

**ЛИТОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
ОСАДОЧНЫХ  
ТОЛЩ  
ЯКУТИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

# ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЯКУТИИ

Ответственный редактор  
канд. геол.-минерал. наук *Е. И. Бодунов*

1620

552.5+550.4



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1975



Сборник посвящен вопросам литологии и геохимии разновозрастных осадочных толщ нефтегазоносных, угленосных и некоторых рудных районов Якутии.

Содержится новый фактический материал по петрографии осадочных, вулканогенно-осадочных пород и геохимии органического вещества. Рассматривается влияние литологических факторов на петрофизические свойства пород, их коллекторские, нефтегазоизолирующие и плотностные характеристики.

Книга представляет интерес для литологов-осадочников и специалистов, работающих в области нефтяной геологии и геохимии.

Ю. Л. СЛАСТЕНОВ, Р. В. КОРОЛЕВА,  
И. Н. АЛЕКСЕЕВ

## ЛИТОЛОГИЯ И ЭКРАНИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ГОРИЗОНТОВ В РАЗРЕЗЕ МЕЗОЗОЯ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ ГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В пределах изученной части Лено-Вилюйской газоносной провинции, охватывающей Вилюйскую синеклизу и сопряженные с ней районы Приверхоянского прогиба, промышленные залежи газа установлены в широком стратиграфическом диапазоне — от верхней перми до верхней юры. Этаж газоносности — 2500 м. Газоносный разрез сложен терригенными породами, преимущественно песчаниками, среди которых прослежено четыре регионально выдержанных существенно глинистых горизонта: нижнекегельтерская и мономская свиты нижнего триаса, аргиллитовая толща тоара и марькчанская свита верхней юры. Эти горизонты контролируют подавляющее большинство выявленных залежей газа.

Нижнекегельтерская свита, залегающая в основании нижнего триаса, представлена пестроцветной глинистой толщей с прослоями песчаников и туфогенных пород. Мощность свиты увеличивается от бортов синеклизы в сторону Приверхоянского прогиба, достигая максимальных значений (170—220 м) в Западном Приверхоянье (рис. 1). На разведочных площадях и месторождениях Хапчагайского газоносного района мощность свиты относительно выдержана (80—106 м), содержание проницаемых пластов не превышает в ней 26% общей мощности. В Приверхоянском прогибе относительное сокращение мощности свиты сопровождается резким опесчаниванием разреза — доля песчаных пластов увеличивается в его южной ветви до 40—50%.

Накопление пород нижнекегельтерской свиты происходило в прибрежно-морских условиях, в опресненном бассейне лагуно-островного типа. Острова частью представляли собой вулканические постройки с извержениями центрального типа. Следы эффузивной деятельности в виде останцов базальтовой лавы обнаружены во многих районах Западного Приверхоянья и на Хапчагайском поднятии (Неджелинская и Мастахская площади). В нижней части свиты, часто и над базальтами, развиты прослои туфогенных пород, чередующиеся с нормально-осадочными. Мощность туфогенно-осадочной пачки колеблется от 60 м в Западном Приверхоянье до 20—30 м в восточных районах

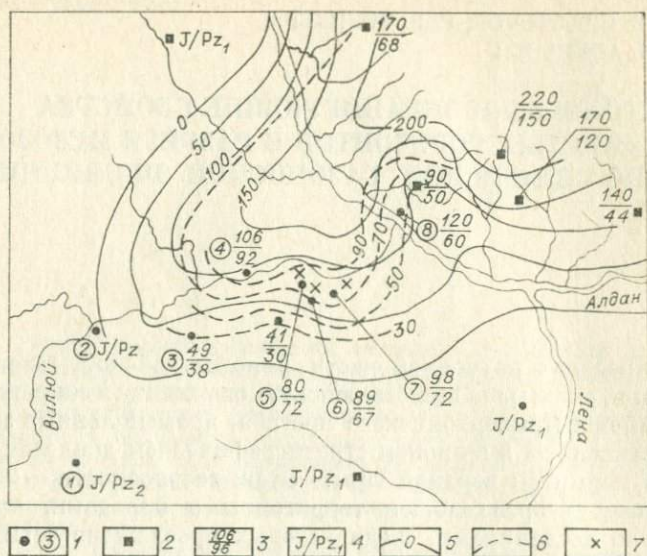


Рис. 1. Схема изменения мощностей нижнекембрийской свиты. Составлена Ю. Л. Сластеновым, Р. В. Королевой, Л. Я. Трушковой, Н. Н. Алексеевым.

1 — скважины, площади бурения и их номера на схеме; 2 — естественные разрезы; 3 — мощность свиты (в числителе), общая мощность глинистых пластов в свите (в знаменателе); 4 — отложения свиты отсутствуют; 5 — изопахиты свиты; 6 — изопахиты глинистой части свиты; 7 — экранлируемые свитой залежи газа. Скважины и площади бурения (в кружочках): 1 — Кемпенцкая Р-1; 2 — Усть-Мархинская; 3 — Быраканская Р-2; 4 — Средне-Вилуйская; 5 — Мастахская; 6 — Соболевская; 7 — Педжелинская; 8 — Китчанская.

Хапчагайского поднятия. Далее к западу туфогенные прослои встречаются редко.

Глинистые породы нижнекембрийской свиты неяснослоистые или тонкослоистые, иногда алевритистые (до 10—15% алевритовой примеси). Окраска пород темно-серая, зеленовато-серая и буровато-красная. Темно-серые породы обычно более плотные (аргиллиты и аргиллитоподобные глины). Среди красноватых разностей в Вилуйской синеклизе развиты слабоуплотненные и аргиллитоподобные глины.

Состав глин изучен в разрезах Хапчагайского поднятия и бассейна р. Сыгынкан. Тонкая фракция глин по данным рентгеноструктурного анализа представлена смешаннослойными образованиями с большим содержанием разбухающих компонентов, с примесью хлорита и гидрослюда. В слабоуплотненных глинах на Средне-Вилуйской площади присутствуют монтмориллонит, каолинит, хлорит и разбухающие смешаннослойные образования. Присутствие монтмориллонита характерно и для глинистой фракции туфогенных пород (туфоалевролиты, туфо-

аргиллиты). Эти породы, как и глины, практически непроницаемы и обладают способностью к разбуханию во влажном состоянии.

Для нижнекегельтерской свиты характерно присутствие глауконитовых песчаников и алевролитов с содержанием глауконита от 15 до 50% и глауконитов с 50—95% глауконита. Глаукониты имеют вид слабоуплотненных глинисто-алевритовых и песчано-глинистых пород с густой зеленой или серо-зеленой окраской, часто тонкослоистые. На Хапчагайском поднятии глауконитовые породы образуют прослой мощностью не более 0,5 м, реже встречаются пачки этих пород мощностью до 20 м. Глауконит присутствует в виде овальных и округлых зерен и пластинчатых образований. Последние замещают хлорит, биотит, развиваются по глинистому цементу. Отмечается также развитие глауконита по хлоритизированным обломкам эффузивов. По минералогическому составу изученный глауконит относится к смешанослойным образованиям из чередующихся слоев гидрослюд, монтмориллонита и хлорита. Тонкая фракция глауконитовых пород обогащена монтмориллонитом. Эти породы практически непроницаемы.

Нижнекегельтерская свита экранирует верхнепермские газовые залежи на Средне-Вилуйском, Неджелинском, Соболохском и Мастахском месторождениях Хапчагайского газопосного района и содержит промышленно-газоносные песчаники в своей нижней части на Мастахском и Неджелинском месторождениях. В этих залежах на глубине около 3000 м пластовые давления превышают гидростатические на 100—115 атм, а над нижнекегельтерской свитой пластовые давления близки к гидростатическому. Отсюда следует, что нижнекегельтерская свита на этих месторождениях обладает надежными экранирующими свойствами.

Наименьшую мощность нижнекегельтерская свита имеет на Хайлахской площади (41 м) и на Южно-Быраканской структуре (49 м). На Хайлахской площади в скважине П-2, структурное положение которой неясно, из пермских отложений получены незначительные притоки газа (до 12 тыс. м<sup>3</sup>/сут); на Южно-Быраканской структуре при разбуривании песчаников, залегающих под этой толщей, наблюдались газопроявления.

Таким образом, нижнекегельтерская свита по совокупности литолого-петрографических признаков и по промысловым данным может рассматриваться как надежная крышка для залежей нефти и газа. В Вилуйской синеклизе минимальную мощность нижнекегельтерской свиты, при которой она сохраняет высокие изолирующие свойства, можно, очевидно, оценить в 40 м; дальнейшее сокращение мощности, вероятнее всего, сопряжено с резким увеличением роли песчаных и алевроитовых пород и, следовательно, с ухудшением изолирующих свойств. В южной части Приверхоянского прогиба, где в нижнекегельтерской свите велика роль песчаных пород, ее критическая мощность должна быть значительно большей.

Мономская свита, залегающая на 300—500 м выше по разрезу, по возрасту относится к оленекскому ярусу нижнего триаса. Представлена она глинистыми породами, чередующимися в отдельных разрезах с алевролитами и песчаниками. Породы пестроцветны: в Приверхоянском прогибе темно-серые и черные с зеленым оттенком, реже красновато-коричневые и вишнево-красные; в Вилюйской синеклизе, напротив, они чаще имеют красноцветную окраску. В прогибе мощность свиты изменяется от 40 до 270 м (рис. 2). При этом основную часть свиты во всех разрезах составляют аргиллиты; с ними чередуются глинистые алевролиты, реже алевролиты и лишь в отдельных разрезах, например, на р. Сыгынкан и на Китчанской разведочной площади, встречаются единичные мощные пласты песчаников. В Вилюйской синеклизе мощность свиты изменяется от 11 до 190 м (на рисунках даны усредненные мощности). Количество и мощность песчаников и алевролитов на различных площадях резко изменяются. На Средне-Вилюйской разведочной площади прослеживается 2—4 прослоя песчаников (2—16 м), к востоку их роль постепенно возрастает, на Неджелинской площади свита сложена преимущественно песчаниками (рис. 3). В таких разрезах присутствуют обломки глинистых пород, прослои конгломератобрекчии. Сле-

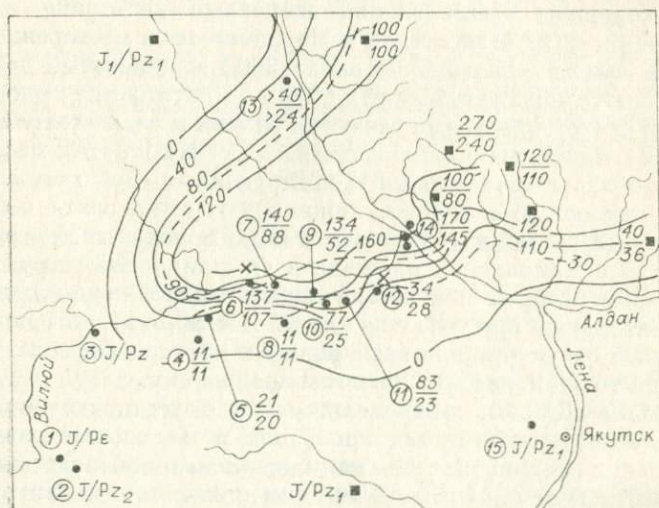


Рис. 2. Схема изменения мощностей мономской свиты. Составлена Ю. Л. Сластеновым, Р. В. Королевой, Н. Н. Алексеевым. (Усл. обоз. см. на рис. 1).

Скважины и площади бурения (в кружочках): 1 — Суитарская опорная; 2 — Кемпендяйская Р-1; 3 — Усть-Мархинская; 4, 5 — Быраканская; 6 — Средне-Вилюйская; 7 — Толонская; 8 — Хайлахская; 9 — Мастакская; 10 — Соболюхская; 11 — Неджелинская; 12 — Бадаранская; 13 — Бахынайская; 14 — Китчанская; 15 — Кенкеминская.

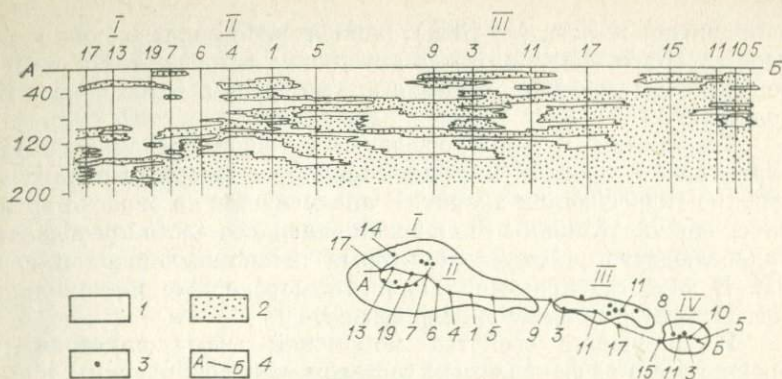


Рис. 3. Литолого-фациальный профиль мономской свиты Хапчагайского поднятия. Составлен Р. В. Королевой.

1 — глины; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — скважины; 4 — линия профили. Разведочные площади: I — Средне-Вилуйская, II — Толонская, III — Мастахская, IV — Неджелинская.

дует заметить, что при этом границы свиты определены условно, выделяется она как стратиграфический уровень распространения глинистых пород мономского облика. В пределах этого уровня в скважинах, скоррелированных по характерным промыслово-геофизическим реперам в подстилающих и перекрывающих отложениях, глинистые породы концентрируются в относительно мощные пласты в различных его частях, а в отдельных случаях (скв. 16 Неджелинской площади) образуют лишь маломощные прослои.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в Вилуйской синеклизе накопление пород мономской свиты происходило в чрезвычайно подвижной среде. Единичные находки раковин эстеров и одна — остатков головоногого моллюска в совокупности с литологическими данными позволяют считать, что в мономское время здесь существовал мелководный морской залив с многочисленными отмелями и барами и с глубоко вдающимися в него авандельтами. На востоке, в области современного Приверхоянского прогиба, этот залив соединялся с открытым морем.

Красноцветная окраска мономских глин имеет аллотигенное происхождение. Она обусловлена привнесом и осаждением окислов железа в мелководной, легкоаэрируемой среде. Исходным материалом окисного железа служили продукты выветривания пород трапной формации прилегающей суши.

Аргиллиты и глины мономской свиты содержат примесь алевроитового материала от 5 до 30%. На Хапчагайском поднятии развиты преимущественно красноцветные слабоуплотненные глины, быстро разбухающие в воде. В их тонкой фракции распространен монтмориллонит с небольшой примесью (до 5%) хлорита и каолинита. Характерно повышенное содержание вод-

ных окислов железа (до 13%), равномерно пропитывающих всю породу. Монтмориллонитовые аргиллиты встречаются и в Приверхоянском прогибе, в разрезах по рекам Сыгыжкан и Бегиджан.

Темно-серые и черные с зеленым оттенком аргиллиты в Приверхоянском прогибе в тонкой фракции содержат преимущественно гидрослюда и хлорит. В аналогичных по окраске аргиллитоподобных глинах в Вилуйской синеклизе часто преобладают гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешаннослойные минералы. В качестве примеси такие глины содержат монтмориллонит, хлорит, каолинит и гидрослюда.

Изолирующие свойства мономской свиты определяются прежде всего ее фациальным составом, контролирующим общую мощность глинистых пластов в свите и их строение. На Средне-Вилуйском месторождении эта свита экранирует крупнейшую в Вилуйской синеклизе газовую залежь горизонта  $T_1 - III$  и, кроме того, содержит залежи газа в песчаниках, залегающих в нижней и верхней частях свиты (горизонты  $T_1 - II$  и  $T_1 - I$ ). По промыслово-геофизическим данным предполагается наличие залежей газа в горизонте  $T_1 - III$  и на Толонской площади, а в его аналогах на Мастахской, Неджелинской и Соболахской площадях — нет, что связано с резким опесчаниванием мономской свиты.

В скважинах, пробуренных в оптимальных структурных условиях, наименьшая мощность мономской свиты отмечается на Южно-Быраканской и Бадаранской площадях. На первой она представлена глинистой пачкой мощностью 11 м. Судя по данным бурения и промысловой геофизики, подмономские песчаники здесь не содержат газа. На Бадаранской площади мощность свиты 34 м, а ее глинистой части — 28 м; свита контролирует здесь газовую залежь в аналогах горизонта  $T_1 - III$ .

Имеющиеся данные позволяют считать, что при однородном глинистом составе мономской свиты она может удерживать залежи газа при минимальной мощности 15—24 м (соответственно мощность глинистой покрышки над горизонтом  $T_1 - I$  и мощность глин мономской свиты на Бадаранской площади). В Хапчагайском газоносном районе при наличии в мономской свите пластов песчаников с общей мощностью 20—30% от мощности свиты можно ожидать внутри нее наличие залежей газа. Если песчаников больше 60%, мономская свита здесь полностью утрачивает экранирующую способность. Возможно, что такая же закономерность наблюдается и в других районах Лено-Вилуйской газоносной провинции.

В целом для мономской свиты характерно увеличение мощности и относительной глинистости к северу и северо-востоку от Хапчагайского поднятия, к внутренним районам Линденской впадины и к северным районам Приверхоянского прогиба. Кажущееся увеличение относительной глинистости свиты на Хай-

лахской и Северо-Быраканской площадях не должно приниматься во внимание, так как здесь из-за недостатка кернового материала и отсутствия четких критериев выделения аналогов мономской свиты в опесчаненных разрезах ее действительный объем неизвестен.

Таким образом, в Виллойской синеклизе для мономской свиты отмечается улучшение ее экранирующих свойств к северу от известных месторождений газа. В Приверхоянском прогибе она может рассматриваться как региональная покрывка на всей территории своего распространения, за исключением внешних бортов, где может происходить существенное замещение глин песчаниками.

Тоарская глинистая толща залегает в Виллойской синеклизе на 400—800 м, а в Приверхоянском прогибе на 1000—1700 м выше по разрезу от мономской свиты. Сложена она темно-серыми и черными плотными глинами и аргиллитами с подчиненными прослоями алевритов, реже песчаников, с конкрециями и стяжениями пелитоморфных известняков. Толща повсеместно содержит остатки морской фауны, вместе с тем в ней нередко наблюдаются грубые обломки обугленной древесины и мелкий обугленный растительный детрит.

Мощность толщи изменяется от 20 до 100 м (рис. 4). На Алданском отрезке Приверхоянского прогиба и в юго-восточной части Виллойской синеклизы отложения верхнего лейаса опесчаниваются, сокращаются в мощности и затем полностью выклиниваются, что палеонтологически доказано в разрезах по рекам Байбыкан и Амга (Сластенов, 1967). Устанавливается тенденция к увеличению мощности тоарской глинистой толщи к центральным районам Линденской впадины и в северной части Приверхоянского прогиба.

Глинистые породы тоара имеют неоднородный полиминеральный состав, пигментированы мелкодетритным и сорбированным органическим материалом, содержат небольшую примесь (5—10%) тонкого алевритового материала. В краевых частях Виллойской синеклизы распространены слабоуплотненные, иногда набухающие глины с преобладанием в тонкой фракции смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов. В качестве примеси или второстепенных компонентов присутствуют гидрослюды, хлорит, каолинит. В Бахынайской и Усть-Мархинской скважинах глины содержат примесь монтмориллонита. На Ханчагайском поднятии для тоарской толщи наиболее характерны каолинит-гидрослюдисто-хлоритовые глины с примесью смешаннослойных разбухающих минералов, слабоуплотненные, реже аргиллитоподобные. Первые при растирании дают ровную пастообразную массу, во вторых сохраняются оскольчатые обломки. В Приверхоянском прогибе тоарская толща сложена плотными аргиллитами гидрослюдисто-хлоритового состава.

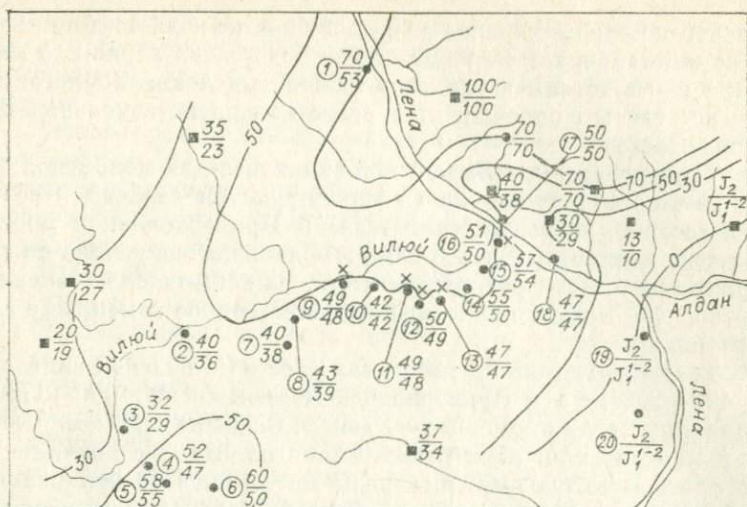


Рис. 4. Схема изменения мощностей тоарских отложений. Составлена Ю. Л. Сластеновым, Р. В. Королевой, Л. Я. Трушковой, Н. Н. Алексеевым. (Усл. обоз. см. на рис. 1).

Скважины и площади бурения (в кружочках); 1 — Бахынайская опорная; 2 — Усть-Мархинская; 3 — Кюндийская; 4 — Сунтарская опорная; 5, 6 — Кемпендийская; 7, 8 — Выраканская; 9 — Средне-Вилуйская; 10 — Толонская; 11 — Мастахская; 12 — Соболюкская; 13 — Неджелинская; 14 — Бараранская; 15 — Нижне-Вилуйская; 16 — Усть-Вилуйская; 17 — Китчанская; 18 — Сангарская; 19 — Намская опорная; 20 — Кемкеминская.

Тоарская глинистая толща обладает высокими изолирующими свойствами и является надежной крышкой для залежей газа. Ее изолирующие свойства обеспечиваются однородным глинистым составом, выдержанной мощностью, присутствием набухающих минералов в глинах. О надежности этой толщи как крышки свидетельствуют резкое изменение минерализации подземных вод (Грубов, 1966) и перепад пластовых давлений в 15—20 атм на ее границах. Тоарская глинистая толща экранирует залежи газа на Средне-Вилуйском, Мастахском, Соболюкском, Неджелинском, Усть-Вилуйском и Собо-Ханском месторождениях. Отсутствие в некоторых структурах газа под этой толщей обусловлено наличием коллекторов, но не качеством крышки.

Таким образом, глинистую толщу тоара можно рассматривать как надежную крышку для нефтяных и газовых залежей на всей территории ее распространения, за исключением юго-восточных районов синеклизы, где эта толща незначительна по мощности и содержит пласты песчаников.

Марыкчанская свита верхней юры залегает на 260—300 м выше по разрезу. Сложена она чередующимися плотными глинами или аргиллитами с алевролитами и песчаниками. Породы,

особенно глинистые, обогащены обугленным растительным материалом. В отдельных разрезах встречаются линзы и тонкие пласты гумусовых и сапропелевых углей. Чередование пород неравномерное, кроме того, для свиты характерны частые фациальные замещения пород и невыдержанность пластов по простиранию. В Приверхоянском прогибе наряду с пачками тонкого (по 0,5—2 м) чередования в нижней части свиты присутствуют мощные (по 15—20 м) пласты аргиллитов; в Вилюйской синеклизе часто встречаются мощные пласты песчаников.

Мощность марькчанской свиты в известных разрезах 52—153 м, максимальная приурочена к Хапчагайскому поднятию. Общая мощность глинистых пластов составляет 40—80% от мощности свиты, при этом увеличение ее мощности сопровождается, как правило, увеличением ее глинистости (рис. 5).

Образование пород марькчанской свиты происходило в условиях аллювиально-озерной и озерно-болотной низменности при влажном теплом климате, благоприятном для углеобразования. Эти же условия способствовали региональному распространению монтмориллонита и каолинита в осадках верхней юры.

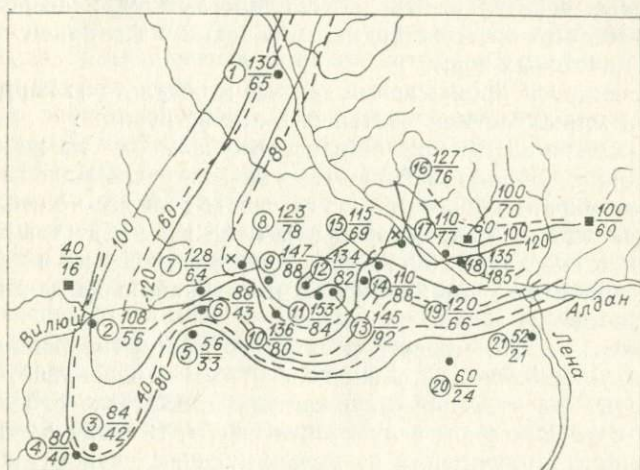


Рис. 5. Схема изменения мощностей марькчанской свиты. Составлена Ю. Л. Сластиновым, Р. В. Королевой, Л. Я. Трушковой, Н. Н. Алексеевым. (Усл. обоз. см. на рис. 1.).

Скважины и площади бурения (в кружочках): 1 — Бахынайская опорная; 2 — Усть-Мархинская; 3, 4 — Кемпендяйская; 5, 6 — Быраканская; 7 — Вилюйская опорная; 8 — Средне-Вилюйская; 9 — Толонская; 10 — Хайлахская; 11 — Соболюхская; 12 — Мастахская; 13 — Неджелинская; 14 — Бадаранская; 15 — Нижне-Вилюйская; 16 — Усть-Вилюйская; 17 — Сангарская; 18 — Эксеняхская; 19 — Олойская; 20 — Вэснюэльская; 21 — Намская опорная.

Монтмориллонитовые светло-серые слабоуплотненные и быстро разбухающие глины наиболее распространены в марыкчанской свите в Вилюйской синеклизе. Наряду с ними в разрезах с повышенной угленосностью развиты существенно каолиновые глины с примесью гидрослюда и монтмориллонита.

По мере погружения марыкчанские глины уплотняются и теряют способность к набуханию. Так, в скважинах Нижне-Вилюйской площади распространены аргиллитоподобные глины каолинит-гидрослюдистого состава с небольшой примесью монтмориллонита или разбухающих смешаннослойных минералов. В Приверхоянском прогибе аргиллиты также имеют полиминеральный состав, но среди минералов тонкой фракции глин здесь преобладают вторичные диоктаэдрические гидрослюды и хлорит. Монтмориллонит присутствует лишь как реликтовый минерал в составе смешаннослойных разбухающих компонентов.

Марыкчанская свита экранирует небольшие газовые залежи в подстилающих ее песчаниках на Средне-Вилюйском и Усть-Вилюйском месторождениях. На Средне-Вилюйском месторождении она содержит в нижней части газоносный пласт. Мощность глинистого слоя, разделяющего продуктивные верхнеюрские горизонты, составляет 18 м. На Мастахском месторождении в процессе опробования подмарыкчанских песчаников получен приток пластовых вод.

Имеющиеся промысловые данные и результаты корреляции разрезов марыкчанской свиты, свидетельствующие о линзовидном характере слагающих ее пластов, указывают на неустойчивость экранирующих свойств этой свиты в региональном плане. При этом экранирующие свойства свиты зависят не столько от ее общей глинистости, которая почти на всех известных месторождениях составляет 60—63%, сколько от наличия в ней относительно мощных, устойчивых по простирацию на данной площади глинистых пластов.

Минимальная мощность глинистого пласта-покрышки предварительно может быть оценена в 15—18 м. Очевидно, что вероятность присутствия выдержанных глинистых слоев повышается с увеличением глинистости свиты. В связи с этим следует ожидать улучшения ее экранирующих свойств на северном борту Хапчагайского поднятия и во внутренних районах Линденской впадины.

Кроме описанных выше регионально развитых глинистых или существенно глинистых горизонтов в разрезе мезозоя Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба прослеживается ряд глинистых пачек, имеющих ограниченное распространение. Они экранируют ряд небольших залежей газа, в том числе и имеющих промышленное значение, в нижне-, верхнетриасовых, нижне-, средне- и верхнеюрских отложениях. Мощность этих пачек колеблется от 8 до 40 м, промышленные залежи экранируются наиболее мощными пачками. Распространение таких па-

чек ограничено обычно одной-двумя разведочными площадями, исключение составляет глинистая пачка мощностью 10—40 м, залегающая в основании нижней юры, которая имеет, возможно, региональное распространение, но целиком опесчанивается на отдельных участках.

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые выводы относительно закономерности распространения и изменения экранирующих свойств рассмотренных глинистых горизонтов. В целом по Вилюйской синеклизе и прилегающим районам Приверхоянского прогиба отмечается увеличение мощности и глинистости горизонтов к северу от известных газоносных районов. Из четырех регионально распространенных глинистых горизонтов наибольшим распространением пользуется глинистая толща тоара. Почти на всей территории она может служить надежной крышкой для залежей нефти и газа прежде всего в силу однородности литологического состава и значительной мощности.

Такими же свойствами (при мощности более 40 м) обладает и нижнекембрийская свита. Мономская и тем более марычанская свиты в региональном плане имеют менее надежные экранирующие свойства из-за неоднородности литологического состава, закономерности изменения которого в настоящее время изучены недостаточно.

Для глинистых толщ однородного сложения минимальная мощность, обеспечивающая сохранение промышленных залежей газа, может быть оценена в 15 м. Исходя из общего увеличения глинистости мезозойских отложений к внутренним районам Линденской впадины, в ее разрезе на различных стратиграфических уровнях можно ожидать появление надежных глинистых крышек с ограниченным площадным распространением.

Имеющиеся данные по закономерностям распространения глинистых горизонтов указывают на более высокую перспективность поисков нефти и газа в районах, расположенных к северу от известных месторождений, по сравнению с южным бортом Вилюйской синеклизы и Алданской ветвью Приверхоянского прогиба.

## ЛИТЕРАТУРА

Грубов Л. А. Некоторые гидрогеологические закономерности в мезозойских отложениях восточной части Якутского артезианского бассейна в связи с их нефтегазонасностью.— В кн.: Геология и нефтегазонасность Западной Якутии. Вып. 249. Л., «Недра», 1966, с. 252—258.

Сластенов Ю. Л. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений южной части Приверхоянского прогиба.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск. «Наука», 1967, с. 66—73.

А. Е. КИСЕЛЕВ, Ю. В. ДАВЫДОВ

**ЛИТОЛОГИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА  
ГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ  
УСТЬ-ВИЛЮЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(Приверхоянский краевой прогиб)**

Усть-Вилюйское газоконденсатное месторождение расположено на приплатформенном крыле Приверхоянского краевого прогиба. Основные залежи газа связаны с отложениями нижней юры, в которых выделяются два продуктивных комплекса — нижнелейасовый и среднелейасовый. Нижнелейасовый продуктивный комплекс имеет два газonosных горизонта, среднелейасовый продуктивный комплекс — один. В них распространены два типа алеврито-песчаных коллекторов природного газа — гранулярные и микротрещинные. Минералогический состав и емкостные свойства алеврито-песчаных коллекторов изучены по разрезам разведочных и эксплуатационных скважин. Всего выполнено 1746 различных анализов.

**НИЖНЕЛЕЙАСОВЫЙ ПРОДУКТИВНЫЙ КОМПЛЕКС**

Отложения комплекса вскрыты скважинами Р-1, Р-2, Р-3, Р-4, Р-5, Р-6, Р-7, Р-11, Р-12, Э-1, Э-6, Э-7, Э-8. Мощность его 300—320 м. Разрез сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Аргиллиты с прослоями алевролитов встречаются в виде пластов мощностью 0,5—15 м, имеют гидрослюдистый состав и постоянную примесь алевритовых зерен. В разрезах на различных участках площади выделяется от 14 до 29 пластов. Они практически непроницаемы или обладают плохими фильтрационными свойствами. Коллекторами газа служат песчаники и крупнозернистые алевролиты мощностью 3—20, иногда до 30 м. В разрезах разных скважин выделяется от 11 до 23 алеврито-песчаных пластов-коллекторов.

Породообразующие минералы коллекторов представлены кварцем (30—80%), полевым шпатом (15—50%), обломками эффузивных и кремнистых пород (5—20%) и слюдами (до 5%). Коэффициент мономинеральности (отношение устойчивых кремнисто-кварцевых зерен к менее устойчивым слюдино-полевошпатовым) песчаников составляет 0,5—3,5, иногда 12. Преобладают средние- и мелкозернистые, реже крупнозернистые песчаные коллекторы с размером зерен 0,05—1,0 мм. Средний медианный диаметр зерен изменяется от 0,10 до 0,36 мм, а коэффициент сортировки  $S_0$  — от 1,30 до 1,85. Окатанность обломочного материала средняя; распространены полуокатанные и полуугловатые зерна. Цементированы алеврито-песчаные

коллекторы регенерационным кварцем, в меньшей мере — глинистым и карбонатным материалом. Плотность пород-коллекторов изменяется от 2,33 до 2,62 г/см<sup>3</sup>.

Емкостные и фильтрационные параметры алеврито-песчаных коллекторов преимущественно невысокие: открытая пористость изменяется от 0,2 до 18,6% (средние пластовые значения 2,35—13,7%), газопроницаемость — от 0,00 до 403,3 мД (0,01—67,7 мД) (табл. 1, 2). Низкие емкостные и фильтрационные качества нижнелейасовых коллекторов объясняются значительной плотностью пород и широким развитием эпигенетического окварцевания. Исключения представляют лишь некоторые пласты, обладающие относительно лучшими фильтрационными свойствами.

В нижнелейасовых отложениях выделяется 12 пластов-коллекторов, соответствующих IV и V классам, и единичные пласты, относящиеся к III классу (по классификации А. А. Ханина). Мощные притоки природного газа из третьего и второго продуктивных горизонтов в ряде скважин дают основание предполагать о распространении в нижнем лейасе гранулярных и трещинных коллекторов более высоких классов, оставшихся не изученными из-за отсутствия керна.

**Третий продуктивный горизонт** (нижняя половина нижнего лейаса). Из пласта IIIA в скважине Р-4 получен промышленный приток газа с конденсатом дебитом 5886,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут, а в скважине Р-2 — приток газа с конденсатом и водой общим дебитом 2776 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Мощность пласта изменяется по площади от 10,4 до 24 м. Литологический состав не выдерживается по простиранию: преимущественно пласт разделяется алеврито-аргиллитовыми прослоями (3—6 м) на два или три пропластка коллекторов мощностью от 2 до 8 м. Суммарная эффективная мощность пласта IIIA составляет 6,4 и 11,5 м соответственно на севере и юге структуры (скважины Р-2 и Р-6) и 13 м — в центральной гипсометрически наиболее приподнятой ее части (скважина Р-4).

Лабораторное изучение коллекторов проводилось по керну скважин Р-1, Р-3, Р-6, Р-7, Р-12, Э-6, Э-8. Песчаники эффективных прослоев пласта состоят из кварца (46—82%), полевых шпатов (5—25%), обломков кремнистых (5—14%) и эффузивных (0,8—7%) пород, чешуек биотита (0,2—6%) и хлорита (0,1—1,5%). Коэффициент мономинеральности продуктивных песчаных коллекторов изменяется обычно от 2,02 до 16,2. Зерна кварца изометричной и полуокатанной формы, трещиноватые, иногда с регенерационной каймой шириной до 0,026—0,05 мм или с корродированной поверхностью. Обломки кремнистых пород представлены микрокварцитом, кремнем и халцедоном, а эффузивов — породами основного состава. Из полевых шпатов преобладают серицитизированные или кальцитизированные плагиоклазы кислого и среднего состава. Коричне-

Таблица 1

## Физические параметры нижнелейасового продуктивного горизонта III Усть-Вилуйского месторождения

Скважина	Глубина залега- ния, м	Открытая пори- стость, %		Эффективная пори- стость, %		Абсолютная газопроницаемость, мД		Эффективная газопроницаемость, мД		Остаточная вода, %		Плотность, г/см <sup>3</sup>	
		пред. значе- ния*	ср. значе- ния	пред. значе- ния	ср. значе- ния	пред. значе- ния	ср. значе- ния	пред. значе- ния	ср. значе- ния	пред. значе- ния	ср. значе- ния	пред. значе- ния	ср. значе- ния
P-1	2026—2044,5	$\frac{0,9-8,5}{14}$	3,53			$\frac{0,07-0,32}{5}$	0,17						
P-3	2041—2062,5	$\frac{0,3-5,8}{4}$	1,75			$\frac{0,02}{4}$	0,01						
P-6	2090,6—2107	$\frac{0,196-5,5}{31}$	2,58	$\frac{1,6-1,95}{3}$	1,79	$\frac{0,0-0,978}{36}$	0,298	$\frac{0,136-0,268}{3}$	0,186	$\frac{56,3-58,6}{3}$	57,4	$\frac{2,50-2,60}{10}$	2,54
P-7	2254—2268	$\frac{0,2-8,6}{43}$	3,18			$\frac{0,0-0,256}{41}$	0,023						
P-12	2039—2055	$\frac{3,0-12,6}{14}$	11,4	$\frac{7,66-7,73}{2}$	7,73	$\frac{0,45-31,8}{14}$	14,9	$\frac{7,71}{1}$	7,71	$\frac{28,0}{1}$	28,0	$\frac{2,33}{1}$	2,33
Э-6	2011—2033	$\frac{3,84-6,92}{4}$	5,18	$\frac{0,87-2,0}{4}$	1,43	$\frac{0,145-0,242}{4}$	0,15	$\frac{0,0-0,029}{4}$	0,014	$\frac{57,4-71,86}{4}$	65,2	$\frac{2,43-2,53}{4}$	2,48
Э-8	2022—2046,8	$\frac{2,4-18,47}{6}$	7,71	$\frac{4,88-13,63}{2}$	9,26	$\frac{0-403,3}{6}$	67,7	$\frac{0,0-327,4}{4}$	81,8	$\frac{33,65-75,7}{6}$	60,4	$\frac{2,15-2,62}{6}$	2,47

\* В числителе — предельные значения параметров, в знаменателе — количество лабораторных определений.

## Физические параметры нижелейасового продуктивного горизонта II Усть-Вилуйского месторождения

Скважина	Глубина залегания, м	Открытая пористость, %		Эффективная пористость, %		Абсолютная газопроницаемость, мД	
		пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения
Пласт IIE							
P-3	1928—1936	$\frac{0,3-4,8}{6}$	2,35			$\frac{0,0}{5}$	0,0
P-5	2113—2119					$\frac{0,28}{1}$	0,28
P-11	1894—1909	$\frac{1,0-9,09}{8}$	2,73			$\frac{0,01-0,25}{6}$	0,044
P-12	1918—1930	$\frac{3,8-10,2}{8}$	8,2			$\frac{0,07-1,78}{9}$	0,85
Пласт IID							
P-12	1906—1912	$\frac{2,8-10,0}{12}$	7,75	$\frac{4,6}{1}$	4,6	$\frac{0,12-2,22}{13}$	0,72
Пласт IIIГ							
P-3	1896—1906	$\frac{1,1-9,5}{11}$	4,85			$\frac{0,37-0,81}{5}$	0,47



Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8
P-11	1859—1870	$\frac{0,8-8,5}{7}$	5,61			$\frac{0,0-0,25}{6}$	0,079
P-12	1888—1903	$\frac{8,2-9,2}{6}$	8,55			$\frac{0,66-4,84}{5}$	2,37
Пласт IIВ							
P-3	1881,5—1889,5	$\frac{1,8-8,8}{8}$	4,43			$\frac{0,0-0,65}{4}$	0,163
P-4	1844—1852	$\frac{7,4-16,6}{8}$	11,75			$\frac{0,02-39,98}{8}$	5,85
P-11	1845—1853,5	$\frac{1,1-16,71}{7}$	9,49			$\frac{0,0-90,03}{6}$	21,1
P-12	1873—1883	$\frac{7,1-18,6}{21}$	13,7	$\frac{11,8}{1}$	11,8	$\frac{0,03-110,23}{21}$	37,9

вато-бурые чешуйки биотита чаще обесцвечены, деформированы, замещены кварцем и кальцитом.

Размер зерен варьирует в пределах 0,05—0,84 мм, средний медианный диаметр — 0,116—0,79 мм, коэффициент асимметрии — 0,79—1,18. Преобладают средне- и мелкозернистые песчаники, состоящие из различных гранулометрических фракций: псаммитовой крупно- (1,3—33,6%), средне- (9,9—59,7%), мелкозернистой (28,1—63,5%) и алевритовой крупно- (2,2—19,3%), мелкозернистой (1,2—1,8%). Сортировка зерен хорошая ( $S_0=1,29-1,63$ ). Зерна изменены регенерационными явлениями, однако сохранившиеся следы первичных контуров свидетельствуют о полукатанной и окатанной форме. Цементированы песчаники кварцем, сидеритом, кальцитом, хлоритом и гидрослюдой (1,7—26%). Тип цементации регенерационный, поровый и порово-пленочный.

Емкостные и фильтрационные параметры продуктивного пласта IIIA отражены в табл. 1. На основании изучения кернового материала наилучшие коллекторские свойства пласта IIIA устанавливаются в юго-западной части структуры (рис. 1), где в разрезе скважин Э-8, Р-12 открытая пористость пород достигает 12,6—18,47%, эффективная — 7,37—13,63%, абсолютная газопроницаемость — 31,8—403,3 мД, эффективная — 7,71—327,4 мД. Коллекторы представляют собой светлосерые средне- и крупнозернистые песчаники, сложенные регенерированными зернами кварца (до 85%) и кремня (10—18%). В поровых пространствах присутствует тонкозернистый сидерит (до 2%) и иногда мелкозернистый кальцит. Основное цементирующее вещество — регенерационный кварц.

Отмечается следующая последовательность образования цемента: тонкозернистый и сферический сидерит — регенерационный кварц — мелкозернистый кальцит. Обломочный материал хорошо отсортирован и окатан; часто встречаются сферические зерна. Кварцевый состав, хорошая сортировка и окатанность обломочного материала, а также отсутствие глинистых

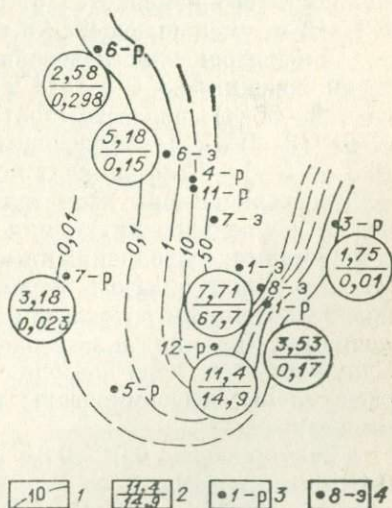


Рис. 1. Карта проницаемости нижне-лейасовых пород третьего газоносного горизонта Усть-Вилуйского месторождения.

1 — изолинии средней проницаемости, мД; 2 — в числителе — средняя пористость, %, в знаменателе — средняя проницаемость, мД; скважины: 3 — поисково-разведочные, 4 — эксплуатационные.

примесей свидетельствуют о высоких первичных коллекторских свойствах песчаников. Однако последующие процессы эпигенеза, выразившиеся в переотложении растворенного кварца и кальцита, сильно изменили их пористость. Только часть пор сохранилась до настоящего времени и является вмещителем газа.

В других изученных частях Усть-Виллюйской антиклинали пласт IIIA содержит коллекторы преимущественно VI класса. Наряду с пористостью гранулярного типа в этом пласте широко развита также микротрещиноватость, хорошо проявляющаяся при пропитывании песчаников органическими красителями и бакелитом. Определенная по методу П. П. Авдусина\* эффективная пористость гранулярного типа изменяется от 0,2 до 3,8% (среднее значение 2,54%), трещинного типа — от 0,2 до 1,1% (0,26%). Трещинный тип коллектора имеет здесь, по-видимому, существенное значение.

**Второй продуктивный горизонт** (верхняя половина нижнего лейаса) содержит четыре промышленно-продуктивных пласта (снизу вверх): IIE, IID, IIG и IIV (см. табл. 2).

Из пласта IIE в скважине Р-4 (глубина 1895—1905 м) получен приток газа с конденсатом абсолютным дебитом 421,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Пласт состоит из двух проницаемых пропластков мощностью 1,5—10 м. Суммарная эффективная мощность его изменяется от 5 до 10 м при общей мощности 5,2—12 м, уменьшающейся в южном направлении.

Лабораторные исследования этого пласта проведены по разрезам скважин Р-3, Р-5, Р-11 и Р-12. Песчаники состоят из кварца (29—56%), полевого шпата (25—33%), обломков кремнистых (5—9%) и эффузивных (0,3—3,1%) пород, биотита (0,3—4,4%). Коэффициент мономинеральности их — 1,08—2,3. Зерна кварца имеют изометричную форму, различную окатанность, корродированную или регенерированную поверхность с трещинами, выполненными кальцитом. Полевые шпаты представлены плагиоклазом кислого и среднего состава и иногда полуразложженным ортоклазом. Распространены обломки микрокварцита, кремния и эффузивных пород основного состава. Удлиненные и короткотаблитчатые чешуйки биотита обычно расщеплены, деформированы и замещены новообразованными минералами.

Размер зерен 0,01—0,84 мм, медианный диаметр 0,136—0,161 мм, коэффициент сортировки 1,30—1,37, коэффициент асимметрии 0,98—1,09. Гранулометрический анализ показывает следующее распределение терригенных фракций в коллекторах: псаммитовой крупно- (0,0—0,3%), средне- (8,9—14,8%) и мелкозернистой (51—67,3%), алевроитовой крупно- (17,9—30,1%) и мелкозернистой (0—2,1%). Основным цементирующим веще-

---

\* Авдусин П. П. О структуре поровых пространств песчаных коллекторов нефти.— «Докл. АН СССР», 1938, т. 20, № 2-3, с. 163—168.

ством являются неравномерно развитый по породе регенерационный кварц, глинистый материал (2,3—8,2%) и кальцит (2,6—36,2%); в участках преобладания полевошпатовых зерен распространен сидерит-кальцит-гидрослюдистый цемент порового типа и цемент соприкосновения. В этих местах хорошо сохранилась полуокатанная и окатанная форма зерен кварца.

Коллекторские свойства пласта IIЕ незначительны (см. табл. 2). Устанавливается присутствие как гранулярных, так и трещинных коллекторов; отдельные замеры эффективной пористости петрографическим методом указывают на следующие параметры: эффективная пористость гранулярного типа — 0,7%, трещинного типа — 0,4—1,4%. Главным фактором ухудшения емкостных свойств пласта является эпигенетическое окварцевание, поражающее первичные поры терригенных пород. Полученные из пласта притоки газа свидетельствуют о неравномерном преобразовании пор процессами окварцевания. Относительное улучшение коллекторских свойств пласта на изученной территории отмечается в юго-западном направлении.

Из пласта IIД в скважине Р-4 (глубина 1877,5—1882,5 м) получен промышленный приток газа с конденсатом абсолютным дебитом 297,48 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Эффективная мощность его изменяется от 3,2 до 6 м при общей мощности 4,2—9 м, увеличивающейся в юго-западном направлении.

Физические свойства и минералого-петрографический состав продуктивного пласта изучены в разрезе скважины Р-12. Пласт состоит из мелко- и среднезернистых песчаников полевошпатово-кварцевого состава (%): кварц (57—61), полевые шпаты (23—25), обломки эффузивных и кремнистых пород (5—7) и слюды (до 2). Коэффициент мономинеральности 1,92—2,16, размер зерен 0,05—0,5 мм, средний медианный диаметр 0,19 мм. Цементированы песчаники регенерационным кварцем, реже карбонатным (до 6%) и гидрослюдистым (до 5%) материалом.

Фильтрационные свойства песчаников невелики (см. табл. 2) и соответствуют, по классификации А. А. Ханина\*, коллекторам V класса с низкой проницаемостью и емкостью. Плохие коллекторские свойства песчаников обусловлены также сильно развитыми процессами вторичного окварцевания, существенно изменившими структуру порового пространства.

