиноватых, выщелоченных доломитов, характер залегания и взаимоотношения линз этих известняков и вмещающих доломитов, трещинный контроль развития линз и гнезд известняков раздоломичивания и ряд других данных, в том числе и данных микроскопического изучения, не оставляют сомнения в эпигенетическом (по отношению к вмещающим доломитам) происхождении известняков раздоломичивания Самарской Луки.

2. Залегание линз известняков раздоломичивания Самарской Луки вблизи поверхности и отсутствие их на сколько-нибудь значительных глубинах свидетельствуют о приповерхностных гипергенных условиях их образования. Это согласуется также с выводами других исследователей, изучавших известняки раздоломичивания в

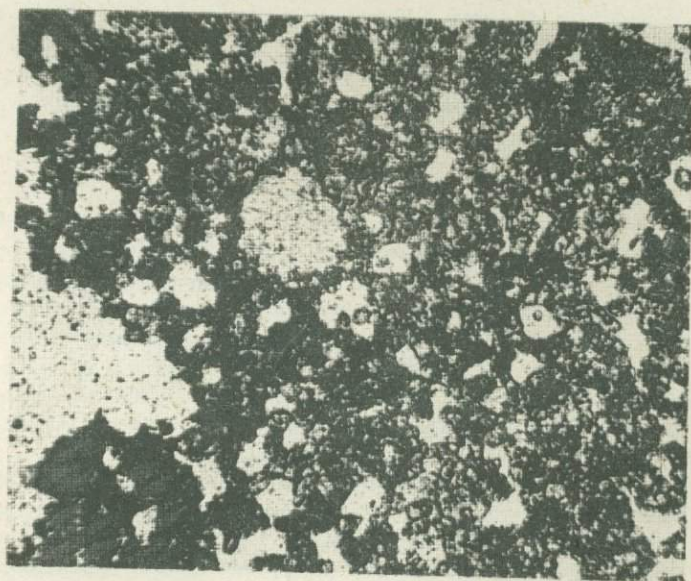
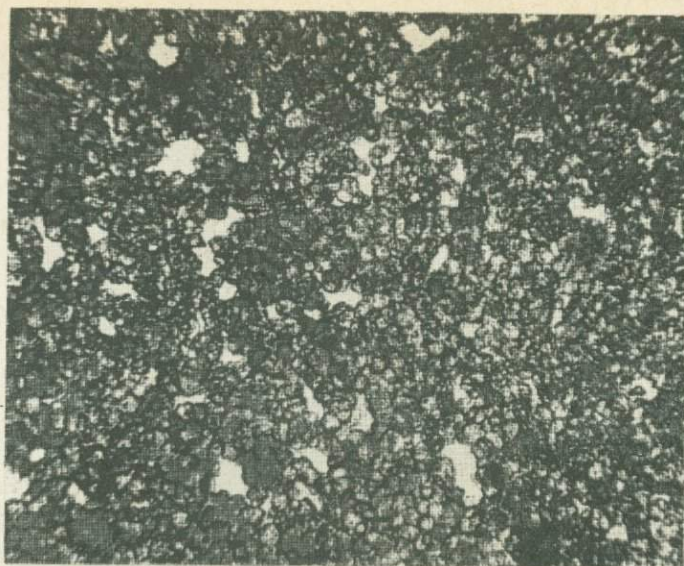


Рис. 6. Мелкокристаллический пористый доломит. Нижнепермские отложения Зольного оврага. Прозрачный шлиф 899, увел.45, николи II

Рис. 7. Мелкокристаллический очень пористый доломит. Отдельные поры выполнены крупнокристаллическим кальцитом. Нижнепермские отложения Зольного оврага. Прозрачный шлиф 724, увел. 45, николи II

этом и в других районах – М.Э. Ноинского (1913), В.Б. Татарского (1949, 1953), М.С. Швецова (19586) и др.

3. Раздоломичивание (предварительно выщелоченных) доломитов происходило, видимо, в результате воздействия на них трещинно-пластовых сульфатно-кальциевых вод (Швецов 19586; Каледа, 1958). Сущность этого воздействия заключается в замещении карбонатов магния карбонатами кальция, менее растворимыми в сульфатных водах.

4. В качестве источника сульфатных вод М.Э. Ноинский (1913) рассматривал мезозойские отложения Самарской Луки, оказывающие раздоломичивающее влияние на

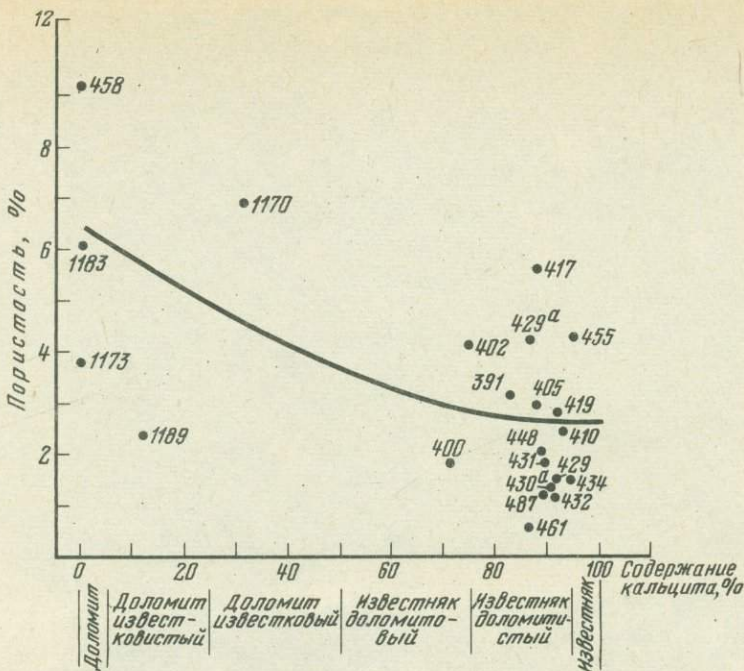


Рис. 8. Кривая изменения пористости в связи с раздоломичиванием палеозойских доломитов

пермские доломиты. Он считал, что при выветривании и окислении пирита в мезозойских породах образуются громадные количества сернокислых солей кальция ( $\text{CaSO}_4$ ) и, возможно, железа  $[\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3]$ . Растворы этих солей проникают в нижележащие пермские отложения и постепенно превращают слои доломитов в яснокристаллические вторичные известняки раздоломичивания по обратной реакции Гайдингера:  $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4 = 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$ . Возникающая  $\text{MgSO}_4$  переносится грунтовыми водами в известняковую толщу верхнего карбона. Выцветы образовавшейся горькой соли наблюдались М.Э. Ноинским во многих обнажениях Самарской Луки, где были изучены вторичные известняки раздоломичивания.

С нашей точки зрения, это предположение об образовании вторичных известняков раздоломичивания является справедливым, если учесть обогащенность размывающихся мезозойских отложений сульфидами железа.

5. В отличие от кальцитизации, собственно раздоломичивание происходит в результате постепенной переработки основной ткани пород, заключающейся в последовательном и в конечном итоге полном замещении зерен породообразующего доломита крупными кристаллами вторичного кальцита.

6. В результате раздоломичивания существенно меняются коллекторские свойства пород. Как видно на прилагаемом графике (рис. 8), максимальная пористость чистых доломитов, равная 9,2%, в результате процессов раздоломичивания падает до 1,2%. Это происходит в результате того, что за счет пористых доломитов образуются плотные, почти лишенные мелких пор кристаллические известняки, которые характеризуются развитием крупных изолированных каверн, в большинстве случаев выполненных более поздним кальцитом.

7. Таким образом, процессы раздоломичивания приводят к изменению типа коллектора. Межзерновая емкость уменьшается, но емкость пласта, содержащего крупные каверны (при отсутствии заполнения последних) может и увеличиться. Проницаемость пласта при этом улучшается.

## Литература

- Каледа Г.А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. - Труды МГРИ, 1958, т. 33.
- Ноинский М.Э. Самарская Лука. - Труды Об-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те, 1913, т. 14, вып. 4-6.
- Татарский В.Б. О распространении раздоломиченных пород. - Докл. АН СССР, новая серия, 1949, т. 69, № 6.
- Татарский В.Б. Раздоломичивание и связанные с ним вопросы. - Вестн. ЛГУ, 1953, № 1.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Швецов М.С. О некоторых вторичных изменениях известняков. - Труды МГРИ, 1958б, т. 33.

# ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ-ПОКРЫШКИ МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГАЗОНЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В.М. Лазарева

Изучение вопросов формирования и размещения газовых и нефтяных месторождений, их сохранности, а также поисков приобретает все большее значение и связано с выявлением благоприятных геологических условий. Для образования этих месторождений необходимо наличие не менее трех факторов: 1) тектонической структуры, 2) пород, вмещающих нефть и газ (коллекторов) и 3) пород, экранирующих залежи (покрышек).

Вопрос о газо- и нефтеупорах, препятствующих вертикальной миграции углеводородов и, следовательно, рассеиванию их скоплений, в последние годы привлекает внимание многих исследователей в различных районах Советского Союза в связи с возможностью прогнозирования залежей нефти и газа.

Работы, посвященные этому вопросу, можно разделить на следующие группы. Большинство исследователей рассматривают проблему пород-покрышек с общегеологических позиций: распространения их по площади, мощности, однородности сложения и отсутствия трещиноватости, взаимоотношения покрышек с высотой залежей и т.д.

В этом плане породы-покрышки рассматриваются на территории Амударьинской впадины - Г.Х. Дикенштейн, Г.А. Аржевский и В.П. Строганов (1965 г., 1966 г.), В.П. Строганов (1966 г.), И.М. Михайлов и В.П. Строганов (1967 г.); в восточной части Украины - О.Д. Билык (1966 г.); в Нижнем Поволжье - А.А. Плотинов (1966 г.); в Предкавказье - М.С. Бурштар, Г.Н. Молодых и Д.А. Назаров (1969); в Западной Сибири - В.Д. Наливкин с сотрудниками (1968 г.).

Другая часть исследователей основное свое внимание направляет на изучение минералогического состава покрышек. Среди работ этого направления следует отметить работы Т.Т. Клубовой (1965 г., 1968 г.), Т.И. Гуровой и Т.Ф. Антоновой (1961 г., 1965 г.), Т.Ф. Антоновой (1966), Е.А. Шабаевой и В.В. Чулковой (1966, 1968 г.), Р.С. Сахибгареева (1968), Г.В. Лебедевой (1968 г.) и других исследователей.

Исследователи третьего направления (пока еще малочисленного из-за технических трудностей изучения физических свойств глин) рассматривают во взаимосвязи вопросы влияния минералогического состава пород-покрышек в совокупности с физическими параметрами, характеризующими породы. Впервые такая работа была проведена А.А. Ханиным и К.А. Абдурахмановым в 1967 г. для некоторых площадей Восточной и Центральной Туркмении и западной части Узбекистана, а также Предкавказья. По Западному Предкавказью аналогичное исследование было проведено с нашим участием.

Автор настоящей работы, изучая в содружестве с лабораторией физики пласта ВНИИгаза глинистые породы Западного Предкавказья, главное внимание уделял как геологическим, минералогическим и гранулометрическим особенностям глин, так и вопросам уплотнения глинистых пород в зависимости от глубины залегания и минералогического состава, изменения их пористости, проницаемости, удельной поверхности и структуры порового пространства. При этом рассматривались мощности пород-покрышек, развитие их по площади, характер сложения продуктивных горизонтов и т.д.

Изучение газонефтеносных комплексов проводилось нами по 24 разведочным площадям в пределах Ейско-Березанской зоны поднятия, Тимашевской ступени, Тихорецко-Кропоткинской депрессии и Восточно-Кубанского прогиба. Изучались как газовые и газоконденсатные месторождения, так и структуры, лишенные залежей, в основном мезозойского возраста. Для сравнения с ними взята одна площадь (Убежинско-Николаевская), имеющая нефтяную и газовую залежи в палеогене.

В настоящем сообщении мы остановимся только на геологических особенностях газонефтеносных комплексов, минералогическом и гранулометрическом составе глинистых пород. Физическим свойствам этих же пород было ранее посвящено особое сообщение (Хания и др., 1969).

### Геологические особенности газонефтеносных комплексов

Продуктивные горизонты мезозойских и палеогеновых отложений Западного Предкавказья приурочиваются к терригенным коллекторам, сложенным тесчано-алевритовыми разностями с глинистым или карбонатно-глинистым цементом. Между ними иногда наблюдаются различной мощности прослои алеврито-глинистых или глинистых пород.

На изученной территории в разных тектонических зонах выделяются несколько продуктивных горизонтов, различных по возрасту. Так, в пределах Ейско-Березанской зоны поднятия основными продуктивными горизонтами являются толщи нижне- и среднеальбского возраста, а в ряде месторождений и нижележащие отложения неокома-апта. Суммарная мощность коллекторов 2-96 м. Реже газонасыщенными являются пористо-трещинные породы триаса (в сводовых частях Челбасского, Каневского, Старо-Минского поднятий).

С нижнемеловыми отложениями связана газоносность в пределах Тихорецко-Кропоткинской депрессии и Тимашевской ступени.

В Восточно-Кубанском прогибе промышленная нефтегазоносность установлена в юрских, нижнемеловых и палеогеновых отложениях. Нижнеюрские отложения развиты на юге территории и продуктивны на Трехсельской, Советской и Армавирской площадях, где мощность продуктивного комплекса до 140 м. Верхнеюрские (келловейские) отложения продуктивны только там, где выше по разрезу залегают отложения титона (площадь Южно-Советская, Темиргоевская и др.), а мощность продуктивного горизонта до 20-40 м. Основные промышленные скопления газа и конденсата в Восточно-Кубанском прогибе также связаны с нижнемеловым комплексом, в нем выделяются два продуктивных горизонта (I - в альбе и II - в апте), но нередко они составляют единый резервуар. Суммарная мощность нижнемеловых коллекторов колеблется от 25 до 80 м.

Палеоцен-эоценовый продуктивный комплекс встречен в западной части Южно-Ставропольского поднятия на площади Убежинско-Николаевская. Здесь в свите Горячего Ключа залегают нефть, а выше в черкесской свите - газ.

Сохранению углеводородов в продуктивных комплексах способствуют труднопроницаемые породы (покрышки), служащие экраном для скопления углеводородов. По литологическому признаку для указанных продуктивных горизонтов покрышками являются главным образом глинистые и реже галогенные толщи. Глинистые покрышки имеют широкое распространение от бат-байоса до черкесской свиты палеогена и покрывают различные по возрасту продуктивные отложения. Менее распространенная галогенная покрышка развита в титонских отложениях верхней юры.