Из пласта IIIГ в скважине Р-4 (глубина 1857—1868 м) получен промышленный приток газа с конденсатом абсолютным дебитом 486,87 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Общая мощность его изменяется от 10 до 14 м, эффективная — от 5,2 до 9 м; увеличение мощности пласта отмечается в северо-восточном направлении. Пласт состоит из двух проницаемых пропластков, которые в юго-западном направлении сливаются в один (скважина Р-12).

\* Ханин А. А. Порода-коллекторы нефти и газа и их изучение. М., «Недра», 1969. 365 с.

Лабораторное изучение пород-коллекторов пласта проведено по разрезу скважин Р-3, Р-11 и Р-12. В подошве и кровле их первичные поры заполнены эпигенетическим кальцитом и кварцем (скважина Р-3) или гидрослюдистыми минералами (скважина Р-12), вследствие чего проницаемость достигает лишь десятых долей мДарси. Средняя часть пласта представлена светло-серым среднезернистым песчаником полевошпатово-кварцевого состава (скважина Р-12, глубина 1893,4 м). Окатанность зерен средняя, примеси глинистых минералов отсутствуют. Цементом является неповсеместно развитый регенерационный кварц. Часть поровых пространств осталась не затронутой процессами регенерации, в результате чего проницаемость песчаника здесь несколько выше (4,07 мД), чем во вмещающих породах. Как видно из табл. 2, открытая пористость пласта изменяется от 0,8 до 9,5%, газопроницаемость — от 0 до 4,84 мД. Улучшение емкостных и фильтрационных свойств пород пласта в изученных разрезах прослеживается в юго-западной части Усть-Виллойской брахиантиклинали.

Пласт ПВ дал промышленный приток газа с конденсатом абсолютным дебитом 436,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут в скважине Р-4 (глубина 1244—1852 м). Общая мощность пласта увеличивается в юго-западном направлении от 8 до 16 м, эффективная — от 7,5 до 11 м. Местами пласт разделяется на два проницаемых пропластка.

Физические свойства и литологический состав пласта изучены по керну скважин Р-3, Р-4, Р-11 и Р-12. Сложен он светло-серыми средне- и слабощементированными песчаниками, состоящими из кварца (40%), полевого шпата (40%) и небольшого количества слюд, хлорита, эффузивных и кремнистых обломков, гидрослюдистого цемента. Песчаники мелкозернистые с незначительной примесью среднепсаммитовой и алевроитовой фракции. Сортировка и окатанность обломочного материала хорошая; в скважинах Р-11, Р-12 преобладают полуокатанные и окатанные зерна, в остальных скважинах — полуугловатые, полуокатанные, реже угловатые. Высокая степень сортировки, хорошая окатанность, неплотная усадка зерен, а также небольшое количество цементирующего материала обусловили сравнительно хорошие фильтрационные свойства пласта ПВ, особенно в районе скважин Р-11, Р-12, где присутствуют даже коллекторы III класса.

Коллекторские свойства пласта ПВ не выдерживаются по простиранию (см. табл. 2). Улучшение емкостных и фильтрационных свойств пласта, как и в целом второго продуктивного горизонта, отмечается в присводовой части южной периклинали Усть-Виллойской структуры (рис. 2). Сравнительно резкое ухудшение его коллекторских свойств в скважине Р-3 связано с влиянием цементирующего вещества: на глубине 1880,9 м песчаник с кальцитовым цементом (23%) базального типа (откры-

тая пористость 2%, газопроницаемость нулевая) и со смешанным кальцитовым (5%) и глинистым (до 15%) поровым цементом (открытая пористость 1,8%, газопроницаемость нулевая) практически непроницаем; на глубине 1881,7 м первичные поры его поражены эпигенетическим кварцем, вследствие чего открытая пористость их не превышает 8,4%, газопроницаемость—0,66 мД. В скважине Р-4 из продуктивного пласта изучены лишь плотные мелкозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с карбонатным поровым и кварцевым регенерационным цементом; открытая пористость их — 7,4—13,1%, газопроницаемость — 0,17—2,52 мД. Слабосцементированные же песчаники были вынесены в

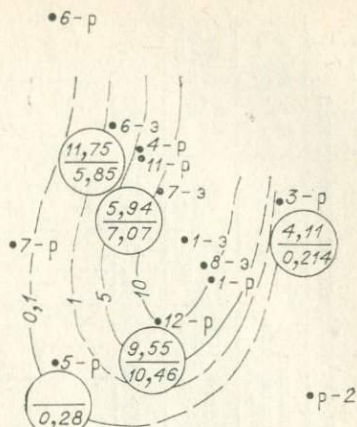


Рис. 2. Карта проницаемости нижнелейасовых пород второго газосного горизонта Усть-Вилуйского месторождения. (Усл. обоз. см. на рис. 1).

недостаточном количестве.

### СРЕДНЕЛЕЙАСОВЫЙ ПРОДУКТИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Среднелейасовые отложения на рассматриваемой площади вскрыты скважинами Р-1, Р-2, Р-3, Р-4, Р-5, Р-6, Р-7, Р-11, Р-12, Э-1, Э-6, Э-7 и Э-8. Мощность их достигает 300 м. Разрез сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Породами-коллекторами являются мелко- и среднелзернистые хорошо и среднеотсортированные песчаники и крупнозернистые алевролиты, состоящие из полуугловатых, угловатых и полуокатанных зерен кварца (25—40%), полевого шпата (30—55%), обломков эффузивных и кремнистых пород (до 10%), слюд, хлорита и гидрослюды (до 5%). Алевроито-песчаные коллекторы сцементированы вторичным кварцем, хлоритом, глинистыми минералами (2—20%) и иногда кальцитом (не более 10%). Тип цементации регенерационный, поровый и соприкосновения. Коллекторские свойства отложений комплекса плохие: открытая пористость изученных пород составляет 6,5—12%, газопроницаемость — 0—9 мД, что соответствует V классу коллекторов низкой проницаемости и емкости. Последнее связано главным образом с большой плотностью пород (2,46—2,54 г/см<sup>3</sup>) и с широко развитым эпигенетическим окварцеванием. Кальцитовый цемент распространен неравномерно и существенного влияния на коллекторские свойства отложений не оказал.

**Первый продуктивный горизонт** (верхняя половина среднего лейаса). Из пласта ІВ получен промышленный приток газа

Физические параметры среднеясового продуктивного горизонта 1Б Усть-Вилуйского месторождения

Скважина	Глубина залегания, м	Открытая пористость %		Эффективная пористость, %		Абсолютная газопроницаемость, мД		Эффективная газопроницаемость, мД		Остаточная вода, %		Плотность, г/см <sup>3</sup>	
		пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения	пред. значения	ср. значения
Р-1	1571—1596	8,54—10,1	9,32	4,2—4,99	4,6	0,54—0,552	0,55	0,166	0,166	51,75	51,75	2,36	2,36
		2				2		2		1		1	
Р-11	1556—1581	7,6—11,96	9,8			0,03—9,24	2,43						
		11				11							
Р-12	1593—1607	6,5—11,5	9,1			0,03—0,035	0,21						
		7				6							

в скважине Р-3 (глубина 1588—1595 и 1607—1610 м), и подтверждена его газонасыщенность в скважине Р-4. Общая мощность пласта изменяется от 17 до 29 м, эффективная — от 7 до 14 м. Физические свойства и литологический состав его изучены по разрезам скважин Р-1, Р-11 и Р-12. Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты пласта по составу аналогичны описанным выше песчаникам комплекса. Отличаются лишь меньшей плотностью: 2,36 против 2,54 г/м<sup>3</sup>. Физические параметры пород пласта приведены в табл. 3. Улучшение коллекторских свойств пласта отмечается по направлению к сводовой части антиклинали (рис. 3).

Таким образом, изученные породы-коллекторы трех газоносных горизонтов нижнеюрской продуктивной толщи Усть-Вилуйского месторождения дают основание говорить лишь о слабо намечающейся освоенности их залежи — о некотором улучшении коллекторских свойств песчаников и крупнозернистых алевролитов по направлению от крыльев к сводовой части антиклинали (рис. 4).

В кровле нижнеюрской продуктивной толщи залегает регионально выдержанная глинистая толща покрывка, являющаяся надежным экраном на пути

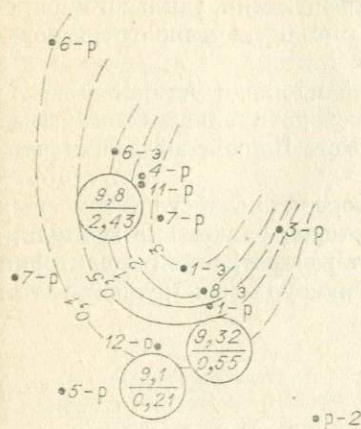


Рис. 3. Карта проницаемости среднеязовых пород первого газоносного горизонта Усть-Вилуйского месторождения. (Усл. обоз. см. на рис. 1).

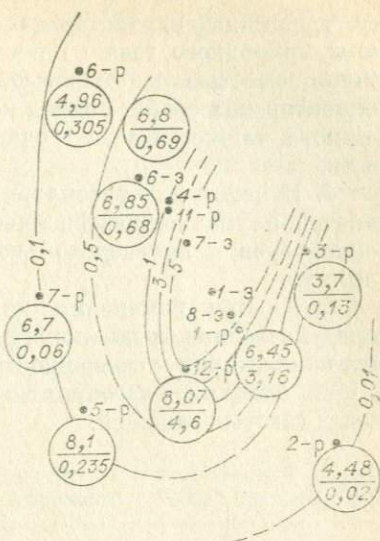


Рис. 4. Карта проницаемости пород нижнеюрской продуктивной толщи Усть-Вилуйского газоконденсатного месторождения. (Усл. обоз. см. на рис. 1).

миграции углеводородов. Слагающие ее аргиллиты практически непроницаемы, а редкие прослои алевролитов и песчаников характеризуются низкой проницаемостью: открытой пористостью 2,6—11,4% (средние значения в различных скважинах 7,7—8,68%), эффективной пористостью 4,2%, газопроницаемостью 0,0—1,4 мД (средние значения 0,06—0,15 мД).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. На Усть-Вилуйском газоконденсатном месторождении в нижнеюрских перспективных комплексах и промышленно-газоносных продуктивных горизонтах распространены гранулярные алевроито-песчаные коллекторы преимущественно V и VI классов низкой проницаемости и емкости, в значительно меньшем количестве — коллекторы IV класса пониженной проницаемости и емкости и в единичных случаях — коллекторы III класса средней проницаемости и емкости.

2. Основными факторами, отрицательно сказавшимися на пористости и проницаемости гранулярных коллекторов, являлись процессы эпигенетического окварцевания и уплотнения алевроито-песчаных отложений.

3. Наряду с гранулярными коллекторами на изученном месторождении существенное распространение имеют, по-видимо-

му, трещинные коллекторы, о чем свидетельствуют мощные фонтаны природного газа из песчаников с низкой и пониженной проницаемостью и емкостью, значительная невыдержанность коллекторских свойств пород как по вертикали, так и по простиранию, а также часто встречаемая в шлифах микротрещиноватость.

4. В целом для рассматриваемой площади устанавливается некоторое улучшение физических свойств алевроито-песчаных коллекторов к присводовой части Усть-Вилюйской брахиантиклинали.

5. Анализ изменения коллекторских свойств газоносных пород позволяет предположить некоторое улучшение гранулярных коллекторов к северо-востоку от рассмотренной территории и при наличии благоприятных структур — обнаружение там новых газовых залежей.

М. Д. БУЛГАКОВА

#### К ЛИТОЛОГИИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА Р. ДУЛГАЛАХ (Западное Верхоянье)

Верхнепермские и триасовые отложения на территории Якутии пользуются широким площадным распространением. Они участвуют в строении как платформенных, так и геосинклинальных структур; в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе к ним приурочены крупные залежи газа, в Западном Верхоянье они вмещают многочисленные металлические рудопроявления. Все это определяет практическую целесообразность их детального литологического изучения. В настоящей статье приведены данные о составе и характере постседиментационных изменений осадочных и вулканогенно-осадочных пород, слагающих разрезы верхней перми и триаса в бассейне р. Дулгалах (Западное Верхоянье).

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Литологическое изучение верхнепермских и триасовых отложений в бассейне р. Дулгалах проводилось нами в 1958—1959 и 1971 гг. При стратиграфическом расчленении разрезов исполь-

зовались схемы В. Н. Андрианова (1966) и Ю. В. Архипова (1971).

Как видно из таблицы, общий характер сводного парастратотипического разреза верхней перми и триаса в бассейне р. Дулгалах определяется многократным ритмичным чередованием мощных глинистых, флишеидных и песчаниковых пачек. Ритмичное строение толщи выдерживается на больших площадях (Андрианов, 1966; Возин, 1962; Архипов, 1971). В восточном направлении стратификация разрезов заметно увеличивается.

Спектр фациальных типов пород очень узкий, включает комплекс фаций прибрежно-морского мелководья и прибрежно-морских равнин. Ограниченное распространение имеют фации иловых впадин и конседиментационных поднятий (Возин, 1962).

Схема стратиграфического расчленения разрезов верхней перми — триаса в бассейне р. Дулгалах (Андрианов, 1966; Архипов, 1971)

Отдел	Ярус	Свита	Пачка, подсвита, мощность, м
Верхний триас	Норийско-рэтский		Г — алевролит-аргиллитовая В — песчаниковая Б — аргиллит-алевролитовая А — алевролитовая
	Карнийский		Б — песчаниковая, 250—300 А — алевролит-аргиллитовая, 30—100
Средний триас		Толбонская	Верхнетолбонская — конгломератово-песчаниковая Нижнетолбонская — алевролитово-песчаниковая
Нижний триас	Оленекский	Сыгынканская	Б — аргиллитовая, алевролит, 80—100 А — песчаниково-алевролитовая, 170—200
		Мономская	Глинистая, 60—160
	Индский		Б — алевролитово-песчаниковая, 120—253 А — глинистая, 80—120
Верхняя пермь		Дулгалахская	Верхняя — аргиллит-алевролит-песчаниковая, 600 Нижняя — алевролит-алевропелитовая, 260
		Деленжинская	Верхняя — алевролит-песчаниковая

## ТИПЫ ПОРОД

В составе изученных разрезов выделяются три группы пород: I — осадочные; II — вулканокластические (аквагенные туфы); III — вулканокласто-осадочные (пара- и ортотуффы).

**Осадочные породы.** Осадочные породы в разрезе верхней перми и триаса представлены разнообразными структурно-петрографическими типами разных гранулометрических классов: грубообломочные породы (конгломераты, конгломератобрекчии, гравелиты); песчаники и алевриты; аргиллиты.

Особую группу составляют конкреции, широко распространенные среди глинистых толщ нижнего и верхнего триаса.

Грубообломочные породы перми и триаса бассейна р. Дулгалах описаны в отдельной работе В. П. Семенова и М. Д. Булгаковой (1967). Поэтому здесь их характеристика не приводится. Отметим только, что, по данным этой статьи, в составе псефитового материала повсеместно основная роль принадлежит изверженным породам: кислым и средним эффузивам (кварцевым порфирам, фельзитам, дацитовым порфирам, порфиритам), трахилипаритам, трахитам, лейкократовым ортоклазовым гранитам. В конгломератах среднего и верхнего триаса появляются в значительном количестве обломки микропегматитовых гранитов, аплитов, граносиенитов, сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров. Постоянно присутствуют обломки терригенных пород верхоянского комплекса, жильного кварца, черных и темно-серых кремней, в том числе спонголитов. Очень ограниченно представлены метаморфические породы: мономинеральные кварциты, микрокварциты, гранито-гнейсы. Примечательно полное отсутствие в составе обломков базальтоидов и карбонатных пород.

Песчаники образуют мощные (до 60—80 м) пачки в составе верхнепермских и средне-, верхнетриасовых отложений. Пласты их мощностью до 25 м известны в пачке А сыгынканской свиты и среди норийско-рэтских отложений; прослой меньшей мощности (1—2 м, реже 7—8 м) появляются в кровле флишоподных пачек всего изученного разреза.

Обычно это светло-серые породы с крупной косою слоистостью потокового типа, знаками волновой ряби, с многочисленными углефицированными растительными остатками и растительным шламом на поверхностях напластования, с линзами и прослоями конгломератов, внутриформационных алевропелитовых брекчий. В основании песчаниковых прослоев обычные неглубокие размывы. Преобладают песчаники мелкозернистые полимиктовые (граувакково-аркозовые в верхней перми и аркозово-граувакковые в триасе), с относительно хорошей отсортированностью кластических зерен (рис. 1). В восточном направлении с уменьшением мощности песчаниковых прослоев заметно возрастает их грубозернистость (рис. 2). Довольно распростра-

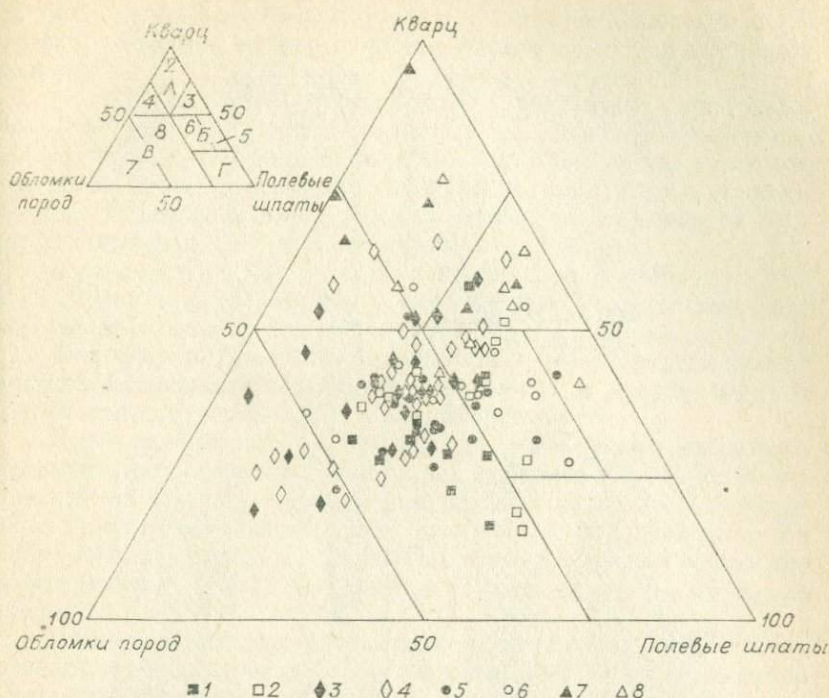


Рис. 1. Диаграмма петрографического состава песчаников и алевролитов, схема классификации песчаников и алевролитов по А. Г. Коссовской (1962).

Классификационные поля: А — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — олигомиктово-кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые, 4 — граувакково-кварцевые; Б — семейство аркозов: 5 — собственно аркозы, 6 — граувакковые аркозы; В — семейство граувак: 7 — собственно граувакки, 8 — полевощатовые граувакки; Г — «пустое поле»; 1, 3, 5, 7 — песчаники; 2, 4, 6, 8 — алевролиты (1, 2 — верхняя пермь; 3, 4 — нижний триас; 5, 6 — средний триас — карнийский ярус; 7, 8 — норийско-рэтский ярус).

ненной является группа олигомиктовых песчаников, отдельные прослои которых встречаются на разных стратиграфических уровнях, но особенно характерны для норийско-рэтского яруса.

В полимиктовых песчаниках верхней перми в составе кластической части преобладают кварц (30—50%, реже 15—20%), плагиоклазы (15—30%) и обломки различных пород (10—20), среди которых относительно высокая роль принадлежит обломкам кремнистых пород, филлитов, щелочных и средних эффузивов. Содержание цемента незначительное — 15—20%. Большей частью цементация обломочных зерен осуществляется за счет тесного соприкосновения их друг с другом или регенерационно-порового кварца. В меньшей степени роль цементирующего вещества выполняют эпигенетический альбит, кальцит и сидерит. Реликты относительно слабоизмененного первичного цемента сохранились на ограниченных участках в виде преры-

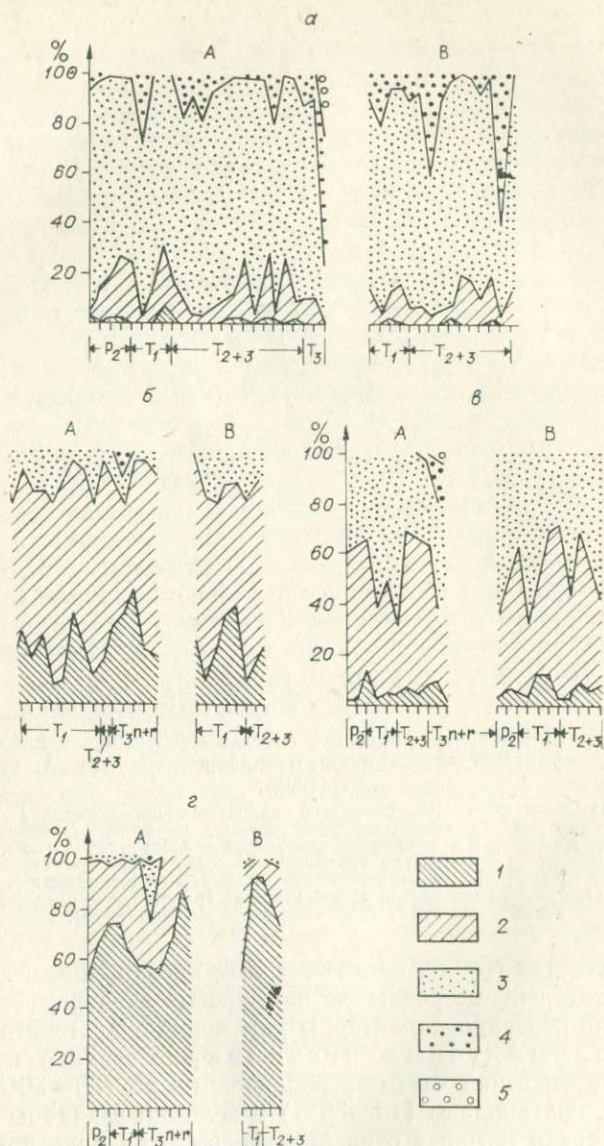


Рис. 2. Диаграммы гранулометрического состава терригенных пород.

а — песчаники мелкозернистые; б — алевролиты крупнозернистые; в — алевропесчаники; г — алевролиты мелкозернистые. А — западные разрезы (рек Матага, Эчий), В — восточные (бассейн р. Улага). Гранулометрические фракции (мм): 1 — 0,01—0,05; 2 — 0,05—0,1; 3 — 0,1—0,25; 4 — 0,25—0,5; 5 — 0,5—1,0.

вистых пленок хлорита, гидрослюд, и исключительно редко в порах отмечается слабонакристаллизованное бурое глинистое вещество.

В мелкозернистых полимиктовых песчаниках триасового возраста увеличивается содержание обломков калишпатов, а также основной массы средних и основных эффузивов в нижнем триасе и кислых, щелочных эффузивов в среднем — верхнем триасе. В составе цемента заметно возрастает содержание хлорита, гидрослюд, в отдельных прослоях — кальцита.

Олигомиктовые песчаники. Выделяются два типа этих пород: мелкозернистые с плотной упаковкой обломочного материала и разнозернистые, обычно сильно глинистые разности.

Мелкозернистые олигомиктово-кварцевые, граувакково- и аркозово-кварцевые песчаники отмечаются в кровле верхней перми, сыгынканской свиты и карнийского яруса.

Неравнозернистые олигомиктовые и кварцевые песчаники являются характерным типом пород норийских отложений, отдельные их прослои отмечаются в рэтском ярусе. Характеризуются они крайне плохой сортировкой и высокой зрелостью обломочного материала, неравномерным его распределением в цементирующей массе, что придает этим породам мусорный облик.

Степень обработки обломочного материала в олигомиктовых песчаниках самая различная: есть окатанные зерна, есть резко угловатые и неправильные. Некоторые обломки имеют причудливую амебовидную форму. В составе обломочного материала резко преобладает кварц (60—95%), причем содержание его увеличивается вверх по разрезу норийско-рэтских отложений. Более или менее значительные содержания (до 15%) дают обломки кремнистых пород и микрокварцитов. В песчаниках, залегающих в основании норийских отложений, в составе обломочного материала отмечаются полевые шпаты и обломки щелочных пород, средних эффузивов. В отдельных прослоях повышены содержания аксессуарных и аутигенных минералов — граната, циркона, рутила, титанистых минералов и др.

Цементируется обломочный материал железистым хлоритом. В наиболее крупных порах наблюдаются псевдооолитовые образования: в центре их располагаются скопления аутигенных титанистых или аксессуарных минералов, или скрытокристаллический палагонитоподобный минерал. Периферические зерна оолитов сложены волокнистым хлоритом с серовато-зеленоватой интерференционной окраской.

Своеобразные прослои кварцитовидных песчаников присутствуют в средней части песчаниковой пачки норийского яруса. Эти песчаники отличаются особенно высокой зрелостью обломочного материала и кварцевым составом цемента; цементирующий кварц выполняет поровые промежутки, замещает хлоритовые крустификационные оторочки.

Алевролиты — очень распространенная группа пород. Они являются характерным членом породного парагенезиса флишеидных пачек всего изученного разреза.

По гранулометрическому составу могут быть разделены на алевролиты крупнозернистые, разномзернистые (алевропесчаники) и мелкозернистые глинистые. Последняя подгруппа связана постепенными переходами с существенно глинистыми породами (алевропелитами и аргиллитами) и рассматривается вместе с ними.

*Алевролиты крупнозернистые.* Наиболее мощные (до 2—4 м), выдержанные прослои крупнозернистых алевролитов приурочены к верхним частям флишеидных пачек. Обычно это серые плотные мелкослоистые породы. В алевролитах нижнего триаса часто наблюдается косая слоистость потокового типа, однонаправленная, крупная, со сходящимися сериями косых слоев. По наслоению нередко наблюдаются скопления естественного шлиха (циркон, шпинель, рутил, лейкоксен, апатит, турмалин). Обломочный материал составляет 80—85% от общей массы породы. Отсортированность его несколько хуже, чем в мелкозернистых песчаниках. Особенно она низка в алевролитах норийско-рэтского яруса (см. рис. 2). По составу обломочного материала крупнозернистые алевролиты аналогичны мелкозернистым песчаникам (см. рис. 1).

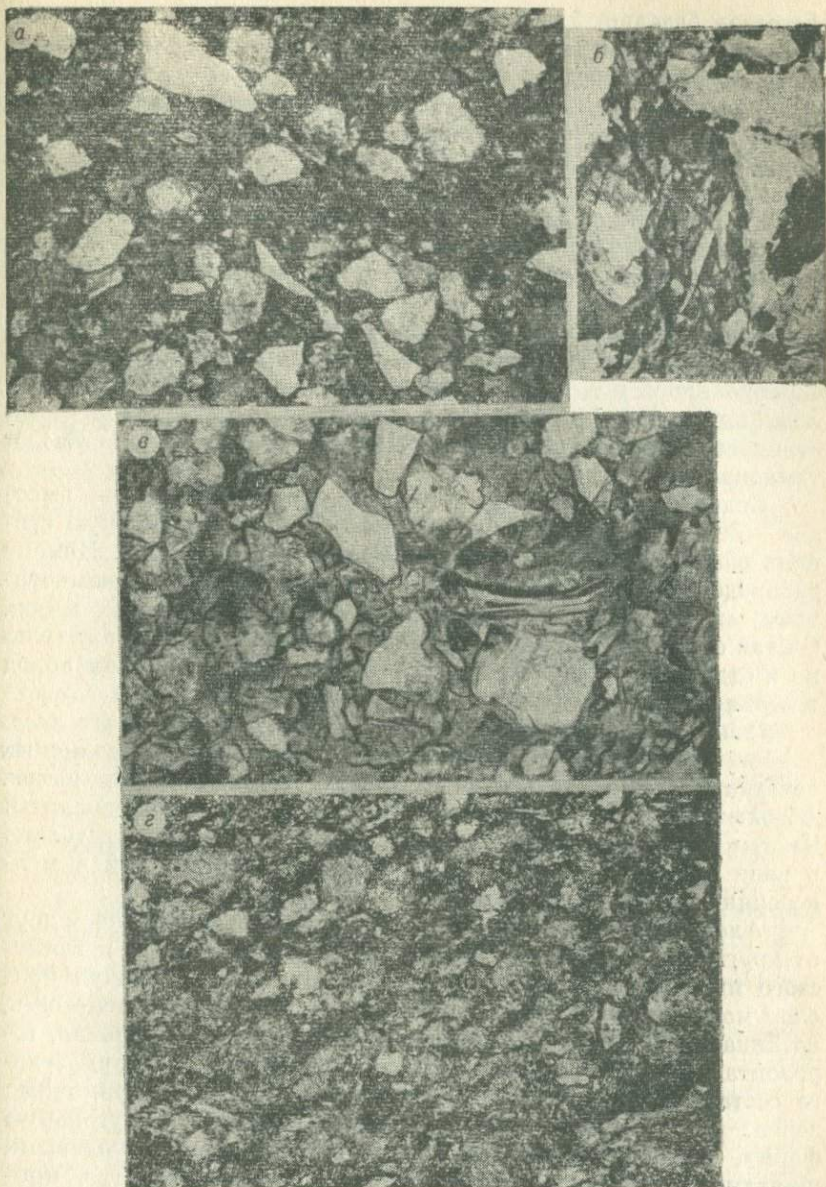
Цемент крупнозернистых алевролитов верхней перми сложен хлоритом и гидрослюдой, локально развит поровый и регенерационный кварц, постоянно в тех или иных количествах присутствуют карбонаты и аутигенные титанистые минералы, шприт.

В алевролитах триасового возраста в составе цемента преобладает хлорит, который образует оторочки вокруг обломков шириной 0,005—0,01 мм и выполняет поры. Меньшее значение имеют гидрослюды, регенерационный кварц, гидроокислы железа. На локальных участках в незначительных количествах (2—5%) развит кальцит, который выполняет поровые промежутки, замещает и корродирует плагиоклаз, регенерационный кварц, обломочные слюды.

В разрезах нижнего триаса и норийско-рэтского яруса нередко прослои известковистых алевролитов мощностью до 2 м с кальцитовым цементом контактово-порового и базального типов. Содержание кальцита в этих породах составляет 20—40%, причем общая их карбонатность увеличивается в восточном и южном направлении.

*Алевропесчаники* («комковатые» и «вихреватые», «мусорные» породы) — очень распространенная группа терригенных пород, приуроченная к нижним частям флишеидных пачек и глинистым толщам. Встречаются по всему изученному разрезу, мощность их прослоев изменяется от 2 до 16 м.

Для них, как и для всех неравнозернистых пород, характерны исключительная слабая сортировка и причудливая форма



*Рис. 3.* Форма зерен в алевропесчаниках (*а, б*) и кальцитизированных ортоуффи́тах (*в, г*).

*а* — верхняя пермь, р. Эчий. Ув. 50, ник. ||; *б* — средний триас, р. Улага. Ув. 50, ник. ||; *в* — нижний триас, р. Улага. Ув. 50, ник. ||; *г* — мелкоизолитовый аквагенный туф; нижний триас, руч. Тирехтях. Ув. 50, ник. ||.

обломков, базальный тип цемента, неравномерное распределение его в породах. Как видно из рис. 2, в алевропесчаниках приблизительно равные содержания (от 30 до 70%) имеют фракции 0,05—0,1 и 0,1—0,25 мм. По относительному их преобладанию отдельные прослои этих пород могут быть отнесены или к алевролитовым песчаникам, или к песчаным алевролитам, но для краткости все они в дальнейшем называются алевропесчаниками. Постоянно, но в незначительных количествах (2—10%) присутствует мелкоалевритовый материал, а в алевропесчаниках норийско-рэтского яруса около 20% обломков имеют размеры от 0,25 до 1 мм.

Преобладают обломочные зерна угловатых очертаний самой различной формы: треугольной, клиновидной, четырехгранников, черепковидной и т. п., более характерной для вулканокластических пород, нежели для осадочных (рис. 3, а, б). Состав их отличается повышенным содержанием кварца (60—70%) и темноцветных слюд.

Содержание цемента в алевропесчаниках очень высокое — 30—50%, что еще более снижает и без того низкую степень общей сортировки породообразующего материала. Цемент распределен очень неравномерно, что обуславливает «комковатые», «вихреватые» текстуры и «мусорный» облик этих пород. Состав его такой же, как в крупнозернистых алевролитах, только в отдельных прослоях известковистых разностей этих пород в верхнем триасе содержится примесь фосфатов.

*Аргиллиты, алевропелиты, мелкозернистые глинистые алевролиты* — все эти существенно глинистые породы в различных сочетаниях входят в состав глинистых и флишоидных пачек. Абсолютно преобладают алевропелиты и глинистые алевролиты. Чистые тонкоотмученные аргиллиты удается наблюдать только в виде отдельных линзочек, неправильных включений в мелкозернистых алевролитах нижнего триаса.

Алевропелиты и глинистые алевролиты, отличающиеся друг от друга только разными соотношениями обломочного и глинистого материала, часто чередуются между собой, образуя прослой мощностью от первых сантиметров до 4—5 м. Слоистость, возникающая при этом, — тонкая и мелкая, горизонтальная, горизонтально- и косоволнистая. Особенности гранулометрического состава глинистых пород показаны на рис. 2. Обломочные зерна, рассеянные в глинистой массе, имеют остроугольную форму, представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами. Постоянно, иногда в значительном количестве, присутствуют кластогенные слюды. Отдельные прослои алевропелитов пачки А индского яруса, мономской свиты содержат обильный мелкий (0,03—0,08 мм) детрит зеленого хлоритизированного вулканического стекла.

В составе глинистого матрикса глинистых пород верхней перми породообразующую роль выполняют тонкочешуйчатые

гидрослюды. В качестве примеси присутствуют тонкоагрегатный кварц, окисленные ромбоэдры сидерита, пирит, тонкодисперсное углистое вещество, придающее этим породам темно-серую окраску. Состав глинистого материала в триасовых отложениях меняется очень резко. Мономинеральный гидрослюдистый состав характерен только для редко встречающихся тонкоотмученных аргиллитов. В алевропелитах и глинистых алевролитах глинистое вещество состоит из смеси хлорита и гидрослюды. Причем гидрослюды более характерны для мощных глинистых пачек, к тому же ее породообразующее значение увеличивается в восточном направлении. В глинистых породах верхнего триаса, ассоциирующих с горизонтами высокозрелых обломочных пород, В. П. Семенов (1966) отмечает примесь каолинита. Качественный состав глинистого материала, достаточно хорошо определяющийся в обычных шлифах, подтверждается данными дифрактометрии (рис. 4). На дифрактограммах фракций  $<0,001$  мм глинистых пород триасового возраста отчетливо видны рефлекс гидрослюды (10,07; 4,47 Å и др.) и железистых хлоритов (7,013; 3,54 Å и др.). При этом в глинистых породах пачки А индского яруса относительные интенсивности отражений хлорита и гидрослюды близки. В алевропелитах сыгинканской свиты и среднего триаса гораздо сильнее отражения от базальных плоскостей гидрослюды. При значительных колебаниях соотношений хлорита и гидрослюды по разрезу качественные их особенности остаются более или менее постоянными. Так, хлориты отличаются относительно высокой железистостью, обычно желтовато-зеленой окраской и повышенным двупреломлением (0,012—0,015). Наиболее сильные отражения дают рефлексы 002 и 004, тогда как рефлекс 001 в 14 Å или очень слабый, или вообще отсутствует.

Гидрослюды тонкочешуйчатые, с низким двупреломлением, диоктаэдрические, с отчетливо выраженным рефлексом 060, равным 1,49—1,50 Å. Характер дифрактометрических кривых в области углов  $2\theta$  между 20 и 35° (Брэдли, Грим, 1965) указывает на то, что гидрослюды глинистых пород триаса представляют собой смесь политипов 2М и 1М при преобладании 1М (рис. 5). Во многих образцах как основные рефлексы гидрослюды, так и ряд второстепенных рефлексов имеют диффузный расплывчатый многовершинный характер, что указывает на значительную роль в составе глинистых пород смешаннослойных образований.

**Вулканокластические породы (аквагенные туфы).** Вулканокластические породы четко определяются только в разрезах нижнего триаса. Ранее по р. Ньюектамэ они были описаны В. А. Андриановой и В. Н. Андриановым (1970). В изученных разрезах эти породы представлены аквагенными мелкопизолито-

выми туфами, установленными в основании нижнего триаса по руч. Тирехтях и среди глинистых пород мономской свиты на р. Аркачан. В первом случае они образуют прослой до 6—8 м, характеризуются серой, зеленовато-серой окраской, тонкой слоистостью, обусловленной механической сортировкой витрокластиков, и внешне мало отличаются от обычных осадочных пород — алевролитов и аргиллитов.

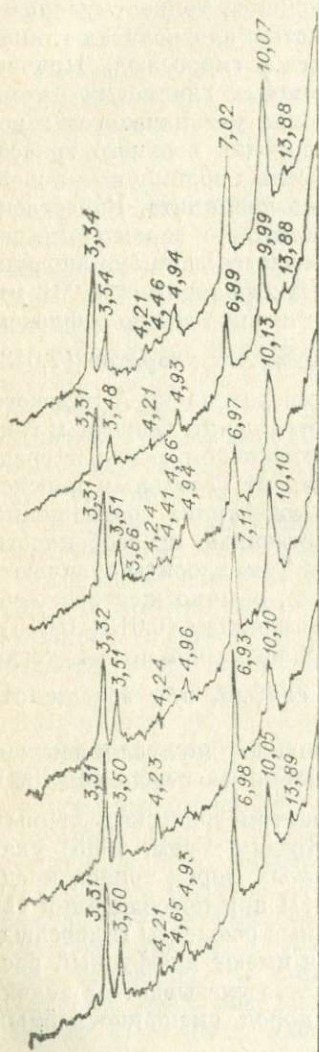


Рис. 4. Типовые дифрактограммы фракций  $<0,001\text{ мм}$  глинистых пород нижнего триаса.

Условия съемки: дифрактометр УРС-50-И, Fe — излучение, скорость съемки —  $2^\circ/\text{мин}$ .

Только под микроскопом видно, что туфы представляют собой скопления мелких ( $d=0,05—0,25\text{ мм}$ ) глобулек хлоритизированного стекла (см. рис. 3, г). Глобули очень плотно прилегают друг к другу и в той или иной степени деформированы. По периферии они окружены тонкими пленками гидроксидов железа. В отдельных глобулях намечаются элементы микролитовой структуры. В незначительных количествах (до 10%) присутствуют обломки кварца, полевых шпатов, вулканического стекла, замещенного хлоритом или кальцитом, слюды, примесь углефицированного растительного детрита.

В двухметровом прослое туфа из мономской свиты (р. Аркачан) вулканическое стекло мелкоизолитовой структуры слагает крупные бесформенные фрагменты диаметром до 1,5 мм. Вулканическое стекло темно-серое, лейкоксенизированное, части мелкие миндалины хлорита. Около 60% кластического материала слагают угловатые обломки кварца, полевых шпатов, разнообразных обломков пород, часть которого, судя по форме, очевидно, имеет витрокластическое происхождение. Цементируется обломочный материал бледно-зеленым хлоритом.

**Вулканокласто-осадочные породы (пара- и ортогуфтиты).** Породы этой группы имеют более широкое распространение по сравнению с другими породами этой группы.

Породы этой группы имеют более широкое распространение по сравнению с другими породами этой группы.

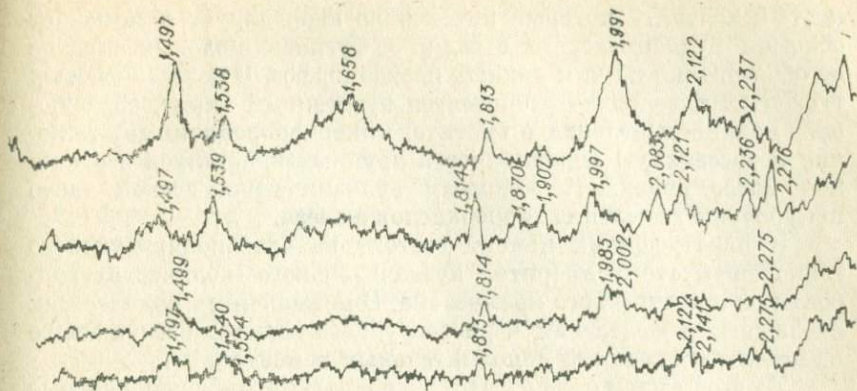


Рис. 5. Характер дифрактометрических кривых глинистых фракций в интервале 20—35°.

Условия съемки: дифрактометр ДРОН-1 с использованием медного излучения с Ni-фильтром. Скорость съемки — 1°/мин.

нению с туфами, но приурочены также главным образом к разрезам нижнего триаса. Лишь единичные прослои туффитов отмечены в разрезе нижнетолбонской подсветы Улага-Билляхского междуречья и, по данным В. П. Семенова (Ивсен и др., 1970), в норийско-рэтском ярусе на р. Екючу, где они ассоциируют с маломощным покровом альбитизированных миндалекаменных базальтов.

По гранулометрическому составу выделяются алевропсаммитовые туффиты и туфогенные аргиллиты.

К алевропсаммитовым туффитам отнесены породы песчаной и алевритовой размерности, характеризующиеся очень слабой сортировкой обломочного материала, неравномерным распределением его в породе, специфической («кристаллокластической») формой обломков (см. рис. 3, в), аномально высокими содержаниями литокластов основного состава (вулканическое стекло и основная масса базальтоидов) и своеобразным характером постседиментационных преобразований. Чаше туффиты встречаются в верхней части глинистых и флишеидных пачек, где они образуют прослои до 2—5 м. Кластический материал в них составляет 60—70% от общего объема породы, 20—60% обломков приходится на долю литокластов основных эффузивов. На классификационной диаграмме обломочных пород (см. рис. 1) туффиты попадают в поле чистых граувакк. В переменных количествах в них содержатся обломки кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых пород. В отдельных прослоях высоко содержание слюд, отмечаются кристаллокластические обломки карбонатов.

В ортотуффитах, отличающихся особенно высоким содержанием базальтоидных литокластов, цементом служит крупнозер-

нистый кальцит, который интенсивно корродирует и замещает обломки вулканического стекла, эффузивов, полевых шпатов до образования по ним полных псевдоморфоз. В известковистых туффитах интенсивно развивается аутигенный пирит, образующий мелкие выделения в биотите, микроконкреционные стяжения и рассеянную вкрапленность крупных кристаллов в основной массе пород. К обломкам вулканических стекол часто приурочены выделения гидроокислов железа.

В паратуффитах цемент состоит из слабополяризующего тонкочешуйчатого хлорита, незначительного количества гидрослюд и аутигенного кремнезема. В повышенных количествах наблюдаются выделения черного рудного минерала, служащего на отдельных участках дополнительным цементом.

Туфогенные алевропелиты — это зеленоцветные тонкозернистые породы, входящие в состав флишоподных пачек нижнего триаса, где они тесно ассоциируют с туфами и алевропсаммитовыми туффитами.

По структурным особенностям аналогичны описанным выше алевропелитам, отличаясь от них почти мономинеральным хлоритовым составом глинистого матрикса; примесь гидрослюд улавливается только на дифрактограммах, тогда как в шлифах они не диагностируются. Поскольку хлорит развивается главным образом за счет изменения фемического материала, то вероятнее всего первоначальный состав хлоритовых алевропелитов отличался высоким содержанием витрокластов основного состава.

### ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Характер постдиагенетических изменений разных типов пород в геосинклинальных разрезах верхней перми и триаса бассейна р. Дулгалах обычен для эпигенетически преобразованных пород других регионов, которые были описаны А. В. Копелиовичем на примере древних толщ юго-запада Русской платформы (1965).

В изученных разрезах постдиагенетические процессы наиболее активно развиваются в осадочных породах, характеризующихся плотной упаковкой обломочного материала, слабее — в породах с высоким содержанием глинистого матрикса.

1. В плотных песчаниках и алевролитах с незначительным содержанием цемента повсеместно наблюдаются явления пластической деформации биотита, обломков средних и основных эффузивов и глинистых пород. Происходит массовое растворение полевых шпатов, кварца, образование конформных, инкорпорационных и микростилолитовых структур. (рис. 6, а, б). Очень широко развиты новообразования кварца, альбита, хлорита, гидрослюд, титанистых минералов и пирита.

**Кварц** является самым распространенным аутигенным минералом. В полимиктовых породах он развивается локально,

в местах скопления обломочного кварца, в олигомиктовых и особенно отдельных горизонтах кварцевых песчаников верхнего триаса, захватывает всю массу пород. Обычные формы выделений новообразованного кварца: регенерационные каемки, псевдоморфозы по терригенному материалу, выполнение пор, не связанное с регенерацией.

Регенерационные каемки обрастают обломочные зерна кварца неравномерно, толщина их колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм (рис. 7); по внутреннему контуру их обычно наблюдаются прерывистые каемки хлорита (см. рис. 7, а, з), реже гидрослюд, подчеркивающие первоначальную форму зерен. Оптическая ориентировка регенерационных каемок и обломочного ядра совпадает полностью, все структурные дефекты обломочного кварца наследуются регенерационными разрастаниями (в). Внешние контуры регенерационных каемок чаще неправильные, обусловлены формой порового пространства. Реже при регенерации восстанавливается кристаллографическая форма кварца (в, з).

Регенерационный кварц нередко корродирует с периферии обломочные зерна полевых шпатов и щелочно-кислых пород. В некоторых случаях аутигенный кварц полностью замещает обломки полевых шпатов, контуры которых подчеркиваются скоплениями гидрослюд (см. рис. 6, в).

Кроме регенерационных форм, постоянно наблюдается новообразованный кварц в поровых промежутках в виде тонких зерен среди гидрослюдистой или хлоритовой массы. Реже поровый кварц образует роговиковые агрегаты или монокристаллические — пойкилитового типа выделения, не связанные в своем распределении с обломочным кварцем (см. рис. 7, а, б).

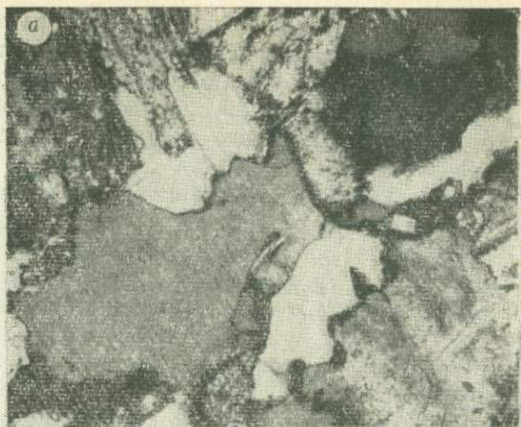
В результате эпигенетического окварцевания в валовом химическом составе полимиктовых песчаников верхней перми и триаса содержание кремнекислоты, по данным силикатных анализов, увеличивается до 70—80%.

Новообразованный **альбит** характерен для верхнепермских отложений. Здесь он постоянно присутствует в виде регенерационных каемок вокруг обломков полевых шпатов и вместе с тонкоагрегатным кварцем выполняет поровые промежутки, слагает отдельные участки перекристаллизованных обломочных пород.

**Хлорит** замещает полностью или частично биотит, обломки средних и основных эффузивов, образует крустификационные оторочки вокруг обломков и входит в состав порового цемента.

**Гидрослюды** развиваются по глинистому материалу цемента, обломкам глинистых пород, полевых шпатов и кислых эффузивов. Содержание аутигенных гидрослюд возрастает в верхнепермских породах.

Эпигенетический **кальцит** выполняет отдельные поровые промежутки, замещает единичные обломки полевых шпатов



и регенерационный кварц. В последнем случае иногда выявляется четкая кристаллографическая огранка регенерационных каемок кварца и отдельных мелких аутигенных его кристаллов, нарастающих на поверхности обломочных зерен. На таких участках особенно хорошо видна последовательность эпигенетического минералообразования: хлорит → регенерационный кварц → кальцит (см. рис. 7, в, г), свидетельствующая о том, что основная часть карбонатов в терригенных породах образовалась в завершающий этап эпигенетической стадии их преобразования.

Формы выделений аутигенных титанистых минералов и шпирита обычны для осадочных пород.

2. В осадочных породах с высоким содержанием глинистого материала (аргиллиты, алевропелиты, разномерные песчаники и алевролиты с базальным типом цемента) происходят главным образом минеральные преобразования глинистой части пород. В результате формируется устойчивый комплекс диоктаэдрических гидрослюдов  $1M+2M$  и магнезиально-железистого хлорита. Соотношения этих минералов определяются первичным составом глинистого матрикса. В разных количествах присутствует примесь тонкоагрегатного кварца. Различные обломки полевых шпатов замещаются гидрослюдистыми минералами, обломки средних и основных эффузивов хлоритизируются и сливаются с цементом. Особенно энергично в условиях слабой упаковки обломочного материала происходит «разбухание» биотитовых листочков, которые увеличиваются в поперечнике в 8—10 раз по сравнению с первоначальными размерами.

В единичных прослоях разномерных кварцевых песчаников с базальным кальцитовым цементом, встречающихся в разрезах верхнего триаса, постдиагенетические преобразования ограничиваются только перекристаллизацией цементирующего материала.

Отсутствие признаков коррозии обломков и хотя бы частичной их регенерации указывает в данном случае на первичный характер цементирующего кальцита.

3. В вулканокластических и вулканокласто-осадочных породах ведущими процессами являются хлоритизация и карбонатизация кластического и цементирующего материала, при которых реликтовые обломочные структуры сохраняются достаточно хорошо. Карбонатизация наиболее охотно развивается в псамми-

Рис. 6.

а — микростилолитовые структуры растворения в мелкозернистых полимиктовых песчаниках. Средний триас, р. Матага. Ув. 70, ник. ×; б — явления начального рекристаллизационно-грануляционного бластеза. Средний триас, р. Матага. Ув. 70, ник. ×; в — эпигенетическое окварцевание полимиктового песчаника. Скопления чешуек серицита в центре снимка подчеркивают контуры бывшего зерна плагиоклаза. Средний триас, руч. Вилка. Ув. 70, ник. ×.



товых и алевритовых ортотуффитах. Отдельные прослои этих пород превращаются во вторичные известняки, в которых валовое содержание кальцита равно или значительно больше силикатного материала. Прослои таких сильнокальцитизированных ортотуффитов имеют характерный внешний облик благодаря коричневой корочке выветривания и шелковистому блеску на свежих сколах. Кроме того, в этих породах обычно наблюдается обильная вкрапленность кристаллического пирита. Специфика постседиментационных изменений туффитов (хлоритизация, карбонатизация, пиритизация) указывает на преобладание в их первичном составе фемического материала, тогда как нормально-осадочные породы верхней перми и триаса формировались за счет размыва комплекса лейкократовых изверженных и осадочных образований (Семенов, Булгакова, 1967).

4. Широкое развитие в обломочных породах перми и триаса процессов растворения и переотложения вещества, образование конформных, инкорпорационных, микростилолитовых структур, присутствие в глинистых образованиях устойчивого комплекса хлорита и диоктаэдрических гидрослюд политипов  $1M+2M$  — все это указывает на то, что постдиагенетические изменения терригенных и вулканокластических пород верхней перми и триаса находятся на уровне глубинного эпигенеза. Однако интенсивность эпигенетических изменений в верхнепермских отложениях значительно выше, чем в триасе. Это особенно четко отражается в характере межзерновых контактов обломочных зерен (рис. 8).

Так, в полимиктовых песчаниках триасового возраста, слагающих крутопадающие слои ( $<70-85^\circ$ ), где интенсивность эпигенетических изменений особенно сильна, число контактов на зерно изменяется от 3,8 до 4,1 (среднее — 3,98); значительна роль конформных, инкорпорационных и сутурных межзерновых контактов. В аналогичных по составу песчаниках верхней перми число контактов на зерно обычно более 4 (4,05—4,6; среднее — 4,35).

Большое распространение здесь получают стилолитовые сочленения зерен и явления рекристаллизационно-грануляционного бластеза, и одновременно начинается массовое образование эпигенетического альбита. Все это свидетельствует о том, что породы верхней перми испытали значительно большую динамическую нагрузку, нежели породы триаса. При наличии признаков углового несогласия этот факт может служить дополнитель-

Рис. 7.

*a, б* — эпигенетическое окварцевание грауваккового песчаника. Верхняя пермь, р. Эчий. Ув. 70, ник. || (*a*) и × (*б*); *в, г* — регенерационно-поровый кварц и эпигенетический кальцит в полимиктовых песчаниках среднего — верхнего триаса (*в* — р. Улага; *г* — р. Матага). На *в* видно восстановление при регенерации кристаллографических форм кварца. Ув. 70, ник. ×.

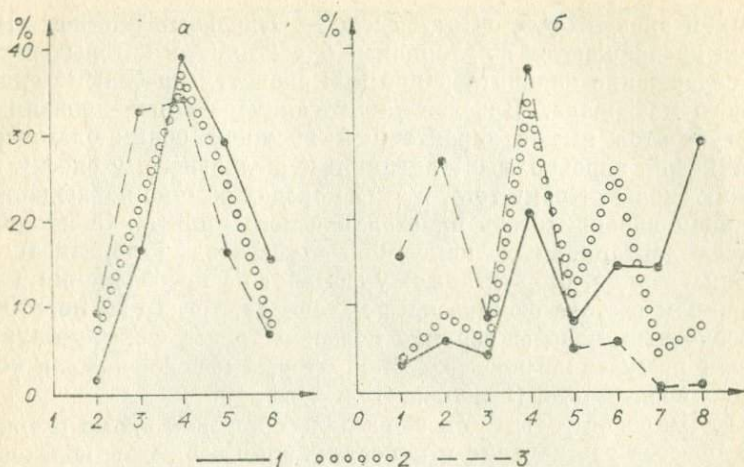


Рис. 8. Характер упаковки обломочных зерен в мелкозернистых песчаниках.

а — число контактов на зерно; б — характер зерновых контактов (1 — точечные, 2 — прямолнейные первичные, 3 — прямолнейные вторичные, 4 — конформные, 5 — инкорпорационные, 6 — сутурные, 7 — стилолитовые, 8 — бластические); 1 — верхняя пермь; 2, 3 — триас (2 — в пологозалегающих слоях; 3 — в крутозалегающих).

ным доказательством локальной местной складчатости на границе перми и триаса.

Из всего сказанного следуют выводы:

1. Резкое изменение состава обломочного материала на изучаемой территории, сопровождающееся значительным его огрублением, ухудшением сортировки во всех типах пород, увеличением содержания аксессуарных минералов, происходит на границе карнийского и норийско-рэтского ярусов.

2. Продукты эксплозивного основного вулканизма распространены по всему разрезу нижнего триаса. Прослой аквагенных туфов свидетельствуют о спорадических проявлениях подводных эксплозий в центральных частях Верхоянской геосинклинали.

3. Устоявшееся представление о бескарбонатности верхоянского терригенного комплекса нуждается в определенных коррективах по отношению к осадочным толщам верхней перми и триаса бассейна р. Дулгалах. Дорудные карбонаты, большей частью эпигенетические, меньшей — седиментогенные, являются здесь обычной составной частью обломочных осадочных и вулканокластических пород. Содержание их изменяется от десятых долей процента до 2—5, реже 10%, а в вулканокластических породах валовое содержание карбонатов достигает 50—60%. Наибольшая карбонатность характерна для разрезов нижнего триаса и норийско-рэтского яруса. Карбонаты, представленные в нижнем триаса преимущественно кальцитом, в норийско-рэт-

ском ярусе — кальцитом и сидеритом, слагают цемент в обломочных породах и метасоматически замещают отдельные участки туффитов.

4. Приведенные материалы по характеру региональных глубинно-эпигенетических изменений верхнепермских и триасовых отложений должны учитываться при изучении их как рудомещающих толщ. В частности, при анализе их околорудных изменений нужно иметь в виду региональное развитие в этих породах процессов эпигенетического метасоматоза: окварцевания, окремнения, гидрослюдизации, хлоритизации, карбонатизации.

## ЛИТЕРАТУРА

**Андрянов В. Н.** Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., «Наука», 1966, 132 с.

**Андрянова В. А., Андрянов В. Н.** Некоторые новые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов в области Верхоянской геосинклинали.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XVI. Якутск, 1970, с. 137—145.

**Архипов Ю. В.** Стратиграфия триасовых отложений бассейна р. Яны. Автореф. канд. дисс. Л., 1971, 25 с.

**Бредли У. Ф., Грим Р. Е.** Слюдистые минералы глин.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965, с. 248—283.

**Бриндли Г. В.** Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965, с. 284—344.

**Возин В. Ф.** Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. М., Изд-во АН СССР, 1962, 118 с.

**Ивсенен Ю. П., Амузинский В. А., Семенов В. П.** Базальтоидный магматизм Верхоянского хребта и Янского нагорья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970, с. 73—75.

**Копелиович А. В.** Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., 1965, 311 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 121).

**Косовская А. Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., 1962, 206 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).

**Перозно Г. Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971, 160 с. (Тр. СНИИГГиМСа).

**Семенов В. П.** Минеральный состав глинистых образований триасо-юрской толщи Западного Верхоянья.— В кн.: Труды IX науч. конф. ИТФ ЯГУ, Якутск, 1966, с. 71—72.

**Семенов В. П., Булгакова М. Д.** Конгломераты верхнепермских триасовых отложений Западного Верхоянья.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 3, с. 108—111.

## О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Мезозойские угленосные отложения Чульманской впадины представлены песчаниками различного гранулометрического состава с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов и углей. Эти образования относятся к континентально-бассейновым, аллювиальным и болотным фациям. Толща в целом характеризуется восстановительными условиями осадкообразования, на что указывают исключительно витринитовый состав углей и почти полное отсутствие в них фузинита. В последнее время открытия ряда месторождений нефти во впадинах, сложенных озерно-континентальными образованиями в Китае, Монголии, на Сахалине, приводят к пересмотру взглядов на отложения континентальных фаций как абсолютно бесперспективных в отношении залежей нефти и газа.

В связи со слабой изученностью южноякутские депрессии в свое время были отнесены по нефтегазоносности к районам невыясненных перспектив. На карте перспектив нефтегазоносности СССР (Авров, Буялов и др., 1969) Чульманская впадина была показана как территория перспектив 4-й категории.

По некоторым признакам эта депрессия обладает рядом положительных моментов, указывающих на возможную перспективность ее на нефть. Это — довольно крупные ее размеры (длина 250 км, ширина до 120 км в современном эрозионном срезе), значительная мощность осадков (до 4,0—4,5 км в наиболее погруженных приразломных частях впадины), прибрежно-бассейновая обстановка осадконакопления, присутствие в разрезе наряду с песчаниками пачек малопроницаемых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов, наличие относительно крупных антиклинальных структур, обогащенность пород органическим веществом в виде рассеянных включений обугленного детрита, наличие пластов углей промышленного значения. В западной части впадины (реки Тунгурча, Усмун) в углях наблюдается повышенное (до 10—15%) содержание альгинитового вещества. С доломитами и песчанисто-известковистыми осадками юдомской свиты, залегающими в основании депрессии, на северной окраине Алданской антеклизы по р. Туолбе связаны непромышленные притоки нефти. «Крапчатые» песчаники вышележащей юхтинской свиты на свежем изломе обладают специфическим запахом сероводорода.

Специальные битумологические исследования здесь не проводились, однако некоторые косвенные признаки свидетельствуют о возможности битумообразования. В частности, об этом говорят факты нахождения примазок битумоподобного аморф-

ного органического вещества от желто-бурого до темно-коричневого цвета по трещинкам в углях дурайской свиты. Косвенным признаком, благоприятным для нефтеносности, является присутствие в химическом составе подземных вод Чульманской впадины некоторого количества аммония и брома и отсутствие сульфатных соединений (см. таблицу). Наличие крупных глубинных разломов в кристаллическом фундаменте в южной части Чульманской впадины является положительным в отношении нефтенакпления с позиции сторонников неорганической гипотезы происхождения нефти.

Наряду с этим имеются материалы, позволяющие отрицательно оценивать возможность нахождения здесь залежей нефти и газа. Исходя из представлений многих исследователей (Аммосов, 1961; Конторович, 1967; и др.), отрицательно является прежде всего высокая степень катагенного преобразования всей толщи осадков, выполняющих Чульманскую впадину. Пласты углей относятся здесь к коксовой или отощенно-спекающейся стадии преобразования. Жирные и газопо- жирные угли развиты лишь на западной (реки Усун, Тунгурча) и северо-восточной (Чульмаканское месторождение) окраинах впадины. Естественно, что в ее более глубоких частях метаморфизм

Химический состав подземных вод Чульманской впадины

Место отбора пробы, характер водопроявления	Возраст	Минерализация мг/л	pH	Содержание, мг/л						
				НСО <sub>3</sub> '	Cl'	Br'	Na	NH <sub>4</sub> '	Ca''	M''
Скв. 84, руч. Пасмурный, лев. приток Нерюнгры; самоизливающаяся	J <sub>3</sub>	130	7,5	95,2	5,2	0,03	6,0	0,4	18,0	4,9
Скв. 47, р. Нерюнгра; то же	J <sub>3</sub>	157	7,4	114,6	2,5	1,5	6,0	1,2	25,5	5,1
Скв. 46-с, пос. Беркакит; то же	J <sub>3</sub>	195	7,0	158,0	2,6	0,8	2,0	1,8	22,0	7,8
Скв. 15., пос. Кабакта; то же	J <sub>3</sub>	147	7,4	109,8	2,6	0,9	4,0	He обн.	22,0	7,3
Гора Лысая, Кабактинское месторожд.; родник	J <sub>3</sub>	30	6,2	19,5	1,3	He опр.	2,0	4,0	0,9	2,6
Скв. 499, пос. Омули; самоизливающаяся	J <sub>2</sub>	256	6,9	178,2	1,3	0,6	2,0	0,6	55,1	17,6
Р. Иенгра, у пос. Золотинка; родник	Pt	60	6,0	43,9	2,6	He опр.	1,3	0,5	6,0	5,1

Примечания. 1. Анализы выполнены в ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Н. Уткина. 2. K; SO<sub>4</sub> и CO<sub>3</sub> в пробах воды не обнаружены. 3. Глубина исследованных скважин — до 350 м.

органического вещества еще выше и отвечает примерно конечной стадии катагенеза и началу метагенеза.

В соответствии с высокими стадиями преобразования органического вещества вмещающие его породы характеризуются также исключительно высокой плотностью, что обуславливает их низкие пористость и проницаемость. Плотность песчаников юхтинской свиты Чульмаканского месторождения (Липневский и др., 1968) составляет 2,3; дурайской свиты Муастахского месторождения 2,5—2,6; горкитской свиты 2,45, т. е. она практически приближается к плотности архейских кристаллических образований Горбыляхского выступа фундамента (2,62—2,64). По-видимому, перед инверсионной перестройкой Представного прогиба породы и заключенное в них органическое вещество, испытав значительное термодинамическое воздействие, полностью реализовали свои потенциальные нефтематеринские возможности. В последующем в результате тектонической перестройки региона значительная часть осадков была денудирована, а возможные скопления нефти и газа разрушены. Высокая степень катагенеза сохранившихся осадков, испытавших в свое время на глубине воздействие жестких термодинамических условий (коксовая стадия и выше), исключает возможность сохранения в них нефтяных залежей.

Анализ химического состава подземных вод Чульманской впадины показал, что воды здесь пресные и имеют весьма низкую минерализацию, в пределах 60—160 мг/л, редко до 260 мг/л (см. таблицу). Это обстоятельство является, как правило, неблагоприятным показателем для существования здесь нефтяных и газовых залежей.

По мнению А. И. Кравцова (1970), присутствие золоторудных проявлений в Чульманской впадине с геохимических позиций является отрицательным для сосуществования нефтяных и газовых углеводородных соединений. Помимо этого, интенсивное проявление дизъюнктивных нарушений, значительная расчлененность рельефа Чульманской впадины, по-видимому, не способствовали сохранению газовых залежей из-за широкого развития процессов дегазации, хотя эти залежи и могли формироваться в условиях более высоких стадий катагенных процессов.

Вышеизложенные соображения, по мнению авторов, позволяют считать Чульманскую впадину, как и другие мезозойские депрессии Южной Якутии, структурами, неблагоприятными в отношении перспективности на нефть и газ.

## ЛИТЕРАТУРА

Авров В. Я., Буялов Н. И., Васильев В. Г., Воронцов Н. Н., Дикенштейн Г. Х., Ерофеев Н. С., Максимов С. П., Мирчинк М. Ф., Ованесов Г. П., Розанов Л. Н., Семенович В. В., Трофимук А. А. Карта перспектив нефтегазоносности СССР. М-6 1 : 5 000 000. М., 1969.

Аммосов И. И. Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых.— «Сов геол.», 1961, № 4, с. 7—24.

Конторович А. Э., Парпарова Г. М., Трушков П. А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазосности.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 2, с. 16—28.

Кравцов А. И. Горючие полезные ископаемые, их поиски и разведка. М., «Высшая школа», 1970, с. 240.

Липшевский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— «Сов. геол.», 1968, № 7, с. 75—87.

А. В. ПАВЛОВ, Ш. А. СЮНДЮКОВ

## О ЦИКЛИЧНОСТИ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛДАНО-ЧУЛЬМАНСКОГО РАЙОНА (Южно-Якутский бассейн)

Угленосная толща Алдано-Чульманского района имеет существенно терригенный характер. Она представлена обычным для терригенных угленосных формаций комплексом пород от конгломератов до аргиллитов включительно с участием углей и конкреционных образований. В редких случаях наблюдаются маломощные прослои туффитовых пород. Наибольшей распространенностью по разрезу и на площади пользуются песчаники, количество которых в разрезе свит колеблется от 55 до 80% и более, и алевролиты с аргиллитами, составляющие в сумме 10—40%. На долю углей и других типов пород приходится не более 3—5% объема угленосной толщи. Так, коэффициент угленосности по разрезу свит обычно не превышает 1—2%, коэффициент конкрециеносности определяется в 2—3%, количество гравелитов и конгломератов, как правило, составляет не более 2%, а туффитовые породы встречаются лишь спорадически.

В вертикальном разрезе эти типы пород располагаются не беспорядочно, а в определенной строго закономерной последовательности, приводящей к тому, что друг с другом контактируют, за некоторым исключением, смежные по величине зерна породы. В результате проявления подобной закономерности возникают естественные парагенетически связанные гранулометрические ряды (спектры) пород, на одном конце которых располагаются наиболее грубозернистые: песчаники мелко- или среднезернистые, реже крупнозернистые и довольно редко — гравелиты или конгломераты, а на другом, противоположном, — самые

тонкозернистые: алевролиты и аргиллиты. Пласты угля, если они присутствуют, почти всегда приурочены к тонкозернистым породам. Гранулометрические парагенезы пород, многократно повторяясь в разрезе угленосной толщи, обуславливают ее циклическое сложение. Они могут быть поэтому названы седиментационными гранулометрическими циклами.

В большинстве случаев седиментационные циклы угленосной толщи Алдано-Чульманского района сложены двумя-пятью гранулометрическими типами пород. Это песчаники средне- и мелкозернистые, алевролиты крупно- и мелкозернистые, аргиллиты. Среди песчаников наиболее широко распространены среднезернистые разности, менее развиты мелкозернистые и совсем редки крупнозернистые. Гранулометрические разновидности песчаных пород в вертикальном разрезе циклов не образуют строго закономерных рядов, а большей частью беспорядочно сменяют друг друга. То же самое отмечается и на площади развития седиментационных циклов. Аналогичным образом ведут себя и гранулометрические разности алевролитов, которые являются одним из главных элементов тонкозернистой части циклов. Аргиллиты тяготеют обычно к кровле угольных пластов, образуя межпластовые прослой в угле, и, наконец, часто слагают пачки, разделяющие сближенные пласты угля.

Уголь не занимает строго определенной позиции в разрезе тонкозернистой пачки седиментационного цикла. Пласт может располагаться и в нижней, и в средней, и в верхней ее частях. В одном и том же цикле может присутствовать 2—3 и более пластов угля. Часто встречаются и вовсе безугольные циклы. Не будучи четко привязанным к той или иной части тонкозернистой пачки, уголь почти всегда сопровождается весьма характерными породами, по которым можно определить его местоположение даже в случае, если пласт при бурении был пропущен. В Алдано-Чульманском районе на эту особенность, пожалуй, впервые обратила внимание Т. А. Ишина (1961). В почве угольных пластов, как правило, располагается маломощный (10—20 см, реже больше) слой темно-бурой неслоистой комковатой породы, представленной чаще всего либо песчаным, либо крупнозернистым алевролитом, который содержит тонкие обугленные корневые или стеблевые остатки неопределимых растений. В кровле наиболее характерны темно-серые тонкослоистые аргиллиты, часто содержащие отпечатки листьев хорошей сохранности.

Переходы между смежными типами пород по вертикали обычно постепенные, границы слоев нечеткие, и при их выделении иногда приходится сталкиваться с большими трудностями. Наиболее четко выраженной границей является подошва песчаных слоев или пачек, особенно тех из них, которые характеризуются повышенной мощностью. Иногда эта граница представляет линию размыва. Поэтому за границу седиментационных

циклов можно принять подошву песчаных пачек, ибо любой другой контакт слоев практически нечеткий. При этих условиях седиментационные циклы рассматриваемой угленосной толщи начинаются песчаниками, а завершаются алевритами и аргиллитами с углем или без него. Кровля нижнего цикла одновременно является подошвой перекрывающего. При принятом выделении каждый цикл имеет двучленное строение. Нижняя его пачка представлена песчаными породами и дальше будет именоваться просто песчаной частью цикла. Минимальная мощность, при которой песчаная пачка или слой могут рассматриваться как самостоятельный элемент цикла, условно принята равной 0,2—0,3 м. Слои песчаников с меньшей мощностью обычно рассматривались как прослой и при выделении циклов во внимание не принимались.

Верхняя пачка складывается алевритами и аргиллитами с пластом или пластами угля; ее можно назвать глинисто-алевритовой частью цикла. Ее минимальная мощность, учитываемая при выделении циклов, условно определена в 0,1—0,2 м. Более тонкие слои рассматривались как прослой. Соотношения песчаных и глинисто-алевритовых пачек друг с другом по мощности и строению и создают то многообразие седиментационных циклов, которое наблюдается в характеризуемом угленосном районе.

**Типизация седиментационных циклов.** Поскольку по содержанию седиментационные циклы различаются между собою только в деталях, в основу их типизации положены главным образом особенности строения с учетом пространственной выдержанности, т. е. типизация является чисто морфологической. Устанавливаются циклы основные, прослеживаемые на расстояниях в несколько километров и более, и циклы дополнительные и второстепенные, пространственно крайне невыдержанные (прослеживаются на первые сотни метров), усложняющие строение нижней и верхней пачек основных циклов.

Все циклы, как основные, так и второстепенные, целесообразно разделить по соотношению мощности песчаной и глинисто-алевритовой пачек на три большие группы. Первая объединяет циклы с сильно развитой песчаной частью, мощность которой может в два и более раз превосходить мощность глинисто-алевритовой пачки. Подобные циклы можно именовать песчаными. Вторую группу составляют циклы, мощности песчаной и глинисто-алевритовой частей которых оказываются примерно равными друг другу. Их можно назвать песчано-алевритовыми. И наконец, в третью группу отнесены циклы, мощность глинисто-алевритовой пачки которых в несколько раз превышает мощность песчаной. Такие циклы названы глинисто-алевритовыми. Дальнейшее подразделение установленных групп основных и второстепенных седиментационных циклов целесообразно произвести, ориентируясь на их мощность. Предлагается выделить

циклы большой ( $>50$  м), средней (20—50 м) и малой ( $<20$  м) мощности.

**Особенности циклического строения угленосной толщи.** В вертикальном разрезе угленосной толщи установленные типы седиментационных циклов смеяют друг друга небеспорядочно. Обычно в их расположении намечается некоторая закономерность, заключающаяся в том, что значительные вертикальные участки угленосной толщи слагаются морфологически однотипными циклами. Так, могут быть развиты почти исключительно песчаные циклы или глинисто-алевритовые, или алеврито-песчаные. Иногда такого обособления не намечается, и все типы циклов чередуются друг с другом.

Юхтинская свита сложена главным образом песчаными циклами средней (20—50 м) и несколько выше средней ( $>50$  м) мощности. В ее центральной и верхней частях обособлена группа глинисто-алевритовых циклов малой мощности. Подобное расположение циклов позволяет разделить юхтинскую свиту на два комплекса (подсвиты), нижние части которых сложены песчаными циклами, а верхние — песчано-алевритовыми. Почти все циклы юхтинской свиты являются безугольными. Их общее количество составляет 15—20, средняя мощность циклов 25—30 м.

В строении дурайской свиты основную роль играют циклы глинисто-алевритовые средней и малой мощности и отчасти алеврито-песчаные малой мощности. Первых два типа циклов слагают нижнюю и верхнюю части свиты; средняя же ее часть почти целиком составлена маломощными алеврито-песчаными циклами. В свите насчитывается до 25—30 циклов, средняя мощность их составляет  $\sim 20$  м.

Кабактинская свита слагается главным образом песчаными циклами средней, большой и значительно реже — малой мощности, за исключением ее самой верхней части. Другие типы циклов (алеврито-песчаные и глинисто-алевритовые) встречаются лишь спорадически. В свите насчитывается 15—20 циклов при средней их мощности 25—30 м.

Беркакитская свита характеризуется чрезвычайно сложно проявленной циклическостью. Широко представлены все типы циклов (песчаные, глинисто-алевритовые, алеврито-песчаные), но все они, как правило, отличаются небольшой мощностью. Циклы средней и в особенности большой мощности встречаются исключительно редко и тяготеют к нижней части свиты. Местами циклы становятся настолько мелкими, что могут интерпретироваться как циклы флишoidalного типа или как простое переслаивание пород. В целом в свите насчитывается не менее 50 циклов, средняя их мощность составляет 20—25 м.

В строении нерюнгринской свиты главная роль принадлежит песчаным и алеврито-песчаным циклам малой и реже средней мощности. По сравнению с подстилающими отложениями границы между циклами здесь более резкие благодаря широко

развитым размывам. В свите выделяются 35—40 циклов при средней их мощности 20—25 м.

В холодниканской свите, которой завершается разрез угленосной толщи, цикличность выражена весьма нечетливо. Свита почти полностью сложена песчаными породами разной зернистости и с очень плохой сортировкой. Отмечаются маломощные прослой гравелитов, а иногда и конгломератов. Слои алевритовых и глинистых пород характеризуются всегда незначительной мощностью, их количество невелико, в пространстве они не выдержаны. Все типы пород холодниканской свиты сложно переслаиваются друг с другом, не образуя каких-либо закономерных рядов. Пласты углей отсутствуют, лишь изредка встречаются маломощные прослой угля. В целом угленосная толща состоит не менее чем из 160 седиментационных циклов, мощность которых изменяется от нескольких метров до 70 м при средней 20—25 м.

**Устойчивость циклов в пространстве.** Хорошей выдержанностью в пространстве обладают все типы циклов большой и средней мощности. По материалам Чульманского регионального структурного профиля, на котором скважины пробурены в среднем через 0,5—1 км, многие седиментационные циклы прослежены вкрест простирания на расстоянии до 10 км; они легко опознаются и сопоставляются. На основании этого можно уверенно говорить, что циклы большой и средней мощности могут быть прослежены и на всю ширину Алдано-Чульманского района, т. е. в среднем на 30—50 км. По простиранию угленосных отложений седиментационные циклы при последовательном прослеживании могут сопоставляться на расстоянии в 2—3 раза большем, чем вкрест простирания. Несмотря на то, что седиментационные циклы большой и средней мощности достаточно хорошо выдержаны в пространстве, сопоставление отдельных далеко друг от друга отстоящих одновозрастных разрезов угленосной толщи — практически неразрешимая задача. Это связано с тем обстоятельством, что седиментационные циклы на площади своего распространения существенно меняют строение и морфологически становятся не опознаваемыми. Поэтому лишь при последовательном шаг за шагом прослеживании возможны сопоставления седиментационных циклов и увязка геологических разрезов.

Об устойчивости циклов небольшой мощности сказать что-либо определенное трудно. Если подобные циклы встречаются совместно или в окружении циклов средней и большей мощности, то они, как правило, также хорошо выдержаны и устойчивы в пространстве. Но, когда циклы малой мощности слагают самостоятельные участки разреза угленосной толщи, прослеживание и увязка их крайне усложняются, вероятно, по той причине, что морфологические их отличия друг от друга несут существенны. В целом

циклы малой мощности менее выдержаны в пространстве, чем циклы средней и большой мощности.

**О причинах циклической седиментации.** Циклическое строение присуще многим угленосным толщам, независимо от их геологического возраста и территориального положения. Это явление многократно описывалось у нас и за рубежом. Циклическость угленосных отложений как таковая, несомненно, должна быть отнесена к разряду закономерностей планетарного порядка, и в ее возникновении, естественно, надо видеть какие-то причины, могущие проявляться на земной поверхности независимо от места и времени. Поиски приемлемых объяснений ведутся уже несколько десятилетий. К настоящему времени выдвинуто несколько гипотез, которые в целом целесообразно классифицировать следующим образом.

I. Гипотезы, связывающие проявление циклическости с колебательными движениями земной коры:

1) дифференцированные поднятия области сноса и периодического поступления в бассейн седиментации то грубо-, то тонкозернистых осадков (Hudson, 1924);

2) опускания области осадконакопления с временными приостановками (Pruvost, 1935; и др.);

3) опускания седиментационного бассейна с периодически поднятиями и периодами покоя (Weller, 1930; и др.);

4) опускания бассейна осадконакопления, сопровождаемые мелкими колебательными движениями волнового характера (Белоусов, 1954; Ботвинкина, 1952; Жемчужников, 1948; Иванов, 1967; Македонов, 1956; Тимофеев, 1954; и др.).

II. Гипотезы, рассматривающие образование циклическости без участия колебательных движений земной коры:

1) эвстатические изменения уровня вод мирового океана вследствие периодических таяний льдов (Wanless, Shepard, 1936; Wheller, Murray, 1957);

2) климатические изменения — чередование эпох засух и дождей (Наливкин, 1956);

3) различные уплотнения терригенного материала и слоев торфа (Heide S. van der, 1950);

4) растительный контроль (Robertson, 1952);

5) компенсационная гипотеза (Коперина, 1956—1958; и др.).

Все гипотезы объединяет тот факт, что ими безоговорочно признается накопление угленосных осадков в условиях постоянного погружения, амплитуда которого определяется активностью тектонической структуры, в пределах которой располагается бассейн осадконакопления. Только направленным опусканием можно объяснить переход угленосных осадков в ископаемое состояние, их превращение в угленосные толщи — формации часто огромной мощности.

Наибольшее признание получили гипотезы, объясняющие циклическость угленосных толщ периодическими колебаниями

земной коры. Колебательные движения проявляются повсеместно и на всем протяжении геологической истории, т. е. имеют явно глобальный характер, и в то же время, благодаря значительной дифференциации, характеризуются сугубо местными особенностями. Поэтому они могли бы вполне быть признаны за основной фактор, которым определяется постоянное перемещение фациальных комплексов осадков по площади седиментационного бассейна и связанное с ним циклическое сложение угленосной толщи. Но имеющийся фактический материал полностью не укладывается ни в одну из названных гипотез. Построения Хадсона, Прюво, Уэллера и сторонников гипотезы мелких колебательных движений имеют общий недостаток: совершенно непонятно, почему во время накопления угленосных толщ уровень отложений поддерживается постоянно на одной и той же гипсометрической высоте, несмотря на значительную частоту колебательных движений (количество седиментационных циклов в некоторых угленосных формациях может достигать 100—300 и более). Угленосные осадки почти всегда являются мелководными образованиями. Даже в паралических толщах, к примеру, донецкой (Наливкин, 1956; Вышемирский, 1965; и др.), в которых существенную роль играют морские соли, глубина образования последних не превышает нескольких десятков метров. Размывы, фиксируемые в угленосных толщах, имеют большей частью незначительную амплитуду, и, как правило, происходят не на поверхности, а в подводных условиях. Судя по цикличности и фациальному характеру угленосных осадков, колебания земной коры должны были бы иметь амплитуду, измеряемую первыми метрами и несколькими десятками метров. Малый размах колебаний земной коры, значительная их частота и необходимость поддержания уровня отложений осадков примерно на одной гипсометрической высоте — все это не укладывается в обычные логические рамки и может быть принято лишь со значительными допущениями. На эту слабость данной группы гипотез, помимо других недостатков, давно обращали внимание Д. В. Наливкин (1956), Г. Ф. Крашенинников (1957) и другие исследователи; шаткость построений, большей частью интуитивно, предполагали и многие другие геологи.

Из второй группы гипотез, в общем достаточно освещенных в геологической литературе и обычно поддерживаемых лишь их авторами, самого серьезного внимания заслуживает компенсационная гипотеза, в которой В. В. Копериной была использована и плодотворно развита идея Д. В. Наливкина (1956) и Г. Ф. Крашенинникова (1957) о возможности образования седиментационных циклов и не в связи с колебательными движениями земной коры.

Компенсационная гипотеза применительно к угленосным толщам была официально предложена В. В. Копериной в 1955 г. на Втором угольном геологическом совещании (Ленинград).

На примере пяти наиболее изученных бассейнов Союза: Карагандинском (1956), Подмосковном и Кизеловском (1957), Печорском и Донецком (1958) В. В. Коперина смену фаций и образование циклов объясняет одним лишь погружением области угленакопления, не учитывая при этом колебательных движений. К сожалению, геологи-угольщики не поддержали эту гипотезу, и она до сих пор не получила должной оценки. Исключение, может быть, представляют статьи В. Г. Фролова (1972), где возникновение цикличности связывается лишь с компенсационными процессами седиментации, и В. С. Вышемирского (1965), в которой одновременно принимается компенсационная гипотеза и не отвергается участие в образовании циклов колебательных движений земной коры.

Наиболее полно построения В. В. Копериной отражены в статье 1958 г., в которой рассматриваются примеры угленакопления на плоском морском побережье, защищенном барами (нижнекаменноугольная угленосная толща Донбасса и пермская угленосная формация Печорского бассейна), и в дельтовой области с мигрирующим устьем (свиты  $C_2^5$  и  $C_2^6$  Донбасса).

В случае лагунного угленакопления перемещение фациального комплекса осадков в пределах опускающейся тектонической структуры (седиментационного бассейна), по мнению В. В. Копериной, осуществляется за счет различий между скоростью погружения и скоростью накопления осадков. Сами осадки в основном в зависимости от гранулометрического состава имеют неодинаковую скорость накопления. Так, грубозернистые разности (песчаники, гравелиты, конгломераты) при прочих равных условиях всегда характеризуются большей скоростью седиментации по сравнению с тонкозернистыми породами (алевролиты и аргиллиты) и особенно растительным материалом (угли). Поэтому для грубозернистых осадков более присущи процессы полной компенсации и перекомпенсации. Для тонкозернистых же, в том числе и для углей, чаще характерна недокомпенсация. Полная компенсация или перекомпенсация приводили к тому, что лагуна и прибрежная часть морского бассейна мелели, бар отступал в сторону моря, создавались благоприятные условия для торфонакопления. При недокомпенсации бар наступал по направлению к суше, торфонакопление прорывалось, осуществлялся процесс лагунной седиментации. Постоянное несоответствие скоростей погружения и осадконакопления приводило к многократной смене фациальных условий на площади седиментационного бассейна, что и обусловило в конечном итоге циклическое строение угленосной толщи. Основное в этих построениях то, что процесс, контролирующий цикличность, автономно управляемый. Для осуществления циклической седиментации необходимы лишь два главных условия, которые вполне реальны и не могут вызвать серьезных возражений: 1) направленное погружение

со скоростью, не превышающей скорости компенсационных процессов, и 2) частое превышение скорости осадконакопления над скоростью погружения, т. е. преобладание процессов полной компенсации и перекомпенсации.

При дельтовом угленакоплении непосредственно в районе дельты создаются условия перекомпенсации, дельта перемещается в соседний недокомпенсированный участок седиментационного бассейна, геоморфологически более низкий; на освобожденном пространстве прежней дельтовой области развивается торфонакопление. В результате в первом районе, где прежде имела место перекомпенсация, осадконакопление (в том числе и торфонакопление) стало недокомпенсированным, во втором, наоборот, недокомпенсированное накопление сменилось перекомпенсацией. И так многократно, что в целом и отразилось на циклическом строении угленосной толщи. Здесь, как и при лагунном угленакоплении, на фоне неравномерного погружения действует автономно управляемый процесс: седиментация с переменной скоростью. Это определяет на территории опускающейся тектонической структуры одновременное существование областей различной степени компенсации, что и является причиной горизонтальных перемещений фаций из геоморфологически положительных (полно- и перекомпенсированных участков) в геоморфологически отрицательные (недокомпенсированные), а в вертикальном разрезе угленосной толщи отражается в виде чередования седиментационных циклов.

Роль мелких колебательных движений земной коры в образовании цикличности угленосной толщи Алдано-Чульманского района весьма проблематична и трудно доказуема. Смена грубозернистых пород (нижняя часть цикла) тонкозернистыми (верхняя) в общем случае свидетельствует об изменении гидродинамической активности среды осадконакопления. Основной причиной перестройки динамической обстановки являются скорее всего компенсационные процессы. Палеогеографические факторы чисто местного характера, связанные, к примеру, с образованием западин дна в зоне распространения песчаных осадков, с боковой миграцией течений, уменьшением их силы и т. д., также могут вызвать изменения динамической активности и обусловить накопление среди песчаных осадков тонкообломочного материала, и наоборот. В то же самое время, по видимому, нельзя полностью отрицать какие-либо поднятия при заполнении Южно-Якутского прогиба угленосными осадками, но пока отсутствуют данные, которые свидетельствовали бы об их проявлении.

Поскольку образование седиментационных циклов угленосных толщ может быть объяснено с позиций компенсационной гипотезы, цикличность сама по себе не может служить свидетельством проявления колебательных движений земной коры. Требуется иные пути и другие доказательства.

## ЛИТЕРАТУРА

**Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954, 608 с.

**Ботвинкина Л. Н.** О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 1, с. 63—74.

**Власов В. М.** Геологическое строение и перспективы угленосности восточной части Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. Вып. 7. М., 1957, с. 144—154.

**Вышемирский В. С.** О природе цикличности угленосных толщ (на примере Донецкого бассейна).— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1965, № 4, с. 11—20.

**Горштейн Д. К., Мокшанцев К. Б.** Алданская антеклиза.— В кн.: Тектоническое строение ЯАССР. М., «Наука», 1964, с. 118—127.

**Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.** Цикличность осадконакопления. Пер. с англ. М., «Мир», 1971, 284 с.

**Жемчужников Ю. А.** Общая геология ископаемых углей. М., Углетехиздат, 1948, 348 с.

**Иванов Г. А.** Методика фациально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ.— В кн.: Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. Вып. 5. М., 1956, с. 127—151.

**Иванов Г. А.** Угленосные формации. Л., «Наука», 1967, 407 с.

**Ишина Т. А.** Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 43—122. (Тр. Лаборатории геологии угля. Вып. XI).

**Коперина В. В.** Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— В кн.: Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. Вып. 4. М., 1956, с. 88—89.

**Коперина В. В.** Фации и тип угленакопления Подмосковского и Кизеловского бассейна.— В кн.: Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. Вып. 7. М., 1957, с. 213—228.

**Коперина В. В.** Фации и типы угленакопления в угленосных отложениях Довбасса.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 1, с. 12—25.

**Крашенинников Г. Ф.** Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во МГУ, 1957, 286 с.

**Македонов А. В.** Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутинской свиты и методы прогноза угленосности.— В кн.: Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. Вып. 5. М., 1956, с. 239—248.

**Мокрицкий В. В.** Тектоника Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 278—365. (Тр. Лаборатории геологии угля. Вып. XI).

**Наливкин В. Д.** Учение о фациях. Т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, 393 с.

**Тимофеев П. П.** Циклическое строение нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 96, № 1, с. 171—174.

**Фролов В. Г.** О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ.— «Бюлл. МОИП. Новая серия. Отд. геол.», 1972, т. 47, вып. 4, с. 111—123.

**Bott M. H. P., Johnson G. A. L.** The controllins mechanism of carboniferous cyclic sedimentation.— «Quart. J. Geol. Soc.», 1967, v. 122, pt. 4, p. 488.

**Heide S. van der.** Compaction as a possible factor in upper Carboniferous rhythmic sedimentation.— «Rept. 18 th Int Geol. Cong.», pt. 4. London, 1950, p. 38—45.

**Hudson R. G. S.** On the rhythmic succession of the Yoredale series in Wensleydale.— «Proc. Yorks. geol. Soc.», 1924, № 18. p. 356.

**Pruvost P.** Sedimentation et subsidence. Dans: Centenaire de la société Géologique de France. Livre jubilaire; P., v. 2. Paris, 1935, p. 1830—1930.

**Robertson T.** Plant control in rhythmic sedimentation. C. R. 3, Cong. Strat. et Geol. du Carbon. Heerlen, 1952, p. 515—521.

**Wanless H. R., Shepard F. P.** Sea-level and climatic changes related to late Paleozoic cycles.—«Geol. Soc. Am. Bull.», 1936, v. 47, № 8, p. 1177—1206.

**Weller J. M.** Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance.—«J. Geol.», 1930, v. 38, № 2, p. 97—135.

**Wells A. J.** Cyclic sedimentation.—«Geol. Mag.», 1960, v. 47, № 5, p. 389—403.

**Wheller H. E., Murray H. H.** Base-level control patterns in cyclothemic sedimentation.—«Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.», 1957, v. 41, № 9, p. 1985—2017.

**В. Н. КОРОБИЦЫНА**

## **ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД УГЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ**

Существуют две точки зрения на геологическую природу мезозойских впадин Южной Якутии. Одни исследователи подчеркивают тектоническую индивидуальность Чульманской, Токкинской и других впадин Алданского щита, причисляя их к Восточно-Азиатской или Тихоокеанской группе структур ревивационного или резонансного типа (Нагибина, 1963; Пуцаровский, 1960; см. также Тектоническую карту Евразии под редакцией А. Л. Яншина, 1966), другие — впадины Алданского щита рассматривают как реликты крупного Предстанового предгорного прогиба, который сливался на севере с Вилюйской синеклизой (впервые эта точка зрения была высказана В. В. Мокринским (1961) и получила дальнейшее развитие в работах К. В. Боголепова (1967)). Современная конфигурация мезозойских впадин обусловлена сводово-глыбовыми поднятиями, охватившими юго-восточную окраину Сибирской платформы с конца раннего мела и продолжающимися и в настоящее время.

Главной задачей проведенных литологических исследований являлось изучение вещественного состава пород угленосного комплекса Южной Якутии и установление возможностей сопоставления их по петрографо-минералогическим признакам с мезозойскими отложениями Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. В результате выполненных работ в угленосной толще выделены три терригенно-минералогические ассоциации пород: аркозово-кварцевая, граувакково-аркозовая и аркозо-

вая, приуроченные к определенным частям разреза. Наименования даны согласно классификации А. Г. Коссовской (1962), разработанной для песчаных пород. Соотношения выделенных минералогических ассоциаций пород с литолого-стратиграфическими подразделениями, принятыми в Алдано-Чульманском районе, отражает табл. 1.

**Арково-кварцевая ассоциация** выделяется в основании угленосного комплекса и охватывает породы нижней части юхтинской свиты. По гранулометрическому составу породы этой ассоциации представлены преимущественно песчаниками, которые характеризуются самой высокой минеральной зрелостью по сравнению со всеми другими породами угленосной толщи. В составе петрографических типов преобладают арково-кварцевые песчаники, наряду с которыми в подчиненных количествах встречаются олигомиктовые кварцевые песчаники, а в верхних горизонтах — и единичные прослои собственно арковых песчаников. Соотношения типов песчаников арково-кварцевой ассоциации таковы:

Тип песчаников	Колич. анализов	%
Олигомиктовые кварцевые . . . . .	7	13,2
Арково-кварцевые . . . . .	44	83,0
Собственно арковые . . . . .	2	3,8
Сумма . . . . .	53	100

Породообразующие компоненты песчаников арково-кварцевой ассоциации — кварц (50—75%), полевые шпаты (30—50%); обломки пород (микрокварциты, филлиты, кремнистые известняки, граниты) составляют 1—5%. Акцессорные минералы немногочисленны и представлены цирконом (70—90%),

Таблица 1

Терригенно-минералогические ассоциации пород угленосной толщи Южной Якутии

Система	Отдел	Свита	Ассоциация
Меловая	Нижний	Холодниканская Нерюнгринская	Арковая
	Верхний	Беркакитская Кабактинская	
Юрская	Средний	Дурайская	Граувакково-арковая
	Нижний	Юхтинская	Арково-кварцевая

апатитом (10—20%), ильменитом (5—7%) и турмалином (1—2%). Особенность этого комплекса аксессуариев — присутствие только устойчивых минералов.

Из аутигенных развиты кварц, альбит, калиевые полевые шпаты, анатаз, брукит, сидерит и пирит. Кварц и альбит наблюдаются в виде регенерационных каемок вокруг обломочных зерен. Новообразованные калиевые полевые шпаты составляют основную часть цемента в породах и также образуют регенерационные каемки. Анатаз и брукит развиты по ильмениту в виде мелкоагрегатных скоплений и четко ограненных кристалликов. Сидерит присутствует в этих породах постоянно, замещая обломочные зерна и выполняя поры.

В качестве основных признаков, определяющих породы аркозово-кварцевой ассоциации, можно выделить следующие: 1) высокое содержание обломочного кварца с преобладанием разностей с ровным и слабеволнистым угасанием; 2) преимущественное развитие среди полевых шпатов калиевых разностей; 3) присутствие в комплексе аксессуариев только устойчивых минералов — циркона, турмалина, апатита, ильменита; 4) широкое развитие аутигенных разностей породообразующих компонентов — кварца и калиевых полевых шпатов, причем новообразованные калишпаты составляют основную часть цемента; 5) высокое содержание железистых аутигенных минералов — сидерита и пирита.

Анализ обломочного материала дает возможность считать, что наиболее вероятными материнскими породами при формировании аркозово-кварцевой ассоциации являлись главным образом протерозойские метаморфические образования Становой горной области. Кварц-полевошпатовые, кварцево-слюдистые, филлитовые и кремнистые сланцы, прорванные интрузиями гранитов, могли давать обломочный материал, близкий по составу терригенной части пород этой ассоциации. Высокое содержание калиевых полевых шпатов позволяет предполагать, что разрушались при этом и более древние архейские породы, богатые этими минералами (Коржинский, 1939; Дзевановский, 1958). Помимо вышеуказанных пород, материнскими являлись и кембрийские известняки, гальки и валуны которых распространены в нижних слоях угленосного комплекса. Выносившиеся при разрушении карбонатных пород ионы  $\text{CO}_3^{2-}$  способствовали образованию сидерита, обилие которого отмечается в породах аркозово-кварцевой ассоциации. Полное отсутствие в их составе роговых обманок и пироксенов, довольно распространенных в протерозойских и архейских породах, объясняется нестойкостью этих минералов. Процессы внутрислойного растворения привели к глубокому изменению первичного состава терригенной части пород данной ассоциации, поэтому в них сохранились лишь самые устойчивые из породообразующих и аксессуарных минералов.