Для изученного региона выделяются снизу вверх по разрезу несколько газонефтеносных, залегающих выше указанных продуктивных горизонтов.

Самым нижним газоупором служит толща уплотненных глин средней юры, мощностью 90 м (Трехсельская, Советская площади).

Галогенная и пестроцветная толщи титона являются вторым газоупором, распространенным не повсеместно. Мощность их варьирует от 20 до 300 м, достигая наибольшей величины на Темиргоевской площади.

Основной региональной покрышкой для всего Западного Предкавказья является глинистая толща верхнего альба. Она сложена в основном глинами тонкодисперсными, глинами алевритистыми, иногда глинистыми мелкозернистыми алевролитами, реже, на отдельных площадях Восточно-Кубанского прогиба (Южно-Советской и Трехсельской) - вулканогенными породами типа базальтов, сильно измененными и выветрелыми, переслаивающимися с глинами.

Мощность альбской покрышки изменяется в широких пределах. Так, по данным М.С. Бурштара, Г.Н. Молодых и Д.А. Назарова (1969), в Западном Предкавказье по сравнению с Восточным наблюдаются максимальные мощности альбской покрышки.

Наибольшие мощности отмечены на Усть-Лабинском выступе, где они изменяются от 240 до 300 м, а также на Ейско-Березанском поднятии (Сердюковская и Ленинградская площади) и Адыгейском выступе - до 200-210 м. К северу и востоку наблюдается закономерное уменьшение мощностей покрывки до 180-50 м, а на юго-востоке, в районе Южно-Ставропольского вала, мощность покрывки изменяется от 85 до 20 м.

Глинистая толща верхнего альба по своему распространению и мощности является надежным экраном, контролирующим распространение залежей нижнего мела.

Следующим нефтеупором служит глинистая толща мощностью в 20 м, залегающая в основании черкесской свиты и покрывающая продуктивный горизонт свиты Горючего Ключа (площадь Убежинско-Николаевская).

Верхним региональным газупором является глинистая толща мощностью 50-80 м, залегающая в кровле черкесской свиты и экранирующая залежь газа той же свиты.

Характерно, что на Убежинско-Николаевской площади отсутствуют залежи в нижележащих нижнемеловых отложениях. Альбская покрывка здесь сокращается по мощности и становится более песчанистой, что снижает ее экранирующие свойства и, по-видимому, способствует миграции углеводородов в палеогеновые отложения. Этому же способствовали разрывные нарушения, которые отмечаются в этом районе.

А.А. Ханиным и К.А. Абдурахмановым (1969) подмечена определенная закономерность распространения галогенной толщи титона. Присутствие галогенной толщи способствует сохранению залежей в юрских отложениях. Распространение этой толщи определяет отсутствие залежей в вышележащих нижнемеловых отложениях (на площадях Темиргоевской, Ново-Алексеевской, Лабинской, Ярославской). Отсутствие же галогенной толщи и наличие маломощной глинистой пестроцветной толщи титона (мощностью в 20 м на Южно-Советской площади) приводят к перетоку газа в нижнем мелу. Указанная закономерность свидетельствует о широко развитых процессах вертикальной миграции углеводородов из юрских отложений.

Подтверждением этого положения является и сходство в составе газов и нефтей юрских и нижнемеловых отложений, отмеченное другими исследователями (Ботнева, Молодых, 1966). Однако А.Н. Шарданов и Ю.Д. Кузменко (1966) считают, что вначале "выжимание воды из глин происходит вверх (через пласты), а в последующем глины становятся водоупором и эмиграция флюидов становится латеральной по горизонтам коллекторов". На большую роль латеральной миграции при регионально выдержанных покрывках (в частности верхнеальбской), в которых отсутствуют "окна" для перетоков, указали М.С. Бурштар, Г.Н. Молодых и Д.А. Назаров (1969).

Таким образом, особенности распространения галогенной и пестроцветной толщ титона и региональной глинистой толщи верхнего альба отразились на размещении залежей углеводородов по разрезу и по площади региона. При этом в размещении и формировании скоплений углеводородов большое значение имели процессы как вертикальной, так и латеральной миграции.

#### Минералогический и гранулометрический состав глинистых пород-покрывок и цемента коллекторов

##### Глинистые покрывки

Нашими исследованиями установлено, что породы-покрывки газовых, газоконденсатных и нефтяных залежей Западного Предкавказья имеют преимущественно монтмориллонитовый, монтмориллонито-гидрослюдистый или монтмориллонито-смешаннослойный и смешаннослойный состав, реже распространен смешаннослойно-гидрослюдистый и каолинито-смешаннослойный состав, т.е. они характеризуются обязательным присутствием в них разбухающих компонентов.

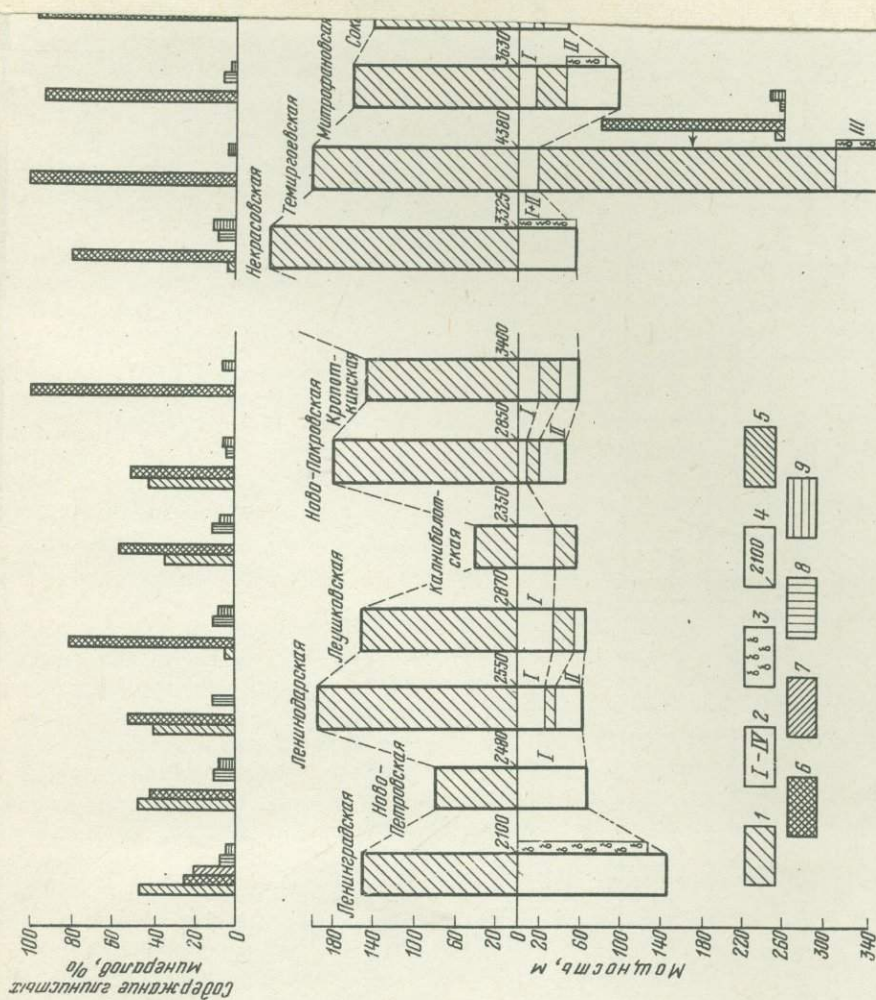
Состав глинистых минералов пород-покрывок претерпевает изменение по разрезу по отдельным газонефтеупорам (схема, таблица).

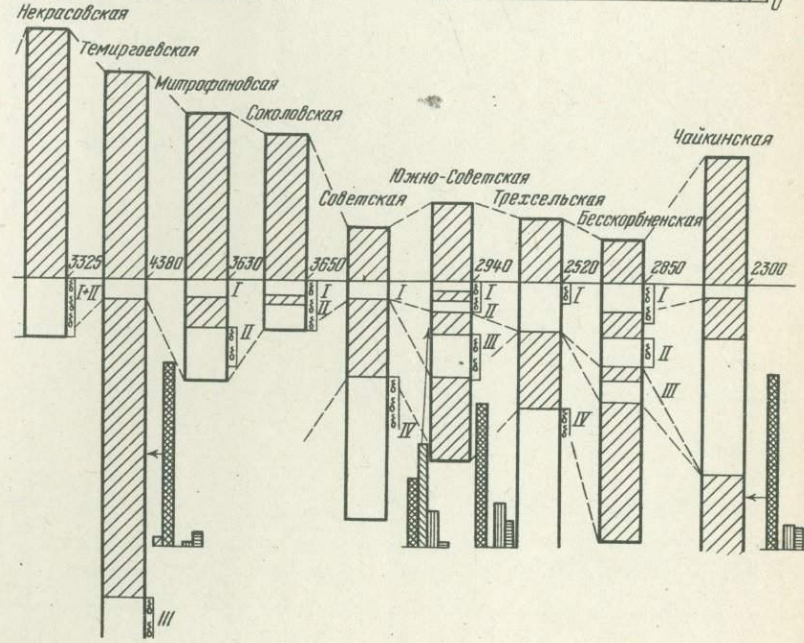
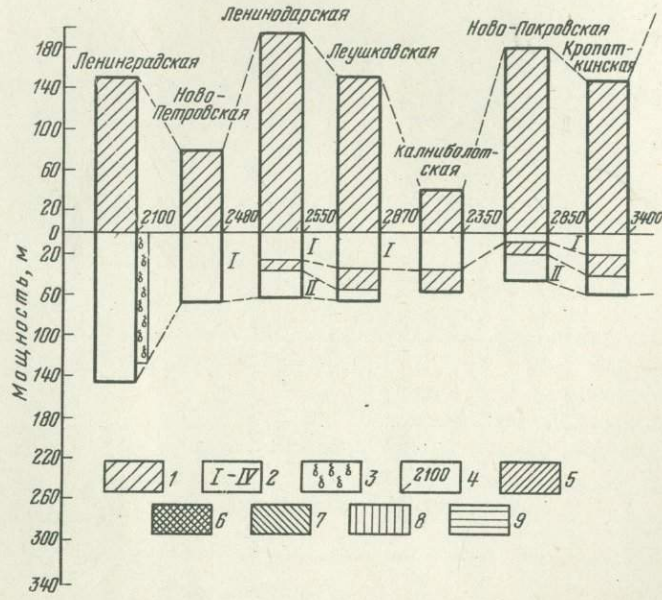
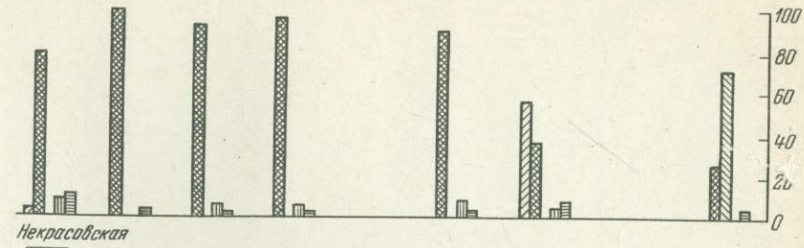
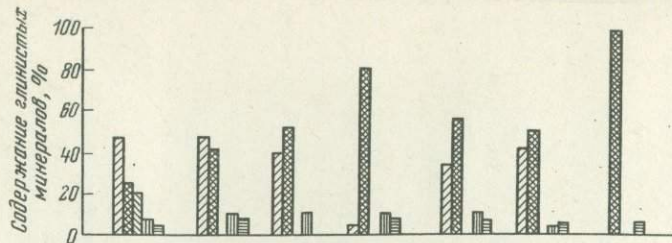
1. Самая нижняя покрывка среднеюрского возраста сложена уплотненными глинами, в составе которых встречаются смешаннослойные и каолинито-смешаннослойные глины (Южно-Советская, Чайкинская, Урупская площади). Смешаннослойный ми-

Подрисуночная подпись к схеме на стр. 151

Схема соотношения мощности и минералогического состава пород-покрышек и высот залежей на площадях Западного Предкавказья. 1 — породы-покрышки; 2 — продуктивные горизонты: I — альб, II — апт, III — келловей, IV — нижняя юра; 3 — высота залежи газа; 4 — глубина залегания верхнеальбской покрышки (м); 5—9 — глинистые минералы; 5 — монтмориллонит; 6 — смешанно-слоистые образования; 7 — гидрослюда; 8 — каолинит; 9 — хлорит.

Зак. 1348





Сопоставление состава глинистых минералов в породах-покрышках и в цементе коллекторов газонефтеносных комплексов Западного Предкавказья

| Покрышки                    |             |                            |                 |                         |                                    | Продуктивные горизонты          |                                   |                            |                            |         |                                    |
|-----------------------------|-------------|----------------------------|-----------------|-------------------------|------------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|----------------------------|---------|------------------------------------|
| Геологический возраст       | Мощность, м | Состав глинистых минералов |                 |                         |                                    | Геологический возраст           | Суммарная мощность коллекторов, м | Тип залежей                | Состав глинистых минералов |         |                                    |
|                             |             | основной                   | примеси         | % М в глинистой фракции | количество разбухающих пакетов в С |                                 |                                   |                            | основной                   | примеси | количество разбухающих пакетов в С |
| Палеоген (черкесская свита) | 50-80       | М-С; С                     | К, Х            | 25                      | 30-35                              | Палеоген (черкесская свита)     | 24                                | Газовая                    | Г                          | С, К, Х | 15                                 |
| То же                       | 20          | С                          | М, К, Х         | 5                       | 30-35                              | Палеоген (свита Горючего Ключа) | 12                                | Нефтяная                   | С-Г                        | К, Х    | 30-35                              |
| Нижний мел (верхний альб)   | 20-300      | М; М-С; МГ; С              | К, Х<br>М, К, Х | 30-85<br>0-5            | 10-25<br>30-45                     | Нижний мел (альб-апт)           | 2-96                              | Газо-конденсатная, газовая | К-Г; Г<br>К; К-С           | С, Х    | 10-15                              |
| Верхняя юра (титон)         | 0-300       | С; Г-С                     | Х, К            | -                       | 20-30                              | Верхняя юра (келловей)          | 20                                | Газовая                    | К-Г;<br>К-Г-С              | Х       | 10-15                              |
| Средняя юра                 | 90          | С; К-С                     | Х               | -                       | 10-20                              | Нижняя юра                      | 140                               | "                          | К-Г                        | Х, С    | -                                  |
|                             |             |                            |                 |                         |                                    | Верхний триас                   | 13                                | "                          | Г; К-Г                     | Х       | -                                  |

Примечание. М - монтмориллонит, Г - гидрослюда, К - каолинит, Х - хлорит, С - смешаннослойные минерал (слюда монтмориллонитового типа).