**Граувакково-аркозовая ассоциация** алеврито-песчаных пород включает верхнюю часть нижнеюрских и все среднеюрские отложения. Нижняя граница ассоциации постепенная и устанавливается по исчезновению в разрезе типичных аркозово-кварцевых песчаников. Среди петрографических типов пород граувакково-аркозовой ассоциации преобладают собственно аркозовые песчаники, которые составляют более половины всех типов; четвертая часть из них представлена граувакково-аркозовыми песчаниками, еще в меньшем количестве распространены аркозово-кварцевые песчаники. Соотношения типов песчаников граувакково-аркозовой ассоциации таковы:

Тип песчаников	Колич. анализов	%
Аркозово-кварцевые . . . . .	41	23,0
Собственно аркозовые . . . . .	90	50,6
Граувакково-аркозовые . . . . .	47	26,4
Сумма . . . . .	178	100,0

Состав породобразующих компонентов в песчаниках рассматриваемой ассоциации следующий: кварц (40—55%), полевые шпаты (35—45%), обломки пород (10—17%), биотит (10—15%). Аксессуары представлены цирконом (20—55%), апатитом (12—40%), ильменитом (10—45%). В этой ассоциации появляются единичные зерна гранатов, которые приурочены к ее верхним горизонтам. Из аутигенных минералов, помимо кварца и плагиоклазов, образующих регенерационные каемки, широко развит кварц роговиковой структуры, который является основным минералом цемента. Распространены титанистые минералы (лейкоксен, анатаз, брукит), и особенно барит.

Породы граувакково-аркозовой ассоциации определяют следующие основные признаки: 1) высокое содержание обломков пород; 2) снижение доли кварца в составе обломочной части пород в среднем до 45% по сравнению с породами аркозово-кварцевой ассоциации; 3) преобладание среди полевых шпатов кислых плагиоклазов; 4) высокое содержание биотита, особенно в прослоях алевролитов; 5) широкое развитие в качестве цемента кварца роговиковой структуры; 6) постоянное присутствие барита и аутигенных титанистых минералов.

Анализ обломочного материала отложений граувакково-аркозовой ассоциации позволяет заключить, что ведущую роль среди материнских пород играли биотитовые, плагиоклаз-биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы, а также кварциты и кварцито-гнейсы, развитые в протерозойском комплексе Становой горной области. О преобладании среди материнских пород метаморфических образований свидетельствует специфическая форма зерен кварца, представленного уплощенными обломками, типичными для кристаллических сланцев. Незначительное

содержание калиевых полевых шпатов в рассматриваемых породах связано, скорее всего, с изменением состава материнских пород в области сноса. Гранитоидные интрузии, ранее поставившие эти минералы, ко времени накопления среднеюрских осадков были размыты, и обломочный материал поступал в основном за счет разрушения кристаллических сланцев.

**Аркозовая ассоциация** алеврито-песчаных пород включает отложения верхней юры и нижнего мела. Нижняя граница ее постепенная и устанавливается по появлению в разрезе собственно аркозовых песчаников с разнообразным комплексом акцессорных минералов. По петрографическому составу среди пород ассоциации резко преобладают собственно аркозовые песчаники — 85% от всех типов пород. Второстепенное значение имеют аркозово-кварцевые и граувакково-аркозовые песчаники, причем первые из них характерны для верхнеюрских отложений, вторые — для нижнемеловых. Соотношения типов песчаников аркозовой ассоциации:

Тип песчаников	Колич. анализов	%
Аркозово-кварцевые . . . . .	15	6,9
Собственно аркозовые . . . . .	226	85,6
Граувакково-аркозовые . . . . .	17	7,5
Сумма . . . . .	261	100,0

В составе обломочных компонентов песчаных пород ассоциации распространены кварц (25—46%), полевые шпаты (48—70%), обломки пород (1—10%), биотит (1—15%). Обломки пород представлены кварцитами, микропегматитами, основной массой эффузивов, аргиллитами и алевролитами. В холодниканской свите встречаются крупные сростки плагиоклазов с эпидотом и пироксеном, платиоклазов с микроклином, плагиоклазов и микроклина с амфиболом. Эти сростки являются обломками разнообразных материнских пород — диафторитов, гранитов, плагиогнейсов, амфиболитов и др., которые не успели дезинтегрироваться в процессе выветривания и транспортировки. Акцессорные минералы представлены исключительно разнообразным комплексом: циркон, апатит, гранат, турмалин, эпидот, сфен, роговая обманка, пироксен, ильменит. По характеру распределения акцессорных минералов в аркозовой ассоциации отчетливо выделяются три подассоциации: 1) нижняя, включающая породы кабактинской свиты и устанавливаемая по высокому содержанию гранатов (до 37%); 2) средняя, охватывающая породы беркакитской и нерюнгринской свит и характеризующаяся наибольшим содержанием эпидота (до 35%) и сфена (до 15%); 3) верхняя, включающая породы холодниканской свиты и определяемая развитием пироксенов и роговых обманок, неизвестных в нижележащих отложениях.

Из аутигенных минералов распространены кварц, ломонит, эпидот, лейкоксен, барит, сидерит, пирит. Аутигенный кварц встречается в виде регенерационных каемок вокруг обломочных зерен (кабактинская свита) и в виде выделений в породах (беркакитская свита); в нижнемеловых породах новообразованный кварц, по существу, отсутствует. По всему разрезу развит ломонит, образование которого связано с переработкой в процессе эпигенеза кальцийсодержащих плагиоклазов. Лейкоксен встречается в форме мелких выделений, а иногда составляет большую часть цемента (горизонт песчаников в основании Мощного). Новообразованный эпидот характерен для кабакитских и беркакитских пород. Барит приурочен к нерюнгринской свите. Сидерит и пирит встречаются в форме спорадических выделений и мелкой вкрапленности; сидерит составляет значительную часть цемента в породах нижнего мела.

В целом для пород аркозовой ассоциации характерны следующие основные признаки: 1) преобладание в терригенной части минералов группы полевых шпатов (>50%); 2) широкое развитие среди полевых шпатов эпидотизированных (сосюритизированных) разновидностей; 3) уменьшение роли кварца среди породообразующих компонентов (в среднем до 30%); 4) исключительное разнообразие аксессуариев и появление среди них неустойчивых минералов — пироксенов и амфиболов; 5) повсеместное развитие в цементе ломонита.

Состав обломочных компонентов в породах аркозовой ассоциации свидетельствует об их возникновении за счет разрушения кристаллических пород, не подвергшихся процессам химического выветривания. Гранат-диопсидовые, плагиоклаз-амфиболовые, гранат-биотитовые и еще целый ряд метаморфических образований поставляли разнообразный и богатый по составу обломочный материал. Обилие эпидота и эпидотизированных плагиоклазов говорит о значительной роли диафторитов как материнских пород. Кроме того, обломочный материал поставляли кислые и щелочные эффузивные породы, о чем свидетельствуют гальки конгломератов в основании нижнемеловых отложений. Последние представлены гранитами, кварцевыми порфирами, трахитами, ортофирами, т. е. породами, типичными для изверженных образований Станового комплекса. Щелочной характер материнских пород подтверждается и тем, что среди аксессуарных минералов отмечено высокое содержание апатита и специфических короткостолбчатых бипирамидальных зерен циркона. Апатит и указанные разновидности цирконов характерны для нефелиновых сиенитов, миаскитов и других щелочных пород.

Выделенные терригенно-минералогические ассоциации пород имеют широкое распространение на площади и могут служить для целей межрегиональной корреляции. Породы аркозово-кварцевой ассоциации, кроме Алдано-Чульманского района,

установлены и в Усму́нском угленосном районе Южной Якутии. Песчаники аналогичного состава с высоким содержанием кварца и калишпатовым цементом описаны А. И. Казариновым в нижней части юрских отложений в Центрально-Алданском районе. Наконец, необходимо отметить большое сходство, которое обнаруживают породы аркозово-кварцевой ассоциации с породами граувакково-кварцевой ассоциации, выделенной А. Г. Коссовской (1962) в основании юрских отложений Западного Верхоя́нья и Вилюйской синеклизы (табл. 2).

Таблица 2

Схема сопоставления терригенно-минералогических ассоциаций пород Западного Верхоя́нья и Южной Якутии

Западное Верхоя́нье и Вилюйская синеклиза (по Коссовской, 1962)			Южная Якутия (Алдано-Чульманский район)		
Возраст	Мощность, м	Ассоциация пород	Возраст	Мощность, м	Ассоциация пород
K <sub>1</sub>	2500	Олигоклаз-андезиновые аркозовые песчаники	K <sub>1</sub> —J <sub>3</sub>	2400	Аркозовая
J <sub>3</sub>	4500	Микроклин-альбитовые граувакково-аркозовые песчаники	J <sub>2</sub> —J <sub>1</sub>	900	Граувакково-аркозовая
J <sub>2</sub>	800	Граувакково-кварцевые песчаники	J <sub>1</sub>	200	Аркозово-кварцевая

Граувакково-аркозовая ассоциация, распространенная в Южной Якутии, по своим особенностям близка ассоциации микроклин-альбитовых граувакково-аркозовых песчаников чечумской серии Западного Верхоя́нья. Исключительное сходство можно наблюдать между аркозовой ассоциацией Южно-Якутского бассейна и ассоциацией олигоклаз-андезиновых аркозовых песчаников сангарской серии Западного Верхоя́нья.

Эти факты подтверждают точку зрения К. В. Боголенова (1967), А. Г. Коссовской (1962) о том, что при накоплении мезозойских отложений Южной Якутии, Вилюйской синеклизы и Западного Верхоя́нья существовала единая крупная питающая провинция, которая поставляла огромное количество близкого по составу обломочного материала. Такой провинцией служили горные сооружения Станового хребта и Патомского нагорья. При этом накопление одинаковых по составу осадков в Вилюйской впадине и Западном Верхоя́нье происходило с некоторым опозданием во времени по сравнению с Южной Якутией, что хорошо видно при сопоставлении возрастов терригенно-минералогических ассоциаций пород этих регионов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 247 с.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967. 327 с.
- Дзевановский Ю. К. Алданский щит.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 48—51.
- Казаринов А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа.— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 125—135.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939, с. 80—89.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962, 203 с.
- Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 278—354. (Тр. ЛАГУ, вып. XI).
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, 464 с.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
- Тектоническая карта Евразии м-ба 1:5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. М., ГУГК, 1966.

В. М. ЖЕЛИНСКИЙ,

В. Н. КОРОБИЦЫНА, Ю. Х. ПРОТОПОПОВ

### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ПЛОТНОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Мезозойская толща Чульманской впадины включает нижнеюрские (юхтинская свита), среднеюрские (дурайская свита), верхнеюрские (кабактинская и беркакитская свиты) и нижнемеловые (нерююгринская и холодниканская свиты) отложения. Общая мощность их около 3500 м. Это преимущественно терригенные породы — песчаники различного гранулометрического состава, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Большой интерес к Чульманской и другим мезозойским депрессиям Южной Якутии связан с обнаружением в них промышленных запасов высококачественных коксующихся углей.

Проведенное изучение вещественного состава пород угленосной толщи Чульманской впадины имело целью установление степени постседиментационных преобразований этих пород и ее взаимосвязей с их плотностями.

Петрографические исследования показали, что постседиментационные изменения угленосных отложений характеризуются отчетливо выраженной зональностью минеральных и структурных преобразований, интенсивность которых возрастает сверху вниз по разрезу. По степени этих преобразований в разрезе выделяются зоны начального и глубинного катагенеза и зона начального метагенеза.

Зона начального катагенеза охватывает отложения холодниканской свиты нижнего мела. Последние отличаются исключительным разнообразием породообразующих и акцессорных минералов. Цемент в них имеет разнородный состав и состоит из мелкоизмельченных зернами кварца, полевых шпатов, слюды и слабополяризующей глинистой массой, представленной гидробиотитом и хлоритом. Обломочный материал здесь претерпел лишь незначительные изменения, которые выражены в частичном растворении и коррозии зерен кварца, плагиоклазов, эпидота и сфена. Более отчетливо процессы внутрислойного растворения сказались на малоустойчивых пироксенах и роговых обманках, зерна которых приобрели весьма характерную зубчатую форму. Типичным для этой зоны является переход мелкообломочного биотита в хлорит и затем в гидрослюду.

Зона глубинного катагенеза включает отложения перюингринской свиты нижнего мела, всю верхнюю и среднюю юру и частично заходит в нижнюю юру. Это большая часть угленосной толщи (около 2500 м). По степени вторичных преобразований в ней выделяются две подзоны. Верхняя — подзона цеолитово-гидрослюдистого цемента — включает отложения перюингринской и беркакитской свит. Для нее характерно: 1) широкое развитие конформных структур с частичным растворением обломочного материала; 2) растворение эпидота и сфена и одновременное формирование их аутигенных модификаций; 3) широкое распространение цеолитового цемента; 4) переход большей части хлорита в гидрослюдистые минералы.

Нижняя подзона — подзона гидрослюдистого и кварц-роговикового цемента — охватывает отложения кабактинской, дурайской и верхнюю часть юхтинской свит. Ее отличают следующие признаки: 1) широкое развитие явлений регенерации обломочных зерен кварца и плагиоклазов; 2) почти полное преобразование обломочного биотита — хлоритизация, обесцвечивание и переход его в мусковитоподобный минерал; выносимое при этом железо концентрируется в виде мелких кристалликов пирита и сидерита; 3) глубокая переработка глинистого вещества, выражающаяся в выносе свободного кремнезема, который кристаллизуется в порах, образуя кварцевый цемент роговиковой структуры.

Стадия метагенеза является переходной от катагенеза к региональному метаморфизму. В нижней части угленосного комп-

лекса выделяется зона начального метагенеза, отличающаяся исключительно широким развитием кварцито- и шпидовидных структур, микростилолитовых контактов между зернами и сутурных швов. Из других признаков для нее характерны аутигенные образования калиевых полевых шпатов.

Выделенные зоны постседиментационных преобразований пород устойчиво проявляются на всей площади Чульманской впадины, что свидетельствует о равномерном погружении различных ее участков в период седиментогенеза.

Весьма своеобразна характеристика плотности мезозойских пород. Впервые массовые определения плотности здесь проведены Э. Н. Лишневским, И. С. Елисеевой, Т. Г. Богомазовой (1968) в связи с изучением строения земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита. По данным этих авторов, средняя плотность нижнеюрских песчаников в северной, наименее погруженной сейчас части впадины составляет всего 2,32 г/см<sup>3</sup>. К югу плотность пород постепенно увеличивается. Песчаники средней юры в центральной части структуры имеют плотность 2,51. У южной границы депрессии песчаники средней и верхней юры характеризуются плотностью до 2,61. Закономерное увеличение плотности пород в южном направлении Э. Н. Лишневский с соавторами объясняют тем, что зона наибольших погружений Чульманской впадины в юрское время располагалась вблизи ее современного южного борта. В этом случае сравнительно молодые отложения на юге впадины перекрывались мощным слоем осадков, статическая нагрузка которого и привела к их высокому уплотнению. В северном направлении мощность перекрывающих осадков, по их мнению, быстро сокращалась, в связи с чем нижнеюрские породы на севере впадины и испытали меньшее уплотнение. Аналогичным образом в настоящее время большинство геологов-угольщиков объясняют причины повышенного метаморфизма нижнемеловых углей Нерюнгринского месторождения (Фролов, 1966; Каримова и др., 1968).

Позднее определения плотности пород Чульманской впадины были выполнены И. Х. Юдборовским (1971). Полученные результаты совпадают, по существу, с теми данными, которые приведены в работе Э. Н. Лишневского и др. (1968), однако более высокую плотность пород в южной части депрессии И. Х. Юдборовский объясняет влиянием тектонических напряжений периода складчатости. Последние проявились наиболее интенсивно на юге, что привело к закрытию части пор и соответственно к повышению плотности пород на этом участке.

Приведенные результаты изучения плотности пород находятся, казалось бы, в явном противоречии с установленной нами зональностью постседиментационных преобразований мезозойских отложений Чульманской впадины. Чтобы разобраться в этом вопросе, нами проведены контрольные замеры плотности

пород. С целью исключения влияния процессов современного выветривания образцы были отобраны из керна разведочных скважин и предварительно подвергнуты детальному петрографо-минералогическому анализу. Результаты этих определений приведены в таблице.

Действительно, наименьшую плотность имеют породы нижней юры, залегающие в основании разреза мезозойской толщи, тогда как нижнемеловые отложения холодниканской свиты, венчающие этот разрез, обладают самой высокой плотностью. Однако такой характер распределения плотности обусловлен не различием в темпах прогибания северных и южных участков впадины в период мезозойского седиментогенеза, как считают Э. Н. Лишнеvский, В. И. Фролов и др., и не различием в проявлении тектонических напряжений на этих участках в период складчатости, как отмечает И. Х. Юдборовский, а, по существу, целиком определяется вещественным составом пород.

Особенности минерального состава мезозойских пород Чульманской впадины обусловлены геологической историей региона. Предшествующий накоплению нижнеюрских осадков длительный перерыв в седиментации (с кембрия по триас включительно) способствовал интенсивному химическому выветриванию в областях сноса, что привело к частичному или полному разложению наименее устойчивых минералов, таких, как средние и основные плагиоклазы, гранаты, амфиболы и пироксены. Как известно, прямым признаком химического выветривания в областях питания является зрелый характер минеральной ассоциации пород при низкой степени их седиментационной зрелости, т. е. слабой окатанности и сортировке обломочного материала (Коссовская, 1962). Именно такими минералогически зрелыми и малозрелыми седиментационно являются породы нижней юры.

Процессы разложения минеральных компонентов, которые начались в областях сноса, интенсивно продолжались и после отложения осадков в стадии диагенеза, катагенеза и метagenеза, что и привело к полному исчезновению малоустойчивых минералов. В настоящее время нижнеюрские породы состоят почти

Плотность мезозойских пород Чульманской впадины

Свита	Колич. образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>		
		миним.	максим.	средн.
Холодниканская . . .	41	2,55	2,92	2,64
Нерюнгринская . . .	23	2,55	2,77	2,60
Беркаитская . . . .	—	—	—	—
Кабактинская . . . .	38	2,52	2,64	2,56
Дурайская . . . . .	22	2,52	2,66	2,59
Юхтинская . . . . .	31	2,39	2,68	2,55

исключительно из кварца и калиевых полевых шпатов, т. е. из таких минералов, которые являются наиболее устойчивыми и в то же время имеют наименьший удельный вес. Выход тяжелых фракций из этих пород составляет тысячные доли процента.

Совершенно другой состав имеют породы нижнего мела, накопление которых совпадает по времени с начальным этапом альпийской фазы тектогенеза. Рельеф питающих провинций в этот период значительно омолодился, и они поставляли грубый и малоизмененный обломочный материал. Поскольку и постседиментационными преобразованиями нижнемеловые отложения слабо затронуты, в них наблюдается большое разнообразие как породообразующих, так и аксессуарных минералов, а выход тяжелых фракций увеличивается по сравнению с нижнеюрскими породами во много раз, составляя от 5 до 20% терригенной части. Следовательно, различия в значениях плотности юрских и нижнемеловых пород необходимо связывать не с действительным уплотнением их в период существования, а с различными количественными соотношениями в них минералов тяжелых и легких фракций. Такой вывод подтверждают и результаты определения открытой пористости, выполненные в лаборатории геологии нефти и газа Института геологии ЯФ СО АН СССР. Коэффициент открытой пористости нижнеюрских пород колеблется от 3 до 5%, тогда как в нижнемеловых отложениях он увеличивается до 6—7%, хотя они и обладают более высокой плотностью.

Таким образом, проведенное изучение вещественного состава и плотности угленосных отложений Чульманской впадины показывает, что значения плотности здесь не отражают степени постседиментационных преобразований пород, а зависят главным образом от минерального состава этих пород. Как показали исследования в Кузнецком, Горловском и других угленосных бассейнах (Воронцов, Топорец, 1968), плотность вмещающих угли пород зависит не только от вещественного состава основных породообразующих компонентов, но также и от гранулометрии, типа цемента, количества растительных остатков и ряда других факторов. Поэтому, оперируя лишь значениями плотности, чтобы избежать ошибок, необходимо весьма осторожно судить о степени постседиментационных изменений пород и геолого-тектонической истории региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

Воронцов В. В., Топорец С. А. Вопросы эпигенеза вмещающих пород угленосной толщи Кузнецкого и Горловского бассейнов.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 252—284.

**Каримова С. С., Лубяновский М. Н., Прилуцкий А. М., Фролов В. И.** Петрографические особенности и метаморфизм углей Алдано-Чульманского района.— «Сов. геол.», 1969, № 6, с. 131—139.

**Коссовская А. Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 203.

**Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А.** Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— «Сов. геол.», 1968, № 7, с. 75—85.

**Фролов В. И.** О метаморфизме алдано-чульманских углей.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1966, № 7, с. 71—75.

**Юдборовский И. Х.** Физические свойства горных пород Алданского щита.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 62—78.

**А. С. КОВТУН, И. Е. МОСКВИТИН**

## **ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ КАРБОНАТНОГО ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА БОТУОБИНСКОГО ГАЗОНОСНОГО РАЙОНА**

Осадочный разрез Ботубинского газоносного района представлен преимущественно галогенно-карбонатными кембрийскими и в меньшей мере терригенно-карбонатными верхнепротерозойскими отложениями. Промышленная газоносность связана как с терригенными, так и с карбонатными породами. В настоящей статье рассматриваются карбонатные породы — наиболее сложные с точки зрения формирования в них коллекторов. Исследования проводились по шлему и керну скважин 1-п, 3, 6 Средне-Ботубинской и 1-п Нэлбинской площадей. В стратиграфическом отношении объектом исследований является часть нижнекембрийского разреза, выделяемая как аналог осинского горизонта Иркутского амфитеатра под таким же названием. «Осинский» горизонт Ботубинского газоносного района залегает под мощной соленосной толщей и вскрыт на Средне-Ботубинской и Нэлбинской площадях в интервалах глубин 1430—1520 и 1530—1620 м. Из «осинского» горизонта на Средне-Ботубинской площади получены промышленные притоки газа, в корне отмечены включения нефти. На Нэлбинской площади породы «осинского» горизонта нефтенасыщены.

Литолого-петрографические исследования показали, что «осинский» горизонт сложен доломитами, доломитами известковистыми с подчиненными прослоями известняков доломитистых и ангидрито-доломитовых пород. По структурным особенностям

доломиты разделяются на зернистые, комковато-сгустковые и водорослевые. Среди зернистых разновидностей наибольшее развитие в разрезе имеют доломиты микротонкозернистые, встречающиеся чаще всего в неравномерном переслаивании с доломитами мелко- и среднезернистыми, комковато-сгустковыми.

Доломиты (известняки) микротонкозернистые (меньше 0,01 мм) слоистые, глинистые, сульфатизированные. Глинистый материал в пределах слоев рассеян равномерно, выполняет межзерновое пространство и встречается в зернах доломита в виде примеси. Содержание глинистого материала не превышает 6—8%. Среди сульфатов преимущественное распространение имеет ангидрит, встречающийся в межзерновом пространстве совместно с глинистым материалом и отдельными пелитизированными призматическими кристаллами (до 1—2 мм). Содержание сульфатов в породе достигает 2—3%.

В микротонкозернистых доломитах встречаются мелкие (не более 0,01 мм) поры седиментации, изолированные друг от друга. Процессы перекристаллизации выражены слабо и приурочены к прослоям с незначительным (до 2%) содержанием глинистого материала. В пределах такого слоя перекристаллизованные участки распределяются неравномерно, размеры зерен не превышают 0,02—0,03 мм, а редкие поры перекристаллизации равны или меньше 0,01 мм. Поры перекристаллизации изолированы друг от друга или сообщаются между собой тонкими короткими межзерновыми каналами. Пористость по шлифам в микротонкозернистых доломитах не превышает 0,1—0,2%. Для таких типов пород характерны секущие слои прямолинейные трещины, в основном перпендикулярные поверхности наложения. Трещины, как правило, заполнены ангидритом, иногда на стенках их отмечаются мелкие изолированные зерна пирита. Объемная плотность минеральных трещин ( $T_m$ ) равна 20—160/1 м.

Доломиты мелкозернистые (0,01—0,05 мм), слоистые, реже массивные, глинистые (2—5%), сульфатизированные (2—7%). Характер распределения глинистого и сульфатного материала аналогичен распределению в тонкозернистых доломитах; встречаются же призматические кристаллы ангидрита чаще. Нередко кристаллы ангидрита образуют гнездообразные скопления. В мелкозернистых доломитах развиты поры седиментации, перекристаллизации и в меньшей мере выщелачивания. Седиментационные поры чаще всего заполнены глинисто-сульфатным материалом, иногда с примесью органического вещества. Поры перекристаллизации и выщелачивания в большинстве случаев заполнены (в порядке выделения) пиритом, сульфатами и реже желтовато-коричневым битумом. Размеры пор перекристаллизации не превышают размеров зерен, поры же выщелачивания иногда в 2—3 раза больше размеров зерен. Поры перекристаллизации и выщелачивания связаны между собой межзерновыми

каналами и короткими извилистыми сутуровидными трещинами. Пористость по шлифам в мелкозернистых доломитах колеблется от 0,5 до 4—7%, причем основную емкость составляют поры выщелачивания.

Трещины в мелкозернистых доломитах секущие (перпендикулярные, реже наклонные к поверхности наслоения), прямолинейные, слабоизвилистые, иногда прерывистые, кулисообразные, ветвящиеся. Секущие трещины нередко оперяются серией коротких параллельных между собой трещин, ориентированных под углом 15—30° к основной трещине. Трещины в большинстве случаев минеральные, заполнены (в порядке выделения) пиритом, доломитом, ангидритом, причем существенно преобладает ангидритовое заполнение трещин. Объемная плотность минеральных трещин ( $T_m$ ) колеблется от 40 до 220—230/1 м. Открытые секущие трещины встречаются редко и, как правило, проходят внутри минеральных трещин. Морфологические особенности открытых трещин аналогичны минеральным. С трещинами связаны или к ним приурочены щелевидные каверны, заполненные тем же материалом, что и полости трещин. В окончаниях секущих открытых трещин (раскрытость 5—15 мк) встречается желтовато-коричневый и красновато-желтый битум. Наличие аналогичного битума отмечено в порах, связанных с трещинами, и в межзерновом пространстве, прилегающем к трещине или поре с битумом; при этом дальность проникновения битума в межзерновое пространство от контура трещины или поры составляет 0,4—2 мм. Объемная плотность открытых трещин ( $T_o$ ) равна 40—60/1 м. Трещинная проницаемость ( $K_t$ ) — 3—6 мДарси. Помимо трещин, в доломитах встречаются мелкозубчатые сутуры, ориентированные параллельно и субпараллельно наслоению, заполненные глинисто-органическим веществом. Сутуры иногда разветвляются, рассекают кристаллы ангидрита, минеральные трещины, огибают поры разного генезиса, но сообщаются с близлежащими порами тонкими короткими сутуровидными трещинами. Объемная плотность сутур ( $T_s$ ) равна 10—20/1 м.

Доломиты среднезернистые (0,05—0,25), массивные, слоистые, глинистые (2—3%), сульфатизированные (2—10%). Характер распределения глинистого материала аналогичен описанному выше. Сульфаты, представленные преимущественно ангидритом, встречаются в виде отдельных крупных (2—4 мм) призматических кристаллов, гнездообразных скоплений их и радиально-лучистых агрегатов в кавернах. Для среднезернистых доломитов характерны интенсивные процессы перекристаллизации и выщелачивания, приведшие к возникновению многочисленных неравномерно распределенных вторичных пор и каверн. Поры и каверны инкрустированы (в порядке выделения) пиритом, ангидритом, реже заполнены ангидритом или желтовато-коричневым битумом и соединяются межзерновыми кана-

лами и многочисленными секущими субгоризонтальными сутуровидными трещинами. Следует подчеркнуть, что большинство пустот ориентировано субпараллельно наслоению и приурочено к сутуровидным трещинам. Пористость по шлифам достигает 10—12%, кавернозность 2—5%. Трещины секущие, субпараллельны наслоению, кулисообразные, прерывистые, извилистые, ветвящиеся, нередко с многочисленными оперяющимися трещинами, расположенными под углом 10—25° к основной трещине. Среди секущих трещин 40—50% их частично или полностью заполнены ангидритом. Объемная плотность минеральных трещин ( $T_m$ ) достигает 100—120/1 м. Среди открытых трещин наибольшее развитие имеют короткие извилистые сутуровидные трещины перекристаллизации различной ориентировки. Такие трещины, соединяясь друг с другом, образуют прихотливо переплетенную сеть сутуровидных трещин. Объемная плотность таких трещин ( $T_n$ ) достигает 800—1000/1 м и более. Раскрытость трещин не превышает 10 мк и в основном равна 5 мк. Трещинная проницаемость — 4—10 мДарси. Кроме сутуровидных трещин, в среднезернистых доломитах развиты секущие и субгоризонтальные открытые трещины, проходящие внутри минеральных трещин или пересекающие их под различными углами. Морфология таких трещин аналогична морфологии минеральных трещин. Объемная плотность открытых трещин ( $T_o$ ) равна 200—280/1 м. Раскрытость трещин составляет 10—30 мк. Трещинная проницаемость колеблется от 1 до 30—40 мДарси, достигая в единичных случаях 200—300 мДарси.

Доломиты сгустковые, комковатые, глинистые (1—8%), сульфатизированные (1—3%), встречаются в виде отдельных прослоев среди зернистых доломитов. Глинистый материал почти весь сосредоточен в форменных образованиях. Сульфаты очень редко встречаются в комках и сгустках, чаще заполняют поры и каверны. Комки и сгустки сложены микро- и тонкозернистым доломитом с примесью глинистого материала и представляют собой удлиненные, округлые и неправильной формы образования с отчетливыми, реже расплывчатыми контурами размерами от 0,05 до 2—4 мм. Содержание их в породе колеблется от 50 до 90%. Форменные образования сцементированы мелко-, средне-, реже крупнозернистым доломитом. Тип цемента поровый, базальный. Емкость комковато-сгустковых доломитов определяется порами перекристаллизации и выщелачивания в цементе. В самих форменных образованиях поры встречаются очень редко. Поры и каверны частично, реже полностью заполнены (в порядке выделения) ангидритом и битумом. Пористость по шлифам иногда достигает 8—10%, чаще она составляет 4—5%. Кавернозность — 1—2%, иногда 4—6%. Поры и каверны сообщаются между собой извилистыми, ветвящимися сутуровидными, секущими и субгоризонтальными трещинами, развитыми в цементе породы. Часто с секущими трещинами

связаны щелевидные поры и каверны выщелачивания. Большинство секущих трещин частично или полностью заполнено ангидритом. Объемная плотность минеральных трещин ( $T_m$ ) достигает 180—200/1 м. Объемная плотность открытых трещин — 100—180/1 м. Трещинная проницаемость 5—40 мДарси, в отдельных случаях 250—300 мДарси.

Доломиты водорослевые узорчато-волнистослоистые, глинистые (3—7%), слабосульфатизированные (1—2%), неравномерно перекристаллизованные. Распределение глинистого и сульфатного материала подобно распределению в комковато-сгустковых доломитах. Слоистость определяется наличием глинистого материала. Водорослевые доломиты в разрезе встречаются в виде прослоев среди комковато-сгустковых и мелко-, среднезернистых доломитов. Перекристаллизация происходит лишь в прослойках доломита без примеси или весьма ничтожного количества глинистого материала. В участках перекристаллизации развиты поры перекристаллизации со следами выщелачивания и каверны. Поры и каверны прихотливой формы соединяются секущими и литогенетическими трещинами, собственными биогермовым телам водорослевых известняков и доломитов\*. Поры, каверны и трещины большей частью открытые, реже частично или полностью заполнены (в порядке выделения) ангидритом, битумом. Пористость по шлифам достигает 12—15%, чаще она равна 5—8%. Объемная плотность трещин составляет 80—500/1 м, причем 60—70% от общей плотности трещин приходится на литогенетические. Трещинная проницаемость колеблется от 3—4 до 50 мДарси, достигая в единичных случаях 350.

На основании изложенного устанавливаются следующие генерации трещин.

Первая (рудная) генерация, самая древняя — трещины, частично, а участками и полностью заполнены пиритом. Отмечены в доломитах микро-, тонко-, мелкозернистых. Встречаются очень редко, ориентированы под углом 60—80° к поверхности наслоения, реже — параллельно наслоению.

Пирит выполняет поры, связанные с трещинами, и неравномерно распределен в породе в виде отдельных зерен, их групп или стяжений. Последние чаще всего встречаются в глинистых доломитах.

Вторая, доломитовая, генерация — трещины заполнены средне-, мелкозернистым доломитом. Зерна доломита чистые, реже с мелкими включениями рудных минералов. Трещины данной генерации встречаются совместно с первой, но в количе-

---

\* Ковтун А. С. Трещиноватость верхнепротерозойских и кембрийских пород центральной части южного крыла Анабарской антеклизы и ее влияние на коллекторские свойства. Автореф. канд. дисс. Л., 1970, 7 с.

ственном отношении их меньше, чем трещин рудной генерации. В единичных случаях полости трещин заполняются последовательно рудным и доломитовым материалом. Совместное нахождение трещин первой и второй генераций со смещением по времени заполнения полостей трещин в первую очередь рудными минералами и наличие включений пирита в зернах доломита, выполняющих трещины, указывают на близкое по времени формирование трещин этих генераций. Наличие пирита в самой породе и преимущественно доломитовый состав последней позволяют предположить, что материал, выполняющий трещины первых двух генераций, сингенетичен порообразующим минералам, а заполнение трещин происходило за счет перераспределения материала породы, вероятно, в стадию позднего диагенеза — раннего эпигенеза.

Третья, ангидритовая, генерация — трещины заполнены ангидритом. Встречены в любых типах пород, морфологически разнообразны и наиболее многочисленны в зернистых доломитах. Как правило, они перпендикулярны и субперпендикулярны поверхности наложения. К ним приурочиваются многочисленные поры и каверны, выполненные ангидритом. С трещинами данной генерации связана система параллельных оперяющих трещин, наблюдаются иногда микросмещения (до 2 мм) слоев по ним.

Указанные выше генерации минеральных трещин относятся к группе неэффективных трещин, т. е. фильтрация флюидов по ним не происходит.

Четвертая генерация — трещины, заполненные битумом. Морфологически разнообразны. С ними связаны открытые и заполненные битумом поры и каверны. К ним приурочены целевидные поры выщелачивания. К трещинам данной генерации относятся литогенетические трещины, характерные для водорослевых известняков и доломитов, сутуровидные трещины, возникшие при перекристаллизации доломитов, и сутуры. Трещины и сутуры нередко создают сложную геометрическую сеть, связывая между собой поры и каверны разного генезиса. Наибольшая плотность таких трещин свойственна среднезернистым, комковато-сгустковым и водорослевым доломитам.

Пятая генерация — открытые трещины. Морфологически не отличаются от трещин предыдущих генераций. Часто проходят внутри трещин третьей и четвертой генераций.

Трещины четвертой и пятой генераций относятся к группе эффективных трещин и существенно влияют на коллекторские свойства пород. Разветвленная сеть эффективных трещин обеспечивает интенсивное проникновение флюидов, активизация процессов преобразования пород, а также сообщаемость пустот разного генезиса, благодаря чему улучшаются коллекторские свойства карбонатных пород.

Характеристика коллекторских свойств карбонатных пород «оленского» горизонта

Порода, тип доломитов	Пористость открытая, %		Пределы проницаемости (мода), мДарси	Пористость по шпифам, %		Пределы кавернозности (мода), %	Плотность трещин/ 1м		Пределы трещинной проницаемости (мода), мДарси	Тип коллектора
	колич. опред.	пределы (мода)		колич. опред.	пределы (мода)		мин. пределы	открытые (мода)		
Микротонкозернистые	14	0,2—6,4 (4)	0—0,23 (0,001)	19	0,1—0,2 (0,1)	—	20—160 (90)	—	—	НК
Мелкозернистые	15	1,2—11,7 (4—5)	0—15,3 (1)	22	0,5—7 (3)	—	40—230 (140)	40—60 (50)	3—6 (4)	ПТ
Среднезернистые	5	9,2—48,8 (15—17)	2,1—317,8 (170)	10	2—12 (10)	1—5 (3)	30—120 (90)	70—280 (200)	1—300 (25)	ТП, КП
Комковато-сгустковые	9	0,4—16 (6—8)	0—8,4 (1—2)	16	1—10 (5)	1—6 (2)	20—200 (80)	100—180 (130)	5—300 (22)	КПТ
Водорослевые	3	19,4—23 (22 ?)	175—227 (200?)	17	6—15 (8)	1—4 (3)	0—30 (10)	80—500 (300)	3—300 (27)	КП

Примечание. НК — не коллектор, ПТ — порово-трещинный, ТП — трещинно-поровый, КП — каверно-поровый, КПТ — каверно-порово-трещинный. Определения пористости и проницаемости проведены в лабораториях треста «Якутнефтегазразведка», Института геологии ЯФ СО АН СССР и ВНИГРИ.

Помимо выделенных генераций трещин, установлена еще одна — трещины, заполненные солью. Относительный возраст ее неопределенный. Трещины с галогенным заполнением в основном вертикальные, реже наклонные, кулисообразные, приурочены к прикровлевой части «осинского» горизонта на Нэлбинской и Средне-Ботубинской площадях, где он перекрыт толщей соленасыщенных пород с прослоями соли. В этой же части «осинского» горизонта солью заполнены поры и каверны, нередко наблюдается брекчирование пород, цементация обломков солью. Материал заполнения пустот и трещин в породах прикровлевой части «осинского» горизонта указывает на проникновение соли из перекрывающих «осинский» горизонт отложений.

Проникновение соли в карбонатные породы отрицательно влияет на коллекторские свойства пород, создает сложную форму коллектора в пространстве, приводя иногда к разобщению единого коллектора. По скважинам Средне-Ботубинской и Нэлбинской площадей проникновение соли в породы «осинского» горизонта отмечено на 25—40 м ниже его кровли.

Лабораторные определения емкостных и фильтрационных свойств карбонатных пород по керну скважин выявили широкий диапазон изменений открытой пористости (0,2—23%) и газопроницаемости (0—318 мДарси). Для карбонатных пород южного крыла Анабарской и северного склона Алданской антеклиз А. С. Ковтуном установлено, что между открытой пористостью и межзерновой проницаемостью существует прямая зависимость.

Межзерновая проницаемость достигает значений 1 мДарси и более лишь при открытой пористости 12—14%. Приняв нижний предел значений открытой пористости 12% за основу, можно допустить, что при пористости выше этого значения в карбонатных породах возникает режим фильтрации, характерный для гранулярных коллекторов, т. е. коллекторов порового типа. С целью установления типа коллектора в карбонатных породах «осинского» горизонта рассматриваемого района все имеющиеся результаты лабораторных, макро- и микроскопических исследований сведены в таблицу с распределением параметров по выделенным типам пород.

Исходя из всего изложенного, можно сделать вывод, что для карбонатных пород «осинского» горизонта характерен смешанный тип коллектора: каверно-порово-трещинный, в котором емкостные свойства пород обуславливаются кавернозностью и пористостью перекристаллизации и выщелачивания. Фильтрационные свойства определяются как трещинами разного генезиса, так и пустотным пространством и соединяющими их межпоровыми каналами, образование которых обязано трещинам разного генезиса.

## О СТРОЕНИИ «ОСИНСКОГО» ГОРИЗОНТА БОТУОБИНСКОГО ГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

В Ботуобинском газоносном районе установлены два продуктивных горизонта. Нижний связан с терригенными и терригенно-карбонатными породами вендских отложений, верхний — с карбонатными породами нижнего кембрия, залегающими под мощной соленосной толщей. В настоящей статье рассматривается строение верхнего горизонта, выделяемого в качестве аналога «осинского» горизонта Иркутского амфитеатра.

Изучение карбонатных пород «осинского» горизонта по керну и шламу скважин Средне-Ботуобинской (1-п, 3, 6) и Нэлбинской (1-п) площадей позволило расчленить разрез на литологически разнородные пачки (снизу вверх).

I. Доломиты пелитоморфные, тонкозернистые, глинистые, темно-серые, прослоями зеленовато-серые, с тонкими прослойками карбонатных глин, темно-серых, зеленоватых и коричневатых. Зерна доломита (0,001—0,01 мм) неправильной изометричной формы, плотно упакованы, сцементированы глинисто-карбонатным материалом. Глинистый материал равномерно рассеян в породе, содержание его в доломитах с плотной упаковкой зерен не превышает 5—10%. Характерным для этих пород является сульфатизация, выражающаяся в наличии мелких изометричных неправильных, реже игольчатых кристаллов и зерен ангидрита, соизмеримых с зернами породы. Кристаллы и зерна ангидрита часто деформированы, форма их нередко определяется конфигурацией зерен доломита. Иногда встречаются крупные (0,1—1 мм) призматические кристаллы ангидрита. Помимо ангидрита, в породе присутствуют неравномерно распределенные мелкие (0,01—0,03 мм) включения пирита.

Данная пачка прослеживается в разрезах всех изученных скважин и залегает в основании «осинского» горизонта. Мощность ее изменяется от 14 до 21 м (см. таблицу).

II. Доломиты средне-, мелкозернистые (0,03—0,2 мм), массивные, слоистые, серые, темно-серые, глинистые. Доломитовые зерна ромбической, удлинённой, полигональной формы средней и рыхлой упаковки, сцементированы пелитоморфным глинистым доломитом, неравномерно распределенным в породе. В доломитах с плотной упаковкой зерен часто встречаются конформная, инкорпорационная и микростилолитовая структуры. Стилолиты заполнены глинисто-органическим материалом. Доломиты с плотной упаковкой зерен тяготеют к низам пачки. Для доломитов с рыхлой упаковкой зерен характерны многочисленные поры с разнообразными морфологическими признаками. Размеры пор соизмеримы с размерами зерен вмещающей

Сооставление литологических пачек

Пачка	Налбинская пл.		Средне-Ботубовинская пл.					
	скв. 1-п		скв. 1-п		скв. 3		скв. 6	
	интервал, м	мощность, м	интервал, м	мощность, м	интервал, м	мощность, м	интервал, м	мощность, м
V	1543—1516	27			1470,5—1446,2	24,3		
IV	1555—1543	12	1490—1450	40	1480,2—1470,5	9,7	1501—1458	43
III	1567—1555	12			1488,2—1480,2	8,0	1509—1501	8
II	1605—1567	38	1528—1490	38	1518,2—1488,2	30	1535—1509	26
I	1619—1605	14	1542—1528	14	1534,2—1518,2	16	1556—1535	21

породы, иногда встречаются мелкие каверны (до 2—3 мм). Распределение пор в породе неравномерное, чаще всего гнездовидное. На Налбинской площади пустотное пространство доломитов данной пачки значительно битумом. Нерастворимый остаток (1—15%) представлен в основном глинистым материалом. В прикровлевой части пачки встречаются маломощные прослои колкватостульковых, водорослевых доломитов. Форменные элементы (0,03—1 мм) овальной, округлой неправильной формы, иногда с зонально-концентрическим строением, с четкими и расплывчатыми контурами, сложенны мелко-, тонкозернистым доломитом с примесью глинистого материала. Содержание форменных элементов 80—90%. Цементирующая масса представлена средне-, мелкозернистым доломитом. В основном пустоты распределены в цементирующем материале неравномерно и морфологически аналогичны пустотам, описанным выше.

Совместно с водорослевыми и колкватостульковыми доломитами встречаются известковистых, реже известковых средне-, мелкозернистых

доломитов. Известковый материал неравномерно распределен в пространстве в виде пелитоморфно-тонкозернистой, реже мелкозернистой массы.

Вторая пачка — самая мощная (25—38 м) и прослеживается по всем разрезам скважин (см. таблицу).

III. Доломиты пелитоморфные, тонкозернистые, слоистые, темно-серые, с тонкими прослойками зеленовато-серой карбонатной глины. В прикровлевой части пачки встречаются маломощные прослои доломита известковистого. Породы данной части аналогичны породам пачки I. Мощность пачки 8—12 м.

IV. Известняки серые пелитоморфные, тонкозернистые, участками средне-, мелкозернистые, плотные, массивные и слоистые, глинистые, с прослоями известняков доломитистых, доломитовых и доломитов средне-, тонко-, мелкозернистых известковистых и известковых. Данная пачка выделяется только на основании преимущественно известкового состава пород. По структурно-текстурным особенностям известняки аналогичны описанным выше доломитам. Сульфатизация в известняках проявляется в виде отдельных крупных (1—2 мм) призматических зерен ангидрита. В средне-, мелкозернистых известняках встречаются единичные и гнездообразные скопления мелких (0,01—0,06 мм) зерен пирита.

В разрезах скважин эта пачка выделяется нечетко. Возможно, она имеет линзовидный характер залегания. Мощность ее — 10—12 м.

V. Доломиты серые, темно-серые, мелко-, среднезернистые (0,03—0,25 мм), с прослоями доломитов известковистых и известковых. Зерна их ромбоэдрической и неправильно ромбоэдрической формы, сцементированы пелитоморфным, тонкозернистым, иногда мелкозернистым кальцитом, неравномерно распределенным в породе. Тип цемента поровый, контактовый. Поры развиты в цементе, чаще на контакте цемента с зернами доломита и распределены в породе неравномерно. Доломиты мелко-, среднезернистые, неизвестковистые, аналогичны доломитам пачки II. Битум выполняет поры разного генезиса и иногда встречается в трещинах.

Данная пачка залегает в кровлевой части «осинского» горизонта. Мощность ее — 22—27 м.

Промышленные притоки газа связаны с пачками II, IV и V, представленными преимущественно средне-, мелкозернистыми доломитами с прослоями известняков доломитистых, пористость которых достигает 20—25%. Породы II и IV пачек разделяются глинистыми доломитами с прослоями глин III пачки. Выдержанность последней пачки в разрезах скважин позволяет предполагать, что в разрезе «осинского» горизонта, вероятно, два газоносных пласта. Первый связан с доломитами и известняками IV и V пачек и приурочен к верхней половине горизон-

та. Наличие прослоев известняков в пачках IV и V позволяет рекомендовать — с целью интенсификации притоков газа — сернокислотную обработку интервалов залегания пород данных пачек. Второй пласт приурочен к доломитам пачки II, выделяемой в разрезах всех скважин и являющейся самой мощной в разрезе «осинского» горизонта.

**Н. Н. ГАВРИЛЬЕВ**

### **К ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ КАНДЫКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮДОМО-МАЙСКОГО ПРОГИБА**

Отложения кандыкской свиты верхнего рифея широко распространены в Майском синклинории Юдомо-Майского прогиба (Гаврильев, 1972). Этот синклинорий расположен восточнее Алданской и Майской впадин восточного склона Алданского щита и западнее Нетского антиклинория Юдомо-Майского мегосинклинального прогиба (Нужнов, 1967). Он представляет собой зону гребневидной складчатости и простирается между Нельканским и Улахан-Бамским глубинными разломами.

Терригенные отложения кандыкской свиты в пределах указанного синклинория залегают согласно и с размывом на известняках лахандинской свиты среднего рифея. Иногда контакт пород этих свит дизъюнктивного происхождения.

Полные разрезы кандыкской свиты описаны нами в районе устья р. Кирбии (Кирбии-Нельканский хр.) и скалы Тыаллаах (Челатский хр.). В районе скалы Нууччалаах (Гувиндинский хр.) и устья р. Ытыга (хр. Улахан-Бам) обнажены лишь верхние части разрезов свиты с видимыми мощностями соответственно 143 и 120 м. Ниже вкратце остановимся на описании более полных разрезов кандыкской свиты.

В районе устья р. Кирбии обнажен следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

- |                                                                                                                                |         |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1. Песчаники кварцевые, серые, разноплитчатые, через осыпь (20 м) залегают на карбонатных породах лахандинской свиты . . . . . | 140—160 |
| 2. Равномерное чередование песчаников и алевролитов кварцевых разнотернистых, серых и темно-серых, косослоистых . . . . .      | 34      |
| 3. Песчаники кварцевые разнотернистые светлые и темно-серые, косослоистые, массивные и среднеплитчатые . . . . .               | 26      |

4. Неравномерное чередование кварцевых песчаников (75—80%) и алевролитов (20—25%) разнозернистых серых, косо- и волнистослоистых. Песчаники среднеплитчатые, алевролиты тонко-, мелко- и среднеплитчатые. Последние часто переходят в глинистые и песчаные алевролиты по простиранию 92—94

5. Песчаники кварцевые разнозернистые, зеленовато-серые, разноплитчатые, косослоистые . . . . . 34

6. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, серые и светло-серые, средне- и толстоплитчатые (5—20 см) с волноприбойными знаками на поверхностях напластования . . . . . 20

7. Песчаники кварцевые среднезернистые, сахаровидные, белые и светло-серые, массивные (0,5—1,5 м), косослоистые, содержат волноприбойные знаки ряби и трещины усыхания. Косая слоистость пород подчеркивается тонкими прослоями и включениями желтовато-красного гематита и ржаво-бурого лимонита. У самой кровли пачки (и свиты) отмечается прослой (20—40 см) коричневого гематитокварцевого песчаника . . . . . 45

Суммарная мощность пород кандыкской свиты 390—410

Выше по разрезу залегают песчано-алевролитовые породы усть-кирбиинской свиты верхнего рифея.

В скальных обнажениях Тыаллаах (западный склон Челатского хр.) вскрываются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Толстоплитчатые серые гравелиты и полевошпато-кварцевые (50—60 см) и тонкоплитчатые зеленовато-серые кварцевые песчаники (40—50 см), залегающие на неровной размытой поверхности темно-серых и черных брекчиевидных известняков лахандинской свиты . . . . . 1

2. Песчаники полевошпато-кварцевые и кварцевые разнозернистые, темно-серые и серые внизу, зеленовато-серые вверху. Слоистость пород микроволнистая у подошвы горизонта, горизонтальная — в середине, косая — у кровли . . . . . 18

3. Силлы диабазы . . . . . 20

4. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, темно-серые и серые, косослоистые . . . . . 19

5. Песчаники кварцевые мелко- и среднезернистые, зеленые, тонко- и мелкоплитчатые (1—5 см), косослоистые . . . . .	58
6. Песчаники кварцевые, пиритоносные, мелкозернистые, стально-, темно- и зеленовато-серые, толстоплитчатые, косослоистые . . . . .	36
7. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, серые и буровато-зеленые, мелко- и тонкоплитчатые, косослоистые . . . . .	120
8. Силлы диабазы . . . . .	58
9. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, темно-серые и серовато-зеленые, разноплитчатые, волнисто- и косослоистые. В середине горизонта наблюдаются прослой алевритовых песчаников, а у кровли песчаники интенсивно пиритизированы . . . . .	92
10. Песчаники алевритовые, кварцевые, тонко- и мелкозернистые, темно- и буровато-серые, разноплитчатые (0,5—10 см), волнисто- и косослоистые . . . . .	58
11. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, светло-серые, тонкоплитчатые, горизонтальнослоистые . . . . .	95
12. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, светло-серые, толстоплитчатые и массивные, косослоистые. Содержат многочисленные охристые и киноварно-красные включения и стяжения лимонита . . . . .	164

Общая мощность кандыкской свиты . . . . . 740—750

Среди пород кандыкской свиты нами изучены кварцевые песчаники и гравелиты, полевошпато-кварцевые песчаники и гравелиты, кварцевые и известковые алевролиты, алевритовые известняки и аргиллиты.

**Кварцевые песчаники и гравелиты** разнозернистые (от 0,1—0,5 до 1,0—1,92 мм), содержат регенерационный кварцевый, гематитово-гидрослюдистый, глинистый, известковый и хлоритовый цементы. Кварц (от 60—78 до 94—97%) катаклазирован, мозаичного погасания, хорошо отсортирован и окатан. Кварцевый цемент (5—10%) порового типа. Гематитово-гидрослюдистый и пелитоморфный изотропный глинистый цементы (10—40%) пленочного, порового и базального типов содержат серицит, лимонит и гематит. Известковый цемент (от 10—15 до 27—40%) пелитоморфный, разнокристаллический, ксеноморфный, поровый и базальный, широко распространен в породах западных разрезов. Хлоритовый цемент (до 5—15%) спорадически отмечается совместно с глинистым и ассоциирует с круглыми и эллипсоидальными зёрнами светло-зеленого глауконита (до 2—4%). В этих породах наблюдаются редкие зёрна микрокли-

на, ортоклаза, кислых плагиоклазов (до 1—3%) и устойчивые акцессории.

**Полевощпато-кварцевые песчаники и гравелиты** разнозернистые, пользуются весьма незначительным распространением и встречаются на Челатском и Улахан-Бамском хребтах. Кварц (55—80%) в основном мелкозернистый (0,10—0,25 мм), иногда разнозернистый, различно окатан, слегка катаклазирован и регенерирован. Полевые шпаты (от 6—10 до 12—15%) представлены микроклином, ортоклазом, редко — плагиоклазами и равномерно распределены в этих породах. Кальцитовый цемент (3—5%) порового типа, пелитоморфный и тонкокристаллический. Хлорито-глинистый цемент (до 35—45%) базального типа содержит обильные чешуйки серицита и зерна лейкоксена.

**Кварцевые алевролиты** содержат гидрослюдистый, карбонатно-глинистый, гематито- и гидрожелезисто-глинистый и регенерационный кварцевый цементы. По минеральному составу они почти идентичны описанным выше кварцевым песчаникам, отличаются от них тонкозернистой структурой обломочных зерен, более темной окраской, отчетливой слоистостью и правильной плитчатой отдельностью. В состав алевролитов входят кварц (от 50—65 до 75—85%), плагиоклазы (3—8%), микроклин (1—3%), обломки кремнистых пород и кислых эффузивов (1—3%), слюды и акцессории. Терригенные зерна обычно изометричные, реже — удлиненной формы, средне- и слабоокатанные, хорошо отсортированы. Кварц прозрачный, с нормальным или слабоволнистым погасанием, часто содержит газовые и жидкие (?) пузырьки. Кислые и средние плагиоклазы нечетко сдвойничены, обычно разрушены и серицитизированы. Гидрослюдистый цемент (10—45%) в алевролитах явно преобладает.

На Кирбии-Нельканском хребте гидрослюдистый цемент совместно наблюдается с пелитоморфным, тонко- и мелкокристаллическим кальцитом (до 20—45% от цемента), который не корродирует обломочные зерна. В породах Гувиндинского, Челатского и Улахан-Бамского разрезов цемент часто имеет сложный карбонатно-, гематито- и гидрожелезисто-глинистый состав. Регенерационный кварцевый цемент (до 10—15%) пленочного и порового типов отмечается редко: в крупнозернистых алевролитах и алевритовых песчаниках.

**Алевритовые известняки и известковые алевролиты** беспорядочной и редко слоистой текстуры встречаются в виде отдельных прослоев в западных разрезах. Алевритовые известняки состоят из неокатанного кварца (20—25%), разнокристаллического кальцита (70—80%) и свежих полевых шпатов (1—5%). В известковых алевролитах кварц (70—80%) распределен равномерно, а кальцит (20—30%) является как бы поровым, поро-пленочным и иногда базальным цементом.

**Аргиллиты** изотропные, пелитоморфные с параллельно-слоистой текстурой содержат кварц (0,01—0,50 мм), гетит, лимонит, тонкие кристаллы пирита и микрочешуйки серицита.

Иммерсионным методом были изучены тяжелые терригенные и аутигенные минералы. По терригенным аксессуариям нами намечены с запада на восток следующие минеральные ассоциации:

а) по р. Кирбии — апатит-турмалин-цирконовая с пироксенами;

б) в скальных обнажениях Нууччалаах — сфен-турмалин-цирконовая с гранатом и рутилом;

в) в скальных обнажениях Тыллаах — амфибол-пироксен-турмалин-цирконовая с рутилом и биотитом;

г) по р. Ытыга — апатит-турмалин-циркон-лейкоксеновая с амфиболами.

В западных разрезах кандыкской свиты более распространены устойчивые к физическому и химическому выветриванию цирконы, турмалины, рутили и ильменит. В восточных разрезах стабильно фиксируются метаморфические (корунд, дистен, эпидот и гранаты) и неустойчивые (амфиболы, пироксены и биотит) минералы. Коэффициент устойчивости терригенных минералов (Гаврильев, 1970) с запада на восток закономерно понижается от 0,845 до 0,303, т. е. в западных разрезах более распространены неоднократно переотложенные устойчивые аксессуарии.

Для отложений кандыкской свиты Майского синклинория Юдомо-Майского прогиба можно выделить пироксен-ильменит-турмалин-цирконовую группу минеральных ассоциаций со сфеном и корундом (Гаврильев и др., 1973).

После среднерифейского регионального перерыва в осадконакоплении в кандыкское время позднего рифея земная кора заметно опускалась в пределах Майского синклинория Юдомо-Майского прогиба. В зоне сочленения его с восточным склоном Алданского щита отмечаются олигомиктовый состав песчаников и алевролитов, хорошая окатанность и сортировка обломочных зерен, зрелые минеральные ассоциации аксессуариев, что свидетельствует о том, что терригенный материал претерпел длительную транспортировку и неоднократно переотложение. Наличие полевошпато-кварцевых гравелитов и песчаников, аксессуариев метаморфического комплекса и фемических минералов в восточных разрезах кандыкской свиты указывает на то, что эти осадки накапливались за счет интенсивной эрозии охотского метаморфического комплекса архея Верхне-Майского поднятия (Гаврильев, 1970).

По приведенным данным можно сделать вывод, что в кандыкское время позднего рифея восточный склон Алданского щита и Верхне-Майское поднятие являлись основными питающими провинциями для Юдомо-Майского прогиба.

## ЛИТЕРАТУРА

Гаврильев Н. Н. Минеральные ассоциации терригенных отложений рифея и венда юго-востока Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3, с. 700—703.

Гаврильев Н. Н. К литологии отложений верхнего рифея Юдомо-Майского прогиба.— В кн.: Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск, 1972, с. 34—40.

Гаврильев Н. Н., Михайлов В. А., Москвитин И. Е. О терригенно-минералогических провинциях осадочного докембрия Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 1, с. 165—168.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., 1967, с. 160.

П. Н. СОКОЛОВ, Р. Г. МАТУХИН,  
К. Е. КОЛОДЕЗНИКОВ, Д. Г. ДЯКОНОВ,  
Г. С. ФРАДКИН, А. М. ПУСТЫЛЬНИКОВ

### СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННОЙ СОЛИ КЕМПЕНДЯЙСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ (Сибирская платформа)

В юго-западной части Виллойской синеклизы, на правом берегу р. Кемпендйай, у горы Таас-Туус и в долине р. Кюндяй, на берегу оз. Таас-Туус, с давних пор известны выходы каменных солей на дневную поверхность. Приурочены они к сводам соответственно Таас-Туусской и Восточно-Кюндяйской брахиантиклиналей сложной системы так называемых Кемпендйайских дислокаций и представляют собой останцы мощного соленосного горизонта кыгылтуусской свиты фаменского возраста (Колодезников, Волина, 1973; Пашкевич, 1971). Строение и состав этой соленосной толщи неоднократно описывались в литературе (Алексеев, Музыченко, 1939; Чумаков, 1959; Фрадкин, 1967; и др.), однако литолого-минералогические и геохимические особенности непосредственно каменных солей охарактеризованы очень слабо. Вместе с тем именно соли являются наиболее чувствительными к малейшим изменениям физико-химических условий осадконакопления, что делает их важным индикатором палеогеографической обстановки.

Наиболее полный разрез этой свиты вскрыт Кемпендйайской структурно-поисковой скважиной Р-1\* (интервал глубин 2010—2840 м) в юго-западном борту Кемпендйайской брахиантиклинали (см. рисунок).

\* Соленосные отложения данного района вскрыты также колонковыми скважинами К-1 и К-2 на Таас-Туусской структуре.

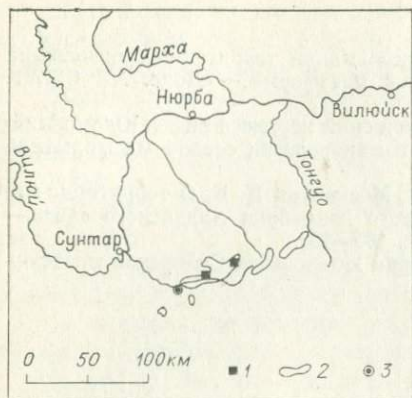


Схема расположения Кемпен'dайской структурно-поисковой скважины Р-1.

1 — выходы каменной соли на дневную поверхность; 2 — положительные структуры системы Кемпен'dайских дислокаций; 3 — Кемпен'dайская структурно-поисковая скважина Р-1.

почти бесцветных водяно-прозрачных разностей; сложены они субидiomорфными и идиоморфными кристаллами галита изометрично-полигональной, реже кубической формы (от 2—3 до 15—20 мм) с той или иной примесью глинисто-карбонатно-ангидритового и алевроитового материала. Изредка в солях отмечается мелкая сезонная слоистость, обусловленная частым чередованием в разрезе слойков (от 2—3 до 6—8 см) сравнительно чистых галититов и сильно загрязненных механическими примесями слойков (до 3 см); участками сезонные слойки соли отделены друг от друга тонкими (до 0,2—0,4 см) волнистыми и линзовидными слойками глинисто-карбонатно-ангидритового или глинисто-алевроитового состава.

Распространены соли по разрезу свиты неравномерно. Наибольшее их количество сосредоточено в нижней трети вскрытого скважиной разреза; соленасыщенность здесь составляет 70—75%. Соленасыщенность средней части разреза не превышает 10%, а верхней трети приближается к 50%.

Под микроскопом каменные соли обнаруживают обычно разномзернистую гранобластовую, реже шпатовую структуру, обусловленную беспорядочным расположением призматических, кубических и изометрично-полигональных кристаллов галита различной размерности. По величине галитовых кристаллов нами выделяются мелко- (до 1 мм), средне- (1—10 мм) и крупнозернистые (>10 мм) структуры каменных солей; преобладают среднезернистые слабо перекристаллизованные разности. Нередко в шлифах отмечаются реликты первичной зонально-зерни-

Здесь кыгылтуусская свита представлена пластами каменных солей мощностью от 2,5—3 до 80 м, разделенными чередующимися между собой прослоями алевролитов, аргиллитов, ангидритов и доломитов; подчиненное распространение имеют прослои песчанников, мергелей, пещловых туфов, туффиитов и известняков.

Каменные соли крупнокристаллические, массивные или тонко-, часто линзовиднослоистые, полупрозрачные до непрозрачных, розового, светло-коричневого и светло-серого цвета со стеклянним блеском и раковистым изломом. Иногда внутри светло-серых каменных солей встречаются прослои (0,5—2 мм)

стой структуры галита, подчеркивающейся зональным, иногда «перистым» или «елочковидным», распределением мелких «отрицательных» кристаллов кубической формы, выполненных маточной рапой и располагающихся по зонам роста кристаллов. Характерной особенностью описываемых солей является почти полное отсутствие каких-либо включений сильвина в галите. Только в двух шлифах в отдельных кристаллах галита отмечены единичные микровкрапленники сильвина овальной и неправильно-дендритовидной формы длиной до 0,20 мм.

В качестве сингенетичной примеси в галите наблюдаются редкие короткопризматические кристаллы ангидрита длиной до 0,15 мм и мелкочешуйчатые, реже длиннопризматические до игольчатых агрегаты гипса, образующие иногда мелкие гнезда и линзочки. Встречаются единичные относительно крупные (до 0,35 и редко до 0,52 мм) удлинено-призматические и реже ромбоэдрические кристаллы магнезита или доломита, располагающиеся, как правило, вблизи галопелитовых линзочек. Встречаются также субидиоморфные и идиоморфные кристаллики аутигенного кварца длиной до 0,15—0,20, редко до 0,40 мм; иногда аутигенный кварц собран в мелкие (до 0,25 мм в диаметре) округлые розетковидные агрегаты со сферолитовым строением. Наиболее широкое развитие аутигенный кварц имеет по краям галитовых зерен и линз на контакте с галопелитом; в этих случаях он как бы «сидит» на галопелите в виде одновершинных короткостолбчатых кристаллов, растущих в сторону галита, либо образует сплошные каемки и «корочки» вокруг галопелитовых включений. Характерно одновременное угасание таких образований по всему периметру или на значительной его части, что объясняется одинаковой или параллельной оптической ориентировкой кварца. Участками аутигенный кварц в виде мелкозернистых агрегатов выполняет промежутки между отдельными кристаллами галита и обладает одновременным угасанием на всю длину интерстиций, хотя последние нередко имеют коленчато-изогнутые очертания. Такое строение и форма кварцевых новообразований свидетельствуют, скорее всего, о том, что большая часть кремнистого вещества существовала в осадке первоначально в виде геля, который в постседиментационные стадии выкристаллизовывался и, теряя воду, переходил в мелкозернистый, реже розетковидный кварц, при этом каждая корочка или каждый изолированный участок геля кристаллизовались целиком в одной оптической ориентировке.

Следует отметить, что отдельные кристаллы кварца и ангидрита, заключенные внутри галитовых зерен, обладают отчетливым зональным строением, подчеркивающимся строго прямолинейным расположением микровключений пузырьков рапы по зонам роста наиболее развитых граней кристаллов.

В окрашенных разностях солей встречаются редкие мелкие (до 0,1 мм) пластинки красно-коричневого или лимонно-желто-

го гематита неправильно-полигональной, реже гексагональной формы. Гораздо чаще окислы железа в каменных солях присутствуют в виде пелитоморфного пигментирующего вещества в галопелитах.

Галопелитовое вещество располагается обычно в виде петелек и линзообразных скоплений (до 1—2 мм) в промежутках между кристаллами галита. Оно состоит главным образом из микро- и тонкозернистых агрегатов карбонатно-ангидритового состава с примесью сильно гематитизированного глинистого вещества; реже встречаются полуокатанные и неокатанные обломки слабо разложенных (пелитизированных) калишпатов, почти неизмененных плагиоклазов и кварца алевроитовой размерности. Присутствуют отдельные обломки светло-зеленого слабо плеохроирующего (хлоритизированного) биотита и эффузивных пород; последние нацело замещены хлоритом и гидрослюдами либо агрегатом хлорита и гематита, реже — карбонатно-хлорито-лейкоксоновыми агрегатами. В средней части разреза иногда отмечаются единичные обломки карбонатных пород.

Из акцессорных минералов наибольшим распространением пользуются обломки черных рудных минералов (магнетита и ильменита), циркона и турмалина. Реже встречаются обломки моноклинного пироксена, рутила и бесцветного граната.

Глинистое вещество, судя по оптическим характеристикам, представлено преимущественно гидрослюдой и хлоритом.

Результаты химических исследований, проведенных в аналитической лаборатории ИФХИМСа СО АН СССР, показали, что соляные породы описываемого разреза характеризуются хлоридно-натриевым составом (табл. 1). В незначительных ко-

Таблица 1

Химический состав соляных пород кыгылтуусейской свиты

Глубина отбора образца, м	Содержание, вес. %						Н.О.
	CaCl <sub>2</sub>	MgCl <sub>2</sub>	CaSO <sub>4</sub>	NaSO <sub>4</sub>	NaCl	Σ солей	
2048	—	—	4,60	—	83,60	78,20	10,5
2193	—	—	3,87	0,78	42,20	46,83	53,1
2197	—	—	5,47	0,42	47,80	53,78	43,6
2272	—	—	3,44	—	64,40	67,56	31,9
2277,5	0,1	0,07	3,40	—	79,40	82,58	17,0
2277,6	0,03	—	1,56	—	80,30	81,91	18,1
2290	0,06	—	5,16	—	74,30	79,52	21,1
2298	—	0,01	8,25	0,36	57,30	65,92	34,1
2354	0,02	0,05	0,11	—	93,90	94,08	5,6
2493	0,04	0,03	0,20	—	97,80	98,07	0,5
2528	0,02	0,04	2,91	—	93,60	96,57	2,5
2651	0,02	0,06	2,30	—	94,40	96,78	2,45
2654,5	0,25	0,04	4,42	—	91,60	96,31	2,9
2703	0,11	—	0,27	—	97,70	98,08	0,4
2788	0,05	0,06	1,75	—	93,50	95,36	3,54

Примечание. В образце, отобранном на глубине 2197 м, обнаружен MgSO<sub>4</sub> в количестве 0,09 вес. %.

личествах (0,01—0,25%) в них присутствуют хлориды магния и кальция. В отдельных образцах в десятых долях процента встречены сульфаты натрия, и в одном образце сильно загрязненной каменной соли, судя по пересчетам химических анализов, присутствует сульфат магния (0,09%). Следует отметить, что по результатам анализов, выполненных в химической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР (Фрадкин, 1967), зараженность каменных солей Кемпендяйского района сульфатом магния (от 0,1 до 0,2%) наблюдается почти повсеместно, хлориды кальция в количествах 0,26—0,38% отмечены лишь в пробах солей, отобранных в естественных обнажениях. Хлориды магния практически отсутствуют. По содержанию основных компонентов (NaCl; H. O. и CaSO<sub>4</sub>) результаты анализов, выполненных в названных лабораториях, существенно не различаются. Отмеченные выше различия в химическом составе солей находятся в пределах допустимых ошибок анализов и результатов пересчета.

Каменные соли Кемпендяйского района отличаются от разновозрастных солей других регионов полным отсутствием брома. Для них характерно также почти полное отсутствие хлористого калия; он обнаружен до 0,02% только в двух пробах, отобранных на глубине 2272 и 2277,6 м, в то время как в чистых каменных солях морских галогенных формаций его содержание составляет обычно 0,15—0,20% (Валяшко, 1962; Иванов, 1973; Страхов, 1962; и др.).

По количеству нерастворимого остатка, сложенного, как уже отмечалось, преимущественно глинисто-алевритовым материалом, в описываемом разрезе наблюдаются все переходы от практически чистых каменных солей (H. O. не превышает 0,6%) до сильно загрязненных глинисто-алевритовых их разновидностей; встречаются и сильно засоленные алевролиты с содержанием NaCl менее 50% (Фришенфельд, 1936).

Кроме терригенной алюмо-силикатной примеси, в нерастворимой части каменных солей присутствуют сульфаты кальция и карбонаты (табл. 2). Карбонатная фракция, по данным рентгеноструктурного анализа, слагается в основном кальцитом и доломитом.

Химический состав алюмо-силикатной части нерастворимых остатков изученных проб характеризуется переменными, относительно высокими содержаниями окислов кремния, алюминия и щелочных металлов (табл. 3). Более выдержано распределение по разрезу содержания окислов железа и особенно титана. Абсолютные содержания окислов щелочноземельных элементов сравнительно невелики при весьма ощутимом их относительном разбросе. Отмеченные факты свидетельствуют о неустойчивости условий выветривания в областях питания в период накопления соленосных осадков и незначительной химической дифференциации привносимого вещества. Высказанное суждение подтверж-

Таблица 2

## Состав нерастворимых остатков соляных пород кыгылтуусской свиты

Глубина отбора образца, м	Содержание компонентов, вес. %, по отношению к сухому остатку			CaSO <sub>4</sub>
	CaSO <sub>4</sub>	Σ карб	Σ терриг. материала	Σ карб. + + терриг. материала
2197	6,5	22,8	70,7	0,07
2272	10,3	14,0	75,7	0,11
2290	8,0	14,0	78,0	0,09
2298	12,2	18,8	69,0	0,14
2654,5	9,6	30,4	60,0	0,10

Таблица 3

## Химический состав алюмо-силикатной части нерастворимых остатков соляных пород кыгылтуусской свиты

Глубина отбора образца, м	Содержание, вес. %							
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
2197	65,9	15,5	6,1	0,65	0,6	2,6	6,6	2,3
2272	71,2	11,2	4,6	0,6	0,8	1,8	7,0	3,1
2290	70,6	13,5	5,2	0,75	1,7	0,8	5,6	2,1
2298	79,8	6,9	3,2	0,7	1,8	1,1	5,7	1,1
2654,5	70,5	13,5	5,0	0,7	1,0	2,4	4,7	2,8

дается и минеральным составом терригенного алевритового материала, в котором наряду с обломками кварца широким распространением пользуются плагиоклазы и калишпаты; нередко встречаются обломки таких неустойчивых минералов, как пироксены и хлориты.

Приведенная характеристика соляных пород, вскрытых Кемпендйской скважиной Р-4, свидетельствует о том, что они представляют собой первично седиментационные слабо перекристаллизованные образования. На это указывают и часто встречающиеся реликты зонального строения отдельных кристаллов галита и иногда сохранившаяся ненарушенная мелкая сезонная слоистость каменных солей.

Соленаккопление в описываемом районе, видимо, происходило при сильном влиянии материкового питания в условиях частично или полностью отшнурованного бассейна. Это подтверждается отсутствием брома и калия в галите, повышенными содержаниями стронция в нерастворимой части пород (табл. 4) и наличием значительной примеси терригенного материала при относительно низких концентрациях ангидрита. Для морских соленосных формаций, как известно, характерны незначительное содержание стронция и высокие концентрации брома (Ва-

ляшко, 1962; Лебедев, 1959; Страхов, 1962; Langbein, 1963; и др.).

По данным В. Н. Щербины (1960), важным индикатором путей поступления вод, питающих солеродные бассейны, является отношение  $\text{CaSO}_4$  к  $\Sigma$  карбонатной и терригенной составляющих. В нашем случае (см. табл. 2) это отношение намного меньше единицы, что также является признаком очень сильного влияния на солеродный бассейн опресненных материковых вод. О разбавлении воды опресненными континентальными водами свидетельствует и повышенное содержание карбонатов в солянокислой вытяжке нерастворимых остатков солей, среди которых заметным влиянием пользуется кальцит. Наличие кальцита в галопелитах, по мнению В. И. Лебедева (1959), Н. М. Страхова (1962) и других исследователей, также свидетельствует о континентальном характере соленаккопления.

В качестве косвенных признаков изолированности Кемпедийского солеродного бассейна от других позднедевонских солеродных бассейнов Сибирской платформы можно привлечь данные сейсмического зондирования, которые свидетельствуют о выклинивании соленосных горизонтов к краевым частям Кемпедийской впадины и общем сокращении мощности докембрийских отложений на этих участках (Бабаян и др., 1972). Отсутствие остатков морской фауны в отложениях кыгылтуусской свиты при значительных количествах спор и пыльцы преимущественно наземных растений также указывает на изолированность бассейна седиментации.

По содержанию в рапе брома, хлористого калия и некоторых других элементов позднедевонский Кемпедийский солеродный бассейн существенно отличался от одновозрастных бассейнов не только Русской и Северо-Американской платформ, но и от соседствующих с ним Нордвик-Хатангского (Воронов, 1958) и Норильского (Бгатов и др., 1967; Колосов и др., 1974) бассейнов Сибирской платформы.

На основании обобщения огромного фактического материала Н. М. Страхов (1962) приходит к выводу о том, что «... в составе подавляющего большинства континентальных галогенных формаций полностью отсутствуют накопления сильвина, карналлита, каинита и других солей хлоридов и сульфатов калия и магния...» (с. 427). Выявленные особенности состава соляных пород района Кемпедийских дислокаций указывают на невысокие перспективы их калиеносности. В то же время резко возрастают перспективы рассматриваемых отложений на поиски

Таблица 4

Содержание стронция и бария в нерастворимом остатке соляных пород кыгылтуусской свиты

Глубина отбора образца, м	Содержание, вес. %	
	Sr	Ba
2197	0,09	0,076
2272	0,03	0,070
2277,5	0,22	0,054
2290	0,09	0,052
2298	0,14	0,060
2654,5	0,04	0,11

карбонатов и сульфатов натрия (термонаритита, гейлюсита, глауберита и других минералов). Данное предположение, кроме благоприятных палеогеографических предпосылок и приведенных выше результатов анализов, базируется еще на одном известном ранее (Фрадкин, 1967), но оставшемся без внимания факте: в солевмещающих породах кыгылтуусской свиты встречаются ангидриты, содержащие  $\text{NaSO}_4$  в количестве 28,06% от общего объема породы (глубина 2192,3 м).

В заключение необходимо отметить, что соленосные горизонты кыгылтуусской свиты являются составной частью среднепалеозойской галогенной формации Сибирской платформы. Несмотря на широкое распространение девонских и нижнекаменноугольных отложений и региональную выдержанность названной формации, накопление солей в Кемпендйском районе происходило в изолированном внутриконтинентальном бассейне, при сильном влиянии пресных материковых вод. В таких условиях наряду с галитом могли накопиться карбонаты и сульфаты натрия. Понятием этого ценного минерального сырья в описываемом районе еще никто не занимался. В связи с тем, что в пределах Таас-Туусской и Восточно-Кюндяйской брахантиклиналей соленосные горизонты выходят на дневную поверхность в естественных обнажениях, оценка их на вышеуказанные полезные ископаемые в определенной мере упрощается.

## ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Ф. А., Музыченко Н. М. О геологическом строении и нефтеносности Лено-Виллойского водораздела (ЯАССР).— «Нефт. хоз-во», 1939, № 9, с. 17—20.

Бабаин Г. Д., Вейнберг М. К., Мазаева П. К. Юго-западная часть Виллойской синеклизы.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972, с. 41—49.

Бгатов В. И., Казаринов В. П., Матухин Р. Г., Нестеровский В. С. О перспективах калиеносности девонских отложений севера Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 44—47.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

Воронов П. С. О возможности нахождения девонских калийных и борных солей в районе Хатангского залива.— В кн.: Труды НИИГА. Т. 80. Л., 1958, с. 182—188.

Иванов А. А. Минеральные соли в недрах Земли. М., «Недра», 1973. 80 с.

Колодезников К. Е., Волина Р. И. Новые данные по стратиграфии и литологии среднепалеозойских отложений Кемпендйской впадины.— В кн.: Нефтегазосность Западной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 72—79.

Колосов А. С., Матухин Р. Г., Пустыльников А. М., Соколов П. Н. Состав солей среднего девона в бассейне р. Микчанды (северо-запад Сибирской платформы).— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 121—124.

Лебедев В. И. О причинах отсутствия калийных солей среди галогенных осадков континентальных озер.— В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии района соленакпления. М., 1959, с. 292—295.

Пашкевич Н. Г. Новые виды миоспор из среднепалеозойских отложений Кемпедняйских дислокаций.— В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971, с. 26—40.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962, 550 с.

Фрадкин Г. С. О девонской галогенной формации Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 11, с. 3—15.

Фрадкин Г. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Виллюйской синеклизы. М., «Наука», 1967. 203 с.

Фришфельд Г. Э. Изучение структур и куполов в районе рек Кемпедняй, Батомая, Тонго. Л., изд. Нефт. ин-та, 1936. 136 с.

Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллюйской впадины.— В кн.: Тектоника СССР. Т. IV. М., 1959, с. 345—460.

Щербина В. Н. О соотношении карбонатно-глинистого и сульфатного комплексов в галитовых и сильвинитовых породах Припятского соляного бассейна.— «Докл. АН БССР», 1960, т. IV, с. 90—93.

Langbein R. Geochemische Untersuchungen on Salztonen des Zechsteins in Sidharz — Kalirevier.— «Chemie der Erde», 1963, B. 23, H. 11, S. 14—20.

**Т. И. СОРОКО**

## **О ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКАХ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В МЕЗОЗОЕ ВИЛЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА И НАПРАВЛЕНИИ ИХ МИГРАЦИИ**

На территории Виллюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба в широком стратиграфическом диапазоне, охватывающем мезозойские и верхнепермские отложения, разведаны промышленные и полупромышленные газоконденсатные залежи и отмечены многочисленные нефтепроявления различных масштабов, начиная от пленок в пластовых водах до полупромышленных притоков. Существующие представления о генезисе этих нефтей резко отличаются по решению вопроса об основных источниках нефтяных компонентов и путях их миграции (Казаринов и др., 1967; Филатов и др., 1970; Филатов, 1971; Сороко и др., 1972). Между тем решение этой проблемы имеет принципиальное значение, поскольку с ней связана дальнейшая ориентация поисково-разведочных работ на нефть. В связи с этим мы сочли возможным еще раз вернуться к этому вопросу.

Все верхнепермские и мезозойские конденсаты\* представлены преимущественно бензиновыми фракциями (до 200°C

\* В статье использованы анализы нефтей и конденсатов, выполненные в лабораториях ВНИГРИ, СНИИГГиМСа и Института геологии Якутского филиала СО АН СССР.

Углеводородный состав (%) конденсатов Хапчугайского и Усть-Виллойского районов

Площадь (скважина)	Интервал отбора проб, м	Возраст продуктивный горизонт	Дистиллят до 150°C						Дистиллят до 300°C			Конденсат				
			метановые			нафтеновые	ароматические	метановые	нафтеновые	ароматические	метановые	нафтеновые	ароматические			
			норм. строения	изоострострениия	сумма											
Усть-Виллойский район																
Усть-Виллойская	(4)	1879—1883	J <sub>1</sub> (II)						36,9	49,6	14,5					
	(11)	1820—2000	J <sub>1</sub> (II)						27,0	54,8	17,8					
	(2)	2042—2056	J <sub>1</sub> (III)						34,5	55,0	10,5					
Хапчугайский район																
Неджелинская	(4)	1624—1634	J <sub>1</sub> —I	31,7	14,4	46,1	18,9	30,2								
Средне-Виллойская	(3)	2308—2316	T <sub>1</sub> —I	22,2	31,2	53,5	32,3	14,2								
	(3)	2424—2432	T <sub>1</sub> —II			47,8	38,3	12,5								
	(5)	2463—2465	T <sub>1</sub> —II	18,9	29,8	48,7	30,8	20,4								
	(16)	2474—2481	T <sub>1</sub> —II			48,3	33,9	17,1	42,6	36,7	20,7					
	(16)	2500—2505	T <sub>1</sub> —II						36,4	36,5	27,1					
	(8)	2514—2536	T <sub>1</sub> —II			40,7	31,6	25,5	36,9	36,3	26,8					
	(3)	2450—2493	T <sub>1</sub> —III	23,6	26,9	50,5	31,7	17,8								
	(15)	2504—2518	T <sub>1</sub> —III			43,9	38,6	17,5	30,4	44,4	25,2					
	(8)	2562—2573	T <sub>1</sub> —III			40,7	38,2	20,4								
Толонская	(3)	2991—3000	T <sub>1</sub> —X						43,1	35,9	21,0					
Неджелинская	(2)	2871—2869	T <sub>1</sub> —IV	19,3	30,7	50,0	30,2	19,6								
Средне-Виллойская	(3)	2871—2881	T <sub>1</sub> —IV	22,7	27,2	49,9	28,2	19,8	48,8	32,0	19,2					
	(3)	2926—2929	T <sub>1</sub> —IV						49,3	34,9	15,8					
	(3)	2913—2941	T <sub>1</sub> —IV	23,2	34,5	57,7	30,8	11,4								
	(3)	2949—2970	T <sub>1</sub> —IV	23,7	33,7	57,5	27,7	14,8								
Неджелинская	(10)	3116	P <sub>2</sub> —I						50,1	33,9	16,0					
Средне-Виллойская	(20)	3032—3034	P <sub>2</sub> —I			44,3	36,9	17,3								
	(19)	3353—3379	P <sub>2</sub> —I									32,5	42,4	25,1		
Соболохская	(13)	3486—3491	P <sub>2</sub> —II			40,0	42,5	17,5*								
		3526—3530	P <sub>2</sub> —II			41,9	40,0	18,1*								

\* Дистиллят до 200°C.

выкипает 60—96%), практически не содержат асфальтено-смолистых компонентов и сернистых соединений.

По углеводородному составу верхнечемские конденсаты Хапчугайского района относятся к нафтено-метановому типу с повышенным содержанием ароматических структур (табл. 1). Аналогичным составом характеризуются и нижнеперисовые конденсаты, но в них несколько выше концентрация ароматических соединений. Совершенно иное соотношение классов углеводородов наблюдается в составе нижнеперисового конденсата. По сравнению с рассмотренными конденсатами в нем резко понижается концентрация нафтеновых углеводородов и возрастает ароматических. В составе метановых углеводородов значительно снижается роль изоострострениия. В нижнеперисовых конденсатах Усть-Виллойского района, напротив, наблюдается повышение концентрации нафтеновых структур, понижение ароматических и в меньшей степени метановых углеводородов.

Отличия углеводородного состава триасовых конденсатов и корских не могут быть объяснены вертикальной миграцией углеводородов в юрские отложения из палеозойских толщ. При таком направлении движения газоконденсатной смеси по мере снижения давления выпавшая жидкая фаза должна все меньше содержать ароматических соединений и высококипящих компонентов, в ней должна возрастать роль метановых углеводородов, а в их составе — изоострострениия (Старобиненц, 1967).

Нефтепроявления, которые можно было бы определено свя-

зять с верхнепермскими отложениями, в Виллюйской синеклизе не известны. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают нефти, отобранные при испытании зоны контакта перми и триаса в скважинах Р-6 и Р-7 на Средне-Виллюйской площади. Здесь был получен приток пластовых вод с растворенным газом и пленками нефти. Выше по разрезу в нижнетриасовых отложениях известны многочисленные нефтепроявления, приуроченные к тагаджинской свите (продуктивные горизонты  $T_1 - III$  и  $T_1 - X$ ) и в меньшей степени к нижнекельтерской (горизонт  $T - IV$ ) и мономской ( $T_1 - II$  и  $T_1 - I$ ).

В последние годы установлено, что основной формой первичной миграции нефтяных компонентов является перенос битумоидов в водных растворах (истинных, коллоидных) и в виде водных эмульсий. Об этом свидетельствуют не только экспериментальные данные, полученные при измерении истинной и коллоидной растворимости в воде углеводородов различных классов (Гербер, 1959; Бейкер, 1960; Парнов, 1964; и др.), а также при промывании битумоидсодержащих глин водой под давлением (Вышемирский и др., 1971), но и содержание огромных масс нефтяных углеводородов в подземных водах.

При такой форме миграции существенную роль играют процессы адсорбции породами нефтяных компонентов, что приводит к определенной направленности в изменении физико-химических свойств и углеводородного состава нефтей. Известно, что ароматические соединения в силу своей полярности обладают наиболее высокой адсорбционной способностью по сравнению с другими классами углеводородов. Эта способность растет с увеличением молекулярного веса.

На общем содержании в нефтях и битумоидах ароматических углеводородов менее, чем на углеводородах других классов, сказывается влияние факторов катагенеза. С погружением отложений и соответствующим нарастанием температуры и давления ароматические углеводороды в первую очередь способны терять боковые цепи, вследствие чего увеличивается в нефти концентрация алифатических соединений. Как указывает И. А. Зеличенко (1971), в составе углеводородов, выделенных из органического вещества класса сапропелито-гумитов, с ростом метаморфизма (до стадии ДГ) обнаруживается лишь некоторая тенденция к ароматизации. Только на более поздних стадиях метаморфизма органического вещества (Г) возможны реакции раскрытия моноароматических циклов.

В изучаемом стратиграфическом разрезе влияние факторов метаморфизма на концентрацию ароматических углеводородов в нефтях и степень их конденсированности проявляется значительно меньше, чем процессов миграции. В связи с этим содержание ароматических углеводородов как в отдельных фракциях нефтей, так и в нефтях в целом может служить одним из геохимических критериев, позволяющих судить о направлении

## Физико-химическая характеристика нефтей Вилуйской синеклизы и Предверхоленского прогиба

Территория	Горизонт, возраст	Удельный вес, $d_{4}^{20}$	Содержание, %				Фракционный состав, %			Число анализов
			сера	парафины	асфальтены	смолы	до 200°С	до 300°С	выше 300°С	
Хапчанское поднятие	J <sub>2</sub> —I	0,9331	0,09	Отс.	0,15	6,25	Отс.	32,7	67,3	1
	J <sub>1</sub> —I	0,9222—0,9384	0,01—0,13	Отс.—0,5	0,10—0,66	1,83—4,80	1,5—11,5	34,3—60,0	40,0—65,7	8
	J <sub>1</sub> —T <sub>3</sub>	0,9236—0,9297	0,01—0,13	0,20	0,20	3,0—3,41	4,1	26,1—49,7	50,3—73,9	2
	T <sub>1</sub> —I	—	—	2,44	Отс.	2,09	22,0	78,4	21,6	1
	T <sub>1</sub> —II	0,8381—0,8532	0,08	5,7—13,9	Сл.—0,12	0,79—1,78	21,9	58,8	41,2	2
	T <sub>1</sub> —III	0,8420—0,8937	0,01—0,18	10,0—22,5	0,02—0,47	0,86—13,6	5,2—26,8	14,3—58,3	41,7—91,7	22
	T <sub>1</sub> —X	0,8626—0,8710	0,11	21,8	0,13—0,23	4,41—5,41	5,5	17,0	83,0	2
	T <sub>1</sub> —IV	0,8050—0,8253	0,05—0,08	2,0—2,2	Отс.	0,30—0,67	11,6—70,0	67,7—90,0	10,1—32,3	7
	P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub>	0,8441—0,8738	0,02—0,10	13,5—20,7	Сл.—0,27	2,43—5,10	4,0—18,0	23,8—42,6	57,4—76,2	4
Берег-Ол. структ.	Cr <sub>1</sub>	0,8339	0,07	18,2	0,24	2,16	11,3	42,3	57,7	1
	J <sub>3</sub>	0,7662—0,8302	0,06—0,10	3,3—29,3	Отс.—0,24	0,50—3,40	2,1—64,3	26,0—78,7	21,3—74,0	6

миграции нефтяных компонентов при формировании залежей.

Нафтеновые углеводороды подвержены действию катагенных факторов в значительно большей степени, чем ароматические, и их количество с катагенезом закономерно снижается. Наиболее четко это отражается на составе высококипящих фракций нефтей (400°C и выше).

Концентрация алифатических углеводородов определяется действием на нефть двух противоположно направленных факторов: их количество увеличивается, с одной стороны, по мере нарастания катагенеза и, с другой, в направлении миграции нефтяных компонентов. С усилением влияния катагенных факторов в нефтях растет также количество твердых углеводородов, но оно падает при миграции.

Содержание асфальто-смолистых компонентов в нефтях уменьшается и при миграции, и при усилении их метаморфического преобразования.

Углеводородный состав нефтей Вилюйской

Площадь (скважина)	Интервал отбора проб, м	Возраст, горизонт	Фракция T <sub>нач. кип.</sub> = 300°C			
			T <sub>нач. кип.</sub> °C	выход фракции	метановые	нафтеновые
Неджелинская (8)	1527—1532	J <sub>2</sub> —I	220	32,7	Отс.	75,4
Средне-Вилюйская	(3) 1382—1437	J <sub>1</sub> —I	190	54,8	3,8	61,9
	(2-ю) 1429—1442	J <sub>1</sub> —I	85	34,3	1,5	51,9
	(2-ю) 1452—1467	J <sub>1</sub> —I	130	50,2	5,0	53,5
Мастяхская (1)	1763—1793	J <sub>1</sub> —I	70	57,0	12,6	57,8
Средне-Вилюйская (1)	1690—1745	J <sub>1</sub> —T <sub>3</sub>	94	49,7	8,8	42,5
Толонская	(4) 2632—2654	T <sub>1</sub> —II	65	58,8	33,0	36,7
	(4) 2706—2717	T <sub>1</sub> —III	—	28,5	36,2	21,0
Неджелинская	(2) 2624—2642	T <sub>1</sub> —III	80	33,8	43,5	22,4
	(2) 2685—2695	T <sub>1</sub> —III	82	8,3	46,2	11,0
Средне-Вилюйская	(10) 2508—2680	T <sub>1</sub> —III	78	47,3	40,0	28,8
	(11) 2761—2766	T <sub>1</sub> —III	52	25,0	54,6	16,3
Бадаранская (2)	2955—2986	T <sub>1</sub> —III	—	—	33,7	32,7
Толонская (6)	2847—2880	T <sub>1</sub> —X	83	17,0	55,3	16,9
Неджелинская	(2) 2860—2864	T <sub>1</sub> —IV	147	89,5	58,5	27,4
	(3) 2869—2884	T <sub>1</sub> —IV	98	83,2	54,1	22,2
	(2) 2952—2962	T <sub>1</sub> —IV	152	79,5	55,2	19,9
Средне-Вилюйская (6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	75	35,8	50,8	24,5
Олойская	(2) 2511	Cr <sub>1</sub>	—	42,3	64,0	21,9
	(1) 3334—3374	J <sub>3</sub>	158	32,3	82,0	4,0
Бергенская (1)	3400—3500	J <sub>3</sub>	31	75,8	68,3	19,6

\* Фракция н. кип. — 350°C.

\*\* Дистиллят до 500°C.

Анализ свойств нефтей Хапчагайского поднятия (табл. 2 и 3) показал, что их углеводородный состав определяется прежде всего факторами метаморфизма, роль которых возрастает с глубиной залегания продуктивных горизонтов. Содержание ароматических углеводородов по разрезу (от верхней перми до средней юры) не подчиняется какой-либо четко выраженной закономерности. Менее других обогащена ароматической нефть, отобранная на контакте P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>. Этой же нефти свойственно наиболее высокое содержание алифатических углеводородов. Содержание нафтеновых углеводородов закономерно уменьшается вниз по разрезу. Наиболее глубоко залегающие нефти (из продуктивного горизонта T<sub>1</sub>—IV и из приконтактной зоны P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>), судя по уменьшению концентрации нафтеновых углеводородов во фракциях с ростом температуры их кипения и полному отсутствию нафтеновых соединений в высококипящих фракциях (400—450 и 450—

Таблица 3

Синеклизы и Предверхоаянского прогиба

ароматические	M+N		Углеводородная часть нефти					Нефть		
	A	M/N	метановые	нафтеновые	ароматические	M+N/A	M/N	метановые	нафтеновые	ароматические
26,6	2,83	—	Отс.	71,1	28,9	2,45	—	Отс.	60,5	24,6
33,7	1,95	0,06								
46,6	1,45	0,03								
41,5	1,41	0,09								
29,6	2,38	0,22								
48,7	1,05	0,21	8,2	48,3	43,5**	1,30	0,17	7,9	46,7	42,1
30,3	2,30	0,90								
42,8*	1,72	1,34								
34,1*	1,93	1,94	32,5	23,1	44,4**	1,26	1,44	31,1	22,1	42,5
48,8	1,17	4,20								
31,2	2,20	1,39	31,9	32,0	36,2	1,77	0,99	30,8	31,0	34,9
29,1	2,45	3,35								
29,6	2,24	1,14								
27,8*	2,59	3,27								
13,1	6,56	2,13	58,6	28,4	13,0	6,69	2,06	51,2	24,8	11,4
23,7	3,22	2,44	55,9	20,8	23,4	3,28	2,68	54,5	20,3	22,9
24,9	3,01	2,77	56,9	18,5	23,9	3,15	3,08	56,7	18,4	23,8
24,7	3,04	2,07	72,8	10,0	17,2	4,81	7,28	64,3	8,8	15,2
14,1	6,09	2,92	62,3	23,9	13,8	6,25	2,61			
13,9	6,19	20,5	86,4	2,5	11,1	8,08	34,56	76,3	22,0	9,8
12,1	7,26	3,48	69,8	16,8	13,4	6,46	4,15	67,8	16,3	13,0

500°C), характеризуются явно выраженными признаками метаморфизованных нефтей (табл. 4). Это подтверждается также высоким содержанием в этих нефтях алифатических углеводородов. Полное отсутствие асфальтенов и незначительное количество смол в нефтях из горизонта  $T_1 - IV$ , а также низкое содержание в них твердых углеводородов свидетельствуют, кроме того, о фильтрации этих нефтей через породу в жидком состоянии. Такая фильтрация могла иметь место при поступлении нефти из подстилающих горизонтов верхней перми или из глинистых пород нижнекембрийской свиты в небольшие линзообразные песчаные коллекторы, расположенные в ее средней части.