нерал (слюда монтмориллонитового типа) на всех площадях преобладает и составляет 65–90% глинистой фракции, количество разбухающих пакетов в нем невелико и колеблется от 10 до 20%. Невысокое содержание разбухающих пакетов в смешаннослойном минерале, повышенное содержание каолинита в этих породах (20–30%), а также трещины в уплотненных глинах определяют пониженные качества покрышки, способной, видимо, пропускать часть углеводородов.

2. Для залегающей выше титонской газупорной толщи характерным является распространение смешаннослойного и реже смешаннослойно-гидрослюдистого комплекса глинистых минералов. Смешаннослойный минерал здесь составляет до 90% глинистой фракции, содержание разбухающих пакетов увеличивается в нем до 30%. Большое количество смешаннослойного минерала в породах и наличие лишь следов каолинита создает надежный экран, способный удержать углеводороды, а большая мощность этой покрышки улучшает качество ее.

3. Верхнеальбская глинистая толща, имеющая региональное распространение, изучена нами более широко на многих площадях Западного Предкавказья. На ее примере мы имеем возможность изучить не только минеральный состав, но и проследить его изменение по площади.

Для верхнеальбской покрышки характерно наибольшее разнообразие глинистых комплексов: монтмориллонитовый (Маргаритовская, Трехсельская площади), монтмориллонито-гидрослюдистый (Кушевская, Щербинская, Старо-Минская площади), монтмориллонито-смешаннослойный (Кушевская, Щербиновская, Ясенская, Старо-Минская, Ленинградская, Ново-Петровская, Ленинодарская, Калниболотская, Ново-Покровская, Березанская, Трехсельская площади) и смешаннослойный (Леушковская, Кропоткинская, Березанская, Медведовская, Темиргоевская, Митрофановская, Соколовская, Южно-Советская площади). В качестве примесей в глинистой фракции встречаются каолинит и хлорит, но содержание их обычно невелико и составляет 5–10%.

Наличие высокодисперсного монтмориллонита, обладающего огромной удельной поверхностью, способной к активной сорбции, совершенно закрывает микропустоты и полностью исключает или затрудняет микрофильтрацию не только жидких, но и газообразных углеводородов. Присутствие монтмориллонита (или большого количества смешаннослойных образований) резко снижает фильтрационную способность пород и создает непроницаемый экран.

Среди пород-покрышек Западного Предкавказья встречаются  $\text{Na-}, \text{Ca-}, \text{Na-Ca-}$  монтмориллониты. Нередко в пределах одной структуры встречаются монтмориллониты с различными катионами в поглощенном комплексе.

Приведенный минералогический состав верхнеальбской покрышки свидетельствует о ее высоких экранирующих свойствах. Достаточная же мощность покрышки (от 20 до 300 м) создает надежный экран, контролирующий распределение мезозойских залежей.

4. Глинистая толща, залегающая в основании черкесской свиты на Убежинско-Николаевской площади и покрывающая нефтяную залежь свиты Горючего Ключа, сложена смешаннослойным образованием (слюда монтмориллонитового состава) с небольшой (до 5%) примесью монтмориллонита. Смешаннослойный минерал составляет 95% глинистой фракции и содержит 30–35% разбухающих пакетов.

5. Верхняя газупорная палеогеновая толща, залегающая в кровле черкесской свиты и сохраняющая газовую залежь того же возраста, в низах толщи имеет смешаннослойный состав, сменяющийся к кровле покрышки на монтмориллонито-смешаннослойный. При этом содержание монтмориллонита в глинистой фракции достигает 25%, а в смешаннослойном образовании, составляющем 65–95% глинистой фракции, сохраняется аналогичное (30–35%) количество разбухающих пакетов.

По минералогическому составу палеогеновые покрышки, особенно верхняя, являются достаточно надежными, способными сохранить скопления углеводородов. Анализируя минералогический состав покрышек над структурами продуктивными (газовыми и нефтяными) и лишенными залежей, можно сделать следующие выводы.

1. Минералогический состав глинистых пород является одним из решающих факторов в экранирующей способности пород-покрышек, определяющим их качество.

2. Минералогический состав глинистых покрывшек, изученных газонефтеупоров существенно меняется в течении геологического времени и, следовательно, обладает неодинаковыми изолирующими свойствами. Экранирующие свойства покрывшек улучшаются от более древних к молодым породам, что связано с увеличением в них содержания разбухающих минералов, при этом самые надежные покрывшки установлены в верхнеальбских отложениях, особенно на севере изученной территории. Пачки, в которых встречается каолинит, расцениваются как ненадежные покрывшки, свойства которых (сравнительно малая удельная поверхность, крупные размеры частиц, малая емкость поглощения и др.) слабо препятствуют микрофильтрации углеводородов.

3. Установлен идентичный состав глинистых минералов, слагающих породы-покрывшки над газовыми и газоконденсатными залежами площадей Старо-Минская, Ленинградская, Кушевская, Митрофановская, Соколовская, Южно-Советская, Трехсельская и др.), и на структурах, лишенных залежей (площади Ленинодарская, Леушковская, Ново-Петровская, Ново-Покровская, Калниболотская, Кропоткинская и др.).

4. Более надежными покрывшками являются те, выше которых нет залежей, менее надежными - сдерживающие собственную зeleжь и имеющие залежь выше.

5. Покрившки над газовой и нефтяной залежами палеогена (Убежинско-Николаевская площадь) имеют сходный состав: смешаннослойный и монтмориллонито-смешаннослойный. В этих условиях для сохранения нефтяной залежи достаточно наличия в глинах только смешаннослойного минерала и мощности покрившки в 20 м, а для сохранения газовой залежи требуется обогащение глин монтмориллонитом (до 25% глинистой фракции) и увеличение мощности покрившки до 50-80 м. Итак, для сохранения газообразных углеводородов необходимо наличие в покрившке большого количества разбухающих компонентов и увеличение мощности покрившки.

#### Глинистый цемент песчано-алевритовых пород и глинистые прослои в коллекторах

Продуктивные газо- и нефтеносные отложения Западного Предкавказья имеют существенно иной состав глинистой фракции пород, чем экранирующие толщи. Глинистый цемент песчано-алевритовых пород представлен гидрослюдистой, каолинито-гидрослюдистой, каолинитовой и реже каолинито-смешаннослойной ассоциациями (см. таблицу). В виде постоянной примеси присутствует хлорит, составляющий до 10% глинистой фракции.

Для глинистого цемента продуктивных горизонтов характерно наличие каолинита (до 90%) или гидрослюды (до 95%), что всегда отличает продуктивные горизонты от вышележащих покрывшек.

Сопоставляя состав глинистых минералов по отдельным продуктивным горизонтам, можно наблюдать некоторое изменение его (см. таблицу).

1. Для продуктивного горизонта верхнетриасовых отложений Ейско-Березанской зоны поднятия (площади Каневская, Челбасская) характерен гидрослюдистый и каолинито-гидрослюдистый состав цемента.

2. Продуктивный горизонт в нижнеюрских отложениях Восточно-Кубанского прогиба сложен также каолинито-гидрослюдистым комплексом. (Трехсельская площадь и др.). При этом каолинит в нем значительно преобладает над гидрослюдой и поэтому появление здесь небольшой примеси (до 5%) смешаннослойного минерала не влияет на коллекторские свойства горизонта.

3. В продуктивном горизонте келловейской толщи верхней юры сохраняется каолинито-гидрослюдистый состав (Южно-Советская площадь и др.) и только в отдельных образцах наблюдается увеличение примеси смешаннослойного компонента до 5-30%, но наличие в них большого количества каолинита (20-55%) и гидрослюды (35-50%) способствует сохранению высоких коллекторских свойств этого горизонта.

4. Для альб-аптского продуктивного горизонта характерно большое разнообразие состава глинистых минералов. В цементе песчано-алевритовых пород преобладают каолинито-гидрослюдистый (площади Старо-Минская, Ленинградская, Каневская, Челбасская, Леушковская, Сердюковская, Ново-Петровская, Ленинодарская,

Некрасовская, Соколовская) и гидрослюдистый состав (первые пять из перечисленных выше площадей, а также площади Березанская, Темиргоевская, Южно-Советская, Трехсельская). Реже встречаются каолиновый (площади Шербиновская, Старо-Минская) и каолинито-смешанный (Кропоткинская площадь) составы.

Наличие в цементе коллекторов смешаннослойного минерала (типа слюда - монтмориллонит) заметно не ухудшает качества их вследствие незначительного содержания этого минерала и его близости к гидрослюде (количество разбухающих пакетов обычно не превышает 10-15%). Присутствие же в продуктивных горизонтах крупных пор и преобладание каолинито-гидрослюдистого цемента создает хорошие гранулярные коллекторы (площади Старо-Минская, Ленинградская, Каневская, Чельбасская, Соколовская и др.).

5. В цементе песчано-алевроитовых пород продуктивного горизонта свиты Горячего Ключа, содержащего нефтяную жележь, распространен смешаннослойно-гидрослюдистый состав. При этом наряду с увеличением (до 45%) смешаннослойного минерала в нем заметно растет количество разбухающих пакетов (до 30-35%), что отличает этот продуктивный горизонт от описанных ранее газосных.

6. Залегающий выше продуктивный горизонт черкесской свиты, содержащий газовую залежь, имеет гидрослюдистый состав с примесью смешаннослойного образования, каолинита и хлорита. В глинистой фракции резко преобладает гидрослюда (до 70%), а смешаннослойное образование составляет не более 15%, причем и количество разбухающих пакетов в нем снова уменьшается до 10-15%.

Минералогический состав цемента коллекторов и алевроито-глинистых прослоев в них оказывает влияние на качество коллекторов. Наличие каолинита и гидрослюды в виде постоянных и преобладающих компонентов в отложениях, слагающих цемент пород-коллекторов и глинистых разделов продуктивных газосных горизонтов, по-видимому, является благоприятным фактором, способствующим газонасыщению, а наличие крупных пор в этих песчано-алевроитовых отложениях создает вместилище для углеводородов. Подмечено, что в породах, приуроченных к нефтяным залежам, увеличивается количество разбухающих глинистых компонентов в коллекторе, что отличает их от газосных толщ и является, по-видимому, характерным для этих горизонтов. Но одна только изученная нами нефтяная залежь не позволяет с уверенностью утверждать это положение, и оно требует дальнейшей проверки на большом количестве структур, содержащих нефтяные залежи.

#### Связь минералогического состава пород-покрышек с величиной их мощности и наличием залежей

Можно подметить, что существует определенная зависимость между минералогическим составом пород-покрышек, величиной их мощности и наличием залежей (см. схему). Так, верхнеальбская покрышка монтмориллонито-смешаннослойного состава (содержащая 40-50% монтмориллонита в глинистой фракции) мощностью 150 м сохраняет мощное скопление углеводородов на Ленинградском месторождении. Преобладающий смешаннослойный состав покрышки для сохранения газообразных флюидов требует мощности покрышки в 140-290 м (Некрасовское, Соколовское, Митрофановское месторождения) при меньшей высоте залежи. Однако аналогичный состав покрышки и значительная ее мощность не определяют еще наличия залежей, что мы видим на примере Ново-Петровской, Ленинодарской, Ново-Покровской, Темиргоевской, Кропоткинской и других структур.

Но, возможно, одной из причин отсутствия залежей в альбских отложениях на отдельных структурах (Калниболотской, Советской и др.) при том же составе покрышек можно считать недостаточную мощность их (40-50 м). Увеличение же мощности покрышки до 120 м на Чайкинской структуре оказалось недостаточным и не привело к скоплению углеводородов при смешаннослойно-гидрослюдистом составе покрышки.

Нижележащая титонская покрышка смешаннослойно-гидрослюдистого состава на Южно-Советской структуре, мощностью в 20 м, явно была недостаточной и не исключила перетока флюидов в вышележащие нижнемеловые отложения. Увеличение же мощности покрышки до 300 м на Темиргоевской площади и ее смешаннослойный состав обеспечили скопление углеводородов в этой структуре.

Таким образом, наблюдается обратная пропорциональная зависимость между мощностью покрывки, составом и количеством разбухающих глинистых минералов: чем больше в составе покрывки монтмориллонита, тем меньшую мощность для сохранения углеводородов она может иметь, и наоборот при отсутствии этого минерала и наличии в покрывке только смешаннослойных образований требуется большая мощность покрывки.

Для сохранения газовых залежей по сравнению с нефтяными требуется увеличение мощности покрывки и содержания разбухающих компонентов, что объясняется величинами поровых каналов в глинистых породах и размерами молекул газа и нефти.

Это положение хорошо увязывается с данными М.С. Бурштара, Г.Н. Молодых и Д.А. Назарова (1969), которые, рассматривая мощность альбской покрывки в Предкавказье, установили, что "мощность альбской покрывки над газоконденсатными залежами Западного Предкавказья примерно в 15 раз превышает мощность той же покрывки над нефтяными залежами Восточного Предкавказья".

При изучении гранулометрического состава пород-покрывок установлено, что они близки по содержанию отдельных фракций. Однако при сравнении разновозрастных пород-покрывок глинистые породы обнаруживают неодинаковую степень дисперсности, которая в общих чертах увеличивается снизу вверх по разрезу. Увеличение дисперсности частей в нижнемеловых и палеогеновых отложениях вместе с их минералогическим составом отражается на их проницаемости, и следовательно, на экранирующих свойствах пород.

Подводя итоги изложенному выше и сопоставляя весь комплекс исследований по породам-покрывкам, включая и физические свойства пород, на которых мы не останавливались в данном сообщении, но сведениями о которых мы располагаем, можно сделать ряд выводов.

1. Глинистые породы-покрывки, экранирующие мезозойские и палеогеновые газонефтеносные комплексы Западного Предкавказья, характеризуются различным составом и свойствами. Основными факторами, влияющими на экранирующие свойства покрывок, являются: геологические особенности (развитие покрывок по площади - региональное и локальное, их мощность и степень однородности, отсутствие дизъюнктивных нарушений и др.), гранулометрический и минералогический состав и физико-механические свойства пород.

2. Гранулометрический и минералогический состав пород-покрывок, существенно меняющийся в течение геологического времени, характеризуется в основном увеличением степени дисперсности материала к верхам разреза и обязательным присутствием разбухающих глинистых минералов (монтмориллонита и смешаннослойных образований). Присутствие разбухающих компонентов повышает пластичность глин и препятствует тем самым развитию трещиноватости пород при тектонических напряжениях. Пачки, в которых встречается каолинит, расцениваются как ненадежные покрывки, свойства которых (сравнительно малая удельная поверхность, крупные размеры частиц, малая емкость поглощения и др.) слабо препятствуют микрофильтрации углеводородов.