Нефти из продуктивных горизонтов таганджинской свиты ( $T_1 - III$ ,  $T_1 - X$ ) отличаются от залегающих ниже нефтей. В них значительно выше концентрация ароматических углеводородов и понижена — алифатических. Эти соотношения классов углеводородов сохраняются также во фракциях нефтей. Кроме того, более высокие концентрации нафтеновых структур в высококипящих фракциях нефтей из продуктивного горизонта  $T_1 - III$  по сравнению с нефтями из горизонта  $T_1 - IV$  и из приконтактной зоны  $P_2 - T_1$  свидетельствуют о меньшей метаморфической их преобразованности. По соотношению классов углеводородов, по содержанию твердых парафинов с нижнетриасовыми нефтями (горизонты  $T_1 - III$  и  $T_1 - X$ ) хорошо коррелируются берге-олойские нефти из отложений нижнего мела и верхней юры, отличаясь от последних еще более высокой концентрацией алифатических соединений, возрастающей с глубиной. По всей видимости, свойства этих нефтей определяются близкими термодинамическими условиями, обусловленными близкими глубинами их залегания.

Юрские нефти Хапчагайского поднятия (продуктивные горизонты  $J_1 - I$ ,  $J_2 - I$ ) по физико-химическим свойствам, фракционному и углеводородному составу резко отличаются от триасовых. Это ароматико-нафтеновые нефти с высоким удельным весом, низким содержанием твердых парафинов, асфальтенов и смол, состоящие почти целиком из керосиновых и масляных фракций. Характерной чертой этих нефтей является высокое содержание в них циклических углеводородов.

Приведенные данные противоречат взгляду о вертикальной миграции нефтяных компонентов в мезозой из верхнепермских (Казаринов и др., 1967) или из более древних палеозойских (Филатов, 1971) отложений. При такой миграции свойства нефтей по разрезу должны изменяться почти в диаметрально противоположном направлении.

Вертикальная миграция из палеозоя, кроме того, маловероятна по геологическим данным. Пермские отложения перекрываются существенно глинистой нижнекембрийской свитой, являющейся региональным изолирующим горизонтом с высо-

Углеводородный фракционный состав (%) некоторых нефтей Ханчагайского поднятия

Фракция, С	Средне-Вилуйская пл., скв. 6*: 3033— —3118 м; P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub>			Педжелинская площадь															
				скв. 3*: 2952—2962 м; T <sub>1</sub> —IV			скв. 2*: 2869—2884 м; T <sub>1</sub> —IV			скв. 2*: 2685—2695 м; T <sub>1</sub> —III			скв. 2***: 2624— —2642 м; T <sub>1</sub> —III			скв. 8*: 1527— —1532 м; J <sub>2</sub> —I			
	М	Н	А	М	Н	А		Н	А	М	Н	А	М		А	М	Н	А	
95—122	38,8	44,2	17,0																
122—150	38,4	36,2	25,4				44,3	34,3	21,4	21,3	39,6	39,1	30,2	37,0	32,8				
150—200	42,3	23,7	34,0	56,9	18,9	24,2	48,2	28,9	22,9	40,1	17,2	42,7	38,6	25,7	35,8				
200—250	47,7	28,0	24,3	53,7	20,9	25,4	59,2	15,4	25,4	47,5	13,0	39,5	43,5	22,4	34,1	Отсутствует	85,8	14,2***	
250—300	55,5	19,5	25,0	56,6	18,8	24,6	59,7	14,9	25,4	36,8	15,8	47,4	26,1	31,8	42,1		73,6	26,4	
300—350	78,3	7,7	14,0	61,3	15,3	23,4	47,0	33,5	19,5	35,8	17,2	47,0	32,5	29,5	33,0		69,9	30,1	
350—400	81,8	3,4	14,8	67,3	11,9	20,8	73,3	3,9	22,7	41,4	13,8	44,8	44,6	24,90	31,4		66,0	34,0	
400—450	85,2	5,4	9,4	84,8	0,0	15,2	73,9	5,5	21,1	57,0	1,5	41,6	61,5	10,9	27,7		70,5	29,5	
450—500	80,1	0,0	19,9				73,7	0,0	26,3							68,5	31,5		

\* Данные ВНИГРИ.

\*\* Данные СНИИГГиМСа.

\*\*\* Фракция 220—250°С.

кими экранирующими свойствами. На известных газовых месторождениях (Неджелинском, Соболохском и Мастахском) при сравнительно небольшой мощности этой свиты (80—98 м) на ее границах отмечается перепад пластовых давлений более чем в 100 атм. Эти факты, несомненно, свидетельствуют о резкой обособленности верхненермской гидродинамической системы. В связи с этим мы склонны считать, что нижнетриасовые нефти сингенетичны вмещающим толщам. Это подтверждается химико-битуминологическими данными, на основании которых породы усть-кельтерской свиты отнесены к нефтепроизводящим (Сороко, Сластенова, 1972). Судя по количеству рассеянного органического вещества и битумоидов в них, генерация нефтяных компонентов здесь была незначительной.

Различия свойств триасовых и юрских нефтей С. С. Филатов (1971) связывает с влиянием на последние гипергенных (преимущественно криптогипергенных) факторов. Между тем установлено, что нефти в гипергенную фазу своей истории, помимо потери алифатических и в меньшей степени ароматических и нафтеновых углеводородов с парафиновыми цепями, обогащаются кислыми продуктами (карбоновые кислоты, алифатические эфиры, оксикислоты и др.) и асфальто-смолистыми компонентами (Успенский, 1970; Ботнева, 1967; и др.). В последних возрастает роль нейтральных разностей, т. е. бензольных смол. В криптогипергенных условиях окислительное преобразование нефтей, происходящее за счет биогенных окислительно-восстановительных реакций, сохраняет ту же направленность, которая наблюдается при их аэробном окислении, но все процессы протекают со значительно меньшими скоростями (Симакова и др., 1961; Шмонова, 1964; и др.).

Застойный режим пластовых вод в юрских отложениях Виллойской синеклизы позволяет полагать, что окисление нефтей протекало здесь с исчезающе малыми скоростями. И если незначительные скорости могут компенсироваться продолжительностью криптогипергенного этапа в отношении потери алифатических структур юрскими нефтями, то в равной мере эта продолжительность должна отразиться и на накоплении в них асфальто-смолистых компонентов и прежде всего бензольных смол. В этом случае в юрских нефтях по сравнению с триасовыми при общем росте содержания асфальто-смолистых компонентов должно наблюдаться уменьшение величины отношения смолы спирто-бензольные/смолы бензольные. Из приводимой ниже табл. 5 видно, что в нефтях из продуктивного горизонта  $J_1 - I$  как сумма асфальто-смолистых компонентов (1,80—2,70%), так и содержание бензольных смол (0,28—0,88%) имеют минимальные значения. Все нижнетриасовые нефти (за исключением фильтрованных нефтей из горизонта  $T_1 - IV$ ), а также нефть из приконтактной зоны  $T_1 - P_2$  характеризуются более высоким содержанием асфальто-смо-

## Содержание асфальто-смолистых компонентов в нефтях из продуктивных горизонтов Хапчагайского поднятия\*

Площадь (скважина)	Интервал отбора проб, м	Продуктивный горизонт	Содержание, %				Смолы спирто-бенз. смолы бенз.	
			асфальтены	смолы бензольные	смолы спирто-бензольные	сумма асфальто-смолистых		
Средне-Вилуйская	(2-ю)	1429—1442	J <sub>1</sub> —I	0,19	0,28	2,03	2,50	7,25
	(2-ю)	1452—1467	J <sub>1</sub> —I	0,10	0,30	2,20	2,60	7,33
	(1-ю)	1435—1446	J <sub>1</sub> —I	0,27	0,88	0,95	2,10	1,08
Неджелинская	(4)	1613—1639	J <sub>1</sub> —I	0,20	0,80	1,70	2,70	2,12
Мастахская	(1)	1763—1793	J <sub>1</sub> —I	0,05	0,50	1,25	1,80	2,50
Неджелинская	(2)	2226—2247	T <sub>1</sub> —II	сл.	0,73	1,36	2,09	1,86
	(2)	2280—2318	T <sub>1</sub> —II	0,26	1,17	1,92	3,35	1,56
Толонская	(4)	2632—2654	T <sub>1</sub> —II	0,12	0,65	1,13	1,90	1,74
Средне-Вилуйская	(10)	2504—2660	T <sub>1</sub> —III	0,24	2,11	3,96	6,31	1,88
	(10)	2508—2680	T <sub>1</sub> —III	0,24	0,82	2,40	3,46	2,92
	(5)	2676—2680	T <sub>1</sub> —III	0,02	0,50	1,20	1,72	2,40
	(11)	2761—2766	T <sub>1</sub> —III	0,16	0,82	3,57	4,55	4,35
Толонская	(2)	2706—2717	T <sub>1</sub> —III	0,06	0,66	1,84	2,56	2,79
	(6)	2847—2880	T <sub>1</sub> —X	0,23	1,69	3,72	5,64	2,02
Неджелинская	(2)	2869—2884	T <sub>1</sub> —IV	Отс.	0,19	0,26	0,45	1,37
	(2)	2869—2884	T <sub>1</sub> —IV	»	0,13	0,40	0,53	3,08
	(3)	2952—2962	T <sub>1</sub> —IV	»	0,10	0,20	0,30	2,00
Средне-Вилуйская	(6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	0,25	2,10	2,60	4,95	1,24
	(6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	0,11	0,99	1,44	2,54	1,45
	(6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	0,27	2,30	2,80	5,37	1,22
	(6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	0,20	1,50	2,20	3,90	1,43
	(6)	3033—3118	T <sub>1</sub> —P <sub>2</sub>	сл.	1,40	1,60	3,00	1,14

\* Таблица составлена по результатам анализов ВНИГРИ и Института геологии ЯФ СО АН СССР.

листных компонентов, а в их составе — бензолных смол (1,72—6,31 и 0,50—2,30% соответственно). В нижнеюрских нефтях не только не наблюдается уменьшения величины отношения смолы спирто-бензолные/смолы бензолные, но, наоборот, именно для них встречаются максимальные величины этого отношения.

В нижнеюрских нефтях (Неджелинская площадь, скв. 4 и 2) химическими методами обнаружены лишь следы омыляемых соединений — органических кислот и эфиров (Т. И. Сороко). Данные инфракрасной спектроскопии свидетельствуют об относительно меньшей степени окисленности этих нефтей по сравнению с нефтями из горизонта Т<sub>1</sub> — III (Зуева, Захарова, 1973). Все эти факты говорят об отсутствии заметного воздействия криптогипергенных факторов на нижнеюрские нефти. Такому воздействию в какой-то степени, вероятно, подверглась нефть из отложений средней юры (продуктивный горизонт J<sub>2</sub> — I), судя по повышенному содержанию в ней асфальтово-смолистых компонентов (6,40%) и отсутствию алифатических углеводородов.

Различия свойств юрских и триасовых нефтей обусловлены прежде всего разными источниками их генерации и различной степенью воздействия на них катагенных факторов.

Слабо метаморфизованные ароматико-нафтеновые юрские нефти, по нашему мнению, генетически связаны с отложениями нижней юры. Еще И. А. Олли (1965) по данным люминесцентной микроскопии выделила в качестве нефтепроизводящей толщи аргиллитовую пачку верхнего лейаса, где шло накопление преимущественно сапропелевого органического вещества. Этот взгляд поддержали В. В. Казаринов, А. Э. Конторович и др. (1967). Позже на основании количественных химико-битуминологических данных, позволивших произвести диагностику генетических типов битумоидов и выявить закономерности в их распределении как по разрезу нижней юры, так и по площади, к нефтепроизводящим была отнесена не только аргиллитовая пачка верхнего лейаса, но и отложения среднего — нижнего лейаса. Эти выводы первоначально основывались на материале по Хапчагайскому поднятию (Сороко, Сластенова, 1972), затем — на материале по более обширной территории Вилюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба.

Характер распределения генетических типов битумоидов по разрезу верхнего лейаса позволил установить, что процессы нефтеотдачи из периферийных частей аргиллитовой пачки происходили уже на территории Хапчагайского поднятия, нарастая в направлении Предверхоаянского прогиба (Сороко, 1973а).

В отложениях нижнего — среднего лейаса процессы нефтеотдачи, фиксируемые остаточными типами битумоидов, происходили по всему разрезу, охватывая Предверхоаянский прогиб и большую часть Вилюйской синеклизы (за исключением ее

западных территорий — район Кемпендйских дислокаций, Ыгыаттанская впадина). С погружением отложений нефтеотдача заметно возрастает. В них широко распространены следы миграции нефтяных компонентов в виде регионального проявления аллохтонной битуминозности. Часть эпигенетичных битумоидов, безусловно, генетически связана с аргиллитовой пачкой верхнего лейаса, из низов которой вместе с седиментационными водами в подстилающие отложения среднего лейаса выносились наиболее подвижные компоненты органического вещества. (Сороко, 1973б).

В отложениях нижнего — среднего лейаса, так же как и в верхнем лейасе, генерация нефтяных углеводородов (стадия метаморфизма БД — ДГ) происходила преимущественно за счет сапропелевой составляющей. В связи с этим на составе юрских нефтей должна отразиться определенная унаследованность от этого класса органического вещества. Сапропелевое вещество на невысоких стадиях метаморфизма генерирует высокомолекулярный ароматизированный битумоид (Иванцова, 1967; Белецкая и др., 1974; и др.), в котором низко содержание метановых углеводородов и велика роль нафтеновых структур. Например, в битумоиде из марьяновской свиты (органическое вещество класса сапропелитов, степень метаморфизма изменяется от бурогоугольной до газовой) содержание нормальных метановых углеводородов в метано-нафтеновой фракции, выход которой колеблется от 17 до 90%, составляет только 6—10% (Конторович и др., 1967б). Аналогичные соотношения классов углеводородов сохраняются и в нефтях, генетически связанных с сапропелевым классом рассеянного органического вещества.

С гумусовым органическим веществом генетически связывается метано-нафтеновый тип нефтей с высоким содержанием твердых углеводородов. Примесь сапропелевой органики приводит к увеличению в нефтях содержания ароматических структур, к уменьшению выхода твердых парафинов (Черников, 1967), что косвенно свидетельствует о понижении в нефтях роли метановых углеводородов. Ароматические углеводороды битумоидов и нефтей, генерированных гумусовой органикой, характеризуются повышенной конденсированностью по сравнению с ароматикой, генерированной сапропелевым органическим веществом (Конторович и др., 1967а, б; Зеличенко, 1971; и др.).

Результаты сопоставления нефтей Вилюйской синеклизы по содержанию в них нафталиновых, фенантроновых и антраценовых структур (табл. 6) свидетельствуют о преимущественно сапропелевой природе нефтематеринского вещества юрских нефтей. В них концентрация указанных би- и трициклических ароматических структур имеет минимальные величины (9,36—25,67 и 20,19—32,79% соответственно во фракциях 200—350 и 350°C и выше), тогда как нефть из приконтактной зоны  $P_2-T_1$  характеризуется максимальным их содержанием (39,69 и

Таблица 6

Содержание нафталиновых, фенантроновых и антраценовых ядер (%) в нефтях Ханчагайского поднятия\*

Площадь (скважина)	Интервал отбора проб, м	Возраст, горизонт	Фракция 200—350 °С		Фракция 350 °С и выше			Антраценовые от суммы ядер в нефти**	
			выход	сумма ядер	выход	сумма ядер	антраценовые от суммы ядер		
Средне-Виллюйская	(7)	3016—3039	P <sub>2</sub> —I	20,14	39,69	69,77	38,02	10,05	2,84
	(14)	2761—2764	T <sub>1</sub> —III	17,83	34,18	77,15	29,97	3,07	0,72
Головская	(2)	2728—2735	T <sub>1</sub> —III	10,48	24,48	85,79	24,52	4,81	1,01
Средне-Виллюйская	(5)	2676—2680	T <sub>1</sub> —III	26,30	23,63	55,00	27,65	5,24	0,90
Неджелинская	(2)	2685—2695	T <sub>1</sub> —III	11,64	26,19	82,47	24,43	5,36	1,08
	(2)	2624—2642	T <sub>1</sub> —III	17,70	26,41	70,78	30,61	4,21	1,05
Средне-Виллюйская	(1)	1690—1740	J <sub>1</sub> —T <sub>3</sub>	31,10	9,36	65,95	20,19	1,04	0,17
Неджелинская	(4)	1604—1620	J <sub>1</sub> —I	39,80	25,67	57,26	32,79	2,40	0,57
Средне-Виллюйская	(3)	1382—1437	J <sub>1</sub> —I	53,02	21,10	45,20	23,99	2,37	0,26

\* Таблица составлена по результатам анализов СНИИГГиМСа.

\*\* Расчет концентрации антраценовых углеводородов в нефти производился с учетом незначительных количеств их, попавших во фракцию 200—350 °С.

38,02% для указанных фракций). Генерация этой нефти, по-видимому, может быть связана с гумусовой органикой верхней перми. Нижнетриасовые нефти (горизонт  $T_1$ —III) по этому показателю занимают промежуточное положение между юрскими нефтями и верхнепермской (24,48—34,18 и 24,43—30,61%). Такое распределение би- и трициклической ароматики в нефтях Хапчагайского поднятия наблюдается несмотря на то, что нефти из древних отложений подверглись более сильному воздействию катагенных факторов, приводящих к уменьшению в них содержания конденсированных ароматических структур.

В соответствии с преимущественно сапропелевой природой нефтематеринского вещества юрских нефтей находится и минимальная концентрация в них углеводородов антраценового ряда (0,17—0,56%). В нефти, отобранной на контакте  $P_2$ — $T_1$ , содержание антраценовых углеводородов самое высокое (2,84%) и связано с обогащенностью органического вещества гумусового класса антрахиноном. В нижнетриасовых нефтях концентрация антраценовых углеводородов значительно ниже, чем в пермской (0,72—1,08%), что вполне увязывается с классами органического вещества, содержащегося в породах усть-кельтерской свиты (гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты).

Таким образом, имеется достаточно оснований считать, что нижнеюрские нефти, так же как и нижнетриасовые, сингенетичны вмещающим отложениям. Ряд свойств нефтей хорошо коррелируется с природой и со степенью метаморфизма рассеянного органического вещества вмещающих толщ.

Поступление нефтяных компонентов в продуктивные горизонты мезозоя происходило в результате латерального движения седиментационных вод и подвижных углеводородных смесей из наиболее погруженных территорий Виллюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба (Лунгхинская, Келинская, Линденская и другие впадины) и из Верхоаянской геосинклинали к гипсометрически приподнятым частям синеклизы и к ее бортам.

Формирование газоконденсатных месторождений происходило, вероятно, за счет поступления углеводородов, генерированных как мезозойскими толщами, так и отложениями палеозоя. Степень их участия в процессах формирования залежей на данном этапе исследования не может быть учтена.

## ЛИТЕРАТУРА

Белецкая С. Н., Жузе Н. Г., Сергеев Л. И., Сырова Г. М. Характеристика генетической природы битумоидов карбонатных отложений методом сравнительного изучения газовых экстрактов из дробленых и дробленых пород.— В кн.: Геохимические исследования нефти и газа. Л., 1971, с. 221—232. (Тр. ВНИГРИ, вып. 294, геохим. сб. № 12).

Бейкер Е. Г. Образование нефти путем скопления углеводородных осадков.— В кн.: Геохимический симпозиум. М., Гостехиздат, 1960, с. 116—124.

**Ботнева Т. А.** Типы нефтей Западного Предкавказья и их связь с условиями нефтегазообразования и залегаания.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 177—186.

**Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А.** Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, «Наука», 1971, 157 с.

**Гербер М. И.** Растворимость углеводородов в воде как возможный фактор миграции нефти.— В кн.: Авторефераты и рефераты научных трудов ВНИГРИ. Вып. 19. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 13—15.

**Зеличенко И. А.** К исследованию зависимости состава сингенетичных хлороформных битумоидов от генетического класса и степени метаморфизма органического вещества.— В кн.: Геохимические исследования нефти. Л., 1971, с. 41—50. (Тр. ВНИГРИ, вып. 294, геохим. сб. 12).

**Зуева Н. И., Захарова С. С.** Результаты исследования структурно-грушного состава нефтей и конденсатов методом инфракрасной спектроскопии.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 111—120.

**Иванцова В. В.** Углеводородный состав нефтей и рассеянного органического вещества мезозойских пород Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. Л., «Недра», 1967, с. 201—204.

**Казаринов В. В.** Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Вилуйской синеклизы. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 49 с.

**Казаринов В. В., Конторович А. Э., Мачинская Р. Е., Сидоров Д. П., Стасова О. Ф.** Геохимическая характеристика нефтей и газов Халчгайского поднятия Вилуйской синеклизы.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Восточной Сибири. Новосибирск, 1967, с. 149—166. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 63).

**Конторович А. Э., Бабина А. М., Богородская Л. И., Винокур Б. Г., Зимиц Ю. Г., Колганова М. М., Линницкая Л. Ф., Луговцев Ю. Д., Мельникова В. М., Паршарова Г. М., Рогозина Е. А., Стасова О. Ф., Трушков П. А., Фомичев А. С.** Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967а, 213 с.

**Конторович А. Э., Богородская Л. И., Линницкая Л. Ф., Мельникова В. М., Мачинская Р. Е., Стасова О. Ф.** Сравнительное изучение углеводородов рассеянного органического вещества и нефтей в связи с проблемой происхождения нефти.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967б, с. 240—247.

**Олли И. А.** Мезозойский этап нефтегазообразования Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965, 49 с.

**Париов Е. И.** Исследование растворимости углеводородов различных классов в воде в связи с проблемой миграции нефти и газа. Автореф. канд. дисс. М., 1964, 20 с.

**Симакова Т. Л., Стригалева Н. В., Колесник З. А., Воронцова И. К., Герасюто З. С., Шмонова Н. И.** Роль бактерий в преобразовании углеводородной части и асфальто-смолистых компонентов парафинистой нефти в анаэробных условиях.— В кн.: Труды ВНИГРИ. Геохим. сб. № 7. Вып. 174. Л., 1961, с. 77—97.

**Сороко Т. И.** Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества верхнелейасовых отложений Вилуйской синеклизы и оценка их нефтепроизводящих свойств.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1973а, с. 78—85.

**Сороко Т. И.** Рассеянное органическое вещество нижне-, средне- и верхнелейасовых отложений Лено-Вилуйской провинции и вопросы миграции нефтяных компонентов.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 68—78.

**Сороко Т. И., Захарова С. С., Корнева Л. М.** Характеристика нефтей Халчгайского поднятия и вопросы формирования нефтяных залежей.—

В кн.: Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности Якутской АССР и направление дальнейших работ на нефть и газ. Якутск, 1972, с. 82—90.

**Сороко Т. И., Сластенова Н. М.** Выделение нефтепроизводящих отложений в мезозойском разрезе Хапчугайского поднятия по битуминологическим данным.— В кн.: Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности Якутской АССР и направление дальнейших работ на нефть и газ. Якутск, 1972, с. 67—80.

**Старобинец И. С.** О некоторых геохимических критериях направления миграции нефти и газа.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 459—466.

**Усенский В. А.** Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970. 306 с.

**Филатов С. С.** О некоторых геохимических особенностях нефтей и конденсатов Лено-Вилюйской газонефтеносной области.— В кн.: Геохимия рассеянного органического вещества. Л., 1971, с. 49—62. (Тр. ВНИГРИ, вып. 294, геохим. сб. № 41).

**Филатов С. С., Панина К. И., Грубов Л. А., Сидоров Д. П., Андреева Л. Г.** Нефти Лено-Вилюйской газонефтеносной провинции.— В кн.: Материалы по методике и технике геологоразведочных работ. Вып. 2. Якутск, 1970, с. 58—70.

**Черников К. А.** Выделение нефтематеринских свит в разрезе мезозоя Западно-Сибирской плиты по данным геохимического изучения рассеянного органического вещества.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. Л., «Недра», 1967, с. 182—201.

**Швец В. М.** Органические вещества подземных вод как показатели нефтегазоносности.— В кн.: Органическое вещество подземных вод и его значение для нефтяной геологии.— В кн.: Труды ВНИИОЭНГ. М., 1967, с. 110—118.

**Шмонова Н. И.** Роль биогенного фактора в процессе осмоления нефтей различного типа.— В кн.: Труды ВНИГРИ. Вып. 227. Геохим. сб. № 9. Л., «Недра», 1964, с. 64—70.

**В. А. КАШИРЦЕВ, И. Н. ЗУЕВА**

## **СЛЕДЫ МИГРАЦИИ БИТУМОИДОВ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СОЛОЛИЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (Лено-Оленекское междуречье)**

Пермские отложения в пределах Сололийского сводового поднятия (реки Сололи, Ортоку-Экит) с резким угловым несогласием перекрывают интенсивно дислоцированные породы экипской серии пшжнепротерозойского фундамента. Представлены они терригенными образованиями континентальных (русловых и озерно-болотных) фаций. В основании их разреза залегает горизонт конгломератов (преимущественно кварцевых), сменяющийся вверх по разрезу чередованием песчаников и гравелитов с маломощными (0,1—0,2 м) пропластками и линзами гумусовых углей и слоями (0,3—8 м) углистых и слабо-

Корреляционная связь содержания органического углерода и степени битуминозности органического вещества в пермских отложениях Сололийского поднятия

Литология	Колич. проб	Парная корреляция	
		r	$\rho$
Аргиллиты . .	18	-0,193	0,400
Песчаники . .	21	-0,688	0,001

пламенная (БД). Видимых битумопроявлений в пределах поднятия не установлено. Химико-битуминологические исследования показали, что в аргиллитах содержания хлороформенного битумоида ( $\alpha_{\text{ХВ}}$ ) колеблются от 0,018 до 0,410% на породу и контролируются количеством органического вещества в этих же отложениях (коэффициент парной корреляции  $r = +0,849$  при  $\rho = 0,001$ ).

В песчаниках содержания хлороформенного битумоида ниже (0,007—0,038%) и менее четко выражена зависимость содержаний битумоидов от концентраций органического вещества ( $r = +0,467$  при  $\rho = 0,2$ ). В то же время в песчаниках по сравнению с аргиллитами более ярко проявляется закономерность Успенского—Вассоевича, т. е. возрастание степени битуминозности органического вещества ( $\beta_{\text{ХВ}}$ ) в породах с уменьшением в них содержаний органического углерода (см. таблицу).

Приведенные результаты позволяют предполагать, что ослабление связи битумоидов с органическим веществом (ОВ) и более контрастное проявление закономерности Успенского—Вассоевича в песчаниках обязаны миграционным процессам.

Для проверки этого предположения нами исследованы хлороформенные битумоиды из пермских аргиллитов и песчаников с различными концентрациями органического вещества. Опираясь на полученные результаты, свидетельствующие о тесной корреляционной связи содержаний сингенетичных битумоидов с концентрациями  $S_{\text{орг}}$ , мы допустили, что в породах-коллекторах, содержащих относительно повышенные количества ОВ, сингенетичные битумоиды доминируют, маскируя возможное присутствие аллохтонных разностей. И наоборот, в песчаниках, практически стерильных от автохтонного рассеянного органического вещества, даже самые незначительные количества аллохтонных битумоидов и их структурно-групповые особенности должны проявляться наиболее отчетливо.

На рис. 1, 2 приведены ИК-спектры исследованных хлороформенных битумоидов, полученные на ИК-спектрометре UR-10.

углистых аргиллитов и алевролитов. Общая мощность пермских отложений в районе Сололийского поднятия оценивается в 80 м.

Степень катагенного преобразования органического вещества в верхнепалеозойских породах, судя по углехимическим анализам и отражательной способности витринита ( $\bar{R}^a = 6,9$ ), определяется как бурогольно-длинно-

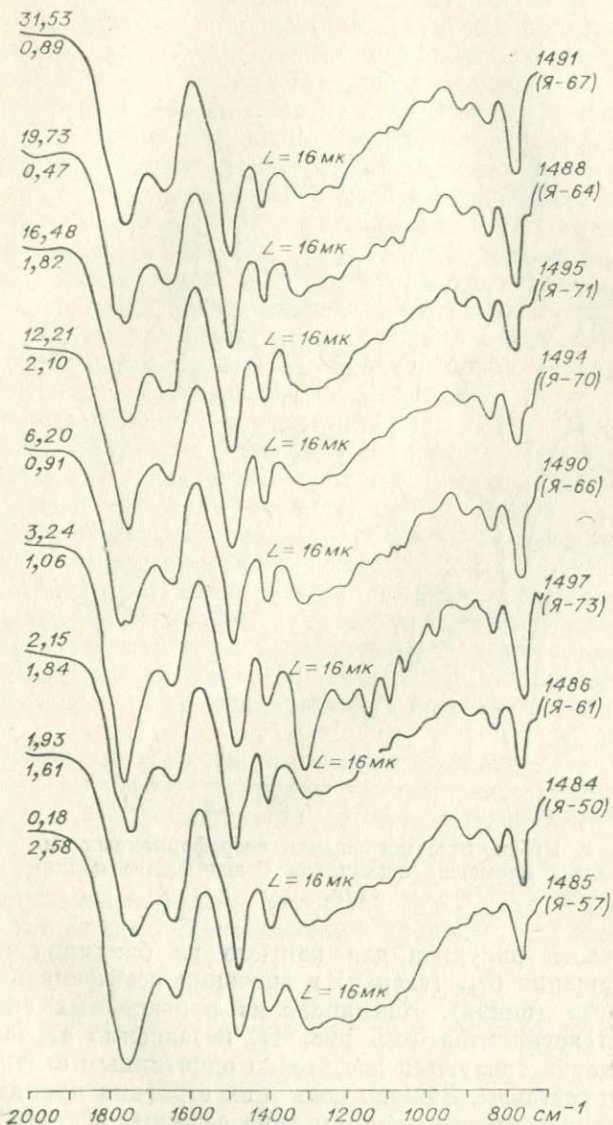


Рис. 1. ИК-спектры поглощения хлороформенных битумоидов пермских аргиллитов Солдлийского поднятия.

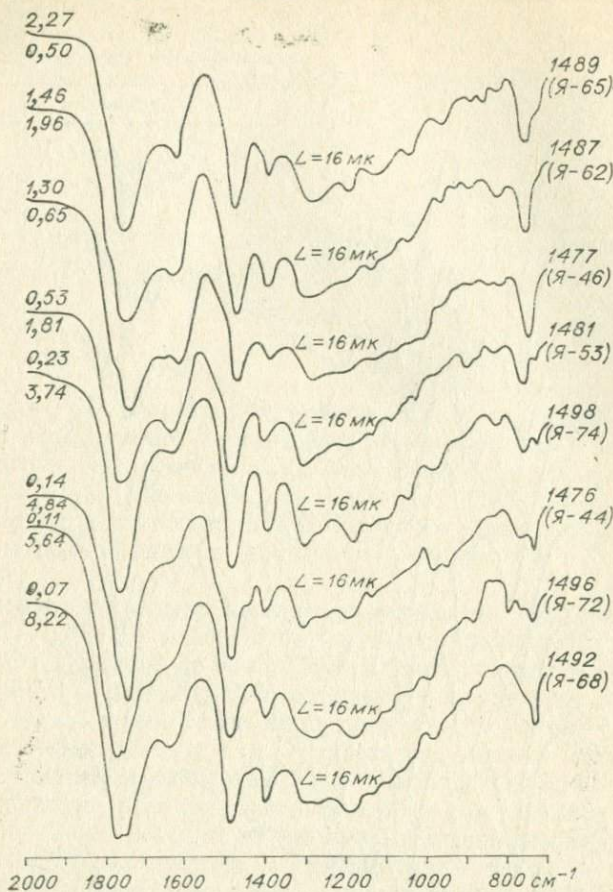


Рис. 2. ИК-спектры поглощения хлороформных битумоидов пермских песчаников Сололийского поднятия.

В левой части рисунков для каждого из битумоидов показаны содержания  $C_{\text{орг}}$  (сверху) и значения коэффициентов битуминозности (снизу). Как видно из приведенных спектров, битумоиды аргиллитов (см. рис. 1), независимо от содержания  $C_{\text{орг}}$ , характеризуются достаточно однотипным структурно-групповым составом. Важная роль в их строении принадлежит гетероорганическим соединениям типа сложных эфиров, карбоновых кислот, кетонов и альдегидов (полосы поглощения  $1710-1740 \text{ см}^{-1}$ ), возможно, присутствуют простые эфиры ( $1170, 1250 \text{ см}^{-1}$ ). В образце 1497 отмечены серпистые соединения типа сульфонов ( $1140, 1300 \text{ см}^{-1}$ ) и сульфоксидов ( $1040, 1090 \text{ см}^{-1}$ ). Из углеводородов преобладают соединения с ароматическими структурами ( $750, 810, 880, 1600 \text{ см}^{-1}$ ).

ИК-спектры битумоидов песчаников, содержащих относительно повышенные концентрации  $C_{орг}$ , существенно не отличаются от спектров для битумоидов глинистых пород. С понижением содержаний  $C_{орг}$  и повышением значений коэффициентов битуминозности в составе битумоидов наблюдаются ощутимые изменения. В ИК-спектрах эти изменения фиксируются снижением интенсивности полос поглощения 750 и 1600  $см^{-1}$ , характеризующих присутствие ароматических углеводородов, и появлением все более отчетливо выраженной полосы 720  $см^{-1}$ , характерной для алифатических соединений\*.

Здесь мы, надо полагать, имеем дело с дифференциацией, вызванной присутствием в коллекторе мигрантов — аллохтонных битумоидов. Их более алифатический состав объясняется тем, что метановые углеводороды с большей легкостью преодолевают сорбционный барьер материнских пород по сравнению с циклическими соединениями\*\*. Судя по данным битуминологических анализов, содержания аллохтонных битумоидов в песчаниках ничтожны (тысячные и десятитысячные доли весовых процентов). Они не образуют каких-либо скоплений в непосредственной близости от материнских глинистых пород, а рассеиваются по всему коллектору. Значения коэффициентов битуминозности органического вещества для пород, где, по данным ИК-спектроскопии, присутствуют аллохтонные битумоиды, невелики (4,84—8,22%), что обычно рассматривается как свидетельство присутствия незначительной доли эпигенетических битумоидов в общем содержании битумоидных компонентов. Насколько это справедливо, показывают следующие расчеты.

Допустим, что в породах-коллекторах на определенной стадии катагенеза при концентрации органического вещества  $C\%$  содержится  $X\%$  сингенетичного битумоида, т. е. коэффициент битуминозности ОВ:  $\beta = \frac{X}{C} 100$ . В результате миграции в эти отложения последовательно поступает  $X_1, X_2, \dots, X_n$  эпигенетичного битумоида. Соответственно степень битуминозности будет изменяться:

$$\beta_1 = \frac{X + X_1}{C + X_1} 100; \quad \beta_n = \frac{X + X_1 + X_2 + \dots + X_n}{C + X_1 + X_2 + \dots + X_n} 100.$$

Доля аллохтонного битумоида в общем балансе битумоидных компонентов составит:

$$K_{ЭВ}^1 = \frac{X_1}{X + X_1} 100; \quad K_{ЭВ}^n = \frac{X_1 + X_2 + \dots + X_n}{X + X_1 + X_2 + \dots + X_n} 100.$$

\* Вест В. Применение спектроскопии в химии. М., ИЛ, 1959, 633 с.

\*\* Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970,

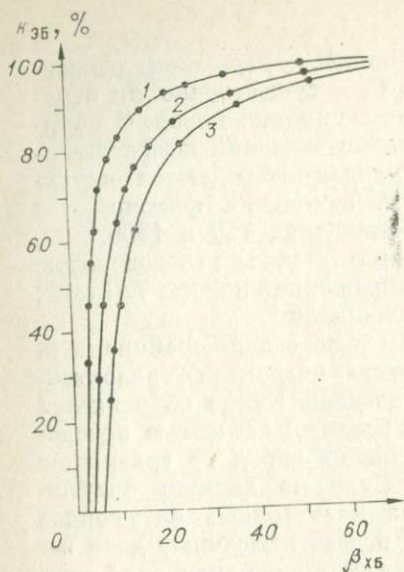


Рис. 3. Кривые зависимости коэффициента битуминозности от соотношения эпигенетических и сингенетических битумоидов.

1, 2, 3 — степени битуминозности сингенетического органического вещества соответственно в 2, 4 и 6%.

становятся вполне понятными и структурно-групповом составе битумоидов, которые фиксируются по ИК-спектрам.

Принимая конкретные значения для этих величин и изображая зависимость между изменением степени битуминозности и соотношением аллохтонных и автохтонных битумоидов графически, можно показать, что связь между этими параметрами носит не линейный характер, а близка по конфигурации к «кривым насыщения» (рис. 3).

Если предположить, что степень битуминозности сингенетического органического вещества в песчаниках Солотийского сводового поднятия до поступления аллохтонных битумоидов не превышала 2%, что близко к максимальным эмпирически установленным значениям для сингенетических битумоидов, то повышенные (4,84—8,22%) значения  $\beta_{ХБ}$  могут свидетельствовать о том, что в этих породах аллохтонные битумоиды составляют 55—80% от общего содержания битумоидов. Тогда ста-

те существенные изменения в битумоидов, которые фиксируются

В. А. КАШИРЦЕВ,  
А. Н. ИЗОСИМОВА, О. Н. ЧАЛАЯ

## О ГЕНЕЗИСЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НАФТИДОВ ЛЕНО-ОЛЕНЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Генезис нафтидов, залегающих в верхнепалеозойских отложениях Лено-Оленекского междуречья, был и по-прежнему остается предметом дискуссий. В частности, разноречивые представления существуют по поводу источника углеводородов для Оленекского месторождения битумов. Так, А. И. Гусев (1950), К. К. Демочкидов и В. А. Первушинский (1952) счита-

ют, что нефть, давшая начало оленекским битумам, мигрировала в пермские отложения из более древних кембрийских и, возможно, докембрийских пород по зонам тектонических нарушений. В качестве основного аргумента эти исследователи приводят данные о повышении битумонасыщенности пермских песчаников вблизи разломов. Аналогичная точка зрения на генезис пермских битумопроявлений Оленекского поднятия и Туорасисского выступа высказывается и в работе Т. М. Емельянцева, А. И. Кравцовой и П. С. Пука (1960).

Другого мнения придерживаются Н. А. Гедройц (1950), и оно разделяется многими исследованиями (Кабаньков, 1958; Данюшевская и др., 1969; и др.). Они считают, что все нефте- и битумопроявления в пермских отложениях Лено-Анабарского междуречья обязаны своим происхождением одновозрастным нефтематеринским свитам.

В связи с этим были выполнены геохимические исследования по сопоставлению верхне- и нижнепалеозойских сингенетических (СБ) и эпигенетических (ЭБ) битумоидов, а также нефтей и битумов перми и более древних отложений.

Хорошо известно, что в силу особенностей эволюционного развития органического мира Земли органическое вещество древних отложений кембрия и позднего докембрия имеет исключительно сапропелевую природу, тогда как верхнепалеозойские отложения рассматриваемого региона в существенной мере обогащены гумусовым материалом. Естественно предположить, что наблюдаемые различия в составе исходного органического вещества в определенной мере должны быть зафиксированы в геохимических особенностях продуцируемых углеводородных флюидов. Для суждения о генетической связи нефтей, битумов и эпибитумоидов и рассеянных в материнских отложениях сингенетических битумоидов необходимо выявить в них наиболее «консервативные» элементы, которые бы наследовали или отражали специфику исходного органического вещества и достаточно устойчиво сохраняли свои особенности в процессе катагенной эволюции. В качестве таких возможных параметров для сопоставления нами рассматривались углеводородный состав, характер распределения нормальных алканов, изотопный состав углерода битумов и битумоидов.

При сопоставлении сингенетических битумоидов перми и кембрия, находившихся на близких стадиях катагенеза, по групповым компонентному и углеводородному составам специфика исходного органического вещества выступает весьма отчетливо. В табл. 1 приведены результаты хроматографического разделения углеводородов сингенетических битумоидов пермских отложений Солонгуйского поднятия и мергелей кындинской толщи ( $\epsilon_2$ ) бассейна р. Оленек. Стадия метаморфизма органического вещества в том и другом случае определяется как бурогольно-длиннопламенная. Для битумоидов сапропелевого ОВ харак-

Групповые компонентный и углеводородный составы сингенетичных битумоидов перми и кембрия на бурогольно-длиннопламенной стадии метаморфизма

Место взятия образца, возраст	№ образца, литология	Тип битумоида	Групповой компонентный состав, %				Содержание УВ в битумоиде, %	Групповой углеводородный состав, % от суммы УВ					Me—Nn	
			масла	бенз. смолы	спирто-бенз. смолы	ас-фальтены		Me—Nn	Ar—I	Ar—II	Ar—III	Ar общ	Ar общ	Me—Nn
Р. Сололи, 13 км выше устья, P <sub>1</sub>	Я-70, аргиллит	СБ	31,74	3,83	41,67	22,75	29,84	60,92	3,52	24,15	11,40	39,07	1,56	
	1752-К, аргиллит	СБ	32,77	17,91	26,68	22,62	24,77	52,21	22,75	9,91	15,03	47,69	1,09	
Р. Оленек, 5 км ниже пос. Оленек, P <sub>1</sub>	3, мергель *	СБ	60,30	21,50	17,60	7,50	26,22	81,38	7,99	3,63	7,00	18,62	4,37	
	2, мергель	СБ	57,70	37,50		4,60	21,27	80,57	7,72	6,83	4,91	19,46	4,14	
	1, мергель	СБ	68,30	18,30	11,70	2,60	34,85	83,50	11,70	4,80		16,50	5,08	

\* Данные К. К. Макарова (1970).

терен больший выход масляных фракций (57—68%) и низкое содержание асфальтенов (2—7,5%) по сравнению с синбитумоидами гумусового органического вещества. В групповом углеводородном составе пермских сингенетичных битумоидов на долю метаноарфеновых соединений приходится 50—60% от суммы углеводородов, тогда как их содержание в кембрийских битумоидах превышает 80%. Отличительной особенностью ароматических углеводородов гумусового органического вещества является их высокая степень конденсирования. Ди- и трициклические ароматические структуры обычно превращают содержание моноароматицинов кембрийских синбитумоидов это отчетливо не выражено. Более полно состав аллохтонных и автохтонных битумоидов пермских отложений изучен в пределах западной части Турорассиского выступа (газовая стадия метаморфизма органического вещества). Сингенетичный битумоид из аргиллитов Турорассиской свиты

нижней перми содержит около 30% масляных фракций, в углеводородной составе которых 67% приходится на метано-нафтеновую фракцию. Ароматические углеводороды выделены конденсированы. Суммарное количество полициклических (би- и трициклических) ароматических структур составляет 87% от выхода всей ароматической фракции (табл. 2).

Типичный сингенетично-остаточный битумоид нижнепермских аргиллитов характеризуется пониженным содержанием масел и высоким — асфальтенов (32,6%). В масляной фракции метано-нафтеновые углеводороды составляют 53,8% от общей их суммы. Ароматика также высоко конденсирована (см. табл. 2).

Загустевшие в пермских песчаниках и нередко образующие макроскопические аллохтонные битумоиды в отличие от сингенетичных различий в значительной большей мере обогатены масляными фракциями (51—63%), в углеводородном составе которых метано-нафтеновые соединения составляют 66—86% от суммы углеводородов. Другой отличительной чертой аллохтонных битумоидов является то, что гораздо меньшая степень конденсированности ароматических структур. Так, в эпибитумоидах базаль-

Таблица 2

Групповые компонентный и углеводородный составы сингенетичных и эпигенетичных битумоидов перми и кембрия на газовой стадии метаморфизма

Место взятия образца, возраст	№ образца, литология	тип битумоид	Групповой компонентный состав, %				Содержание УВ в битумоиде, %	Групповой углеводородный состав, % от суммы УВ					Me—Nn Ar общ
			масла	бенз. смолы	спирт-бенз. смолы	ас-фальтены		Me—Nn	Ar—I	Ar—II	Ar—III	Ar общ	
Р. Лена, 10 км выше пос. Чекуровка, P <sub>1</sub>	ЮЧ-19, аргиллит	СБ	29,72	27,38	25,76	17,11	23,92	66,87	4,39	6,27	22,45	33,11	2,02
	ЮЧ-12, »	СОБ	11,97	26,68	29,17	32,16	10,18	53,83	12,82	4,65	28,69	46,12	1,16
	ЮЧ-32, песчаник	ЭБ	63,35	30,05		6,60	53,09	86,84				13,15	6,60
	ЮЧ-4, »	ЭБ	51,42	28,36		20,22	42,56	66,66	24,70	7,29	1,34	33,33	2,0
Там же, огонерская свита, Ш <sub>3</sub>	ЮЧ-11/1, мергель	ЭБ	68,13	30,25		1,12	49,17	97,29	2,71	—	—	2,71	35,9

ного горизонта нижнепермских песчаников Чекуровской антиклинали суммарное количество полициклических ароматических углеводородов не превышает 26% от выхода ароматической фракции. Сопоставление сингенетичных и эпигенетичных битумоидов в разновозрастных пермских отложениях по групповому компонентному и углеводородному составу в первом приближении обнаруживает больше черт различия, нежели сходства. Однако еще более глубокие различия устанавливаются при сопоставлении этих битумоидов с эпигенетичными битумоидами верхнекембрийских отложений Туорасисского выступа. В табл. 2 для сравнения приведены результаты анализов аллохтонного битумоида из отложений огонерской свиты верхнего кембрия (обр. ЮЧ-11/1), проба из которых отобрана в 10 м ниже по разрезу базального горизонта пермских песчаников.

Верхнекембрийский эпибитумоид содержит 68,1% масляных фракций и мало асфальтенов (1,62%). Метано-нафтеновые углеводороды, выделенные из масел, составляют 97,29% от суммы УВ. Ароматические соединения представлены исключительно моноциклическими структурами.

Подобные различия в УВ составе эпибитумоидов трудно объяснить с позиции «кембрийского» происхождения пермских нефтяных залежей тем более, что эффект миграции должен был бы привести к обратным соотношениям, т. е. облегчению и алифатизации именно пермских аллохтонных битумоидов. С другой стороны, близкое положение в разрезе проанализированных проб исключает возможность объяснить выявленные различия воздействием катагенных факторов. Логичнее считать, что существенно метановый состав кембрийских битумоидов обязан исключительно сапропелевому исходному органическому веществу, а более ароматический характер пермских эпигенетичных битумоидов, по всей вероятности, — существенной роли гумусового материала в составе органического вещества нефтематеринской толщи.

Сопоставляя пластовые битумы пермских отложений Оленекского поднятия (длиннопламенная стадия метаморфизма ОВ) с разновозрастными проявлениями аллохтонной битуминозности Туорасисского выступа, можно заметить и много общих черт в их составе, и существенные отличия по ряду индивидуальных проб.

В качестве сравнительного материала выбраны результаты исследований аллохтонных битумоидов базального горизонта песчаников Чекуровской (обр. ЮЧ-4) и Булкурской антиклиналей (обр. БВ-2, БВ-4), где метаморфизм органического вещества соответствует газовой стадии, и эпибитумоидов базального горизонта перми восточного крыла Кенгдейской антиклинали (обр. ТА-3), где степень катагенеза повышается до жирной стадии.

По данным ИК-спектроскопии, структурно-групповой состав эшбитумоидов базального горизонта песчаников Чекуровской (обр. ЮЧ-4) и Булкурской (обр. БВ-2, БВ-4) антиклиналей близок таковому пластовых битумов Оленекского поднятия (обр. 214). Для них характерно относительно повышенное содержание ароматических структур (полосы поглощения 1600, 880, 820, 750 см<sup>-1</sup>) в отличие от аллохтонного битумоида базального горизонта восточного крыла Кенгедейской антиклинали, в составе которого преобладают длинные метановые цепи (720 см<sup>-1</sup>). Результаты хроматографического разделения углеводородов масляных фракций хорошо согласуются с данными ИК-спектроскопии (табл. 3). Алифатичность углеводородов битумов и вторичных битумоидов нарастает в восточном направлении в соответствии с изменением метаморфизма пермских отложений. Неясен вопрос о том, является ли установленная закономерность результатом воздействия катагенных факторов на уже сформированные скопления углеводородов или отражением различной степени превращенности материнского органического вещества.

Есть основания предполагать, что аллохтонные битумоиды поступили в пермские пласты-коллекторы до того, как они испытывали в максимальной степени катагенетические преобразования. Свидетельством этого может служить более низкая степень литификации и ослабленный эпигенез в битумонасыщенных песчаниках по сравнению с небитуминозными разностями. В разрезах западной части Туорасисского выступа в битумосодержащих песчаниках фиксируется относительно слабое развитие процессов перекристаллизации и регенерации обломочных зерен, сохранились «свежие» чешуйки биотита, тогда как в небитуминозных разностях песчаников черты катаклаза проявлены более отчетливо и выражены в широком развитии мозаичных структур, регенерации и интеркаляции обломочных зерен. Биотит сильно изменен до аморфных форм гидробиотита, или сохранились лишь его реликты, по которым развиты гидрослюда и хлорит. Вероятно, углеводородные флюиды, поступившие в песчаники, оказывали на них «консервирующее» влияние, предохраняя от последующих более глубоких преобразований.

Завершая краткий обзор сопоставления битумоидов по их углеводородному составу, следует отметить, что на ранних стадиях катагенеза специфика сапропелевого и гумусового органического вещества в углеводородном составе продуцируемых битуминозных компонентов выражена более отчетливо. С ростом катагенеза различия постепенно сглаживаются. Особенности процессов первичной миграции, в результате которых в первую очередь из материнского органического вещества уходят наиболее подвижные метано-нафтеновые углеводороды, также маскируют особенности состава исходного ОВ.

Таблица 3

Групповые компонентный и углеводородный составы эпигенетических битумоидов перми на различных стадиях метаморфизма

Место взятия образца, возраст	№ образца, литология	Тип битумоида	Стадия метаморфизма	Групповой компонентный состав, %					Содержание УВ в битумоиде, %	Групповой углеводородный состав, % от суммы УВ					Me—Nn Ar <sub>общ</sub>
				масла	бенз. смолы и спирто-бенз. смолы	асфальтены	Me—Nn	Ar—I		Ar—II	Ar—III	Ar <sub>общ</sub>			
Р. Пур, 5 км выше устья, P <sub>1</sub>	214, сидеритовая конкреция	ЭБ	Д	48,10	29,32	22,58	43,40	49,42	38,60	9,32	2,16	50,58	0,97		
Р. Лена, 40 км выше пос. Чекуровка, P <sub>1</sub> , базальный горизонт	ЮЧ-4, песчаник	ЭБ	Г	51,42	28,36	20,22	42,56	66,66	24,70	7,29	1,34	33,33	2,0		
Р. Лена, 8 км выше пос. Тит-Ары, P <sub>1</sub> , базальный горизонт	ТА-3, песчаник	ЭБ	Ж	66,95	32,49	0,56	55,31	87,87	8,40	3,72	—	11,42	7,90		

Изучение распределения *n*-алканов в метано-нафтяных фракциях битумоидов проведено на хроматографе ЛХМ-7А в условиях программирования температуры от 150 до 300°C. В качестве наполнителя колонок использовался хромосорб W, жидкой фазы — 5%-ный апиэзон L.

Проведенные исследования показали, что как сингенетичные (обр. ЮЧ-19), так и эпигенетичные (обр. ЮЧ-4, ТА-3) битумоиды пермских отложений Туорасисского выступа и пластовые битумы Оленекского поднятия (обр. 214) обладают удивительным постоянством распределения *n*-алканов (рис. 1). Для них характерны незначительное содержание низкомолекулярных парафиновых углеводородов и максимум распределения в области нормальных алканов с длиной цепи атомов углерода C<sub>26</sub>. Соотношение нечетных и четных алканов для всех проанализированных битумоидов близко к единице (0,93—1,11), что свидетельствует об их высокой «зрелости». Следует особо подчеркнуть, что на характере распределения нормальных парафинов пермских битумоидов существенно не отражается влияние фактора катагенеза, тогда как групповой углеводородный состав этих битумоидов подвержен значительным изменениям.

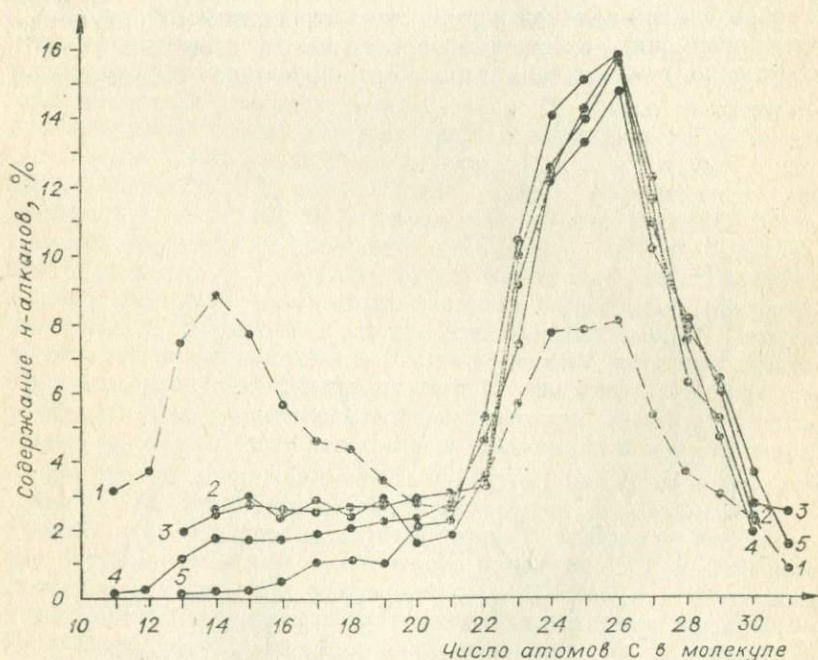


Рис. 1. Распределение *n*-алканов в метано-нафтяных фракциях сингенетичных и эпигенетичных битумоидов перми и кембрия Лено-Оленекского междуречья.

1 — обр. ЮЧ-11/1 (≡) ЭБ; 2 — обр. ТА-3 (P<sub>1</sub>) ЭБ; 3 — обр. 214 (P<sub>1</sub>) ЭБ; 4 — обр. ЮЧ-4 (P<sub>1</sub>) ЭБ; 5 — обр. ЮЧ-19 (P<sub>1</sub>) СБ.

Совершенно отлична от пермской картина распределения нормальных алканов в аллохтонном битумоиде огонерской свиты верхнего кембрия Чекуровской антиклинали (обр. ЮЧ-11/1). Как видно из рис. 1, основной максимум распределения сдвинут в область низкомолекулярных парафинов ( $C_{14}$ ). В области высокомолекулярных алифатических углеводородов фиксируется второй максимум ( $C_{26}$ ). В метано-нафтенной фракции кембрийского битумоида отмечается присутствие низкомолекулярных изоалифатических углеводородов, которые не характерны для пермских эпи- и синбитумоидов.

Не располагая данными о распределении *n*-алканов в сингенетических битумоидах сапропелевого органического вещества кембрия, мы в качестве сравнительного материала использовали результаты исследований распределения нормальных парафинов в сингенетических битумоидах разновозрастных отложений Хапчагайского поднятия Вилуйской синеклизы. Как видно на рис. 2, сингенетические битумоиды верхнееласовых аргиллитов, органическое вещество которых имеет главным образом сапропелитовую природу, характеризуются «бимодальным» распределением *n*-алканов с основными максимумами  $C_{17}$  и  $C_{24}$ . Распределение алканов нормального строения в синбитумоидах верхнепермских отложений, органическое вещество которых обогащено гумусовым материалом, идентично распределению

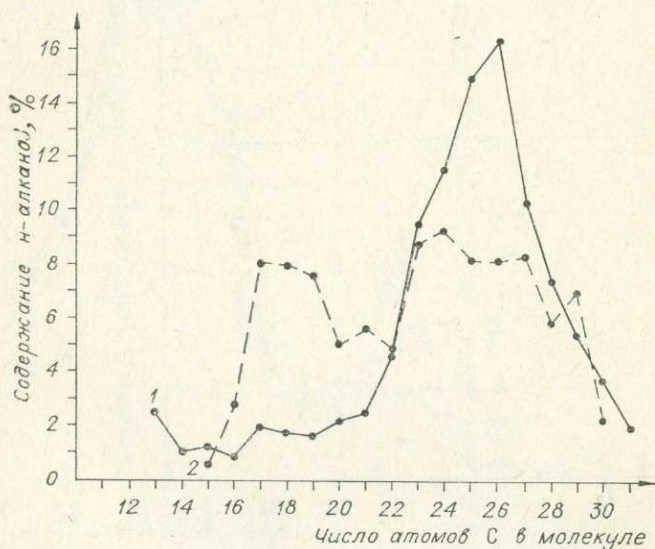


Рис. 2. Распределение *n*-алканов в метано-нафтенных фракциях сингенетических битумоидов пермских и юрских отложений Вилуйской синеклизы.

1 — обр. 822/24 ( $P_2$ ) СБ; 2 — обр. 1746 ( $J_1^3$ ) СБ.

исследованных пермских битумоидов и битумов Лено-Оленекского междуречья.

Выявленные различия в характере распределения нормальных парафиновых углеводородов пермских и кембрийских битумоидов хорошо согласуются с особенностями исходного органического материала.

В настоящее время можно считать твердо установленным, что главнейшим источником нормальных алканов являются липидные и липоидные компоненты органического вещества, а среди них ведущая роль принадлежит жирам и воскам (Васюевич, 1972). Липидные компоненты сапропелевого органического вещества имеют преимущественно жирную природу, в их составе наиболее распространены жирные кислоты с числом атомов углерода от  $C_{12}$  до  $C_{18}$ . Липоидная часть гумусовой органики представлена главным образом инкрустирующими полимерлипидными соединениями типа кутикулы, смоляных телец, восков и т. п. Углеводороды последних принадлежат к группе нормальных парафинов с неразветвленными линейными структурами с числом атомов в цепи от  $C_{25}$  до  $C_{34}$  и выше (Успенский, 1970).

В выявлении генетических связей битумоидов с органическим веществом и фациальной принадлежностью предположительно нефтематеринских отложений необходимо знание изотопного состава углерода. Сильверман и Эпштейн, исследовавшие изотопный состав углерода нефтей и битумов из нескольких штатов США, смогли четко подразделить их на две группы: с величиной  $\delta C_{13}$  от  $-2,3$  до  $-2,94\%$  (большинство исследованных ими нефтей) и нефти и битумы из бассейна Юинта с довольно легким углеродом —  $\delta C_{13}$  от  $-2,99$  до  $-3,25\%$ . Как в той, так и в другой группе изотопный состав нефтей хорошо совпадал с изотопным составом битумоидов, экстрагированных из предполагаемых нефтематеринских пород. Первую группу эти исследователи относят к нефтям морского происхождения, вторую — континентального. Эти предположения хорошо согласуются с геологическими данными, по которым отложения бассейна Юинта относятся к образованиям озерного типа.

На нашем материале в ИГиГ СО АН СССР под руководством Е. Ф. Доильницына были проведены исследования изотопного состава углерода хлороформных экстрактов из образцов битумопроявлений Оленекского поднятия и Туорасисского выступа, а также хлороформных экстрактов сингенетических и сингенетично-остаточных битумоидов из пермских аргиллитов. Измерение изотопных отношений выполнено на масс-спектрометре типа МИ-1301. Результаты пересчитаны на международный стандарт PDB (табл. 4). Из приведенных характеристик следует, что углерод эпибитумоидов пермских отложений

Таблица 4

## Изотопный состав углерода эпи- и сингенетических битумоидов

№ образца, место взятия	Вмещающая порода	Возраст	Тип битумоида	Изотопный состав $\delta C_{13}$ , ‰
<b>Оленекское поднятие</b>				
214 (р. Пур, 5 км от устья)	Сидеритовая конкреция	Нижняя пермь	ЭБ	-2,58
225 (р. Оленок, 2 км выше устья р. Пур)	Песчаник	» »	ЭБ	-2,65
227 (р. Оленок, 5 км выше устья р. Хорбусонка)	Кавернозный доломит	Верхний кембрий, лапарская свита	ЭБ	-2,62
1490 (р. Сололи)	Аргиллит	Нижняя пермь	СБ	-2,75
1495 (там же)	»	» »	СОБ	-2,56
<b>Туорасисский выступ</b>				
БВ-2 (р. Лена, 5 км выше устья р. Булкур)	Песчаник	Нижняя пермь	ЭБ	-2,98
ЮЧ-5 (р. Лена, мыс Чекуровский)	Кальцитовый прожилок	» »	ЭБ	-2,80
ЮЧ-12 (там же)	Аргиллит	» »	СОБ	-2,57

## Физико-химическая характеристика и углеводородный состав верхнепалео-нефтей Сибирской

Площадь, скважина	Интервал опробования, м	Возраст, горизонт	Плотность $d_{40}$	Содержание,	
				сера	парафины
<b>Южно-Тигийская</b>					
108—Р					
<b>Западное поднятие</b>					
108-Р	1276—1280	P <sub>2</sub> —VI	0,949	2,44	3,3
102-Р	1303—1333	P <sub>2</sub> —VIIб	0,930	2,54	2,1
108-Р	1583—1670	P <sub>1</sub> —XI	0,937	3,25	0,8
107-Р	1576—1658	P <sub>1</sub> —XI	0,931	2,33	2,6
152-Р	1638—1685	P <sub>1</sub> —XI	0,966	3,53	2,7
	1342—1460	P <sub>1</sub> —XI	0,978	3,44	0,4
<b>Восточное поднятие,</b>					
151-Р	1350—1457	P <sub>1</sub> —XI	0,979	4,30	0,4
152-Р	1445—1552	P <sub>1</sub> —XI	0,987	4,46	2,0
Средне-Вилуйская, 7	3016—3030	P <sub>2</sub> —I	0,930		4,0
Р. Кенелекан	На поверхности	V(?)	0,884	0,96	0,3
Р. Толба, 4	400	≡ <sub>1</sub>	0,894	1,54	0,8
Р. Марха, P-2	1837—1855	V			

характеризуется достаточно однообразным изотопным составом, весьма близким к таковому сингенетичных битумоидов. Битумы из предпермской зоны эрозии (обр. 227) на Оленекском поднятии по изотопному составу практически идентичны битумам пермских отложений и, по всей вероятности, имеют общий генетический источник.

Имеющиеся материалы по изотопному составу углерода кембрийских битумопроявлений района трубки «Удачная» свидетельствуют о том, что углерод битумоидов кембрийских известняков значительно тяжелее ( $\delta C_{13}$  от  $-1,64$  до  $-2,25\%$ ), чем в проанализированных пермских битумоидах. В зоне непосредственного контакта с кимберлитами и в самих кимберлитах он значительно легче (от  $-3,29$  до  $4,08\%$ ), возможно, вследствие термического фракционирования (Вышемирский, Конторович, Трофимук, 1971). Сходные данные получены и по битумопроявлениям района трубки «Мир» (Виноградов и др., 1965).

Следуя представлениям Сильвермана и Эпштейна, можно предположить, что пермские битумопроявления генетически связаны с органическим веществом осадков, формировавшихся в фациально-палеогеографических обстановках переходного типа от морских к лагунно-континентальным, что хорошо согла-

Таблица 5

## Зойских нефтей Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции и древних платформ

%	Т. начала кипения, °C	Групповой углеводородный состав						Лаборатория, выполнявшая анализ
		фракция до 200°C			фракция выше 200°C			
		Ar	Nn	Me	Ar	Nn	Me	
22,0	150	26,8	30,0	43,2	36,50	28,25	28,25	ЛТИ им. Ленсовета
	100	17,10	42,6	40,3	37,70	29,40	32,90	То же
18,7	100	17,9	32,8	49,3	30,60	44,40	25,00	»
21,8	130	19,1	40,4	40,5	32,45	44,33	23,22	»
26,8	200				42,00	21,80	36,20	»
28,6	200				35,00	48,10	16,90	»
30,3	200				34,70	56,60	8,70	»
29,1	250				43,90	27,30	28,80	»
					32,16		67,84	ИГ ЯФ СО АН СССР
10,0	176	12,8	40,5	46,7	16,6	31,2	52,2	ВНИГРИ
21,0	54	11,8	18,6	69,6	21,8	27,6	50,5	»
					11,03		88,96	ИГ ЯФ СО АН СССР

суется с палеогеографическими построениями для пермских предположительно нефтематеринских толщ.

Установленные черты сходства и различия в составах разновозрастных битумоидов и нафтидов по таким параметрам, как углеводородный состав, распределение нормальных алканов и изотопный состав углерода, позволяют с генетических позиций рассмотреть геохимические особенности верхнепалеозойских и более древних нефтей Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции и прилегающих регионов Сибирской платформы.

Пермские нефти Анабаро-Хатангского междуречья и Вилюйской синеклизы (табл. 5) в соответствии с классификацией А. Э. Конторовича с соавторами (1967) могут быть отнесены к категории очень тяжелых, высокосмолистых, сернистых и высокосернистых, малопарафинистых нефтей. По углеводородному составу дистиллятной части (фракций до 500°C) нефти Западного поднятия Южно-Тигянской площади относятся к нафтено-ароматико-метановым и метано-ароматико-нафтеновым классам. Нефти Восточного поднятия — ароматико-нафтеновые и метано-нафтено-ароматические.

Кембрийские нефти средней и высокой плотности содержат меньше асфальтово-смолистых компонентов, они малосернистые и малопарафинистые. По углеводородному составу дистиллята кенелеканская нефть относится к нафтено-метановому, а толбинская — к метановому классам.

Максимальное содержание ароматических углеводородов в верхнепалеозойских нефтях приходится на высококипящие фракции, тогда как в древних нефтях они распределяются по фракциям достаточно равномерно. Отбензиненные нефти верхнего палеозоя характеризуются преобладанием нафтеновых и ароматических углеводородов. В кембрийских и докембрийских нефтях Сибирской платформы высококипящие фракции, так же как и низкокипящие, содержат повышенное количество метановых углеводородов.

На имеющемся в нашем распоряжении материале были исследованы нормальные алканы в метаново-нафтеновых фракциях верхнепермской нефти Средне-Вилюйской площади Хапчагайского поднятия и вендской (старореченская свита) нефти из Мархинской разведочной скважины Р-2 (рис. 3).

В метано-нафтеновой фракции отбензиненной пермской нефти установлены нормальные парафины, образующие непрерывный ряд углеводородов с длиной цепи от  $C_{18}$  до  $C_{30}$ . Максимум распределения приходится на соединения, содержащие 25 атомов углерода. Метано-нафтеновая фракция вендской нефти содержит нормальные алканы с длиной цепи от  $C_{10}$  до  $C_{25}$ . Основным максимумом распределения лежит в области алифатических углеводородов с 17 атомами углерода в молекуле. В об-

ласти высокомолекулярных парафинов фиксируется незначительный второй максимум на  $C_{24}$ .

Как следует из приведенной характеристики, верхнепалеозойские нефти по ряду геохимических параметров существенно отличаются от более древних нефтей. По групповому углеводородному составу и характеру распределения нормальных алканов те и другие нефти близки аллохтонным и рассеянным сингенетичным битумоидам одновозрастных отложений, что является ясным свидетельством их генетической связи.

К. К. Макаровым (1970), сопоставившим по углеводородному составу более 50 нефтей Сибирской платформы, было показано глубокое влияние на формирование метанового и существенно метанового составов, свойственных древнейшим нефтям, единого генетического типа органического вещества, представленного в одновозрастных с нефтями отложениях рифея — нижнего палеозоя исключительно сапропелитами. Аналогичным образом можно утверждать, что пермские нефти и нафтиды обязаны своим происхождением преимущественно гумусовому типу рассеянного органического вещества одновозрастных маринских отложений.

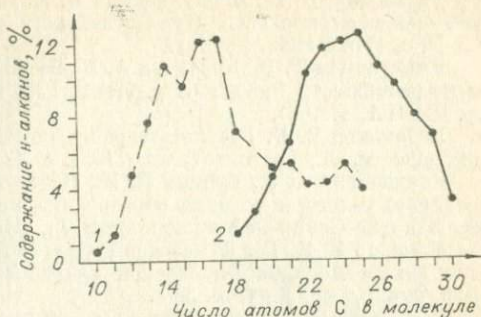


Рис. 3. Распределение *n*-алканов в метано-нафтеновых фракциях нефтей перми и венда.

1 — Мархинская пл., скв. Р-2, гл. 1837—1855 м (V); 2 — Средне-Вилуйская пл., скв. Р-7, гл. 3016—3030 м (P<sub>2</sub>).

## ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Исходное вещество для нефти и газа. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 39—70.
- Виноградов А. П., Кропотова О. И., Устинов В. И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным  $C^{12}/C^{13}$ . — «Геохимия», 1965, № 6, с. 643—651.
- Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, «Наука», 1971, 157 с.
- Гедройц Н. А. Нефтеносность Советской Арктики по данным на 1949 г. Л., Гостоптехиздат, 1950. 70 с. (Тр. НИИГА, т. 3).
- Гусев А. И. Геология, угленосность и нефтеносность низовьев р. Оленек. Л., Гостоптехиздат, 1950. 83 с. (Тр. НИИГА, т. 1).
- Данюшевская А. И., Войцеховская А. Г., Копылова Т. Н., Иванов В. Л. Геохимия органического вещества пермских отложений Оленекского подъятия. — В кн.: Сборник статей по геохимии осадочных пород. Л., «Недра», 1969, с. 157—182. (Тр. НИИГА, т. 161).

Демокидов К. К., Первунинский В. А. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Пур-Оленекского района. Л., Гостоптехиздат, 1952. 59 с. (Тр. НИИГА, т. 46).

Емельянец Т. И., Кравцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Л., Гостоптехиздат, 1960, 143 с. (Тр. НИИГА, т. 108).

Кабаньков В. Я. Результаты работ по поискам нефти в Лено-Оленекской области. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 121—133. (Тр. НИИГА, т. 92).

Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И. и др. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967. 213 с.

Макаров К. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного склона Анабарской антеклизы (Восточная Сибирь). Автореф. канд. дисс. Л., 1970. 22 с.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970, 306 с.

А. Н. ИЗОСИМОВА

## НЕФТЕПРОИЗВОДЯЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Для оценки потенциальных нефтегазопроизводящих возможностей осадочных пород прежде всего необходимо знание закономерностей распределения рассеянного в них органического вещества с учетом его генетического типа и степени преобразованности.

В разрезе верхнепалеозойско-мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба количество органического вещества колеблется в широких пределах. Более высоким содержанием органического углерода в изучаемом разрезе характеризуются отложения верхней перми. Повышено оно также в юрских и меловых отложениях. Очень малым количеством органического вещества характеризуются нижне-триасовые отложения (табл. 1).

Такое распределение органического вещества по разрезу в целом хорошо согласуется с палеогеографической обстановкой и климатическими условиями осадконакопления в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба. Кроме того, следует отметить, что распределение органического вещества в осадочных породах предопределяется их литологическим составом. По всему разрезу отмечается преобладание органического вещества в глинах и аргиллитах по сравнению с песчано-алевритовыми разностями пород.

Характеристика рассеянного органического вещества верхнепалеозойско-мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба

Возраст	Аргиллиты			Песчаники+алевролиты		
	Содержание $C_{орг}$ , %	$\alpha_{ХБ}$ , %	$\beta_{ХБ}$ в ОВ	Содержание $C_{орг}$ , %	$\alpha_{ХБ}$ , %	$\beta_{ХБ}$ в ОВ
Мел (Сг)	0,04—5,84	0,007—0,109	0,70—15,0	0,027—2,55	0,002—0,09	0,52—42,5
	1,33 (41)	0,027 (39)	3,28	0,38 (102)	0,016 (96)	10,81 (95)
Верхняя юра (J <sub>3</sub> )	0,26—6,41	Сл.—0,241	0,33—46,08	0,03—2,18	Сл.—0,091	0,77—30,0
	1,76 (44)	0,058 (43)	5,97	0,55 (94)	0,023 (87)	6,61
Средняя юра (J <sub>2</sub> )	0,07—2,38	Сл.—0,14	0,96—9,52	0,06—2,98	Сл.—0,091	1,06—36,0
	1,09 (12)	0,048 (11)	4,09	0,55 (67)	0,024 (64)	7,37
Верхний лейас (J <sub>1</sub> <sup>3</sup> )	0,09—2,72	Сл.—0,153	0,42—27,1	0,17—1,68	0,004—0,10	0,76—14,20
	1,14 (155)	0,027 (143)	2,76	0,70 (38)	0,029 (23)	6,27
Нижнесредний лейас (J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> )	0,56—4,18	0,009—0,097	1,15—13,85	0,24—4,32	0,008—0,063	1,15—28,80
	1,20 (22)	0,053 (22)	4,71	1,06 (19)	0,037 (19)	4,99
Средневерхний триас (T <sub>2+3</sub> )	0,05—2,0	0,006—0,048	0,76—20,0	0,053—2,19	Сл.—0,063	0,59—42,72
	0,60 (18)	0,020 (18)	5,22	0,28 (85)	0,018 (68)	10,76
Нижний триас	0,06—1,00	Сл.—0,037	1,31—19,41	0,06—1,0	0,003—0,018	1,66—37,59
	0,27 (49)	0,011 (38)	4,07	0,19 (33)	0,012 (20)	6,31
Верхняя пермь (P <sub>2</sub> )	0,05—0,47	0,002—0,071	1,90—41,50	0,04—0,47	Сл.—0,057	1,11—38,20
	0,25 (28)	0,025 (27)	10,0	0,21 (58)	0,031 (30)	14,76
Верхняя пермь (P <sub>2</sub> )	0,05—12,52	0,08—0,222	0,22—15,39	0,05—3,92	0,03—0,07	1,20—24,52
	3,53 (33)	0,057 (33)	2,22	0,85 (34)	0,021 (34)	5,60

Примечание.  $\alpha_{ХБ}$  — выход хлороформенного битумоида;  $\beta_{ХБ}$  в ОВ — содержание хлороформенного битумоида в органическом веществе.

## Характеристика сингенетических битумоидов (СБ) по разрезу верхнеянского

Литоло- гия	Геохимический показатель	Воз				
		P <sub>2</sub>	T <sub>1</sub> <sup>mn</sup>	T <sub>1</sub> <sup>uk</sup>	T <sub>2+3</sub>	
Аргиллиты	Содержание Сорг, %	0,49—8,70 3,42 (18)	0,05—0,65 0,23 (23)	0,06—0,73 0,28 (35)	0,17—2,0 0,74 (13)	
	α <sub>ХВ</sub> , %	0,016—0,12 0,059	Сл.—0,058 0,02 (27)	Сл.—0,037 0,014 (18)	0,006—0,048 0,022 (12)	
	β <sub>ХВ</sub> в ОВ	0,22—4,80 1,72	1,69—33,33 9,13	2,0—19,41 5,0	0,76—17,69 3,95	
	Элементный состав, №	C	83,37—88,87 85,64 (17)	81,33—86,97 83,34 (21)	81,10—83,61 82,23 (11)	80,42—86,61 83,47 (7)
		H	7,83—10,91 9,10	8,95—12,33 10,65	10,38—11,63 10,76	8,26—11,24 9,70
		ΣNSO	1,95—8,01 5,29	3,48—8,76 6,07	4,62—8,04 7,01	4,23—10,38 6,88
		C/H	9,41	7,82	7,64	8,60
	Групповой состав, %	масла	35,44—49,68 38,73 (4)	—	38,05—39,56 38,82 (4)	29,11—54,12 37,89 (3)
		Σ смол	32,34—39,84 36,73	—	45,27—54,94 51,6	29,86—52,15 42,49
		асфаль- тены	14,19—36,09 24,54	—	5,49—17,92 9,15	7,60—23,81 16,97
	Песчанки и алевролиты	Содержание Сорг, %	0,15—3,92 0,85 (17)	0,07—0,73 0,22 (47)	0,06—1,0 0,21 (28)	0,053—2,19 0,31 (58)
		α <sub>ХВ</sub> , %	0,007—0,051 0,021	Сл.—0,043 0,019	Сл.—0,018 0,009 (15)	Сл.—0,063 0,017 (41)
β <sub>ХВ</sub> в ОВ		1,04—3,56 2,47	1,77—38,20 8,63	1,66—18,0 4,28	0,059—42,72 5,48	
Элементный состав, %		C	82,52—86,32 85,27 (17)	82,32—87,91 84,80	80,65—83,67 81,70 (7)	80,08—84,61 82,13 (15)
		H	7,67—11,96 10,32	7,79—11,22 9,97	10,20—11,56 11,35	8,81—11,56 10,64
		ΣNSO	2,60—6,93 4,35	3,42—9,44 5,23	4,77—7,57 6,95	3,79—10,37 7,22
	C/H	8,26	8,50	7,19	7,72	

палеозойско-мезозойских отложений Виллойской синеклизы и Предверхо-  
прогиба

раст				
J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	Cr
0,56—4,18 4,20 (22)	0,09—2,72 1,18 (114)	0,07—2,47 1,35 (6)	0,23—6,41 2,16 (30)	0,12—5,84 1,60 (29)
0,009—0,097 0,053 (22)	Сл.—0,097 0,030 (102)	Сл.—0,14 0,059	Сл.—0,241 0,069 (29)	0,011—0,109 0,033 (24)
1,15—13,85 4,71	0,53—17,58 3,55	0,96—5,71 3,54	0,33—46,08 5,78	0,91—15,0 3,16
83,67—84,82 84,09 (3)	80,31—84,24 83,00 (57)	80,02—83,80 82,34 (3)	80,09—84,8 82,04 (16)	80,29—84,27 82,37 (16)
8,60—10,56 9,64	8,42—11,43	8,19—9,17 8,78	8,32—10,67 9,68	7,62—11,00 10,69
4,62—7,61 6,26	4,23—9,72 6,46	8,40—11,19 8,87	7,0—10,76 9,68	5,57—8,93 8,61
8,72	7,89	9,37	8,47	7,70
32,14—56,13 43,34 (4)	33,68—65,28 46,30 (33)	—	30,88—41,86 36,01 (3)	48,15 (1)
34,51—50,57 41,76	25,50—57,88 44,06	—	29,22—49,63 41,13	42,35
6,54—24,73 14,32	5,44—16,01 10,66	—	8,51—35,47 22,85	6,85
0,24—4,32 1,06 (19)	0,19—1,68 0,70 (31)	0,06—2,98 0,69 (42)	0,053—2,18 0,51 (54)	0,03—2,55 0,38 (84)
0,008—0,063 0,037 (19)	0,004—0,10 0,028 (31)	Сл.—0,091 0,029 (39)	Сл.—0,069 0,023 (47)	0,002—0,09 0,016 (78)
1,15—28,80 4,99	0,76—13,51 4,52	1,06—13,79 5,52	0,77—11,18 6,25	0,52—32,50 10,58
80,63—84,82 82,93 (8)	81,14—84,48 83,21 (16)	79,31—83,40 81,34 (16)	80,0—82,40 81,62	80,06—85,89 82,47 (13)
8,25—11,59 10,52	8,76—10,53 9,92	8,15—10,22 9,46	8,75—10,85 8,93	8,33—11,51 9,97
4,62—10,92 8,55	5,04—10,10 6,86	6,07—11,62 9,17	7,90—9,67 9,43	5,38—10,16 9,97
7,88	8,38	8,59	9,13	8,27

Литологич.	Геохимический показатель	Воз			
		P <sub>2</sub>	T <sub>1</sub> <sup>мп</sup>	T <sub>1</sub> <sup>ук</sup>	T <sub>2-3</sub>
Групповой состав, %	масла	45,16—59,22	24,83—38,52	41,06—55,62	30,88—45,16
		51,11 (2)	33,39 (3)	47,15 (15)	36,51 (15)
	Σ смол	35,60—44,12	19,26—62,67	36,23—46,47	44,72—50,57
		39,86	36,66	42,84	47,24
асфальтены	5,18—10,72	12,50—42,22	3,32—16,07	4,22—20,28	
	9,03	29,94	9,36	16,25	

Таким образом, судя по характеру распределения органического вещества по разрезу, наибольшим нефтематеринским потенциалом обладают верхнепермские и нижнеюрские отложения.

При рассмотрении региональных закономерностей катагенеза органического вещества в пределах Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба были учтены стадии метаморфизма ОВ и тип исходного материала.

С целью выяснения влияния факторов катагенеза на органическое вещество по разрезу изучаемых отложений и выявления признаков миграции была проведена качественная и количественная оценка типов битумоидов по широкому комплексу геохимических параметров. В качестве основных диагностических параметров были использованы общепринятые показатели ( $\alpha_{\text{хв}}$ , элементный, групповой и частично углеводородный состав битумоидов). Диагностика битумоидов, проведенная по химико-битуминологическим данным, была подтверждена люминесцентной микроскопией и ИК-спектроскопией.

В результате комплексной диагностики были выделены все генетические типы битумоидов. Во всех толщах разреза в разных количественных соотношениях наряду с сингенетичными формами битумоидов широко распространены остаточные и эпигенетичные их формы.

При сравнении сингенетичных битумоидов по разрезу между собой фиксируются их определенные различия как по групповому и углеводородному составу, так и по специфическим особенностям отдельных структурных компонентов.

Так, для верхнепермских синбитумоидов средний выход хлороформенного экстракта в песчаниках составляет 0,021%, в аргиллитах — 0,059%. Содержание углерода в синбитумоидах песчаников и алевролитов равно 85,27%, в аргиллитах — 85,64%. Содержание водорода и гетероэлементов составляет соответственно 10,39 и 9,10%; 4,35 и 5,29%. Отношение C/H = 8,26 и 9,41 (табл. 2).

раст				
J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	Cr
3,94—50,0	43,92—47,10	17,07—32,18	—	—
34,79 (13)	45,51 (2)	22,85 (5)	—	—
36,06—50,86	37,37—39,78	39,29—55,15	—	—
44,80	38,57	48,14	—	—
8,40—25,54	17,35—17,39	27,13—30,11	—	—
17,67	17,37	28,92	—	—

По углеводородному составу синбитумоиды верхнепермских отложений характеризуются высоким содержанием метано-нафтеновых углеводородов (в среднем до 70% на сумму углеводородов), в составе которых имеется до 30—40% углеводородов парафинового ряда.

ИК-спектры метано-нафтеновых фракций синбитумоидов этих отложений представлены в основном метановыми структурами нормального строения (полоса 720 см<sup>-1</sup>). Нафтеновые структуры практически отсутствуют (рис. 1).

*n*-алканы характеризуются длиной цепи от C<sub>13</sub> до C<sub>30</sub> с максимумом распределения углеродных атомов в области высокомолекулярных углеводородов: на C<sub>25</sub> или C<sub>26</sub> (рис. 2). В составе *n*-алканов этих битумоидов количество четных и нечетных атомов углерода близко. Отношение *n*<sub>ч</sub>/*n*<sub>н</sub> колеблется от 0,89 до 1,22. Этот тип распределения *n*-алканов характерен для гумусового органического вещества в зоне протокатагенеза (Брей, Эванс, 1962; Бренсман, Смит, 1961; Конторович, Данилова, 1973; Тиссо, 1970).

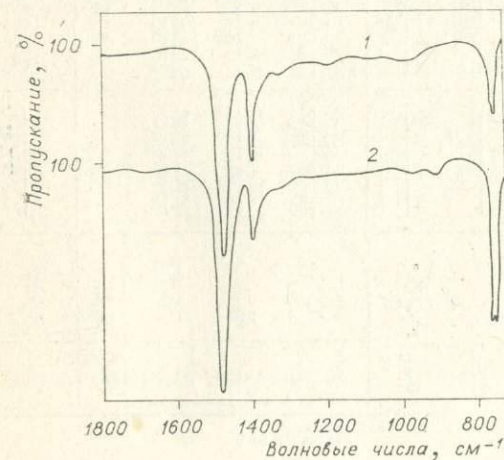


Рис. 1. ИК-спектры метано-нафтеновых фракций синбитумоидов верхнепермских отложений Вилуйской синеклизы.

Возраст отложений: 1 — P<sub>2</sub>; 2 — J<sub>1</sub><sup>3</sup>.

Характеристика сингенетических остаточных битумоидов (СОБ) верхнепалеозойско-мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Предверхолянского прогиба

Литологи- гии	Геохимический показатель	Возраст								
		P <sub>2</sub>	T <sub>1</sub> <sup>uk</sup>	T <sub>1</sub> <sup>mn</sup>	T <sub>2+3</sub>	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	Cr	
Аргиллиты	Содержание C <sub>орг</sub> , %	0,82—4,27 2,29 (12)	0,07—0,36 0,18 (3)	0,06—0,96 0,26 (14)	0,18—0,36 0,26 (4)	0,11—1,76 0,99 (37)	0,56—2,38 0,82 (3)	0,31—4,94 1,23 (81)	0,04—0,79 0,66 (8)	
	α <sub>ХБ</sub> , %	0,011—0,127 0,037	0,01—0,058 0,026	0,001—0,016 0,009 (13)	0,007—0,022 0,014	0,004—0,049 0,022 (37)	0,018—0,08 0,041	0,011—0,14 0,044 (8)	0,011—0,028 0,019	
	β <sub>ХБ</sub> в ОВ	0,57—15,39 1,61	5,91—19,57 14,44	1,31—13,35 3,46	2,80—6,11 5,12	0,42—27,1 3,42	2,26—9,52 4,89	1,35—22,85 7,40	1,36—8,10 3,43	
	Элементный состав, %	C	74,36—82,74 80,17 (12)	77,44—80,89 79,16 (3)	66,23—80,42 77,31 (11)	68,50—79,62 75,35	69,70—80,42 77,39 (36)	67,69—79,39 72,83	71,57—79,44 76,42	76,29—79,22 77,62
		H	7,49—10,72 8,87	9,15—10,54 9,48	9,25—11,81 10,95	8,21—9,62 8,64	7,41—11,87 10,12	7,74—9,98 8,61	8,02—11,35 9,19	7,92—10,63 9,19
		ΣNSO	7,49—18,18 10,90	9,96—24,55 11,35	7,56—24,52 11,74	12,12—23,05 16,01	8,76—22,89 12,58	12,87—22,32 18,55	18,26—19,48 14,17	10,98—16,48 13,19
		C/H	9,04	8,35	7,06	8,72	7,65	8,46	8,31	8,44
		масла	30,28—37,61 33,97 (2)	22,22 (1)	22,22—58,76 37,41 (6)	—	26,59—45,22 36,13 (8)	—	15,14—34,78 26,24	—

Песчанки и алевролиты	Групповой состав, %	Σ смол	39,19—44,68 41,93	33,04	43,71—67,76 51,69	—	40,56—51,17 45,98	—	40,15—76,14 56,27	—
		асфальтены	23,15—25,0 24,08	31,99	2,62—17,92 10,90	—	11,02—23,23 16,09	—	8,72—31,03 17,53	—
		Содержание C <sub>орг</sub> , %	0,05—1,52 0,87 (13)	0,08—0,11 0,09 (3)	0,13—0,19 0,16 (4)	0,07—0,37 0,25 (19)	0,17—1,50 0,69 (7)	0,05—1,34 0,38 (14)	0,07—0,78 0,37 (16)	0,027—2,19 0,42 (13)
	α <sub>ХБ</sub> , %	0,003—0,075 0,026	0,04—0,034 0,021	Сл.—0,019 0,02	0,008—0,059 0,021	0,015—0,054 0,028	0,007—0,043 0,021	0,007—0,029 0,017	0,005—0,019 0,014	
	β <sub>ХБ</sub> в ОВ	1,89—24,52 2,68	13,20—36,55 23,23	7,47—37,59 12,50	6,70—34,32 13,47	1,60—14,20 6,26	1,79—36,0 10,83	2,53—15,71 7,25	0,72—11,95 5,45	
	Элементный состав, %	C	75,86—82,51 80,59 (12)	73,78—79,29 76,27 (3)	77,19—79,22 78,01 (4)	68,84—80,94 75,25 (19)	74,26—78,61 77,63 (7)	70,27—81,95 75,32 (14)	71,52—79,73 75,72	67,92—80,84 75,44
		H	7,95—11,46 10,39	8,15—9,96 9,77	8,09—10,20 9,38	8,18—10,58 9,62	9,13—10,56 9,47	7,91—9,99 9,07	8,56—10,23 9,39	7,66—10,93 9,38
		ΣNSO	6,92—14,76 9,06	11,25—17,75 14,96	11,12—14,62 12,56	10,92—22,98 15,65	10,96—16,57 12,90	8,38—18,74 14,62	10,67—22,54 14,88	8,33—23,10 15,17
		C/H	7,75	8,69	8,31	7,92	8,16	8,41	8,06	8,04
	Групповой состав, %	масла	32,97—38,19 35,58 (2)	22,57 (1)	—	19,20—26,92 23,06 (2)	25,86 (1)	2,50—12,51 6,62 (3)	—	—
Σ смол		29,12—38,29 33,70	40,48	51,20—61,53 56,36	—	39,65	48,05—79,61 63,62	—	—	
асфальтены		28,57—37,91 33,24	30,95	—	15,38—29,60 22,49	34,48	15,53—49,65 29,78	—	—	

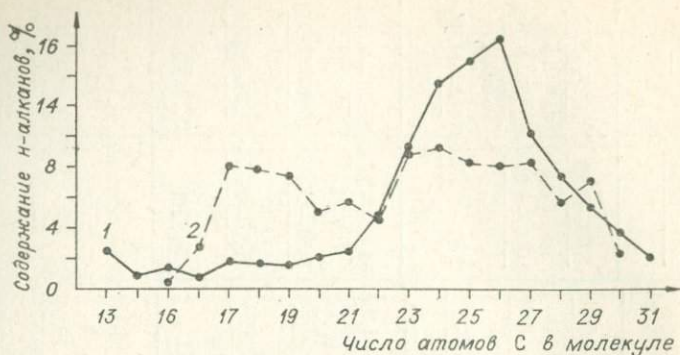


Рис. 2. Распределение *n*-алканов в зависимости от числа атомов углерода в молекуле для сингенетичных битумоидов верхнепалеозойско-мезозойских отложений. (Возраст отложений см. на рис. 1).

Сингенетичные остаточные битумоиды в верхнепермских отложениях составляют порядка 40%. Для них характерен более низкий выход хлороформенного экстракта, элементный состав их изменяется в сторону поокисления (С, Н и сумма гетероэлементов равны 80,17; 8,97 и 10,90%) (табл. 3).

На долю синбитумоидов в отложениях нижнего триаса приходится около 90% от общего количества изученных образцов. В синбитумоидах этих отложений при малом содержании органического вещества отмечается достаточно высокая их битуминозность по сравнению с верхнепермскими отложениями (см. табл. 2). Кроме того, характерной особенностью нижнетриасовых синбитумоидов является очень высокое содержание метано-нафтеновых углеводородов (до 90%). В ароматических углеводородах доля полициклических аренов очень незначительна (1,12%).

Высокая степень битуминозности и повышенная алифатичность нижнетриасовых синбитумоидов обусловлены, по-видимому, глубоким диагенетическим преобразованием ОВ этих отложений, что хорошо согласуется с фаціальными условиями их накопления.

Остаточные битумоиды нижнетриасовых отложений также имеют подкисленный состав (см. табл. 3); для них характерно повышенное содержание водорода.

В средне-, верхнетриасовых отложениях органическое вещество большей частью представлено сингенетичными битумоидами. Выход хлороформенного синбитумоида в аргиллитах и глинах составляет 0,022%, понижаясь в песчаниках и алевролитах до 0,017%. Величина средней битуминозности сравнительно невысокая: в аргиллитах — 3,95, в песчаниках — 5,18%.

(см. табл. 2). На долю углерода и водорода в элементном составе этих битумоидов приходится 83,47 и 9,70% соответственно. Содержание метано-нафтеновых углеводородов значительно ниже по сравнению с синбитумоидами верхнепермских и нижнетриасовых отложений и колеблется от 48,11 до 63,54%. В ароматической фракции возрастает количество полициклических соединений (до 35%) (табл. 4).

Таким образом, в отложениях бегиджанской серии центральной части Вилюйской синеклизы, где органическое вещество находится на невысоких стадиях метаморфизма (БД), довольно четко отражается природа органического вещества. Все геохимические параметры, характеризующие синбитумоиды этих отложений, подтверждают его преимущественно гумусовую природу.

Выход хлороформенного битумоида в отложениях нижнего — среднего лейаса значительно повышается по сравнению с триасовыми отложениями, составляя в аргиллитах и глинах 0,053% и песчано-алевроитовых породах — 0,037% (см. табл. 2).

В разрезе нижнеюрских отложений наиболее полно в геохимическом отношении охарактеризована аргиллитовая пачка верхнего лейаса, особенно центральной части Вилюйской синеклизы. Среднее содержание хлороформенного экстракта в синбитумоидах верхнелейасовых аргиллитов не превышает 0,030%. Элементный, групповой и углеводородный составы этих битумоидов четко отражают характер исходного органического вещества (стадия углефикации БД—Д). Преобладание сапропелевой составляющей в органическом веществе этих отложений подтверждается повышенным содержанием в их элементном составе водорода (в среднем 10,52%) и низким значением С/Н (7,89), сравнительно высоким содержанием масел для данной стадии метаморфизма (до 50%) и повышенной долей метано-нафтеновых углеводородов (до 78%). Доля полициклической ароматики не превышает 20% (см. табл. 2, 4).

Для нижнеюрских синбитумоидов характерно пониженное содержание в составе метано-нафтеновых фракций углеводородов парафинового ряда (не выше 14%) по сравнению с синбитумоидами верхнепермских отложений. Кроме того, в отличие от верхнепермских синбитумоидов в метано-нафтеновой фракции сингенетичных битумоидов нижней юры, судя по данным ИКС, доля метановых соединений значительно ниже, что дает основание полагать, что эта фракция представлена в основном нафтеновыми структурами.