3. Изученные породы-покрывки обладают различными экранирующими свойствами, которые повышаются от более древних к молодым, что связано с увеличением в них разбухающих минералов, степени дисперсности и, как следствие, с изменением физических свойств пород.

Экранирующие свойства среднеюрских и верхнеюрских покрывок относительно пониженные. Это обусловлено каолинито-смешаннослойным, смешаннослойно-гидрослюдистым и реже смешаннослойным составом слагающих их глинистых минералов, наибольшим уплотнением пород ( $2,45-2,7 \text{ г/см}^3$ ) и отжатием из них воды, что приводит к потере пластичности и хрупкости глин. Проницаемость этих пород  $10^{-3} - 10^{-4}$  мд при низкой пористости (1,7-8,2%), но более крупном диаметре поровых каналов вследствие значительной алевритистости пород.

Высокими экранирующими свойствами характеризуются нижнемеловые и палеогеновые покрывки; в них преобладают монтмориллонито-гидрослюдистые минералы, меньшее уплотнение пород ( $1,9 - 2,5 \text{ г/см}^3$ ), низкая проницаемость пород ( $10^{-5}$  мд)

при высокой пористости (10,2 - 32,6%) и преобладающем тонком диаметре сечений поровых каналов.

4. Сохранению углеводородов в залежах при пониженных экранирующих свойствах покрышки, очевидно, способствует увеличение ее мощности. Наоборот, при высоких экранирующих свойствах требуется минимальная мощность покрышки.

5. На коллекторские свойства пород влияют состав и сортировка песчано-алевритового материала, количественное содержание цемента, минералогический состав и распределение его. Важное значение при этом имеет также генетический тип цемента: аллотигенные глинистые минералы, располагаясь беспорядочно, сохраняют сообщающиеся каналы, аутигенные закрывают поры и тем самым снижают проницаемость пород. В цементе продуктивных газоносных горизонтов Западного Предкавказья развиты главным образом каолиниты и гидрослюды.

Только общий комплекс благоприятных факторов - геологических, минералогических и физических - способствует скоплению и сохранению газовых и нефтяных залежей.

## Литература

- Антонова Т.Ф. Глинистые и песчано-алевролитовые с глинистым цементом породы мезозоя Западно-Сибирской низменности и роль их для нефтяных залежей. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1966.
- Ботнева Т.А., Молодых Г.Н. Региональные покрышки и их роль в распределении нефтей разных типов в мезозойских отложениях Западного Предкавказья. - Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 12.
- Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г., Знаменский В.А., Коротков С.Т., Максимов С.П., Пустильников М.Р. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., "Недра", 1966.
- Бурштар М.С., Молодых Г.Н., Назаров Д.А. О региональной покрышке альбского продуктивного комплекса Предкавказской платформы. - Нефтегазовая геол. и геофиз., 1969, № 12.
- Сахибгареев Р.С. Минералогия глин продуктивных отложений месторождений Сургутского нефтеносного района (Западная Сибирь). Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Ханин А.А., Абдурахманов К.А., Лазарева В.М. Свойства глинистых пород-покрышек мезо-кайнозойского нефтегазоносного комплекса отложений некоторых районов Предкавказья. - Геология нефти и газа, 1969, № 10.
- Шабаева Е.А., Чулкова В.В. Минералогия и физико-химические особенности глинистых покрышек над продуктивными горизонтами мезозоя Бухаро-Хивинской области. - Геология нефти и газа, 1966, № 9.
- Шарданов А.Н., Кузьменко Ю.Д. Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезо-кайнозойском разрезе Западного Предкавказья. - Труды Краснодарского фил. ВНИИ, 1966, вып. 17.

# К ИЗУЧЕНИЮ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОСТАВА ПОРОД НА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Г.А. Каледа

Существенные изменения в методике поисковых и разведочных работ, происшедшие в последние 10–15 лет, предъявляют новые требования к направлению литологических исследований. Если раньше строение платформенных территорий прогнозировалось исключительно по данным изучения самой верхней части чехла, то в настоящее время оно прогнозируется по результатам изучения геофизическими методами структуры фундамента и глубинных горизонтов чехла. Перед литологами стоят задачи двух типов: 1) на основании общей характеристики региона прогнозировать состав и свойства пород на структурах, выявленных геофизическими (сейсмическими) работами; 2) на основании незначительного кернового материала и данных разведочной геофизики по редкой сетке скважин составить представление о распределении на структуре типов пород и их физических свойствах. Ошибки при подсчетах запасов и проектировании эксплуатации залежей нефти и газа возникают обычно из-за неправильной оценки физических свойств пород и распределения их неоднородностей по разрезу и в пространстве (Овнатанов, Карапетов, 1965). Значение закономерностей изменения состава и свойств горных пород на локальных структурах поможет избежать этих ошибок и позволит решить ряд теоретических и прикладных вопросов.

При изучении закономерностей изменения фаций и физических свойств горных пород на тектонических структурах может быть два подхода: от пород – к структурам и от структур – к породам. При первом подходе вначале изучается изменчивость пород как таковых, а потом выясняется, как эти изменения связаны с тектоническими структурами, современными или древними. При втором подходе, наоборот, сначала по данным геологических съемок и геофизических исследований определяют морфологию тектонической структуры, а затем на определенных структурных элементах изучают состав и строение осадочных пород. Теоретически оба подхода в равной степени правомочны. Но в настоящее время, учитывая степень развития литологических знаний и особенности современных геолого-геофизических исследований, второй путь представляется более коротким, а потому и более целесообразным.

Тектонические движения, приводя к изменению рельефа, оказывают влияние на осадконакопление. Таким образом, связь седиментогенеза с тектогенезом является опосредствованной. Даже весьма небольшие тектонические движения вызывают изменение рельефа, что, в свою очередь, немедленно сказывается на процессах осадконакопления.

Незначительные изменения уклонов ложа потока, подпора его растущими структурами влияют на скорость течения. Незначительные же изменения донных скоростей резко сказываются на гранулометрическом составе наносов. Если скорости увеличатся только в два раза, то диаметры частиц, согласно закону Эри, увеличатся в четыре раза, а объемы в 64 раза. При изменении отметок дна морского бассейна на 5–7 м может произойти изменение размера частиц донных отложений от 0,5 до 0,1 мм при длине волны 60 м и высоте 5 м. При длине волны 100 м аналогичные изменения будут происходить при перепаде отметок дна 9–12 м.

---

<sup>1</sup>Закон Эри не учитывает влияния глубины потока на его транспортирующую способность.

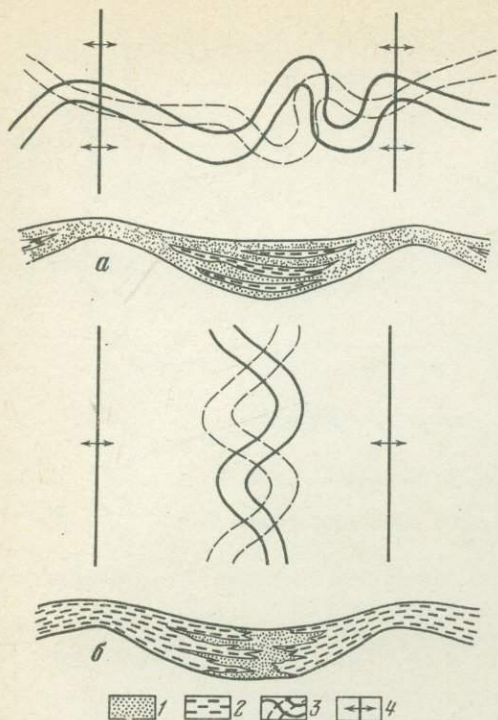


Рис. 1. Размещение грубых и мелкозернистых отложений при разных соотношениях ориентировок структур и направлений течения речных потоков: а - при потоке, текущем поперек осей; б - при потоке, текущем вдоль осей структур

1 - грубозернистые отложения; 2 - мелкозернистые отложения; 3 - стадии миграции русел; 4 - оси антиклиналей

Поскольку, согласно формуле Буссенеску, короткие волны теряют с глубиной донные орбитальные скорости быстрее длинных, в бассейнах с короткими волнами тектонические структуры приобретают более четкую литологическую выраженность. При выходе на мелководье длинные волны трансформируются в короткие и при трансформации теряют часть своей энергии. Поэтому нередко от зоны резкого перепада глубин с ее грубозернистыми осадками гранулометрический состав становится тоньше как в сторону берега, так и в сторону больших глубин. Такая картина наблюдается по ряду профилей Мексиканского залива, она характерна для меловых отложений южного края Бухарской ступени, в западных районах Узбекистана. Тесная связь осадконакопления с рельефом и рельефа с тектоникой обуславливает зависимость состава горных пород от положения разреза на тектонической структуре.

Анализируя формирование рельефа и осадочных толщ, мы сталкиваемся с двумя типами процессов: автогенным и аллогенным. Первый обусловлен внутренней динамикой среды осадконакопления: река меандрирует, перемещает плесы и перекаты из-за внутренних свойств самого речного потока, морские бары перемещаются в силу динамики вдоль берегового или какого-либо другого механизма переноса наносов. Рост тектонических структур или космические катаклизмы нарушают планетарно, регионально или локально течение автогенных процессов. Тектогенез создает устойчиво существующие положительные формы, которые либо ослабляют на одном из участков реки меандрирование, либо усиливают его на другом или определяют длительное существование отмелей банок, ложбин и впадин морского дна и т.д. Таким образом, регистрация в разрезе движений тектонических структур есть результат сложения автогенных и аллогенных процессов.

Взаимодействие тектогенеза и седиментогенеза, так же как и сам автогенный осадочный процесс, является стохастическим, т.е. случайным, массовым процессом, протекающим во времени. Отдельные элементы развивающихся структур можно рассматривать как места наиболее вероятного появления тех или иных фациальных типов отложений (Каледа, 1968). Так, например, осевая часть синклинали, развивающейся на континенте, является наиболее вероятным местом появления грубых русловых фаций консеквентных долин. К крыльям и тем более к своду сопряженных с нею антиклиналей вероятность и частота встречаемости отложений грубых русловых фаций резко падает (рис. 1). Сводовую часть антиклиналей при морском

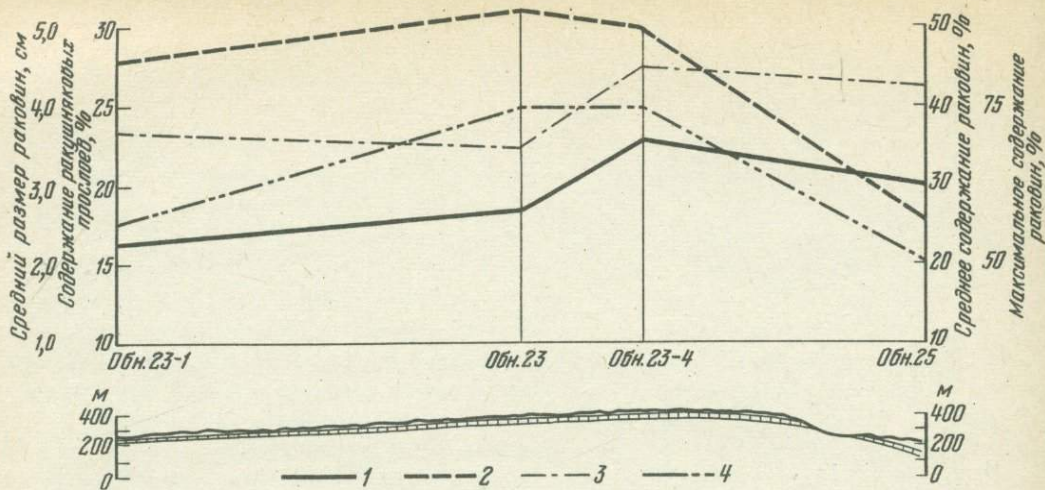


Рис. 2. Литологическая характеристика горизонта алайских слоев Сертанской антиклинали

Изменения: 1 - ракушняковых прослоев; 2 - раковин в прослое; 3 - размера раковин; 4 - максимального содержания раковин в прослоях

органогенном осадконакоплении можно рассматривать как наиболее вероятное место появления ракушняковых банок. Иллюстрацией этого положения может быть горизонт алайских слоев палеогена Сертанской антиклинали в северной части Ферганской долины (Варзык-Кассанский район). Ракушняковые банки встречаются здесь по всей площади структуры, но содержание в слое раковин и их размеры заметно изменяются. Наибольшая мощность ракушечных прослоев, максимальное содержание в них раковин и более крупный размер характерны для сводовых разрезов (рис. 2).

Изучение закономерностей распределения отложений на тектонических структурах предусматривает выявление статистических связей между разрезами осадочных толщ, с одной стороны, морфологией тектонической структуры и ее элементов - с другой.

Стохастический характер взаимодействия тектогенеза, а также обусловленные этим особенности осадочных толщ предъявляют определенные требования к отбору образцов. Из разрезов следует отбирать не только образцы для описания отдельных типов горных пород - необходимо проводить также опробование разрезов. Система опробования должна быть независимой по отношению к распределению в толще исследуемых признаков.

В настоящее время для литологического исследования разрезов могут быть рекомендованы следующие способы опробования: 1) бороздвое, 2) визуально-линейное, 3) линейно-точечное, 4) средне-слойное, 5) подошво-слойное, 6) отбор трех образцов из слоя, 7) площадное. Каждый из указанных методов имеет свое преимущество, недостатки и комплекс объектов и задач, при изучении которых его целесообразно применять.

При некоторых способах опробования значительные затруднения вызывает определение правильного шага опробования, так как при неудачном выборе может возникнуть резонанс между шагом опробования и ритмичностью изучаемой толщи или пачки. При резонансе частота попадания какого-либо члена разреза в пробы оказывается либо больше, либо меньше реальной частоты его встречаемости в изучаемом разрезе. Для ритмично построенных пачек, толщ и свит рекомендуется применение двойного или даже тройного опробования с независимыми друг от друга параметрами.