Очень своеобразен состав *n*-алканов синбитумоидов верхнелейасовых аргиллитов. В отличие от верхнепермских, синбитумоиды нижней юры характеризуются распределением углеводородных атомов в молекуле *n*-алканов с максимумами на  $C_{17}$  или  $C_{18}$  и  $C_{23}$  или  $C_{25}$  со смещением основного максимума в область относительно низкомолекулярных углеводородов. В син-

## Углеводородный состав сингенетических битумоидов верхнепалеозойско-мезозойских отложений Виллюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба

Площадь (скв.)	Глубина отбора проб, м	Возраст	Литология	Стадия метаморфизма	Генетический тип ОБ	Тип битумоида	Содержание УВ, % в РОВ	Содержание УВ, % от суммы углеводородов			
								Me-Nn	Ar общ	A-III	Кал= Me-Nn Ar
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Китчанская (1)	579—585	J <sub>3</sub>	Песчаники	ДГ	СГ	СБ	—	51,60	48,39	—	1,07
Неджелинская (2)	1022—1012	J <sub>3</sub>	»	Б	СГ	СБ	1,29	70,79	29,32	9,73	2,42
(8)	1601—1607	J <sub>3</sub>	Аргиллиты	БД	СГ	СБ	2,42	57,23	42,76	19,50	1,38
Бадаранская (1)	1609—1616	J <sub>3</sub>	»	БД	СГ	СБ	—	53,03	46,97	—	1,13
Нижне-Виллюйская (4)	1961—1974	J <sub>3</sub>	»	ДГ	СГ	СОБ	—	44,19	55,80	—	0,79
Бадаранская (1)	2091,7—2098,7	J <sub>3</sub>	»	ДГ	СГ	СБ	—	71,14	28,86	—	2,46
Средне-Виллюйская (Ю-1)	1231—1364	J <sub>3</sub>	Песчаники	БД	СГ	СБ	0,67	56,37	43,61	13,73	1,29
(19)	1320—1355	J <sub>3</sub>	»	БД	СГ	СБ	1,21	73,79	26,13	13,46	2,82
Мастахская (4)	1537—1701	J <sub>3</sub>	»	Д	СГ	СБ	0,50	56,26	43,73	14,01	1,28
Нижне-Виллюйская (1)	1622—2062	J <sub>3</sub>	»	ДГ	—	СОБ	0,64	35,24	67,61	—	0,52
Быраканская (1)	1937—1953	J <sub>3</sub>	»	Д	ГС	СБ	1,07	85,54	14,45	4,97	5,92
Олойская (1)	2080—2132	J <sub>3</sub>	»	ДГ	СГ	СБ	0,36	50,17	49,83	19,17	1,01
Бахынайская —	2215—2219	J <sub>3</sub>	Аргиллиты	БД	СГ	СБ	0,69	67,65	32,34	12,79	2,09
Нижне-Виллюйская (1)	2427—2438	J <sub>3</sub>	»	ДГ	СГ	СБ	0,50	61,14	38,85	—	1,57
Быраканская (1)	2489—2538	J <sub>3</sub>	Алевролиты	ДГ	СГ	СБ	1,90	94,74	8,29	4,07	11,06
Олойская (1)	3739—3749	J <sub>3</sub>	Песчаники	Г	СГ	СБ	0,81	43,65	56,34	38,60	0,77
(1)	3811—3875	J <sub>3</sub>	Алевролиты	Г	СГ	СБ	0,98	69,33	30,66	8,34	2,26
Средне-Виллюйская (Ю-1)	1364—1455	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Песчаники	БД	ГС	СБ	—	66,39	33,60	—	1,95

(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	1,41	81,56	18,42	1,49	4,43
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	1,32	87,93	12,06	—	7,29
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	4,68	66,75	33,24	18,43	2,01
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	1,28	70,16	29,84	17,62	2,35
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	0,44	67,31	32,68	—	2,06
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	6,12	67,55	32,44	16,08	2,08
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	1,44	50,64	49,35	34,55	1,02
Мастахская (4)	1692—1701	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Алевролиты	БД-Д	ГС	СБ	1,43	93,53	6,47	—	14,44
Толонская (1)	1715—1725	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Глины	Д	ГС	СБ	0,60	76,77	23,23	1,69	3,30
Мастахская (4)	1717—1746	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,63	96,76	3,24	—	29,91
(1)	1737—1746	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,35	66,17	33,81	11,36	1,96
Бадаранская (1)	2007—2017	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Аргиллиты	Д	ГС	СБ	2,14	86,33	13,66	—	6,32
(1)	2007—2017	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,49	75,80	26,13	11,19	2,83
(1)	2007—2017	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,74	75,54	26,45	10,15	2,78
(1)	2007—2017	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,17	71,32	28,68	3,97	2,48
(1)	2024—2033	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,76	80,11	19,88	10,91	4,03
(1)	2024—2033	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,21	84,15	15,84	—	5,31
(1)	2024—2033	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,18	78,12	21,87	6,50	3,61
(1)	2024—2033	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,76	79,34	20,66	11,63	3,90
(1)	2024—2033	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,21	77,77	22,22	10,86	3,50
(1)	2033—2039	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,11	79,90	20,09	5,82	4,04
(1)	2033—2039	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,84	72,13	27,86	—	2,59
(1)	2033—2039	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,51	67,99	32,00	—	2,13
(1)	2033—2039	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,52	72,40	27,54	6,72	2,62

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Бадаранская (1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Алевролиты	Д	ГС	СБ	0,31	80,52	19,48	5,58	4,13
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,64	67,14	32,85	10,10	2,11
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,56	64,04	35,93	21,43	1,78
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,60	74,11	25,88	8,68	2,86
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,35	64,72	35,27	18,76	1,84
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,99	73,02	26,97	16,18	2,71
(1)	2039—2047	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,75	73,21	26,79	11,47	2,73
(1)	2047—2061	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,63	71,36	28,22	15,56	2,54
Средне-Виллойская (19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	СГ	СБ	0,66	80,14	19,86	—	4,03
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	СГ	СБ	1,25	75,34	24,63	6,34	3,06
(19)	1377—1392	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	СГ	СОВ	1,44	50,64	49,35	34,55	1,02
Нижне-Виллойская (1)	2482	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СОВ	0,75	61,18	38,82	29,22	1,58
Неджелинская (5)	1699	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СОВ	1,26	54,70	45,30	20,92	1,21
(5)	1741	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СОВ	0,38	66,17	33,81	11,36	1,96
Средне-Виллойская (19)	1392—1407	J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	»	БД	ГС	СБ	0,52	72,20	27,79	—	2,60
(19)	1455—1504	J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	Песчаники	БД	ГС	СОВ	0,82	32,81	67,19	37,09	0,49
Неджелинская (5)	1693—1700	J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	Аргиллиты	Д	ГС	СОВ	0,73	54,70	45,30	20,92	1,21
Толонская (4)	1760—1797	J <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	»	Д	ГС	СБ	0,42	67,53	32,47	18,28	2,09

Мастахская (1)	1975—1985	J <sub>1-2</sub> <sup>1</sup>	Алевролиты	Д	ГС	СОВ	0,99	38,52	61,48	43,91	0,63
Быраканская (1)	2724—2754	J <sub>1-2</sub> <sup>1</sup>	»	Д	ГС	СБ	1,49	93,20	6,79	2,55	13,72
Мастахская (1)	2146—2164	T <sub>2+3</sub>	Глина	ДГ	СГ	СБ	0,85	48,11	51,88	35,56	0,93
Средне-Виллойская	2465—2493	T <sub>2+3</sub>	»	ДГ	СГ	СБ	2,09	63,54	36,46	14,19	1,75
Бадаранская (2)	2925—2950	T <sub>2+3</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,94	71,59	26,40	22,72	2,52
Средне-Виллойская (15)	2333—2350	T <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Аргиллиты	ДГ	СГ	СБ	3,69	91,92	8,07	—	11,36
(19)	2426—2477	T <sub>1</sub> <sup>ok</sup>	Песчаники	ДГ	СГ	СБ	5,24	73,24	26,75	—	2,73
(10)	2604—2637	T <sub>1</sub> <sup>ok</sup>	»	ДГ	СГ	СБ	4,15	92,13	7,87	1,12	11,71
(7)	3031—3052	P <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Аргиллиты	Г	СГ	СБ	1,34	77,44	22,56	—	3,43
(7)	3052—3062	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,13	79,98	20,02	—	3,99
Неджелинская (10)	3055—3078	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	1,62	92,42	7,58	—	12,19
Средне-Виллойская (20)	3124—3136	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,52	90,03	9,96	2,78	9,02
(20)	3124—3136	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,27	82,55	17,46	10,35	4,73
(20)	3124—3136	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,28	88,73	11,26	—	7,67
Мастахская (3)	3124—3136	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СОВ	0,71	37,59	62,40	—	0,60
(3)	3124—3136	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СОВ	0,45	51,83	48,50	—	1,08
(11)	3209—3223	P <sub>2</sub>	»	Г	СГ	СБ	0,41	76,32	23,67	—	3,22
Средне-Виллойская (7)	3031—3042	P <sub>2</sub>	»	Г	ГС	СОВ	1,52	77,44	22,56	—	3,43
(7)	3052—3062	P <sub>2</sub>	»	Г	ГС	СОВ	0,25	79,98	20,02	—	3,99

генетичных битумоидах нижнеюрских отложений отмечается преобладание нечетных атомов углерода в молекуле *n*-алканов, о чем свидетельствуют достаточно высокие значения отношения  $n_{ч}/n_{ц}$  (до 1,44 на всю фракцию *n*-алканов, до 2 в более узких фракциях), что может быть обусловлено недостаточной зрелостью органического вещества этих отложений.

В верхнелейасовых отложениях, так же как и в нижне-, среднелейасовых, наличие остаточных битумоидов увеличивается в направлении к складчатой зоне, где резко возрастает метаморфизм органического вещества.

В средне-, верхнеюрских отложениях выход хлороформенного битумоида составляет соответственно в глинах и аргиллитах 0,024 и 0,023%. Основное количество битумоидов как в тех, так и в других разностях пород приходится на сингенетичные разности, элементный состав которых довольно близок и характеризует гумусовый тип органического вещества на низких стадиях углефикации (центральная часть Вилуйской синеклизы) (см. табл. 2).

Количество остаточных битумоидов в этих отложениях также возрастает по направлению к Предверхоаянью.

В меловых отложениях выход хлороформенного битумоида в синбитумоидах аргиллитов составляет 0,033%, в песчаниках и алевролитах — 0,016% (см. табл. 2). Состав синбитумоидов, так же как в средне-, верхнеюрских отложениях, соответствует составу гумусового органического вещества бурогольной стадии метаморфизма (Халчагайское поднятие).

В прилегающей части Предверхоаянского прогиба (Бергинская, Олойская, Китчанская и другие площади) с усилением степени углефикации органического вещества меловых отложений отмечается нарастание доли остаточных битумоидов.

Разнообразие типов битумоидов по разрезу верхнепалео-

зойских и мезозойских отложений Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба — следствие глубокой катагенетической преобразованности органического вещества, обеспечивающей высокую его зрелость и обуславливающей процессы эмиграции и дифференциации битумоидов.

Наши исследования позволили установить, что как в пределах разновозрастных толщ (верхнелейасовая аргиллитовая пачка), так и в отложениях, сходных по характеру фациальных условий седиментации, четко прослеживается тенденция изменения органического вещества с катагенезом.

С погружением пород, на большие глубины, а в разновозрастных отложениях по мере приближения к складчатой зоне нарастание степени углефикации органического вещества вызывает направленные изменения состава битуминозных компонентов, причем специфика этих изменений зависит от исходного типа органического вещества. При этом нужно отметить, что если на ранних стадиях катагенеза различия в групповом составе органического вещества разных генетических классов вырисовываются достаточно четко, то с нарастанием метаморфизма специфические свойства его в какой-то мере нивелируются. Так, содержание масел в синбитумоидах гумито-сапропелитов на стадии БД достигает 50%, в то время как в сапропелито-гумитах оно не превышает 41%. Содержание асфальтово-смолистых компонентов выше в органическом веществе сапропелито-гумитов, чем гумито-сапропелитов (табл. 5).

Наиболее резкие различия органического вещества, зависящие от исходного материала, фиксируются при сравнении углеводородного состава синбитумоидов на ранних стадиях катагенеза. В сапропелито-гумитах среднее содержание метано-нафтеновых углеводородов на стадии БД составляет 55%, а в органическом веществе, обогащенном сапропелевыми разностями-

Таблица 5  
Хлороформенного синбитумоида в зоне катагенеза, %

Характер изменения группового (компонентного) состава					
Стадия метаморфизма	Сапропелито-гумиты				
	масла	бензолн. смолы	спирто-бензолн. смолы	Σ смол	асфальты
БД	30,88—56,13	10,72—21,49	19,36—33,61	34,51—49,63	6,54—24,73
	41,02 (6)	15,48	26,34	41,82	17,16
Д	41,13—50,0	17,77—25,44	14,50—35,55	39,94—53,32	5,55—13,77
	45,56 (2)	21,60	25,02	46,63	7,81
ДГ	16,05—30,28	3,54—12,91	24,01—33,77	27,55—67,77	8,52—49,60
	23,55 (8)	37,18	30,26	45,79	30,66
Г-ГЖ	34,78—49,68	10,74—14,64	18,48—40,12	29,22—49,31	12,84—35,47
	38,07 (7)	12,72	27,77	40,55	21,36

Гумито-сапропелиты				
масла	бензолн. смолы	спирто-бензолн. смолы	Σ смол	асфальты
32,81—65,28	4,91—15,97	19,38—42,60	25,50—56,17	5,31—16,01
48,95 (15)	10,57	30,87	42,11	9,21
33,68—52,03	2,61—15,71	31,79—47,36	37,22—57,88	5,44—15,83
44,24 (21)	9,31	37,13	46,41	9,45
14,42—35,30	8,34—10,74	18,48—35,70	29,22—62,82	16,76—48,06
21,91 (7)	9,85	28,06	45,33	32,75
34,78—37,41	10,20—12,58	36,73—40,52	49,31—52,39	12,84—13,47
36,0 (3)	11,68	39,12	50,81	13,19

Изменение углеводородного состава сингенетических битумоидов в зоне катагенеза

Стадия метаморфизма	Содержание УВ, % от суммы углеводородов							
	сапропелито-гумиты				гумито-сапропелиты, %			
	Me—Nn	Ag <sub>общ</sub>	A—III	K <sub>ал</sub>	Me—Nn	Ag <sub>общ</sub>	A—III	K <sub>ал</sub>
БД	53,03—57,23	42,76—46,97	19,50	1,13—1,38	50,64—87,93	12,06—49,35	1,49—34,55	1,02—7,29
	55,13 (2)	44,86		1,25	71,05 (7)	28,94	17,43	3,12
Д	71,14	28,86	—	2,46	64,04—86,33	13,66—35,93	1,69—18,76	1,78—6,32
					75,14 (20)	25,03	1,07	3,23
ДГ	44,19—63,54	36,46—55,80	14,19	0,79—1,75	61,18—63,54	36,46—38,82	14,14—29,22	1,58—1,75
	53,71 (5)	46,27		1,22	62,36 (2)	37,61	21,70	1,66
Г—ГЖ	60,03—92,42	7,58—39,87	2,78—10,35	1,51—12,19	77,44—79,98	22,56—26,02	—	3,43—3,99
	80,93 (8)	19,05	6,56	5,72	78,71 (2)	21,29		3,71

МП, доля этих компонентов повышается до 70—75% (табл. 6). В целом по разрезу как в гумито-сапропелитах, так и в сапропелито-гумитах в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях изучаемого региона наблюдается единая тенденция к уменьшению их группового и углеводородного состава в продессе катагенетических преобразований. С усилением метаморфизма Обсереднее содержание масел постепенно возрастает, что особенно ощутимо в органическом веществе гумусового типа. Наибольшее содержание масел зафиксировано на длинном пламенной стадии (Д) метаморфизма и обусловлено, по-видимому, интенсификацией процессов нообразования углеводородов.

Своеобразно измененные асфальтово-смолистой части битумоидов в процессе катагенеза. В сапропелито-гумитовом органическом веществе наблюдается тенденция к возрастанию асфальтенов, в то время как в органическом веществе гумито-сапропелитов эта закономерность проявляется менее четко (см. табл. 5).

Резкое понижение содержания масел (до 24—23%) и увеличение асфальтенов и смол (до 77—79%) на стадии ДГ свидетельствуют об усилении процессов эммиграции угле-

водородов из рассеянного в породах органического вещества.

С нарастанием метаморфизма органического вещества резко изменяется и углеводородный состав битумоидов. Как в сапропелито-гумитах, так и в гумито-сапропелитах намечается возрастание метано-нафтеновых углеводородов, причем процесс метанизации идет неодинаково. Так, если в сапропелито-гумитах количество метано-нафтеновых углеводородов возрастает достаточно резко (от 55% на стадии БД до 71% на стадии Д), то в гумито-сапропелитах доля этой группы соединений на этих же стадиях увеличивается всего лишь на 4%. Менее интенсивная метанизация углеводородов гумито-сапропелитов, по всей вероятности, связана с большей алифатичностью исходного сапропелитового материала.

В целом же по разрезу состав углеводородов с катагенезом изменяется единонаправленно. Наибольшее количество нафтно-ароматических углеводородов фиксируется на стадии ДГ, что, очевидно, связано с интенсивной эмиграцией метано-нафтеновых углеводородов из материнских пород в этой подзоне катагенеза и остаточным накоплением циклических структур (см. табл. 6).

Установленная нами тенденция к изменению битумоидов в процессе катагенеза в разрезе верхнепалеозойских и мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба хорошо согласуется с существующими теоретическими представлениями (Вассоевич, 1967; Конторович, 1967; Неручев, 1969; Родионова, 1967; Радченко, 1968; Успенский, 1970).

Таким образом, можно сделать вывод, что в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба происходит закономерное изменение состава битумоидов, специфика которых зависит от исходного типа органического вещества и степени его диагенетической и катагенетической превращенности. Анализ этих закономерностей позволяет более уверенно судить о генерирующих возможностях этих отложений и прогнозировать состав углеводородных флюидов.

На основании полученных данных нам представляется, что по разрезу верхнепалеозойских и мезозойских отложений данного региона можно выделить две основные нефтегенерирующие зоны.

К начальной зоне нефтегазообразования могут быть отнесены нижнеюрские отложения Халчагайского поднятия. Масштабы генерации углеводородов в этих отложениях на данных стадиях метаморфизма (БД, Д) весьма ограничены. Состав же генерируемой нефти должен быть своеобразным, так как органическое вещество в этих отложениях еще не пережило главной фазы нефтеобразования.

К главной зоне нефтегазообразования относятся верхнепермские отложения центральной части Вилюйской синеклизы

и Предверхоанского прогиба. Несмотря на то, что нижнетриасовые отложения находятся на глубинах, где степень катагенеза ОВ вполне соответствует главной фазе нефтеобразования, высоко оценивать их продуцирующие возможности нельзя, хотя не следует исключать, что какая-то часть газа и нефти могла быть генерирована и самими этими отложениями, но доля их в общем балансе едва ли была значительной в силу небольшого количества органического вещества в них и высокой степени превращенности его в стадию диагенеза.

Таким образом, основной продуцирующей толщей в разрезе верхнепалеозойско-мезозойских отложений Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба являются верхнепермские отложения.

Нижнеюрские отложения Хапчагайского поднятия не могут быть оценены как высокопродуктивные, так как органическое вещество этих отложений не достигло главной фазы нефтеобразования и начавшаяся здесь генерация углеводородных флюидов происходила, по-видимому, в очень ограниченных масштабах.

Что же касается впадин (Лунгхинской и Линденской), то здесь продуцирующие возможности нижнеюрских отложений возрастают, и это значительно повышает перспективы нижнеюрских отложений этих районов по сравнению с территорией Хапчагайского поднятия.

## ЛИТЕРАТУРА

Брей Э. Е., Эванс В. Д. Распределение нормальных алканов как ключ к распознаванию материнских отложений.— В кн.: Симпозиум по геологическим подходам к опознанию материнских пород нефти. Л., Гостехиздат, 1962, с. 7—25.

Бренеман М. К., Смит П. В. Химическое родство нефтей и органического вещества нефтематеринских пород.— В кн.: Распространение нефти. М., Гостехиздат, 1961.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. Исторический обзор и современное состояние.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 11, с. 135—136.

Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И. и др. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967. 223 с.

Конторович А. Э., Данилова В. П. Нефтеобразование в угленосных осадочных толщах (на примере мезозойских и палеозойских отложений юга Западной и Средней Сибири).— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазонасности Сибирской платформы. Новосибирск, 1973, с. 73—82. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 467).

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., «Недра», 1969, 240 с.

Радченко О. А. К вопросу о механизме нефтегазообразования.— Докл. АН СССР, т. 182, № 1, 1968, с. 193—196.

Родионова К. Ф. Органическое вещество и нефтематеринские породы девона Волго-Уральской нефтегазонасности области. М., «Недра», 1967. с. 359.

Тиссо Б. Образование углеводородов при термическом распаде органического вещества.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 80—89.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970. 309 с.

А. Н. ИЗОСИМОВА, О. Н. ЧАЛАЯ

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ *n*-АЛКАНОВ В ОТБЕНЗИНЕННЫХ НЕФТЯХ, АЛЛОХТОННЫХ И СИНГЕНЕТИЧНЫХ БИТУМОИДАХ ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАПЧАГАЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

Из сложного комплекса органического вещества, находящегося в осадочных породах, наиболее близок к нефтям битумоид, особенно его углеводородная составляющая. Поэтому изучение углеводородной части рассеянного органического вещества — одно из главных направлений в цикле геохимических исследований.

Сопоставление углеводородного состава нефтей, аллохтонных и сингенетических битумоидов и их отдельных структурных элементов позволяет установить наличие генетической связи между ними в одних стратиграфических комплексах и отсутствие в других, что дает основание выявить источники генерации углеводородных флюидов. При этом необходимо особое внимание уделять выбору объектов сопоставления.

Прежде чем сопоставлять состав битумоидов и нефтей отдельных стратиграфических комплексов Хапчагайского поднятия, мы попытались установить параметры, по которым нефти и синбитумоиды одного комплекса четко отличаются от другого.

Наиболее надежным параметром при сопоставлении нефтей и битумоидов являются *n*-алканы, которые лучше всего отражают природу исходного органического вещества и в силу своей «консервативности» менее подвержены изменениям в зонах диагенеза и катагенеза. Материалом для исследования послужили данные газожидкостной хроматографии фракций нефтей, кипящих выше 200°C, аллохтонных и сингенетических битумоидов (51 образец) верхнепалеозойских и мезозойских отложений Хапчагайского поднятия.

Хроматограммы снимались на хроматографе с дифференциальным детектором по теплопроводности системы ЛХМ-7А (в условиях программирования температуры). В качестве жидкой неполярной фазы была использована апиезоновая смазка L, которая наносилась на хромосорб W в количестве 5%.

Колонка длиной 2 м нагревалась от 150 до 300°C с программированием 5°/мин. Температура детектора равнялась 315°C, температура испарителя — 360°C.

Вначале снимались хроматограммы искусственных смесей индивидуальных углеводородов нормального строения с числом углеродных атомов  $C_{13}$ — $C_{24}$ . Исследуемые фракции *n*-алканов вводились в систему хроматографа в виде раствора в *n*-гептане.

Идентификация *n*-алканов осуществлялась добавлением эталонов индивидуальных углеводородов к исследуемым фракциям *n*-парафинов. Количественное содержание индивидуальных углеводородов определялось методом внутренней нормализации по величине площади пиков в процентах на суммарный состав.

Сингенетичные битумоиды по разрезу верхнепалеозойско-мезозойских отложений Хапчагайского поднятия довольно резко отличаются между собой по характеру распределения *n*-алканов. Так, *n*-алканы верхнепермских отложений, органическое вещество которых представлено в основном гумусовым материалом, характеризуются длиной цепи от  $C_{13}$  до  $C_{30}$  с максимумом распределения углеродных атомов в области высокомолекулярных углеводородов (на  $C_{25}$  или  $C_{26}$ ) (рис. 1). Подобно синбитумоидам, в нефтях нижнего триаса и верхней перми фиксируется наличие одного максимума. Как в тех, так и в других в составе *n*-алканов количество четных и нечетных атомов углерода почти одинаково (коэффициент  $nч/ч$  близок к 1).

В отличие от верхнепермских синбитумоидов нижней юры, в органическом веществе которых преобладает сапропелевая составляющая, характеризуются распределением углеродных атомов в молекуле *n*-алканов с максимумами на  $C_{17}$  или  $C_{18}$  и  $C_{23}$  или  $C_{25}$ , со смещением основного максимума в область относительно низкомолекулярных углеводородов (рис. 2). В сингенетичных битумоидах нижнеюрских отложений фиксируется преобладание нечетных атомов углерода в молекуле *n*-алканов (коэффициент  $nч/ч$  достигает 1,44 на всю фракцию *n*-алканов и до 2 — в более узких фракциях).

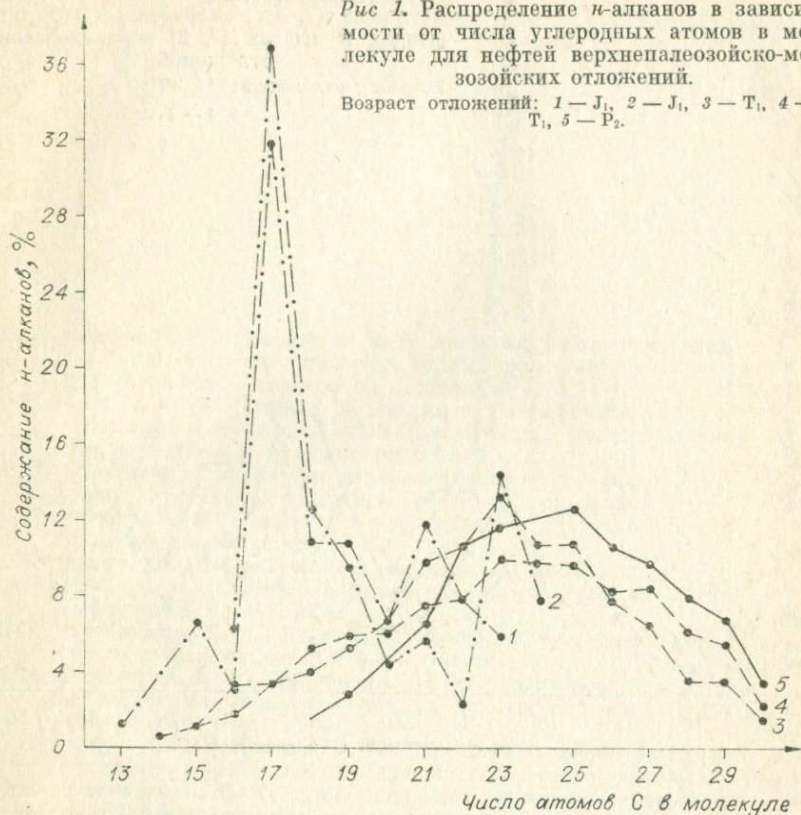
Распределение *n*-алканов нижнеюрских нефтей очень своеобразно. Наиболее представительными из нижнеюрских нефтей являются нефти Неджелинской и Мастахской площадей Хапчагайского поднятия. В них идентифицированы *n*-алканы от  $C_{16}$  до  $C_{26}$  с максимумами распределения на  $C_{17}$  и  $C_{23}$ , что сходно с характером распределения *n*-алканов в сингенетичных битумоидах (см. рис. 2).

Для всех юрских нефтей характерно резкое преобладание *n*-алканов с нечетным числом атомов углерода. Коэффициент  $nч/ч$  колеблется от 1,73 до 2,04.

В составе *n*-алканов верхнепермских и нижнетриасовых аллохтонных битумоидов наибольший процент приходится на группы углеводородов  $C_{23}$ — $C_{26}$  и  $C_{27}$ — $C_{30}$  с максимумами в ос-

Рис 1. Распределение *n*-алканов в зависимости от числа углеродных атомов в молекуле для нефтей верхнепалеозойско-мезозойских отложений.

Возраст отложений: 1 — J<sub>1</sub>, 2 — J<sub>1</sub>, 3 — T<sub>1</sub>, 4 — T<sub>1</sub>, 5 — P<sub>2</sub>.

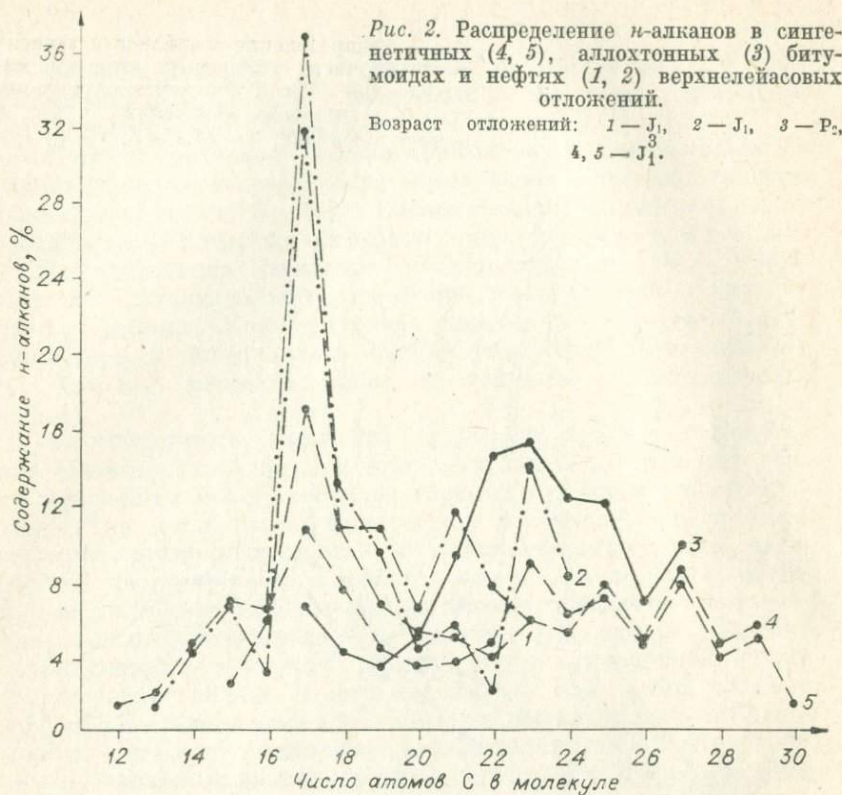


новном на углеродных атомах C<sub>23</sub> и C<sub>25</sub> (см. рис. 1). Количество четных и нечетных атомов углерода в них очень близко. Коэффициент *n*<sub>ч</sub>/*n*<sub>н</sub> для всей фракции *n*-алканов аллохтонных битумоидов колеблется от 0,90 до 1,10.

Характер распределения *n*-алканов аллохтонных битумоидов нижнеюрских отложений мало чем отличается от верхнепермских и нижнетриасовых. Максимум содержания углеродных атомов в них также падает в основном на C<sub>23</sub> (см. рис. 1, 2).

Из приведенного материала видно, что в характере распределения *n*-алканов сингенетических битумоидов верхней перми и нефтей нижнетриасовых и верхнепермских отложений отмечается большое сходство. Это обстоятельство позволяет предполагать их генетическую связь с органическим веществом преимущественно гумусового состава и что эти нефти генерированы органическим веществом верхнепермских отложений.

Установленное нами своеобразие в составе *n*-алканов сингенетических битумоидов нижнеюрских отложений (наличие двух максимумов на кривой распределения углеродных атомов



и смещение основного максимума в сторону низкомолекулярных углеводородов, а также преобладание в их составе нечетных атомов углерода) обусловлено, по-видимому, преобладанием в органическом веществе сапропелевой составляющей и незначительной степенью его катагенетической превращенности. Это хорошо согласуется с литолого-фациальными условиями накопления этих отложений и степенью катагенетического преобразования органического вещества нижней юры в пределах Хапчгайского поднятия (степень углефикации БД—Д).

Наличие незрелых нефтей в нижнеюрских отложениях Хапчгайского поднятия дает основание полагать, что источником этих нефтей было органическое вещество отложений нижней юры, малоизмененное катагенезом.

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. Л. Сластенов, Р. В. Королева, Н. П. Алексеев. Литология и экран- ирующие свойства глинистых горизонтов в разрезе мезозоя Лено-Виллюйской газоносной провинции . . . . .	3
А. Е. Киселев, Ю. В. Давыдов. Литология и коллекторские свойства газоносных горизонтов Усть-Виллюйского месторождения (Приверхоянский краевой прогиб) . . . . .	14
М. Д. Булгакова К литологии верхнепермских и триасовых отло- жений бассейна р. Дулгалах (Западное Верхоянье) . . . . .	26
В. П. Фролов, В. П. Горшков. О перспективах нефтегазоносности Чульманской впадины . . . . .	46
А. В. Павлов, Ш. А. Сюндюков. О цикличности юрско-меловых уг- леносных отложений Алдано-Чульманского района (Юж- но-Якутский бассейн) . . . . .	49
В. П. Коробицына. Терригенно-минералогические ассоциации пород угленосного комплекса Южной Якутии . . . . .	59
В. М. Желнинский, В. П. Коробицына, Ю. Х. Протопопов. Постсед- иментационные преобразования и плотности мезозойских отложений Чульманской впадины . . . . .	66
А. С. Ковтун, И. Е. Москвитин. Типы коллекторов карбонатного про- дуктивного горизонта Ботуобинского газоносного района . . . . .	71
И. Е. Москвитин, А. С. Ковтун. О строении «осинского» горизонта Ботуобинского газоносного района . . . . .	79
Н. П. Гаврильев. К литологической характеристике кандыкских от- ложений верхнего рифея Юдомо-Майского прогиба . . . . .	82
П. Н. Соколов, Р. Г. Матухин, К. Е. Колодезников, Д. Г. Дьяконов, Г. С. Фрадкин, А. М. Пустыльников. Состав и условия фор- мирования каменной соли Кемпендйских дислокаций (Си- бирская платформа) . . . . .	87
Т. П. Сороко. О возможных источниках нефтяных углеводородов в мезозое Виллюйской синеклизы и Предверхоянского проги- ба и направлении их миграции . . . . .	95
В. А. Каширцев, И. Н. Зуева. Следы миграции битумоидов в перм- ских отложениях Сололийского поднятия (Лено-Оленекское междуречье) . . . . .	111
В. А. Каширцев, А. Н. Изосимова, О. Н. Чалая. О генезисе верх- непалеозойских нефтяных залежей Лено-Оленекского междуречья . . . . .	116
А. Н. Изосимова. Нефтепроизводящие отложения Виллюйской си- неклизы и Предверхоянского прогиба . . . . .	130
А. Н. Изосимова, О. Н. Чалая. Распределение <i>n</i> -алканов в отбензи- нированных нефтях, аллохтонных и сингенетических битумоидах верхнепалеозойско-мезозойских отложений Хапчагайского поднятия . . . . .	149

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ  
ЯКУТИИ**

Ответственный редактор  
**Евгений Иванович Бодунов**

Редактор Н. Г. Рязанова  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник Н. А. Савельева  
Технический редактор А. М. Вялых  
Корректоры Е. Я. Шишкина, Т. М. Назарянц

1 Сдано в набор 26 марта 1975 г. Подписано к печати 18 ноября 1975 г. МН 01597. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. 10 печ. л., 10,2 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 484. Цена 1 р. 02 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 553.98.061.7:551.76(571.56)

**Литология и экраняющие свойства глинистых горизонтов в разрезе мезозоя Лено-Вилуйской газоносной провинции.** Славенков Ю. Л., Королева Р. В., Алексеев Н. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 3—13.

Рассматриваются литология и экраняющие свойства нижнекембрийской и мономской свит нижнего триаса, тоарской глинистой толщи и марьчанской свиты верхней юры. Проанализировано изменение мощностей этих горизонтов на территории Вилуйской синеклизы и Приверхоанского прогиба. Описывается фациальное строение, литологический состав указанных горизонтов и минералогический состав слагающих их глинистых пород. Приводятся данные о связи газоносности разреза со строением глинистых горизонтов. Делается вывод, что нижнекембрийская свита и тоарская глинистая толща являются надежными «покрышками» для залежей нефти и газа на всей территории своего распространения. Мономская и марьчанская свиты обладают неустойчивыми экраняющими свойствами, что связано с неоднородностью их литологического состава. Минимальная мощность однородных глинистых пластов, при которой они способны удерживать промышленные скопления газа, оценивается в 15 м.

Илл. 5. Выбл. 3.

УДК 572.17.37

**Литология и коллекторские свойства газоносных горизонтов Усть-Вилуйского месторождения (Приверхоанский краевой прогиб).** Киселев А. Е., Давыдов Ю. В. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 14—26.

Рассматриваются коллекторские свойства пород нижне- и средне-лейасового продуктивных комплексов. Дается подробная литологическая характеристика песчаных коллекторов и выявляются факторы, влияющие на их пористость и проницаемость. Делается вывод о преобладающем распространении гранулярных коллекторов с низкой и пониженной проницаемостью и емкостью, а также трещинных коллекторов, об улучшении коллекторских свойств в присводовой части Усть-Вилуйской брахи-антиклинали. Предполагается наличие новых газовых залежей в северо-восточной части крупной антиклинальной зоны.

Илл. 4. Табл. 3.

УДК 552.5:551.736/.761(571.56)

**К литологии верхнепермских и триасовых отложений бассейна р. Дулгалах (Западное Верхоянье).** Булгакова М. Д. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 26—45.

Приводится описание осадочных и вулканокластических пород верхней перми и триаса бассейна р. Дулгалах: их гранулометрического, вещественного состава, постдиагенетических изменений. Полученные материалы свидетельствуют: 1) о распространении нижнетриасового эксплозивного базальтоидного вулканизма во внутренних частях Верхоянского геосинклинального бассейна; 2) о региональном развитии в изученных породах процессов эпигенетического метасоматоза (окварцевания, окремнения, гидрослюдизации, хлоритизации, карбонатизации, пиритизации), сходных по составу минеральных парагенезов с последующими околорудными изменениями этих пород.

Табл. 1, Илл. 8, Выбл. 12.

УДК 552+549:551.762/763.1(571.56)

**О перспективах нефтегазоносности Чульманской впадины.** Фролов В. И., Горшков В. И. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 46—49.

Дана характеристика положительных и отрицательных факторов нефтегазообразования в мезозойских угленосных отложениях Чульманской впадины. На основании анализа литологических признаков пород, степени метаморфизма углей и геотектонической истории региона делается вывод о бесперспективности на нефть и газ Чульманской впадины и других аналогичных мезозойских депрессий южной окраины Алданского щита.

Табл. 1. Библ. 5.

О цикличности юрско-меловых угленосных отложений Алдано-Чульманского района (Южно-Якутский бассейн). Павлов А. В., Сюндюков Ш. А. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 49—59.

Угленосная формация, выполняющая Южно-Якутский прогиб, характеризуется терригенным составом, значительной мощностью (>4000 м) и отчетливо выраженной циклическостью.

Морфологически циклы подразделены на три большие группы: 1) песчаные, в которых мощность песчаной части цикла в два и более раз превышает мощность верхней тонкозернистой пачки; 2) песчано-алевритовые, отличающиеся примерно одинаковой мощностью обеих пачек, и 3) глинисто-алевритовые, у которых верхняя пачка более мощная, чем нижняя. В каждой из групп различаются циклы большой (>50 м), средней (20—50 м) и малой (<20 м) мощности. Близкие по строению циклы, группируясь, определяют возможность подразделения угленосной толщи на свиты и подсвиты. Седиментационные циклы обладают достаточной устойчивостью и прослеживаются на расстояние до нескольких десятков километров. Из многочисленных гипотез траектуальных происхождения циклическости, более подходящей считается компенсационная.

Библ. 28.

Терригенно-минералогические ассоциации пород угленосного комплекса Южной Якутии. Коровицына В. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 59—66.

На основании петрографо-минералогического изучения юрских и нижнемеловых отложений Чульманской впадины выделены аркозово-кварцевая (нижняя юра), граувакково-аркозовая (нижняя и средняя юра) и аркозовая (верхняя юра — нижний мел) ассоциации пород, рассмотрены акцессорные и аутигенные компоненты в каждой из них. Показано, что установленные ассоциации имеют широкое распространение на площади и могут быть использованы при региональной корреляции мезозойских отложений Южной Якутии, Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.

Табл. 2. Библ. 10.

Постседиментационные преобразования и плотности мезозойских отложений Чульманской впадины. Желнинский В. М., Коровицына В. Н., Протопопов Ю. Х. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 66—71.

Изложены результаты изучения вещественного состава и плотности юрских и нижнемеловых пород Чульманской впадины. На основании сопоставления степени вторичных изменений минеральных компонентов пород с их физическими свойствами делается вывод о том, что в рассматриваемом регионе плотность пород определяется главным образом вещественным составом отложений.

Табл. 1. Библ. 6.

Типы коллекторов карбонатного продуктивного горизонта Ботубинского газоносного района. Ковтун А. С., Москвитин И. Е. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 71—78.

Литолого-петрографические исследования карбонатных пород «синского» горизонта позволили установить, что он сложен доломитами с подчиненными прослоями известняков доломитистых и ангидрито-доломитовых пород. По структурным особенностям карбонатные породы разделены на зернистые, комковато-ступковые и водорослевые. Установлены три генерации трещин, относящихся к группе неэффективных, и две генерации (битумные и открытые) оказывающие существенное влияние на фильтрационные свойства пород. Особо выделена генерация трещин, заполненных солью. Отмечается, что проникновение соли из перекрывающих «синский» горизонт соленасыщенных пород создает сложную форму карбонатного коллектора в пространстве. Сопоставляются данные литолого-петрографических определений и лаборатории физики пласта, анализ которых позволил установить тип коллектора для каждого выделенного типа карбонатных пород и в целом для «синского» горизонта Ботубинского газоносного района.

Табл. 1.

**О строении «осинского» горизонта Богубинского газоносного района.** Москвитин И. Е., Ковтун А. С. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 79—82.

На основании литологических исследований рассматриваемый разрез расчленен на пять пачек. Промышленно-газоносны две, сложенные доломитами и известняками. Газонасыщенные породы этих пачек разделены третьей пачкой, представленной глинистыми доломитами с прослоями карбонатных глин. На этом основании строится предположение о наличии двух продуктивных пластов в разрезе «осинского» горизонта. Табл. 1.

**К литологической характеристике кандыкских отложений верхнего рифея Юдомо-Майского прогиба.** Гаврильев Н. П. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 82—87.

Дано литологическое описание наиболее полных разрезов кандыкской свиты уйской серии в районах устья р. Кирбии и скалы Тымаллах в бассейне р. Юдомы. Среди пород этой свиты петрографическим методом нами выделены полевошпато-кварцевые и кварцевые гравелиты и песчаники, кварцевые и известняковые алевролиты, алевритовые известняки и аргиллиты. Иммерсионным методом изучены акцессорные минералы в четырех разрезах рассматриваемых отложений, выделены соответствующие им минеральные ассоциации. Установлено, в частности, что в западных разрезах кандыкской свиты более распространены устойчивые к физическому и химическому выветриванию акцессории, а в восточных — метаморфические и неустойчивые. Делается вывод, что в начале позднего рифея восточный склон Алданского щита и Верхне-Майское поднятие являлись основными питающими петрографическими провинциями для Юдомо-Майского прогиба.

Библ. 4.

**Состав и условия формирования каменной соли Кемпендйских дислокаций.** (Сибирская платформа). Соколов П. Н., Матухин Р. Г., Колодезников К. Е., Дьяконов Д. Г., Фрадкин Г. С., Пустыльников А. М. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 87—95.

Приводятся результаты петрографических и химических анализов верхнедевонских соляных пород, вскрытых кемпендйской скважиной Р-1. Установлено отсутствие в них калийной минерализации и брома, значительное преобладание в водонерастворимых остатках суммы карбонатной и терригенной составляющих над сульфатами кальция, а также наличие кальцита в составе карбонатной фракции. Обращается внимание на заметное присутствие в соленосной толще сульфата натрия.

На основании этих данных делается вывод о формировании соляных пород в изолированном внутриконтинентальном бассейне, дается рекомендация на поиски в них сульфатов и карбонатов натрия.

Илл. 1. Табл. 4. Библ. 17.

**О возможных источниках нефтяных углеводородов в мезозойской Вилюйской синеклизе и Предверхоинского прогиба и направлении их миграции.** Сороко Т. И. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 95—141.

Сопоставление физико-химических свойств и углеводородного состава нефтей и конденсатов по верхнепермско-мезозойскому разрезу и анализ выявленных при этом закономерностей позволяют сделать вывод об отсутствии заметного поступления нефтяных компонентов в мезозой из верхнепермских или более древних палеозойских отложений. Такая миграция маловероятна и по геологическим условиям.

Различия свойств юрских и триасовых нефтей обусловлены прежде всего разными источниками их генерации и разной степенью воздействия на них катагенных факторов. Юрские нефти генетически связаны с отложениями нижней юры, нижнетриасовые — с устькальтерской свитой. Эти отложения по химико-битуминологическим показателям относятся к нефтепроизводящим. Ряд свойств нефтей хорошо коррелируется с природой и со степенью метаморфизма рассеянного органического вещества вмещающих толщ.

Табл. 6. Библ. 26.

**Следы миграции битумондов в пермских отложениях Сололийского поднятия (Лено-Оленекское междуречье).** Каширцев В. А., Зуева И. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 111—116.

Изучение методом ИК-спектроскопии позволило зафиксировать наличие эпигенетических (миграционных) битумондов в пермских песчаниках Сололийского поднятия. Эпигенетические битумонды отличаются от сингенетических более алифатическим составом и повышенными значениями коэффициентов битуминозности. Показан характер зависимости изменения коэффициентов битуминозности от соотношения эпигенетических и сингенетических битумондов в породах.

Табл. 1. Илл. 3.

**О генезисе верхнепалеозойских нафтидов Лено-Оленекского междуречья.** Каширцев В. А., Изосимова А. Н., Чалай О. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 116—130.

Имеется две точки зрения на генезис верхнепалеозойских нафтидопроявлений Лено-Оленекского междуречья: первая — за счет вертикальной миграции из кембрийских и докембрийских отложений, вторая — за счет разновозрастных нефтематеринских пород. Геохимические результаты исследований углеводородного состава, распределения *n*-алканов и изотопного состава углерода сингенетических, эпигенетических битумондов и нефтей верхнепалеозойских, кембрийских и позднекембрийских отложений подтверждают вторую точку зрения.

Табл. 5. Илл. 3. Библ. 12.

**Нефтепроницающие отложения Вилюйской синеклизы и Предверхоинского прогиба.** Изосимова А. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 130—149.

На основании анализа характера распределения ОВ, битуминозности и степени катагенной преобразованности РОВ верхнепалеозойско-мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоинского прогиба делается вывод, что одной из основных нефтепродуцирующих толщ являются верхнепермские отложения. Продуцирующие возможности нижнетриасовых отложений оцениваются значительно ниже.

Несмотря на высокий нефтематеринский потенциал нижнеюрских отложений, нефтегенерирующие возможности их в пределах Ханчаргайских поднятий не могут быть оценены высоко, поскольку ОВ не достигло еще стадий углефикации, соответствующих главной фазе нефтеобразования.

Табл. 6. Илл. 2. Библ. 10.

Распределение *n*-алканов в отбензиненных нефтях, аллохтонных и сингенетичных битумоидах верхнепалеозойско-мезозойских отложений Хапчгайского поднятия. Исосимова А. Н., Чалай О. Н. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 149—152.

На основании исследования *n*-алканов отбензиненных нефтей, аллохтонных и сингенетичных битумоидов верхнепалеозойско-мезозойских отложений Хапчгайского поднятия устанавливаются следующие закономерности: 1) идентичность в распределении *n*-алканов с максимумом на  $C_{23} - C_{25}$  в отбензиненных нефтях верхней перми и нижнего триаса и в сингенетичных битумоидах верхнепермских отложений, что дает основание предполагать их генетическое родство; 2) *n*-алканы нижнеюрских синбитумоидов характеризуются наличием двух максимумов на  $C_{17} - C_{18}$  и  $C_{23} - C_{25}$  со сдвигом основного максимума в область низкомолекулярных углеводородов. В их составе преобладают нечетные атомы углерода; 3) характерной особенностью нефтей нижней юры является преобладание в составе *n*-алканов нечетных атомов углерода, что может свидетельствовать о недостаточной их зрелости.

Такое распределение *n*-алканов в синбитумоидах и нефтях нижнеюрских отложений дает основание полагать, что нефти нижнеюрских отложений генерированы органическим веществом на ранних этапах катагенеза.

Илл. 2.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Осадочные** и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой).

**Шкодзинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов.

**Вулканические** и интрузивные формации Приохотья.

**Желинский, В. М., Коробицына В. Н., Каримова С. С.** Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии.

**Нестеров Н. В.** Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии.

**Бондаренко П. М.** Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях.

**Генерация** углеводородов в процессе литогенеза осадков.

**Лапин С. С.** Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.

**Жаркова Т. М.** Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.

**Хоментовский В. В.** Венд.

**Павлов А. Л.** Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

7/3  
Цена 1 р. 02 к.

1620