Основной вопрос любого опробования - это определение необходимого и достаточного количества проб. Строгие аналитические методы его определения в большинстве случаев не могут быть использованы, поскольку обычно до начала опробования неизвестен и не может быть уверенно аппроксимирован закон распределения изучаемого признака. Поэтому при определении необходимого и достаточного количества проб приходится пользоваться методами эмпирическими. Сущность их заклю-

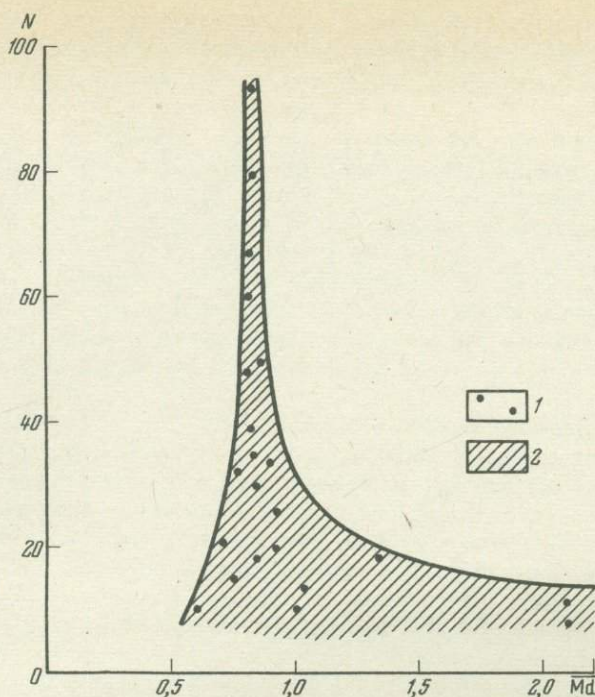


Рис. 3. Зависимость расчетного значения литолого-статистического параметра от количества взятых проб (N)

1 — среднее значение медианного диаметра (Md); 2 — после рассеивания значений

чается в следующем: если требуется изучить изменчивость какой-либо толщи, то из опорного, экспериментального разреза отбирается максимально возможное количество проб. По ним определяются средние характеристики и величины, показывающие вариабильность изучаемых признаков. Затем те же характеристики устанавливаются по постепенно сокращенному количеству проб из числа взятых. Обычно при уменьшении числа проб до какого-то предела значение исследуемых характеристик почти не меняется, а ниже его они претерпевают значительные колебания. Указанный предел и является минимально необходимым и достаточным количеством проб. Работу вести удобно с помощью графиков (подобных приведенному на рис. 3), на которых по одной оси откладываются получаемые в результате опробования средние значения изучаемого признака и величины, характеризующие его изменчивость (стандартное или относительное отклонение или коэффициент вариации и т.д.), а по другой — количество проанализированных проб.

При изучении взаимосвязи седиментогенеза и тектогенеза интересным является вопрос о том, что сильнее реагирует на структурное положение — состав или мощности. Несмотря на теоретическую и практическую важность его решения, он до последнего времени не мог ставиться: мощности измерялись и выражались числом, состав отложений описывался лишь качественно — не было предмета для сравнения. Возможность решения появилась после того, как были начаты планомерные литолого-тектонические исследования и строение отдельных толщ стало выражаться в виде литолого-статистических коэффициентов, т.е. когда не только мощности, но и вещественный состав и строение отложений в отдельных разрезах стали выражаться числом.

Для удобства дальнейшего изложения следует ввести понятие "относительной изменчивости параметра", под которым понимается отношение той или иной величины в двух сравниваемых разрезах. Сравнивая величины этих отношений, можно установить параметры, сильно и слабо меняющиеся на тектонических структурах.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал показывает, что относительная изменчивость мощностей на локальных тектонических структурах в большинстве случаев меньше изменчивости вещественного состава и физических свойств горных пород. В таблицах 1-3 приведены значения относительной изменчивости мощностей и песчано-глинистого и карбонатно-глинистого коэффициентов для разных структур. Аналогичные данные имеются и для других литолого-статистических характеристик. На указанных и многих других примерах можно видеть, что литолого-статистические параметры более чутко реагируют на тектоническое положение разрезов, чем мощности. Даже на структурах, где практически не происходит изменения мощностей, наблюдаются заметные изменения литологических параметров. Сделанный вывод имеет большое практическое значение. Он означает, что даже в продуктивных горизонтах с почти неизменными мощностями могут происходить заметные изменения вещественного состава и коллекторских свойств пород.

По профилю и площади локально-тектонических структур закономерно меняются не только значения средних характеристик горизонтов пластов и пачек, но и параметров, выражающих степень неоднородности строения отдельных разрезов — коэффициента вариации стандартного и относительного отклонения и т.д. Последняя величина оказалась очень удобной для литолого-статистического анализа и получила наименование коэффициента неоднородности (Каледя, 1963).

Грубые ошибки при подсчете запасов и проектировании разработки нефтяных месторождений вплоть до разрушения залежей в процессе эксплуатации возникают в случае недооценки закономерностей распределения неоднородностей строения толщ.

Универсальных закономерностей изменения физических, в частности коллекторских свойств, и вещественного состава отложений на тектонических структурах нет. Особенности этих изменений в каждом конкретном случае определяются типом осадочного литогенеза (континентальное, морское механическое, органогенное, химическое осадконакопление и т.д.) и обусловлено эпигенетическим преобразованием пород, морфологическим и генетическим типом структур и их ориентировкой относительно региональных структур, определяющих расположение основных областей питания и бассейнов осадконакопления.

Однако среди всего кажущегося бесконечного многообразия этой изменчивости можно выделить несколько основных типов. Необходимость типизации геологической и литологической ситуации на тектонических структурах в настоящее время встает очень остро в связи с внедрением в литологию эвстатических методов исследования, применением электронно-вычислительных машин для опознавания образов.

Понятие "тип фациальной изменчивости на тектонической структуре" отражает особенности изменения состава пород в зависимости от тектонического положения разрезов, происхождения и морфологии структуры и генезиса отложений. Эти типы находят свое выражение в особенностях распределения по структуре средних характеристик вещественного состава отложений, их неоднородностей по разрезу и текстурных особенностей, которые также могут быть оматематизированы. Говорить о типах фациальной изменчивости и определять литолого-статистические параметры имеет смысл только для генетически однородных или парагенетически очень тесно связанных комплексов слоев.

Естественно, что тип фациальной изменчивости определяется прежде всего типом осадочного процесса, его динамикой, затем формой и генезисом структуры и соотношением ее ориентировки с векторными характеристиками литогенеза.

При выветривании на антиклинальных структурах усиливаются элювиальные процессы, на крыльях их или в синклиналиях гиперболизированное развитие получают процессы иллювиальные. К зонам разломов и повышенной трещиноватости пород приурочены так называемые линейные коры выветривания, в которых значительное развитие получают иллювиальные явления. Сохранность кор выветривания также всецело определяется морфологией тектонических структур. Закономерно по тектонической структуре распределяется в проанализированных нами случаях и нефтеносность кор выветривания.

С удалением от контакта коры выветривания с нефтеносными нормально-осадочными отложениями дебит скважин падает. Удельный вес нефти минимальный на сводах и возрастает на крыльях структуры независимо от того, приурочена ли нефть

Таблица 1

Изменчивость песчано-глинистого коэффициента  
и мощностей

| Структура и возраст отложений            | Относительная изменчивость мощности | : Относительная изменчивость песчано-глинистого коэффициента |
|--|-------------------------------------|--|
| Каракум (плиоцен)                        | 1,11                                | 1,56   |
| Актепе (плиоцен)                         | 1,31                                | 2,70   |
| Карабаир, XIII горизонт (нижний мел)     | 1,1                                 | 4,86   |
| Южный Мубарек, XII горизонт (нижний мел) | 1,01                                | 1,86   |
| Карабаир, XI горизонт (нижний мел)       | 1,01                                | 1,80   |
| Бешкыз (нижний мел, калигресская свита)  | 1,3                                 | 6,5  |

Таблица 2

Изменчивость карбонатно-глинистого коэффициента  
и мощностей

| Структура и возраст отложений                        | Относительная изменчивость мощности | Относительная изменчивость карбонатно-терригенного коэффициента |
|--|-------------------------------------|---|
| Вигля-Баши-Пармак (оксфорд)                          | 1,27                                | 21,6  |
| Гальча-Баши (нижний мел, ляканская свита)            | 4,22                                | 11,7  |
| Калачинская антиклиналь (нижний мел, муянская свита) | 1,04                                | 3,7   |

Таблица 3

Изменчивость коэффициента неоднородности и мощностей муянской свиты нижнего мела на Калачамазарских антиклиналях

| Структура                       | Относительная изменчивость мощности | Относительная изменчивость коэффициента неоднородности |
|---------------------------------|-------------------------------------|--|
| I Калачамазарская антиклиналь   | 3,8                                 | 26,0   |
| II Калачамазарская антиклиналь  | 2,3                                 | 24,0   |
| III Калачамазарская антиклиналь | 1,14                                | 2,3  |

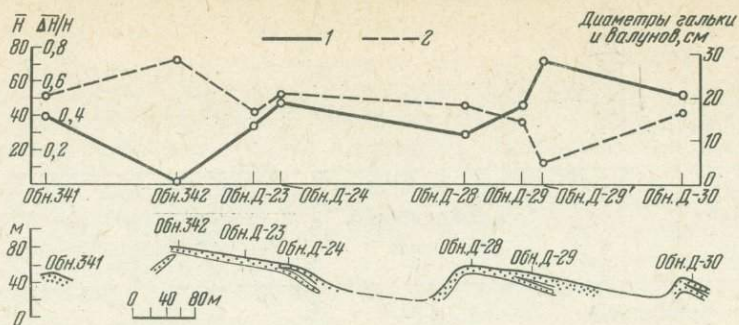


Рис. 4. Распределение среднего размера гальки и коэффициента неоднородности муянской свиты нижнего мела на Калачамазарской антиклинали

1 — средний размер гальки (H); 2 — коэффициент неоднородности ( $\Delta H/H$ )

к нормально-осадочным породам или к коре выветривания. Наиболее тяжелая нефть тяготеет к пониженным участкам коры выветривания, не имеющим непосредственного контакта с осадочными породами. Эти данные наглядно показывают, что нефть и газ заимствованы из прилегающих к корам выветривания нормально-осадочных пород.

При аллювиально-пролювиальном осадконакоплении выделяются два основных типа изменчивости разрезов на локальных структурах: при потоке, пересекающем оси структур, и при потоке, текущем параллельно тектоническим осям.

В первом случае наиболее грубые отложения, высокий процент в разрезе пород-коллекторов, и наибольшее содержание тяжелой фракции приурочены к сводам антиклинальных структур. На примере современных и позднечетвертичных отложений Камско-Волжского бассейна эта закономерность была наглядно показана Б.С. Луневым (1961, 1964, 1967), кстати, не заметившим альтернативных случаев. Она же установлена и на многих древних конседиментационных структурах в отложениях разного возраста, в частности, на I, II, III и IV Калачамазарских, Северной и Южной Шакаптарских, Каракумской, Актеринской антиклиналях в Средней Азии и многих других.

Присводовые участки при рассматриваемом соотношении ориентировок потоков и осей структур характеризуются также и наибольшей однородностью разрезов. Ярким примером такого типа изменений могут служить аллювиально-пролювиальные отложения базальных слоев нижнего мела Калачамазарской антиклинали (юг Ферганской долины) (рис. 4), осложненной четырьмя антиклиналями высшего порядка. На своде каждой из последних падает значение коэффициента неоднородности послойного распределения в разрезе гальки. Математически этот коэффициент является относительным отклонением соответствующей случайной величины. Как показали проведенные исследования, между значениями коэффициента неоднородности и гипсометрическими отметками сводов в данном конкретном случае существует тесная математическая зависимость, разработанная автором в предыдущих работах (Каледа, 1963, 1968).

Принципиально иная картина наблюдается при потоках, текущих параллельно осям тектонических структур. Наиболее грубые осадки оказываются приуроченными к осевым частям синклиналей, а наибольшая неоднородность характерна обычно для разрезов, расположенных на крыльях антиклиналей или на сводах последней. Иногда разрезы с наименьшими коэффициентами неоднородности оказываются приуроченными к сводам положительных структур. Это явление также неоднократно наблюдалось на Сертанской, Мандыгенской, Оильминской, Карабаирской и других антиклиналях на структурах, осложняющих Гузанское и Карачатырское поднятия в Средней Азии, на ряде структур Западно-Сибирской низменности и Урало-Поволжья. Особенно интересны в этом отношении радаевские и бобриковские отложения Волго-Уральской области. Максимальная песчаность радаевских и бобриковских отложений приурочена к зоне Камско-Кинельской системы прогибов (Семихатова, Рыжова, 1970), с которой были связаны речные системы. Что же касается локальных структур, то

на них наблюдаются два принципиально разных варианта. В некоторых из них наиболее песчаные разрезы приурочены к приосевым частям, а у других, наоборот, приосевые части структур характеризуются наиболее глинистым составом отложений (Красноярская, Заглядинская, Султангуловская, Тарханская структуры). Весьма примечательно, что в ряде случаев наибольшее количество песчаных пластов в бобриковских отложениях связано с зонами перепадов, мощностей, так как здесь на крыльях структур происходит расклинивание русловых отложений пойменными и дельтавыми. Такая картина наблюдается на Ново-Хазинской антиклинали. Отмечается она и на других структурах Арланской зоны.

Работами многочисленных исследователей (Геренчук, 1955; Мешеряков, 1965, и др.) доказана тектоническая обусловленность гидрографической сети Русской и Скифской платформ и других регионов. Много писалось об унаследованности современных речных долин Европейской части Советского Союза от раннечетвертичной и более древних эпох. Однако примечательно то, что на месте современных речных долин существовали речные долины в карбоне и в другие периоды палеозоя (Пахомов и др., 1966). От современных они отделены длительными эпохами морского осадконакопления. Таким образом, существуют тектонические зоны, благоприятные для расположения крупных речных долин в течение нескольких геологических периодов. Следует различать речные долины возрожденные, когда примерно в одном и том же месте возникает долина в разные континентальные эпохи, разделенные эпохами морскими, и речные долины унаследованные, когда современные реки являются последней стадией развития гидрографических систем в пределах единого континентального этапа геологической истории того или иного региона.

Анализ материалов С.А. Жутеева (1962), А.И. Пряхина (1959), Г.В. Обедиенковой (1962), Г.И. Горецкого (1964, 1966) и др. показывает, что унаследованные реки относительно своих прототипов оказываются сдвинутыми в северном полушарии в большинстве случаев вправо под влиянием кориолисовых сил. Сравнительное изучение унаследованных речных долин Русской и Скифской платформ и различных геологических регионов Средней Азии показывает, что в тектонически активных областях смещение рек вправо происходит слабее, чем на платформах.

Рассматривая унаследованность речных долин, следует различать унаследованность гидрографических систем, отдельных речных долин, участков долин, а также унаследованность по месту расположения и унаследованность по направлению течения. Нередко по одной и той же структуре в разные эпохи реки текут в противоположных направлениях.

Возрожденность и унаследованность речных долин имеют большое значение при поисках литологических залежей, связанных с аллювиальными отложениями. На палеогеографической карте Кавказа майкопского века, составленной К.С. Масловым (1961), хорошо видно, что древние речные и дельтовые отложения располагаются в пределах современных долин. К сожалению, сам указанный автор этого принципиально важного обстоятельства не подчеркнул.

В рукавообразных залежах, связанных с русловыми отложениями, наиболее высокая пористость и максимальные дебиты нефти обычно приурочены к местам пересечения ловушкой сводов антиклинальных структур (Леворсен, 1958).

При морском кластическом осадконакоплении также выделяются два типа фациальной изменчивости в зависимости от направления переноса осадочного материала и ориентировки осей конседиментационных структур. Однако по частоте встречаемости резко преобладают случаи повышения грубости отложений и минимальной неоднородности на сводах структур, что вполне понятно, так как этот тип изменений происходит и под действием морских волнений, и под действием течений, пересекающих положительные структуры. Появление же грубых отложений на крыльях структур или в приосевых частях синклиналей происходит только под действием течений, идущих параллельно тектоническим осям, да и то не во всех случаях. Иногда в толщах с внутриформационными размывами наиболее грубозернистые разрезы приурочены к крыльям положительных структур.

На сводах не только повышается грубость отложений, но и увеличивается содержание тяжелой фракции и содержание в ней наиболее тяжелых минералов. Такого типа изменения были подробно описаны (рис. 5) ранее (Каледа, 1969).

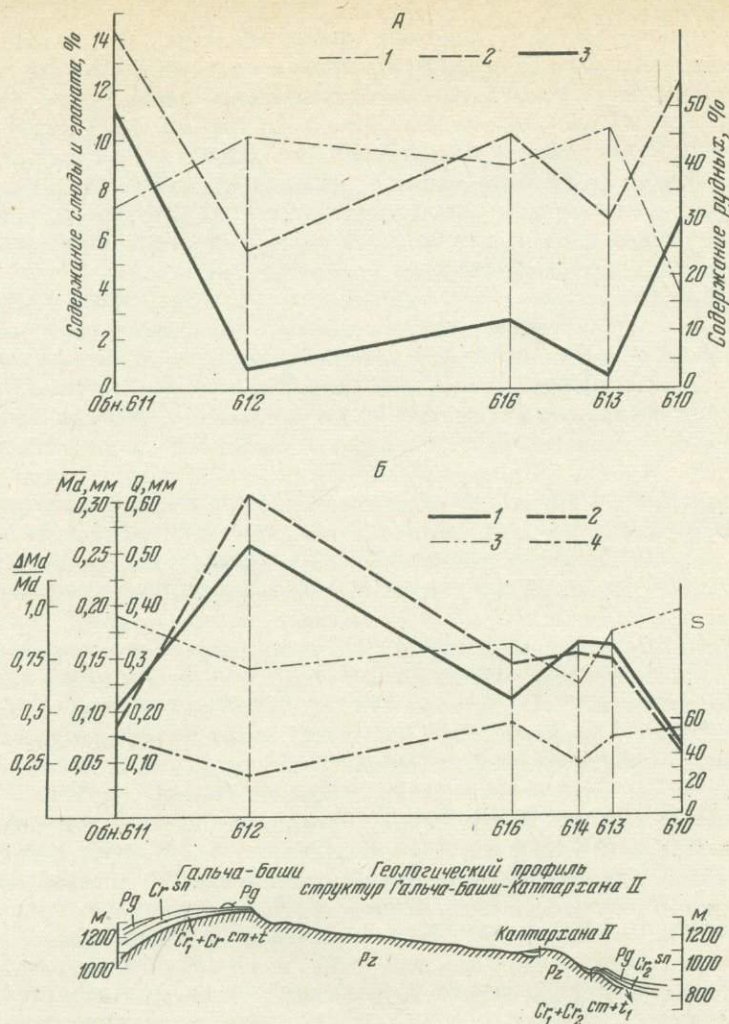


Рис. 5. Литологическая характеристика сенонских отложений антиклинали Гальча-Баши. А - изменчивость среднего содержания минералов тяжелой фракции: 1 - рудных, 2 - граната, 3 - слюды; Б - изменчивость гранулометрических характеристик: 1 - медианного размера (Md), 2 - первой кватили (Q), 3 - коэффициента сортировки (S), 4 - неоднородности по медианному размеру ( $\frac{\Delta Md}{Md}$ )

В ряде случаев отдельные минеральные виды, образующие тяжелую фракцию, могут быть разделены на три группы: 1) минералы, чутко реагирующие на все изменения тектонического профиля структуры; 2) минералы, распределение которых отражает лишь в целом приподнятую присводовую часть структуры; 3) минералы, практически не реагирующие на тектоническое распределение разрезов. Принадлежность минералов к той или иной группе определяется не физическими свойствами, а их процентным содержанием. В первую группу попадают минералы, составляющие значительную часть тяжелой фракции, во вторую - минералы, встречающиеся в заметных количествах, а в третью - спорадически находимые. При малом содержании тяжелой фракции не удается уловить связь ее распределения с тектоническими позициями разрезов.

Следует подчеркнуть, что все сказанное относится к кларковому процессу. Распределение россыпей, т.е. рудный процесс, хотя также контролируется тектоническими структурами, подчиняется несколько иным закономерностям.

При морском механическом осадконакоплении погрубление отложений характерно не только для присводовых участков антиклиналей, но и для флексурных зон, от которых нередко происходит утонение обломочного материала как в сторону более

мелководных, прибрежных частей бассейна, так и более глубоких, центральных. Это объясняется трансформацией волны на мелководье и потерей ими части энергии из-за трения о дно при движении по мелкому шельфу. Такая картина устанавливается для многих районов современных морей и океанов (Ludwick, Walton, 1957); улавливается она и на ряде древних флексурно-размывных зон, например, на южном крае Бухарской ступени.

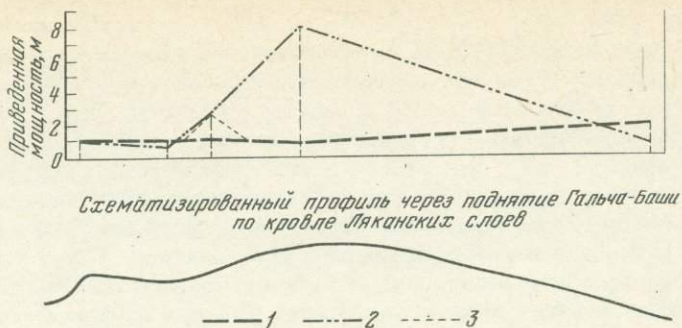
При карбонатном осадконакоплении особенно часто встречаются аномальные распределения мощностей на локальных структурах, когда максимальные их значения приурочены к своду или крылу антиклинальных складок. Такая картина наблюдается не только при рифообразовании, как это обычно считается. Она отмечается иногда в ракушняковых разрезах и была даже встречена при изучении карбонатно-глинистых толщ, где среди глин в изобилии появляются карбонатные желваки. При изучении карбонатных и терригенно-карбонатных толщ нередко наблюдается резкое увеличение приведенных и суммарных мощностей карбонатной составляющей отложений на своде антиклинали, сопровождающееся уменьшением тех же характеристик терригенной части.

Тектоническому контролю рифообразования посвящена огромная литература и нет необходимости в настоящей статье повторять ранее сделанные выводы. Отметим лишь одно обстоятельство, на которое до сих пор практически не обращалось внимания. Рифогенные и другие органогенные отложения нередко образуются над древними конседиментационными флексуроподобными перегибами и характеризуются резко выраженной переменной мощностью. В процессе дальнейшего развития флексур в результате изгиба толщи переменной мощности образуется бескорневая складка-флексура в подрифовом комплексе отложений и нижней части органогенного массива и антиклинальная складка в верхней части последнего и в надрифовых отложениях, постепенно затухающая вверх по разрезу. Такая картина нами наблюдалась в некоторых юрских рифогенных массивах в окрестностях г.Судак. По-видимому, таково возникновение и ряда антиклиналей в бортовых зонах Камско-Кинельской системы прогибов. Механизм образования бескорневых складок в результате изгиба толщи переменной мощности был подробно рассмотрен Д.А. Казимировым и М.Э. Липской (Казимиров и др., 1964). Подобного рода структуры иногда ошибочно описываются как структуры облегания, протыкания и т.п.

Растущие структуры, создавая неровности морского дна или дневной поверхности, затрудняют распространение осадочного материала, в результате чего накапливаются на разных крыльях одной и той же структуры осадки имеют неодинаковый состав и мощность, на разных крыльях возникает разная степень компенсации прогибания осадконакоплением. В некоторых случаях структуры являются границами крупных фациальных и палеогеографических зон. Весь комплекс процессов и явлений, приводящих к асимметрии размещения фаций и состава отложений на разных крыльях структуры, мы объединяем в понятие "экранирования" структурой осадконакопления. Интенсивность экранирования зависит от скорости роста тектонической структуры, соотношения скоростей тектонических движений и скорости осадконакопления, от ориентировки структуры относительно палеогеографических областей и провинций и, прежде всего, от источников питания, а также от типа фациальной обстановки.

Для аллювиальных образований явления экранирования хорошо известны из геоморфологической литературы под названием "структурного подпора" речных долин. Однако литологи на эти процессы обычно не обращают внимания. Яркий пример экранирования при морском осадконакоплении дают, по данным С.И. Пастернака, В.С. Акимец и автора, нижнесеноманские отложения западных районов СССР. Западные склоны конседиментационных поднятий, обращенные к открытому бассейну с его интенсивным волнением, характеризуются накоплением мелкогалечных отложений и гравия, восточные, защищенные от крупных волн, — накоплением песков и алевроитов (рис. 6).

Механические факторы седиментогенеза, воздействуя на образованные структурой неровности, стремятся их сгнелировать и тем самым ослабить ее экранирующее влияние. Органогенное осадконакопление, наоборот, нередко обостряет экранирующий эффект, так как во многих случаях органогенный процесс наиболее интенсивно развивается на положительных структурах, что усиливает их геоморфологическую



Схематизированный профиль через поднятие Гальча-Баши по кровле Ляканских слоев

Рис. 6. Изменчивость приведенных мощностей известняков и глин ляканской свиты нижнего мела на антиклинали Гальча-Баши

1 - приведенная мощность известняков (в желваках и пластах); 2 приведенная мощность глин; 3 - суммарная приведенная мощность песчаников и глин

выраженность. Во многих районах зарифовые части бассейнов разного возраста отличаются повышенной соленостью и т.д.

Четкий структурный контроль характерен и для эпигенетических процессов. Он обусловлен распределением по профилю структур флюидов (нефти, газа и воды разного химического состава) и напряженным состоянием пород при образовании тектонических структур. Первый тип эпигенеза может быть флювиоэпигенезом, второй - дислокационным.

В виду того, что нефть не является электролитом, в сводовой части нефтеносных структур чисто химические процессы резко ослаблены. Интенсивное развитие они приобретают на крыльях структур. Здесь на коротких расстояниях, в пределах водо-нефтяного контакта, наблюдаются резкие изменения геохимической обстановки. Изменяется Eh, pH вод и состав солей. Нередко здесь же активно развиваются бактериальные процессы. Во многих случаях зона водонефтяного контакта характеризуется выделениями вторичного кремнезема, кальцита и пирита (Аширов, 1959, Чепиков и др., 1959, 1964, и др.), а иногда и выделениями вторичных сульфатных минералов. В результате выделения вторичных минералов в зоне водонефтяного контакта уменьшается пористость по сравнению с нефте- и водонасыщенными частями пласта. А это приводит к уменьшению неоднородности пласта, которая отражается на электрокаротажных кривых и кавернограммах, так как проницаемые породы испытывают вторичную цементацию и поэтому физические свойства разреза нивелируются.

Воды бикарбонатные, характерные в основном для поднятых структур, способствуют выщелачиванию известняков и увеличению пористости. Ниже по падению пластов на границе карбонатных вод с сульфатными происходит выпадение карбонатного кальция, уменьшение пористости и содержания в растворе  $\text{CaCO}_3$ , что является свидетельством выделения последнего из раствора. В зоне карбонатных вод пористость повышается, а в зоне сульфатных - понижается. Указанные изменения теснейшим образом связаны с положением разрезов на тектонической структуре. В прямой связи с зональностью подземных вод находится и размещение эпигенетической доломитизации и кальцитизации. Т.П. Афанасьев (1956) отмечал приуроченность пористых эпигенетических доломитов к положительным структурам, а кальцитизацию пород - к отрицательным в случае, когда на первых водах имеют бикарбонатный состав, а на вторых - сульфатный.

Статистический анализ большого фактического материала по опорным скважинам Русской платформы (Каледа, Калистова, 1970) показал, что перекристаллизация карбонатных пород наиболее интенсивно протекает на сводах и слабее в прогибах и синеклизах (табл. 4), что связано с особенностями циркуляции и изменчивости состава подземных вод на положительных и отрицательных структурах Русской платформы.

Характерной особенностью вторичных изменений горных пород на тектонических структурах является разная ширина зон эпигенеза. Эти различия легко могут быть объяснены более подвижным гидрогеологическим режимом на положительных

Таблица 4

Средний процент перекристаллизованности карбонатных пород на сводах и прогибах Русской платформы.

| Возраст отложений | Средний процент перекристаллизации |         |
|-------------------|------------------------------------|---------|
|                   | своды                              | прогибы |
| Пермь             | 10,3                               | 8,8     |
| Верхний карбон    | 16,1                               | 14,8    |
| Средний карбон    | 17,9                               | 14,8    |
| Нижний карбон     | 21,8                               | 17,2    |
| Верхний девон     | 14,2                               | 12,2    |
| Среднее           | 16,4                               | 13,3    |

структурах и застойным в отрицательных, а также указанными выше различиями в химическом составе подземных вод. Различия эти определяются тем, что, хотя гидрохимические зоны в пределах пласта являются обычно достаточно широкими, однако смена вод одного химического состава водами другого или смена подземной воды нефтью происходит на сравнительно узком пространстве, в пределах которого и разыгрываются наиболее интенсивные вторичные образования горных пород. Прекрасным примером этого могут служить зоны вторичной кальцитизации горных пород по контакту нефть - вода, приводящие к samozапечатьиванию залежей (Аширов, 1959), или узкие зоны вторичного окремнения, оконтуривающие многие структуры Ферганской межгорной впадины.

Таким образом, резкая дифференциация состава флюидов в пластах по профилю структуры приводит к четко выраженному структурному контролю эпигенетических процессов.

Развитие зон вторичной цементации и выщелачивания может определять формирование литологических эпигенетических по своему происхождению ловушек. Примером их могут, возможно, служить некоторые залежи IV пласта Ферганы.

Эффект экранирования, отмеченный нами для процессов седиментогенеза, наблюдается и при эпигенезе. Он связан с влиянием тектонических структур на циркуляцию подземных вод. Результатом его являются разные гидродинамические и гидрохимические условия на крыльях структур, обращенных по направлению движения подземных вод и против него. Примером экранирования на структуре с эродированным сводом могут служить неогеновые отложения антиклинали Кызыл-Джар (северо-западная часть Ферганской долины), изученные Н.Н. Бакуном и автором. На северном крыле антиклинали, обращенном против движения подземных вод, поднимаются напорные минерализованные воды и вдоль трещин в песчаниках наблюдается отложение кальцита и цементация пород. Южное крыло промывается неминерализованными вадозными водами и вдоль трещин происходит расцементация песчаников, а не цементация, как на северном крыле. На незэродированных структурах экранирование проявляется менее резко. Гидрохимические зоны, а следовательно и эпи-

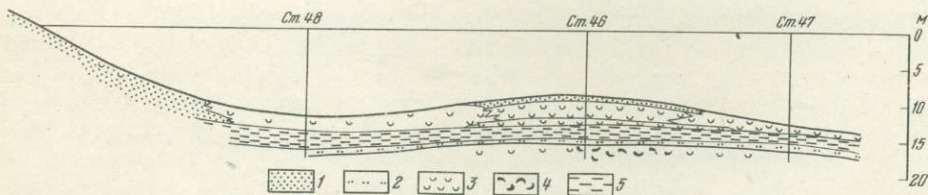


Рис. 7. Выраженность антиклинали в современных отложениях Каркинитского залива, к югу от о. Джарлыгач (по данным Е.Н. Невесского с исправлениями)

1 - песок; 2 - алевроит; 3 - ракуша; 4 - раковинный детрит; 5 - глинистый ил

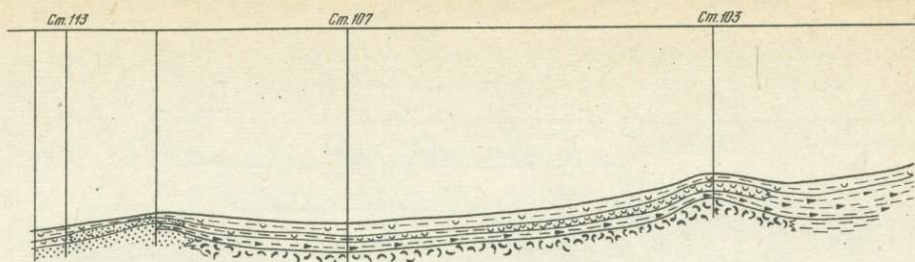


Рис.8. Выраженность структур в современных и голоценовых отложениях Каркинитского залива (по данным Е.Н.Невесского, с исправлениями)

генетические зоны (окремнение, кальцитизация и т.д.) на крыле, обращенном против потока, в результате подпора сужены, а на крыле, обращенном по потоку, — расширены, растянuty. Эти особенности хорошо объясняются "лобовым и тыловым эффектами" на водонефтяном контакте, установленными В.П. Савченко и др. (1965).

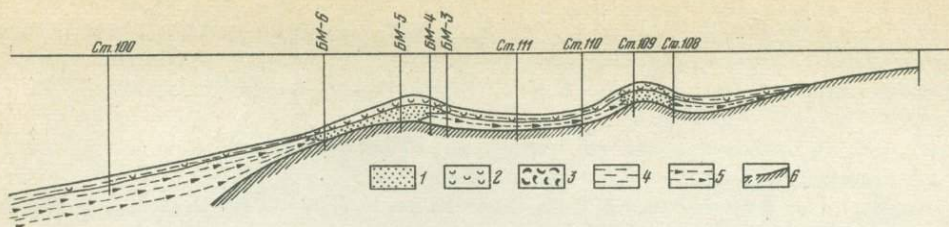
На всех стадиях осадочного литогенеза от седиментогенеза до позднего эпигенеза и, разумеется, метаморфозизма, существуют тесные связи между составом отложений, их преобразованиями и тектоническим положением разрезов. Не всегда эти связи являются ясными, бросающимися в глаза. В большинстве случаев они имеют вероятностный, статистический характер и проявляются через множество случайных отклонений. Нередко их не замечают, о них не думают.

Примером такого рода работ являются статьи и монография Е.Н. Невесского (1957, 1958, 1960, 1961, 1967). Образование всех кос, отмелей, банок и пересыпей он объясняет эвстатическими колебаниями уровня моря и автономно идущим осадочным береговым процессом. На многочисленных построенных этим автором фациальных профилях никакой связи между составом отложений и тектоникой района не видно. Свои профили Е.Н. Невесский строил в двух масштабах: один масштаб был им взят для глубин, другой — для мощностей накопившихся осадков. Автором настоящей статьи эти профили были перестроены в едином масштабе для глубин и донных отложений. Рис. 7 соответствует рис. 57 монографии Е.Н. Невесского (1967), рис. 8 — рис. 26 его работы об осадках Каркинитского залива (Невесский, 1961). Пересмотр фактических материалов указанного исследователя позволяет установить ряд антиклинальных структур в пределах платформенной мелководной части Черного моря. Некоторые из них могут быть перспективными на нефть и газ.

Тесная связь состава отложений с тектоническим положением разрезов позволяет решать обратные задачи — искать тектонические структуры по данным литолого-статистического анализа пространственной изменчивости отложений.

#### Литература

- Афанасьев Т.П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Аширов К.Б. Цементация приконтактного слоя нефтяных месторождений и влияние ее на разработку. — Труды Гипровостокнефть, 1959, вып. 2.
- Геренчук К.И. О тектонической обусловленности гидрографии Русской равнины. В кн: "Памяти А.С.Берга". М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Горецкий Г. И. Формирование долины р.Волги в раннем и среднем антропогене. М., Наука, 1966.
- Жутеев С.А. Погребенная долина Понт-Самары в пределах Среднего Поволжья. В сб. "Вопросы физической географии". Саратов, 1962.



1 - песок; 2 - ракуша; 3 - раковинный детрит; 4 - глинистый ил; 5 - глинистый ил с повышенным содержанием органического вещества; 6 - поверхность коренных пород

Казимиров Д.А., Каледа Г.А., Липская М.Э., Лукина Б.А. Экспериментальное изучение некоторых вопросов механизма складкообразования. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника, М., "Наука", 1964.

Каледа Г.А. Изучение развития конседиментационных тектонических структур методом литолого-статистического анализа. - Докл. АН СССР, 1963, т. 151, вып. 3.

Каледа Г.А. К методике изучения изменчивости фаций и физических свойств горных пород на локальных структурах. В сб., "Физические и химические процессы и фации". М., "Наука", 1968.

Каледа Г.А. Изменчивость гранулометрического и минералогического состава морских отложений на локальных структурах. - Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1.

Каледа Г.А., Калистов А.Е. Перекристаллизация карбонатных пород Русской платформы. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6.

Леворсен А.И. Геология нефти. М., Гостехиздат, 1958.

Лунев Б.С. Метод оценки современных движений земной коры по гранулометрии и тяжелым минералам. Уч. зап. Перм. ун-та, 1961, т. 18, вып. 2.

Лунев Б.С. О дифференциации гранулометрии аллювия Кавказа, Средней Азии, Сибири и Урала (доклад на научн. конф. Перм. ун-та, 1963 г.). Уч. зап. Перм. ун-та, 1964, № 121.

Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь, 1967.

Маслов К.С. Палеогеография и фации майкопского бассейна Рионо-Куриной (Грузинской) межгорной впадины как исходные критерии условий нефтегазоаккумуляции в отложениях майкопской свиты этой области. - Труды ВНИГНИ, 1961, вып. 34.

Маслов К.С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. М., "Недра", 1968.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.

Невесский Е.Н. История развития Анапской пересыпи. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 21.

Невесский Е.Н. Изучение истории развития Анапской пересыпи на основе анализа толщ прибрежных и береговых осадков. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1958, т. 28.

Невесский Е.Н. Эволюция акватории Каланитского залива. - Бюлл. Океаногр. комис. АН СССР, 1960, № 5.

Невесский Е.Н. Некоторые данные о послеледниковой эволюции акватории Каркинитского залива и накопления в нем донных осадков. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, т. 58.

Невесский Е.Н. Процессы осадконакопления в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.

Обедиентова Г.В. Роль ледниковых отложений в формировании аллювия в ледниковых и перигляциальных зонах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.

Овнатанов С.Т., Карапетов К.А. К вопросу о состоянии теории и практики разработки нефтяных месторождений. - Геология нефти и газа, 1965, № 4.

- Пахомов В.И., Беклемишев В.С., Кетов В.П., Пахомов И.В. Фации и палеогеография ранне- и средневизейского времени территории западного склона Среднего Урала и Приуралья. - Научн. труды Пермского политехн. ин-та, 1966, сб. 23.
- Пряхин А.И. Проявление новейшей тектоники в рельефе доплиоценовых отложений Ульяновского Заволжья. - Вест. МГУ, 1959, № 4.
- Савченков В.П., Виноградов В.Л., Яковлев Ю.И. Лобовой и тыловой эффект и его поисковое значение. - Геология нефти и газа, 1965, № 7.
- Семихатова С.В., Рыжова А.А. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области. - Труды ВНИГНИ, 1970, вып. 76.
- Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Орлова Н.А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы. - Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Орлова Н.А. Аутигенные минералы нефтегазоносных терригенных пород. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема "Геология нефти". М., 1964.
- Ludwick J.C., Walton W.R. Self-edge calcareous prominence in North eastern Gulf of Mexico. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1957, v. 41, N 9.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| Предисловие . . . . .  | 3   |
| А.А. Клевцова, Вендский комплекс Русской платформы и его проблематические органические остатки . . . . .   | 4   |
| В.В. Кирсанов, А.И. Шибалин. Литолого-стратиграфическая характеристика и особенности накопления органического вещества в отложениях валдайской серии Московской синеклизы . . . . .                                | 15  |
| В.В. Кирсанов. О следах вендского оледенения в центральных районах Русской платформы. . . . .  | 39  |
| А.Д. Архангельская. Изменения одновозрастных комплексов спор эйфельского яруса центральной части Русской платформы. . . . .  | 48  |
| А.И. Ляшенко, Р.Б., Давыдов, Г.П. Ляшенко, Л.С. Батрукова. Среднедевонские и нижнефранские отложения Кировской области и Марийской АССР . . . . .  | 53  |
| В.С. Губарева. К анализу геологической истории восточных районов Русской платформы в раннем карбоне . . . . .  | 67  |
| И.Н. Тихвинский, Б.И. Близеев. Основные закономерности строения и условий накопления кунгурских отложений Урало-Поволжья (в связи с перспективами калиеносности) . . . . .   | 79  |
| <u>В.В. Петропавловский</u> , С.К. Нечитайло, А.Т. Кротович, Ю.Я. Большаков. Геологические условия распределения залежей нефти и газа, структурно-фациальные нефтепродуцирующие комплексы Урало-Поволжья . . . . . | 90  |
| Г.Д. Киреева. Карбонатные горизонты нижнепермских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. . . . .   | 100 |
| В.И. Лукинов. Особенности геологической истории развития Большой донбасской поперечной системы в конце герцинского цикла. . . . .  | 113 |
| В.В. Липатова, Ю.И. Подгорный, М.Н. Иванова. К вопросу о строении триасовых толщ северо-западной части Прикаспийской впадины . . . . .   | 125 |
| М.С. Бурштар, Б.С. Чернобров, Ю.Н. Швембергер. Особенности формирования отложений пермо-триаса в Предкавказье . . . . .  | 131 |
| Ю.Н. Швембергер. Палеогеографические особенности накопления песчано-алевролитовых пачек в связи с образованием внутрiformационных структур в майкопских отложениях Восточного Предкавказья . . . . .               | 135 |
| М.А. Алексеева, А.И. Рослый, Е.М. Любков. Раздоломичивание палеозойских доломитов Самарской Луки и связанное с этим изменение их коллекторских свойств . . . . .   | 140 |
| В.М. Лазарева. Глинистые породы-покрышки мезозойских и палеогеновых газонефтеносных комплексов Западного Предкавказья . . . . .  | 148 |
| Г.А. Каледя. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей . . . . .  | 158 |

Вендский комплекс Русской платформы и его проблематические органические остатки. Клевцова А.А. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Вендский комплекс образует крупное стратиграфическое подразделение, по своему значению соответствующее системе, и расчленяется на пять крупных циклически построенных свит. В вольнской серии выделяются две свиты: паршинская и зубовополянская Пачелмского прогиба, вильчанская и свислочская Оршанского и Припятского прогибов, черновская и киенгопская свиты Вятско-Камской впадины. В стратотипическом разрезе на Волыни этим свитам отвечают толща тиллитов и толща осадочно-вулканогенных пород. Валдайская серия в стратотипическом разрезе Невельской опорной скважины состоит из гдовской и котлинской свит. В более полных разрезах Московской синеклизы валдайская серия расчленяется на редкинскую (гдовскую), непейцинскую (котлинскую) и поваровскую свиты. В Вятско-Камской впадине этим свитам соответствуют верешагинская, кочевская и кудымкарская свиты. С двумя нижними свитами валдайской серии связаны находки мягкотелых органических остатков: медузообразных, трилобитообразных и др. Установлено залегание поваровской свиты на нижележащих отложениях с перерывом и стратиграфическим несогласием. В пределах Нелидовско-Рыбинского выступа Московской синеклизы непейцинская свита выпадает из разреза и поваровская свита залегает на редкинской. Валдайская серия с перерывом и стратиграфическим несогласием перекрывается балтийской серией нижнего кембрия. Формирование вендского комплекса и балтийской серии нижнего кембрия происходило в разных структурных планах.

Илл. 3, Библ. 44 назв.

УДК 551.72:552.5+550.47 (471.0)

Литолого-стратиграфическая характеристика и особенности накопления органического вещества в отложениях валдайской серии Московской синеклизы. Кирсанов В.В.; Шибалин А.И. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Отложения валдайской серии в пределах Московской синеклизы расчленяются на редкинскую и котлинскую свиты. В отложениях редкинской свиты на основании цикличности строения и характерных маркирующих горизонтов выделяются снизу вверх вяземские, нелидовские и бородинские слои. На западной окраине Московской синеклизы бородинские слои выпадают из разреза редкинской свиты и отложения котлинской свиты со стратиграфическим несогласием налегают на нелидовские слои.

Котлинская свита в присеивой наиболее погруженной части синеклизы в нижней части представлена преимущественно зеленоцветными, а в верхней - пестроцветными отложениями. В западной части синеклизы разрез котлинской свиты слагают зеленоцветные разности терригенных пород. В северо-западной части синеклизы отложения балтийской серии со стратиграфическим несогласием залегают на петровских слоях котлинской свиты.

Во время накопления отложений валдайской серии в западной части Московской синеклизы преобладали восстановительные условия. Наиболее четко восстановительный характер геохимической обстановки проявился в редкинское время при накоплении нелидовских слоев. Отложения котлинской свиты формировались преимущественно в слабовосстановительной и субокислительной геохимической обстановке. В западной части синеклизы наиболее обогащенными органическим веществом и его битуминозными компонентами являются нелидовские слои редкинской свиты, что позволяет выделить здесь зону возможного нефтегазообразования. Илл. 4, Табл. 3, Библ. 20 назв.

УДК 551.72:551.342 (471.0)

О следах вендского оледенения в центральных районах Русской платформы. Кирсанов В.В. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Приводимые в статье данные свидетельствуют о распространении ледниковых комплексов торопецкой свиты волынской серии венда в пределах северо-западной части Пачелмского авлакогена, Оршанской впадины, Клинцовского грабена, Приладожской впадины. В северо-восточной части Московской синеклизы отложения торопецкой свиты представлены красноцветными тиллитоподобными породами, находящимися в ассоциации с бурями аргиллитами, включающими рассеянный гравийный материал. Ледниковые отложения торопецкой свиты обладают наилучшими в венде коллекторскими свойствами, но не являются нефтегазопроизводящими породами. Илл. 5. Библ. 12 назв.

УДК 551.734:561.1 (471,0)

Изменения разновозрастных комплексов спор эйфельского яруса центральной части Русской платформы. Архангельская А.Д. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ." М., "Наука", 1972 г.

Выявлена изменчивость комплексов спор на площади распространения каждого из горизонтов эйфельского яруса, связанная с гранулометрическим составом вмещающих пород. Она проявляется в изменении процентного соотношения сравнительно мелких и крупных видов спор и связанном с этим изменении систематического состава. Установлено, что значительное преобладание мелких видов, известное ранее для мосоловских отложений, имеет место и в других горизонтах эйфельского яруса. Указано территориальное распространение комплексов спор с тем или иным процентным содержанием этих видов.

Кратко описаны приемы палинологического анализа, предполагающие учёт выявленных особенностей комплексов спор. Илл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 551.734.3+551.734.5 (471.342+471.343)

Среднедевонские и нижнефранские отложения Кировской области и Марийской АССР. Ляшенко А.И., Давыдов Р.Б., Ляшенко Г.П., Батрукова Л.С. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Среднедевонские отложения развиты в Казанско-Кажимском прогибе и на Немско-Лойнинском своде и достигают мощности 420 м. Они подразделяются на эйфельский и живетский ярусы. Эйфельский ярус в южной части Казанско-Кажимского прогиба и Немско-Лойнинского свода представлен морскими, в основном карбонатно-глинистыми отложениями, а в центральной и северной частях прогиба песчано-глинистыми образованиями.

Живетский ярус повсюду сложен песчаниками и алевролитами. Нижнефранские отложения имеют мощность до 1000 м и сложены в нижней части песчаниками, а в верхней - аргиллитами, содержащими прослой известняков и алевролитов. В статье приводится детальное стратиграфическое расчленение описываемых отложений. Библ. 29 назв.

УД К 551.735.1:56 (471.0)+550(09)

К анализу геологической истории восточных районов Русской платформы в раннем карбоне. Губарева В.С. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

На основании выделенных комплексов фауны, в основном брахиопод, устанавливаются некоторые черты характера морских бассейнов, существовавших в отдельные отрезки времени раннего карбона на территории Урало-Поволжья. Эти данные с учетом различий в литолого-фациальном составе, стратиграфической полноте и мощностях отложений отдельных подразделений нижнего карбона явились основой прослеживаемых структурно-фациальных зон, прежде всего Камско-Кинельской системы прогибов. Для последней установлен различный возраст терригенных пород, заполняющих ее в различных районах Урало-Поволжья. Библ. 20 назв.

Основные закономерности строения и условий накопления кунгурских отложений Урало-Поволжья (в связи с перспективами калиеносности). Тихвинский И.Н., Близеев Б.И. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Выявлена возможность детального расчленения разрезов кунгурских отложений Башкирского и Оренбургского Приуралья, Северного Казахстана и востока Среднего Поволжья на дробные стратиграфические единицы, известные в Пермском Приуралье. Филипповский горизонт яруса расчленен на три пачки, иренский — на нижне- и верхнеиренскую толщи. В первую включены аналоги шести нижних пачек этого горизонта, выделяемые в классическом разрезе кунгура, во вторую — аналоги седьмой (лунежской) пачки. Вторая пачка расчленена на верхне- и нижнелунужские слои. В мощных соленосных разрезах этой толщи, вскрытых на юге региона и в Южно-Предуральском прогибе, выделен ряд седиментационных циклов (до 15). Установлен филипповский возраст значительной части соленосной толщи кунгура, развитой в прогибе. Выявлен ряд калиеносных горизонтов и околнурна территория вероятного развития калийных солей. Построены литолого-фациальные карты и карты мощностей филипповского горизонта, нижнеиренской толщи, нижнелунужских и верхнелунужских слоев. На основе анализа этих карт установлено, что интенсивное соленакопление происходило на фоне интенсивного тектонического прогибания. Получены данные, свидетельствующие, что, возможно, калиеносными являются верхнелунужские слои, а местами и средняя часть филипповского горизонта. Илл. 7, Библ. 7 назв.

УДК 553.981/892:551.31 (470)

Геологические условия распределения залежей нефти и газа и структурно-фациальные нефтепродуцирующие комплексы Урало-Поволжья. Петропавловский В.В., Нечитайло С.К., Кротович А.Т., Большаков Ю.Я. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Методы геологопоисковых работ на нефть и газ в основном направлены на выявление геологических условий современного распределения их залежей. Наряду с изучением нефтепроявлений основное внимание направлено на изучение тектонической структуры отложений, их литологии, стратиграфии и фаций. Недостаточное внимание уделяется изучению особенностей строения региональных и локальных гидродинамических полей, которые являются важнейшими факторами формирования месторождений нефти и газа. Рекомендуется предусматривать в комплексе исследовательских работ по скважинам более широкое применение измерений пластовых, а также горных давлений.

Генерация нефти и газа связана специфическими структурно-фациальными комплексами, что подтверждается на примере Волго-Уральской провинции. Выявление подобных комплексов является одной из ступеней решения задачи рациональной программы поисков нефти и газа в новых районах. Рекомендуется определить комплекс критериев выделения подобных толщ и предлагается примерный перечень параметров для их первичного установления. Илл. 2. Библ. 6 назв.

УДК 551.736.1:56 (476+477)

Карбонатные горизонты нижнепермских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Киреева Г.Д. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

На основе литологических и фаунистических данных внесены дополнения в характеристику карбонатных горизонтов никитовской и славянской свит нижнепермского разреза северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Проведено уточнение распространения маркирующих горизонтов этих свит в пределах различных структурно-фациальных зон впадины. Известняки никитовской свиты установлены на ряде площадей в северо-западной части впадины. Фациальный характер из-

вестняков в славянской свите и встреченные в них комплексы фораминифер сходны с одновозрастными известняками восточных частей впадины, это касается также и изменения их признаков вкостр регионального простирания. Библ. 6 назв.

УДК 551.31:553/09/+551.735.9/477/

Особенности геологической истории развития Большой донбасской поперечной системы в конце герцинского цикла. Лукинов В.И. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

В статье весь субгеосинклинальный комплекс отложений разделяется на три серии по фациальному, мощностному и пространственному характеру распределения осадков. При этом основными критериями являются выделение зон максимального прогибания и раскрытие особой роли центра инверсии Донбасса. Первая и вторая серии представлены угленосной формацией, а третья – лагунной и молассовой. Зона максимального прогибания первой серии находилась в районе г. Шахты, а второй и третьей смешалась в результате обращения геотектонического режима в Донбассе в район г.Донецка и г.Краснограда. Зона максимального прогибания кореневской свиты мигрировала еще дальше, в район с. Гнедицы, что говорит о ее отложении в новый, верхнепермско-нижнетриасовый этап осадконакопления, характерный для внешней зоны тетического геосинклинального пояса. Закон миграции торцового прогибания Донецкой субгеосинклинали позволяет установить возраст немых шебелинской и кореневской свит верхнего палеозоя. С другой стороны, миграция постинверсионных прогибов Донецкого кряжа в торцовом направлении является главным отличительным свойством поперечных систем, к которым относится Донбасс, хотя последовательность этапов осадконакопления – прогибание (первая серия), частная инверсия (вторая серия) и главная инверсия с образованием передового прогиба (третья серия) – указывает на сходство его структуры с геосинклиналями. Илл. 3. Библ. 35 назв.

УДК 551.761:551.24 (470.0)

К вопросу о строении триасовых толщ северо-западной части Прикаспийской впадины. Липатова В.В., Подгорный Ю.И., Иванова М.Н. Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

В позднепермскую и раннетриасовую эпохи происходит интенсивное формирование Прикаспийской впадины как крупной депрессии. Анализ изменения мощности и литологического состава триасовых отложений позволил выделить в северо-западной части впадины две тектонические зоны и несколько подзон. Намечаются два структурных яруса: верхнепермско-нижнетриасовый и средне-верхнетриасовый. Наряду с крупной фазой куполообразования в раннетриасовую эпоху происходит незначительный рост куполов. Илл. 2, Библ. 1 назв.

УДК 552.5:551.736+551.761 (471.6)

Особенности формирования отложений пермо-триаса в Предкавказье. Бурштар М.С., Чернобров Б.С., Швембергер Ю.Н. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Между дислоцированными породами палеозойского фундамента и типично платформенными отложениями мезозоя в Предкавказье выделяется нерасчлененный комплекс пород, относимый к пермо-триасу. В результате проведенных исследований были установлены взаимоотношения отдельных частей этого комплекса, его формационные и фациальные особенности, а также характер распределения мощностей. Нижняя, континентальная, обломочная часть рассматриваемых отложений относится к орогенной, эпигеосинклинальной формации, накопление которой происходило главным образом в Манычской и Ставропольско-Кизлярской тафросинклиналях. Верхние, карбонатно-терригенные, слои пермо-триаса относятся к орогенной катаплатформенной формации, образование которой происходило не только в тафросинклиналях, а распространилось на значительную территорию. Илл. 1. Библ. 7 назв.

Палеогеографические особенности накопления песчано-алевролитовых пачек в связи с образованием внутрiformационных структур в майкопских отложениях Восточного Предкавказья. Швембергер Ю.Н. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

В статье рассмотрены состав, строение и условия залегания мощной толщи песчано-глинистых отложений майкопской серии восточного Предкавказья. Возникновение своеобразных форм выклинивания песчаных пластов объясняется результатом действия неоднократных мутьевых течений. Противоположное к региональному падению песчаных пластов в области выклинивания приводит к образованию в майкопской толще внутрiformационных асимметричных складок, весьма перспективных с точки зрения нефтегазоносности. Илл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 552.52+553.98 061.4:551.735.2 (471.43)

Раздоломчивание палеозойских доломитов Самарской Луки и связанное с этим изменение их коллекторских свойств. Алексеева М.А., Рослый А.И., Любков Е.М. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Для палеозойских доломитов Самарской Луки характерна мелкая и очень мелкая пористость. Открытая пористость их колеблется в пределах 7,0-9,2%. Проницаемость доломитов низкая - от 0,001 до 0,360 мд. Поры располагаются между кристаллами доломита и по соотношению со структурой относятся к межзерновым, а по генезису - к первичным седиментационным.

Образовавшиеся в результате процессов раздоломчивания вторичные известняки очень плотные, мраморовидные, характеризуются массивной текстурой. Для них не характерна мелкая пористость, а широко развиты крупные (до нескольких сантиметров) каверны, либо выполненные светлым кальцитом, либо иногда открытые. Открытая пористость вторичных известняков 1,19-1,52%. Проницаемость их колеблется в пределах 0,03-17,36 мд. По генезису поры в этих известняках относятся ко вторичным порам выщелачивания.

Таким образом, в результате раздоломчивания существенно меняются коллекторские свойства пород: пористость их уменьшается, а проницаемость увеличивается. Процессы раздоломчивания приводят к изменению типа коллектора. Межзерновая емкость уменьшается, но емкость пласта, содержащего крупные каверны, может увеличиваться. Илл. 8. Библ. 6 назв.

УДК 552.51:553.981/982:551.76+551.781 (471.6)

Глинистые породы-покрышки мезозойских и палеогеновых газонефтеносных комплексов Западного Предкавказья. Лазарева В.М. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

В Западном Предкавказье на 24 разведочных площадях изучены газонефтеносные комплексы мезозойских и палеогеновых отложений, при этом основное внимание уделялось породам-покрышкам и глинистым прослоям в коллекторах, а также цементам коллекторов.

Глинистые покрышки широко распространены от бат-байоса до черкесской свиты палеогена, лишь в отложениях титона наблюдается галогенная покрышка, перекрываемая пестроцветной глинистой толщей того же возраста.

В результате комплексного изучения установлен ряд геологических и минералогических особенностей глинистых покрышек Западного Предкавказья и отличие их минералогического состава от глинистого цемента коллекторов. Илл. 1. Табл. 1. Библ. 8 назв.

К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей. Каледа Г.А. "Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ". М., "Наука", 1972 г.

Соотношение осадконакопления с тектоникой рассматривается как стохастический процесс, отдельные элементы структур — как наиболее вероятные места появления тех или иных фаций.

Показана необходимость литологического опробования разрезов для получения представительного материала, перечислены основные способы опробования разрезов осадочных толщ и предложен эмпирический метод определения необходимого и достаточного количества проб.

Рассматриваются основные типы изменения вещественного состава горных пород на тектонических структурах для отложения разного генезиса и на разных этапах осадочного литогенеза. Подчеркнута необходимость разработки теории прогноза изменчивости свойств осадочных пород на тектонических структурах, выявляемых геофизическими методами. Илл. 8. Табл. 4. Библ. 32 назв.

Литология и стратиграфия палеозойских и  
мезозойских отложений Русской и Скифской платформ

Утверждено к печати  
Комиссией по осадочным породам  
при Отделении наук о Земле АН СССР

Редактор издательства Н.А. Никитина  
Художник Л.А. Грибов  
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 29/УШ - 72 г.                      Формат 70 x 108 1/16.  
Печ. л. 11,25 + 7 вкл.                      Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 18,0.  
Т-13070. Бумага офсетная №2.      Тираж 720 экз.      Тип.зак. 1348  
Цена 2 руб. 15 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62  
Подсосенский пер. 21.  
1-я типография издательства "Наука",  
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

2p. 15x

452

2  
ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА