

П-1742
Б.514



ОГГН

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Геология и нефтегазоносность Енисей - Хатангского бассейна



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

М. 10.
21.

Геология
и нефтегазоносность
Енисей-Хатангского
бассейна

Труды, вып. 514



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1982

Academy of Sciences of the USSR
Siberian Branch
Institute of Geology and Geophysics

**GEOLOGY AND PRESENCE OF OIL AND GAS
OF THE ENISEI-KHATANGSK BASIN**

Transactions, vol. 514

В книге обсуждаются основные актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Енисей-Хатангского прогиба — одного из нефтегазоносных бассейнов. Рассмотрены общая и региональная стратиграфия, палеогеография, геохимия органического вещества и пород, особенности формирования региональных зон нефтегазонакопления и количественная оценка продуктивности локальных поднятий.

Ответственный редактор

академик А. А. ТРОФИМУК

Responsible editor

Academician A. A. TROFIMUK

Ю. Н. КАРОГОДИН

**ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ
ПОРОДНО-СЛОВЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ (ЦИКЛИТОВ)
ТРИАСОВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНЫХ ПРОГИБОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ**

Под северными мезозойскими прогибами Центральной Сибири принято понимать Енисей-Хатангский и Анабар-Ленский, разделенные Хатанго-Анабарской седловиной. Эта цепочка сравнительно узких наложенных мезозойских бассейнов, ограничивающих на севере Сибирскую платформу, образует единый Енисей-Ленский мегапрогиб. На западе он сливается с мезозойскими прогибами Западно-Сибирской плиты, а на востоке соединяется с Приверхоянским прогибом, который, в свою очередь, на юге переходит в изометрическую депрессию — Вилюйскую синеклизу. Северные окраины мегапрогиба покрыты водами моря Лаптевых.

Лаборатория геологии нефти и газа ИГиГ СО АН СССР (А. С. Дагис, А. А. Дагис, Ю. Н. Карогодин, М. А. Левчук, А. И. Прокопенко и др.) совместно с лабораториями палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя (В. Н. Сакс, В. А. Захаров, С. В. Меледина, Т. И. Нальняева, Б. Н. Шурыгин) и литологии (Е. П. Акульшина) того же института, а также подразделениями СНИИГГиМС (А. В. Гольберт, А. М. Казаков, И. Г. Климова, Н. И. Курушин, Н. К. Могучева) в течение ряда лет ведет комплексные геологические исследования, включающие и системно-структурный анализ (СА) породно-слоевых ассоциаций (ПА) мезозойских пород данных прогибов. На методике этого подхода мы не останавливаемся, так как она изложена в целом ряде работ [Карогодин, 1980а и др.]. В комплекс исследований входило также биостратиграфическое, палеоэкологическое, литолого-геохимическое и палеомагнитное изучение мезозойских толщ. Ниже впервые изложены некоторые результаты этих многолетних исследований триасовых образований.

На большей части территории данных прогибов основной объем мезозойских толщ составляют триасовые и юрские образования. Поэтому они явились главным объектом исследования. Меловые породы представляют интерес лишь на западе, в Усть-Енисейском районе, где они промышленно газоносны. В центре и на востоке региона меловые отложения выходят на дневную поверхность и большая часть их объема размывта. Вследствие этого верхнемезозойские образования могут представлять интерес в нефтегазоносном отношении только в приосевых глубоко погруженных частях прогибов.

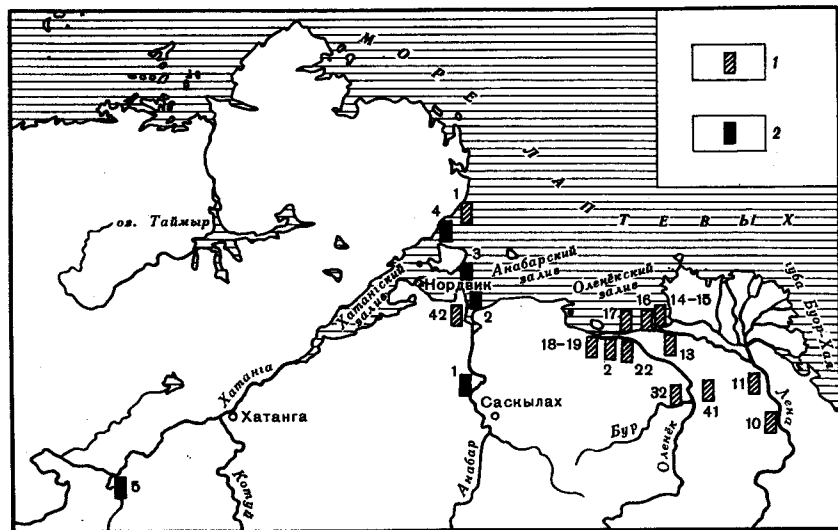


Рис. 1. Схема района исследований

Изученные обнажения: 1 — триасовых пород (1 — мыс Цветкова, 10 — Чекуровский мыс, 11 — о. Таас-Ары, 13 — Оленекская протока (Таас-Крест), 14, 15 — Ыстанах-Хочо, 16 — Улахан-Крест, 17 — Стан-Хая-Юреге, 18, 19 — мыс Тумул, 21 — Карангати, 22 — Туара-Хаята, 32 — р. Буур, 41 — р. Ныкабыт, 42 — Анабарская губа), 2 — юрских пород (1 — р. Анабар, 2 — Анабарская губа, 3 — о. Большой Бегичев, 4 — мыс Цветкова, 5 — р. Боярка)

Коллективные исследования проведены по существу на всех основных обнаружениях этого региона. Это берега р. Оленек, Оленекской протоки, западного побережья Анабарского залива, мыса Цветкова и др. (рис. 1). Во всех разрезах, где изучались триасовые образования, сделано последное описание. Слои по определенным правилам [Карогадин, 1980а] сгруппированы в элементарные циклиты (ЭЛЦКЛ)¹, которые хорошо выделяются во всех без исключения исследованных триасовых разрезах. Среди них встречаются все четыре основных типа циклитов (ЦКЛ): про-, ре-, ре-про- и про-рециклиты². Явно доминируют проциклиты мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров, реже 10 м и более. Нечасто встречаются рециклиты, про-рециклиты и совсем редко — ре-проциклиты.

Цель настоящей статьи — обосновать стратиграфическое положение и описать главные черты и особенности структуры мезоциклитов (МЗЦКЛ), состоящих из ЭЛЦКЛ; последние использованы как элементы, «кирпичики» при «конструировании» МЗЦКЛ. Именно они являются главным объектом исследования геологов-нефтяников, особенно

¹ На вопросах терминологии и пояснения терминов не останавливаемся, так как они изложены ранее [Карогадин, 1978а, б, в, 1980а].

² Ранее для обозначения элементарного циклита использовалась аббревиатура ЭЦКЛ. Однако букву «Э» правильнее оставить для обозначения элемента циклита, как это широко принято в практике и многочисленных публикациях по исследованию цикличности флишевых толщ, а аббревиатурой «ЭЛ» — обозначить «элементарный».

на первых этапах поисково-разведочных работ, ибо именно с ними связаны основные региональные резервуары углеводородов, как будет показано ниже, а следовательно — и главные объекты поиска основных зон нефтегазоаккумуляции. По мере детализации поисково-разведочных работ, особенно на разведочной и эксплуатационной стадиях, объектами исследования становятся ЭЛЦКЛ.

Правила выделения МЗЦКЛ неоднократно излагались ранее [Карогадин, 1980а, б и др.], и здесь уместно лишь перечислить их: 1) направленность изменения существенного вещественно-структурного признака элементарных циклитов; 2) непрерывность его изменения; 3) характер границ между ЭЛЦКЛ; 4) двуединое строение систем ПА (МЗЦКЛ).

Избранный нами методический подход позволяет выделить в разрезе триасовых толщ ограниченное число мезоциклитов: четыре полных и нижнюю часть (половину) пятого. Степень достоверности и обоснованности выделения МЗЦКЛ, их границ и стратиграфических объемов неодинакова и обусловлена степенью полноты литологических, палеонтологических и прочих данных.

Для выделения мезоциклитов можно предложить следующую двойную систему названий — ярусную и (или) свитную (по названиям нижней и верхней свит или главной свиты): 1) индско-оленекский (чекановско-пастахский); 2) оленекско-анизийский (улахан-крестовский); 3) ладинский (кульдиминский); 4) карнийско-норийский (осипайско-немцовский); 5) норийско-геттангский (тумульский). Точнее и правильнее, видимо, образовывать названия циклитов из наименования нижней и верхней свит, но нередко одна выделенная свита охватывает весь мезоциклит (а нередко и несколько). В таком случае на первом этапе приходится давать название этой свиты. Например, улахан-крестовский, кульдиминский МЗЦКЛ; у норийско-геттангского МЗЦКЛ мы не знаем (в результате размыва), чем представлена верхняя часть его, поэтому он именуется тумульским, т. е. по названию нижней свиты.

Названия МЗЦКЛ предварительны и в дальнейшем могут и должны быть уточнены, так как литостратиграфическая схема должна быть существенно изменена. Ниже дана лишь краткая характеристика мезоциклитов триаса, ибо ранее приводилось довольно детальное описание всех свит, подсвит и пачек [Казаков и др., 1980].

Индско-оленекский (чекановско-пастахский) мезоциклит выделяется наименее уверенно, так как образования данного возраста более или менее полно представлены всего в двух разрезах обнажений мыса Цветкова и у пос. Ыстанах-Хочо (рис. 2, см. вкл.). В последнем разрезе мощность пород, которые можно с некоторой долей условности отнести к индским, невелика и неясно их взаимоотношение с подстилающими. Кроме того, значительная часть, вероятно нижнеоленекских, образований закрыта. Разрез мыса Цветкова полный и практически непрерывный. Контакт с породами, которые считаются пермскими, ярко выражен. Однако здесь трудность иного плана. Значительная часть (большая по мощности) разреза представлена вулканогенными образованиями, для которых методика СП ПА не разработана.

Можно с уверенностью считать, что конгломераты, залегающие с размывом на глинах, являются базальными слоями самого нижнего МЗЦКЛ в разрезе триасовых толщ. Нами проведены исследования

толщи (примерно 1,5 км) нижележащих пермских отложений с выделением ЭЛЦКЛ, позволяющие также с полным основанием проводить по подошве конгломератов границу между МЗЦКЛ. В самой нижней части этого разреза выделена серия элементарных про-рециклитов. Случай довольно редкий в нашей практике. Причем верхняя (регрессивная) часть у них сильно редуцирована, маломощна (1,5—5 м при общей мощности 15—20 м). Мощность самого нижнего слоя конгломерата 4 м. В 20 м выше от него прослой 0,7 м гравелито-галечника, а в 30 м — 4,7 м. Еще выше столь мощные слои грубообломочных пород не встречаются. Это главным образом песчаники, чередующиеся с алевролитами, в различной степени глинистыми. Эти образования (до 150 м) отнесены к кешинской свите и интерпретируются нами как прогрессивная часть субмезоциклита. К индскому ярусу условно отнесены и вулканогенно-осадочные породы вышележащей цветковской свиты (115 м). Терригенный материал представлен преимущественно аргиллитами, алевролитами с подчиненными прослоями песчаников. Видимо, нижняя часть этих пород тоже относится к прогрессивным образованиям субмезоциклита (СМЗЦКЛ).

В разрезе Ыстанах-Хочо к индскому ярусу отнесена песчано-алевролитовая толща мощностью 42 м (слои 1—8) улахан-юряхской свиты. В ее составе установлены пять-шесть полных и два неполных элементарных проциклита. По структуре и направленности ЭЛЦКЛ толща делится на две части. Нижние 25 м — это два с половиной крупных проциклита. Крупный (14 м) верхний проциклит имеет весьма резкую верхнюю границу, похожую на границу размыва. Выше четко выделяются три ЭЛЦКЛ, мощности которых снизу вверх меняются следующим образом: 7,5; 6; 3,8 м. Это явно прогрессивная направленность.

Верхняя часть цветковской свиты имеет неярко выраженную регрессивную направленность (по структуре ЭЛЦКЛ). Вероятно, это регрессивная часть индского (кешинско-цветковского) субмезоциклита.

В более восточных разрезах этот СМЗЦКЛ, видимо, соответствует всей (за исключением самых верхних песчаных слоев) улахан-юряхской свите. В разрезе Ыстанах-Хочо обнажаются самые верхние слои (около 40 м) регрессивной части этого СМЗЦКЛ.

Выше в этом же разрезе залегает слой песчаника (2 м) светлосерого, зеленоватого, над которым — слой серых глин (11 м). Они, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются толщей черных аргиллитов с многочисленными прослоями битуминозных известняков. По существу это толща переслаивания аргиллитов и известняков (более 20 м). Это явно прогрессивная (трансгрессивная) часть еще одного нижеоленекского (восточнотаймырского) СМЗЦКЛ.

В рассматриваемом разрезе вышележащие образования частично размыты, а частично задернованы (глубокая крупная балка). Можно лишь предполагать, что размыты полностью регрессивные образования и даже отчасти верхние слои прогрессивной части данного СМЗЦКЛ, соответствующие по стратиграфическому объему большей части восточнотаймырской свиты в разрезе мыса Цветкова. Упомянутая свита имеет довольно резкие нижнюю и особенно верхнюю границы. В нижней и верхней частях ЭЛЦКЛ крупнее, с преобладанием слоев песчаников

и алевролитов. В средней части ЭЛЦКЛ мельче, и к ним приурочены наиболее глинистые слои и пачки. На этом основании с определенной долей условности отложения свиты интерпретируются как образования прогрессивно-регрессивного СМЗЦКЛ.

В разрезе Ыстанах-Хочо после перерыва в наблюдении обнажаются темно-серые алевролитистые аргиллиты ыстанахской свиты, которые вверх по разрезу становятся все более и более алевролитистыми и с прослоями алевролитов. В составе верхней части (примерно 50 м) этой свиты можно выделить довольно крупные литмиты (до 10 м и более). Еще выше в мощной толще (более 170 м) пастахской свиты (верхнеоленекский подъярус) отчетливо выделяются крупные элементарные проциклиты с явной тенденцией увеличения мощности снизу вверх от 12,5 (самый нижний ЭЛЦКЛ) до 16—20 и даже 26 м. Таким образом, и от ыстанахской свиты (верхняя часть) к пастахской наблюдается явно выраженная регрессивная направленность ЭЛЦКЛ, и в самой пастахской свите — то же. К тому же, если в основании нижних проциклитов пастахской свиты установлены слои алевролитов (глинистых и в различной степени песчаных), то в верхних ЦКЛ — мощные (5—10, а у самого верхнего — 15 м) слои и пачки слоев песчаников. Наряду с этим наблюдается отчетливая тенденция уменьшения мощностей верхних глинисто-алевровитовых элементов циклитов от 10 до 1 м снизу вверх.

Граница между образованиями пастахской и вышележащей улахан-крестовской свит довольно резкая. Все это позволяет считать, что данная граница разделяет два МЗЦКЛ.

Довольно ярко верхнеоленекский СМЗЦКЛ выделяется в разрезе мыса Цветкова в объеме ыстанахской и прибрежнинской свит. Образования первой свиты представлены алевролитоглинистыми породами, более глинистыми в нижней части и существенно алевролитистыми в верхней. В основании свиты — маломощный, но отчетливо видимый слой алевролитов с фосфоритовыми окатышами и конкрециями. Нижняя граница очень резкая. Породы данной и нижележащей свит, видимо, разделены перерывом и размывом.

По появлению прослоев алевролитов в средней части ыстанахской свиты проводится граница между прогрессивной и регрессивной частями СМЗЦКЛ. В прибрежнинской свите и в верхней части ыстанахской свиты отчетливо видны элементарные циклиты с регрессивной направленностью. Данный СМЗЦКЛ можно назвать ыстанах-прибрежнинским.

Таким образом, стратиграфический объем этого СМЗЦКЛ охватывает индский и большую часть оленекского яруса. Верхняя граница СМЗЦКЛ прослежена нами в разрезах обнажений Туара-Хаята и Кара-Ганти, а А. М. Казаковым и А. С. Дагисом — в разрезах Стан-Хайда и Улахан-Крест. Этому мезоциклиту можно бы дать как циклостратому (стратому) название по нижней и верхней свитам — кешинско-пастахский. Общая мощность его в разрезах Ыстанах-Хочо более 370 м, а мыса Цветкова — 540 м.

Оленекско-анизийский (улахан-крестовский) мезоциклит выделяется в целом ряде (в том числе хорошо обнаженных и полных) разрезов: мыса Цветкова, Туара-Хаята, Ыстанах-Хочо и др. В последнем в 30-метровой толще нижней части улахан-крестовской свиты наблюдается

снизу вверх прогрессивная смена слоев и пачек от песчаников мелкозернистых к алевролитам до аргиллитов алевролитистых. Выделить ЭЛЦКЛ и точно определить их тип оказалось затруднительно. Выше в толще песчано-алевролитоглинистых образований той же свиты уверенно установлены шесть крупных (от 8,5 до 17 м) проциклитов с явной тенденцией к увеличению мощностей снизу вверх. Эта часть свиты в отличие от нижележащей явно имеет иную, регрессивную, направленность. В пользу такого вывода свидетельствуют и мощные слои и пачки (до 7 м) в основании проциклитов. Некоторые из них содержат включения и линзы гравелита и галечника. Эти части свиты хорошо обнажены и детально исследованы в разрезе Караганты (правый берег р. Оленек), где выявлена удивительно сходная с Ыстанахским разрезом картина строения и направленности изменения элементарных проциклитов.

Улахан-крестовская свита начинается небольшим (0,15 м) слоем окатышей (до 4 см) аргиллитов, алевролитов и песчаников, сцементированных алевроито-глинистым материалом. Вверх по разрезу они без сколько-нибудь резкой границы сменяются зеленовато-серым мелкозернистым песчаником (1,9 м), который перекрыт (граница постепенная) слоем алевролитов глинистых. Таково строение самого нижнего проциклита (около 3,5 м). Выше еще несколько подобных проциклитов, начинающихся со слоя алевролитов песчаных или мелко-тонкозернистых песчаников и заканчивающихся одним-двумя слоями алевролитов глинистых. Причем вверх по разрезу алевролиты становятся все более и более глинистыми. Выше, в том же переслаивании алевролитов, песчаников мелкозернистых и аргиллитов алевролитистых и алевроитовых, четко выделяется серия проциклитов явно регрессивной направленности по изменению мощностей от нижних ЦКЛ к верхним (соответственно 2,7; 9; 11; 12,6; 14 м) и увеличению мощности нижних («грубозернистых») элементов в их составе (от 1,5 до 6—10 м).

Более «молодые» (верхние) слои свиты закрыты осыпью и не поддаются наблюдению и исследованию.

Весьма сходную структуру по ЭЛЦКЛ имеет рассматриваемый МЗЦКЛ и в разрезе обнажения Туара-Хаята. Граница между пастахской и улахан-крестовской свитами, т. е. между МЗЦКЛ, здесь довольно резкая. В основании ЦКЛ маломощный (0,3) слой песчаников, сменяющийся пачкой (2 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов. Такова структура нижнего элементарного проциклита. Выше слой песчаника (2,2 м) с карбонатными конкрециями, содержащими фауну, постепенно переходящий в пачку (7,5 м) глини алевролитистых и алевроитовых. Эта часть свиты соответствует прогрессивной части МЗЦКЛ. Верхняя более значительная по мощности (115 м) часть представляет собой систему довольно крупных проциклитов с явно регрессивной (увеличивающейся) направленностью в изменении мощностей как самих циклитов, так и их нижних («грубых») элементов. Например, нижние два ЭЛЦКЛ имеют мощности соответственно 9 и 11,2 м, следующие два — 20 и 15,2 м. В составе верхней преимущественно песчано-алевролитовой части свиты (47 м) можно наметить всего два очень крупных (21 и 26 м) проциклита. Кстати, в этой части разреза Ыстанах-Хочо (верхние 75 м свиты) тоже выделяется всего несколько очень крупных проциклитов.

В наиболее полном и значительном по мощности разрезе мыса Цветкова анизийский МЗЦКЛ выделяется в объеме моржовской и самой нижней (песчаной) части кульдиминской свит общей мощностью 280 м. Разрез моржовской свиты снизу начинается маломощным слоем алевролитов глинистых с фосфоритами. Вверх по разрезу они сменяются толщей аргиллитов алевролитистых (примерно 50—60 м) (см. рис. 2). Более значительная по мощности верхняя часть свиты представлена и более грубозернистыми песчано-алевролитовыми образованиями. Рассматриваемый МЗЦКЛ в этом разрезе заканчивается толщей (50 м) песчаников нижней части кульдиминской свиты.

В самых нижних слоях улахан-крестовской свиты в разрезах Ыстанах-Хочо и Стан-Хайа встречена верхнеоленинская фауна, поэтому циклит выделяется как оленекско-анизийский.

Ладинский (кульдиминский) мезоциклит в ряде разрезов (обнажения Туара-Хаята, Стан-Хайа) начинается снизу пачкой (станхайской) алевролитов песчаных (несколько метров), сменяющихся вверх по разрезу глинами алевролитистыми, в нижней части с прослоями алевролитов. В разрезе Ыстанах-Хочо в основании МЗЦКЛ пачка (более 8 м) песчаников с конкрециями, постепенно сменяющаяся вверх по разрезу пачкой (3 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов, которая в свою очередь замещается толщей глини алевролитистых (более 20 м) с многочисленными скоплениями спикул губок в виде линзочек и прослоев и включениями фауны. Элементарные циклиты в этой части разреза выражены весьма нечетливо, и можно лишь предположить, что это проциклиты сравнительно небольшой мощности (первые метры). По взаимоотношению слоев и пачек можно уверенно считать, что это прогрессивная часть МЗЦКЛ.

Объективности ради следует отметить, что стратиграфическое положение станхайской пачки и ее место в МЗЦКЛ остается недостаточно ясным. Пачка представлена явно континентальными или прибрежно-континентальными песчано-алевролитовыми образованиями без фауны. А. С. Дагис и А. М. Казаков условно отнесли ее к самым верхам анизийского яруса. В таком случае возрастной объем МЗЦКЛ будет анизийско-ладинским. Но с таким же успехом ее можно отнести и к ладинскому ярусу. Поэтому МЗЦКЛ условно считается ладинским. В дальнейшем необходимо уточнить и стратиграфическое положение пачки, и ее место в МЗЦКЛ.

Выше тенденция явно меняется. Над глинами слой (2 м) алевролитов с прослоями глины, затем значительная пачка (14 м) песчаников с резкой верхней границей, выше которой выделена туусбалыкская свита преимущественно песчаников с подчиненными слоями и пачками переслаивания (песчаников и алевролитов). В этой пачке четко выделяется три крупных (до 13 м) проциклита с явной регрессивной направленностью в изменении мощностей (9; 9; 13 м). Увеличивается вверх по разрезу (от циклита к циклиту) и мощность нижнего («грубого») элемента от 5 до 12 м наряду с уменьшением верхнего («тонкого») от 4 до 1,1 м.

Еще один проциклит, самый верхний, видимо размытый (срезанный), имеет мощность 5,5 м. О размыве свидетельствуют очень резкая верхняя его граница и обилие обугленных корней растений (это характерно и для верхнего элемента нижележащего ЭЛЦКЛ) и углистого детрита

в породах («кучерявчик»). Последнее является бесспорным доказательством интенсивного развития почвообразовательных процессов. Совсем иной (морской) характер имеют вышележащие песчаники осипайской свиты, характеризующие начало следующего МЗЦКЛ. Мощность регрессивной части МЗЦКЛ в этом разрезе 45 м при большей мощности 75—89 м.

В обнажении Туара-Хаята станхайская пачка (2 м) вверх по разрезу сменяется толщей алевролитов глинистых (25—30 м), переходящих в глины алевитистые, без ярко выраженных ЭЛЦКЛ. Эту часть можно отнести к прогрессивной половине МЗЦКЛ. Выше отчетливо выделяются два проциклита, имеющие мощности соответственно 2,55 и 3,5 м. Это явно регрессивная сильно редуцированная часть МЗЦКЛ, общая мощность которого здесь не превышает 40 м.

В разрезе мыса Тумул мощность отложений ладинского яруса сокращается до 15,5 м. Образования данного МЗЦКЛ начинаются слоем песчаника с многочисленными окатышами темно-серых аргиллитов, крупных обломков обуглившейся древесины. В основании слоя линзовидный прослой (до 0,3 м) конгломерато-галечника. Слой имеет явно прогрессивную структуру и постепенно сменяется алевролитами глинистыми, а еще выше — глинами алевитистыми с многочисленными иглами ежей и включениями фауны. Это нижняя, прогрессивная часть МЗЦКЛ, а верхняя — полностью размыта. Верхняя граница неровноволнистая, очень резкая, так как на глинах залегает слой конгломерато-галечника.

В разрезе мыса Цветкова данный МЗЦКЛ выделяется в полном объеме ладинского яруса (значительная часть кульдминской свиты) мощностью до 250 м. Отношение мощностей нижней и верхней частей примерно 1 : 5.

Карнийско-норийский (осипайско-немцовский) мезоциклит уверенно выделяется во многих из исследованных разрезов (Ыстанах-Хочо, Улахан-Крест, Стан-Хайа, Туара-Хаята, мыс Тумул, Аиркат, мыс Цветкова). В его основании почти повсеместно прослеживается осипайская свита, представленная темно-серыми аргиллитами и алевролитами, в основании которых, как правило, имеются либо слой песчаника, либо гравелито-галечника небольшой мощности. Как отмечалось выше, нижняя граница всегда очень резкая. В разрезе Ыстанах-Хочо эта пачка начинается с небольшого слоя (25—30 см) гравелито-галечника, песчаника, сменяющегося вверх по разрезу слоем (6,2 м) алевролита (с прослоями голубовато-серых глин), содержащим линзы ракушняка. Еще выше — слой (2,8 м) алевролитов существенно глинистых. Элементарные циклиты в этой пачке сколько-нибудь уверенно не выделяются, но общая направленность слоев явно прогрессивная, что позволяет считать ее прогрессивной частью данного МЗЦКЛ. Выше по разрезу в чайдахской свите преобладают песчаники, отдельные слои (до 1,5 м) гравелито-галечника (с галькой до 5—7 см), алевролита. Общая видимая мощность свиты порядка 55 м. В верхней части выделяется серия проциклитов примерно одинаковой мощности — до 6 м каждый.

В слоях верхней части свиты наблюдаются обилие углистого детрита и тонкие линзы угля. Все это позволяет не без основания предполагать, что данная свита (или большая ее часть) является регрессивной полови-

ной рассматриваемого МЗЦКЛ, общая мощность которого не превышает здесь 65 м.

В разрезе Туара-Хаята строение карнийско-норийского МЗЦКЛ весьма сходно. Нижняя, прогрессивная его часть представлена сравнительно маломощной (6 м) свитой алевролитов сильно глинистых, песчаных. Прослой песчаников (0,3—0,4 м) в основании переполнены фауной двустворок. Нижняя половина чайдахской свиты сложена мощными пачками песчаников (18 м) и алевролитов (12 м) без сколько-нибудь отчетливой ритмичности. В верхней половине свиты слои чередующихся песчаников и алевролитов образуют довольно ясно выраженные элементарные рециклиты небольшой мощности (1,5—2 м). В самой верхней части они становятся более крупными (2,5—3 м и более). Для свиты в целом и особенно для верхней части характерно обилие углистого детрита и слоев с многочисленными следами корневой системы («кучерявчик»), а также наличие трещин усыхания.

Последние два верхних слоя в обнажении представлены грубо-обломочными породами. Это конгломераты (0,4 м) с обломками (до 15—17 см) различного состава (кварц, яшма, кремь, известняк). Выше — слой песчаника (0,5 м) с обломками гравийно-галечниковой размерности преимущественно в основании. Очевидно, эти два слоя знаменуют начало нового, норийско-геттангского(?) МЗЦКЛ. Судя по рельефу и высыпкам, песчаники вверх по размеру сменяются алевролитами и глинами, которые легко подвергались выветриванию, в результате чего образовалась довольно широкая (300—400 м) долина.

Мощность регрессивной части карнийско-норийского МЗЦКЛ в разрезе Туара-Хаята примерно 80 м.

В разрезе мыса Тумул осипайская свита начинается ярко выраженными проциклитом небольшой мощности (2,5 м). Впечатление такое, что нижний слой (0,5 м) песчаника, алевролито-галечника с обломками (от 2—3 до 7—8 см) залегает не только с размывом на нижележащих алевролитах глинистых, но и с некоторым угловым несогласием. В слое большое количество фауны аммонитов, пелеципод и брахиопод карнийского яруса. Вышележащий слой представлен алевролитами с линзами и прослоями песчаника, ракушняка. Нередко встречаются включения фауны и позвонки крупных ихтиозавров. Граница между этим и нижележащим слоем сравнительно нерезкая. Выше еще один маломощный слой (0,5 м) зеленовато-серого песчаника с прослоями ракушняка. Нижняя граница резкая, а вверх по разрезу песчаник постепенно сменяется алевролитом глинистым (примерно 5 м). Как и в других разрезах, осипайскую свиту следует считать прогрессивной частью МЗЦКЛ (общая видимая мощность порядка 8 м). Выше по разрезу у уреза воды обнажается в виде «щетки» толща (15—20 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (низы чайдахской свиты). Средняя и верхняя части представлены толщей (более 60 м) преимущественно песчаников с отдельными слоями алевролитов, в различной степени глинистых, с обилием углистого детрита и следами корневых систем. В обнажении мыса Тумул довольно уверенно намечается регрессивный ряд рециклитов (снизу вверх): 9; 11; 13,5; 9,1 м. Выше можно выделить несколько проциклитов, в том числе один довольно крупный (13 м). Граница между чайдахской и тумульской свитами весьма резкая, так как на раз-

мытой поверхности слоя алевролитов залегают конгломераты тумульской свиты. Общая мощность МЗЦКЛ приближается к 90 м.

В разрезе мыса Цветкова не менее уверенно, чем в предыдущих разрезах, выделяется осипайская свита (более 60 м). В основании этой толщи серых глин и алевролитов — ярко выраженный (хотя и мало-мощный) базальный слой гравелито-галечника с костями и позвонками крупных животных. Глинисто-алевролитовая толща явно литмична, но границы слоев все нерезкие, поэтому определить тип ЭЦКЛ затруднительно.

В верхней части свиты наблюдается явное погрубение материала. Образования вышележащей мощной (более 230 м) немцовской свиты представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и их переслаиванием. Характерно обилие углистого детрита и наличие прослоев и слоев угля. На большей части разреза уверенно выделяются крупные (до 8—10 м и более) проциклиты. Немцовская свита хорошо коррелируется с чайдахской свитой рассмотренных выше разрезов и, без какого-либо сомнения, может интерпретироваться как регрессивная часть карнийско-норийского МЗЦКЛ.

Верхняя граница циклита проводится по подошве маломощного слоя (менее 1 м) гравелито-галечника.

Еще выше, явно на размытой поверхности и с некоторым угловым несогласием, залегают грубообломочные конгломераты юрских образований. Общая мощность карнийско-норийского МЗЦКЛ в данном разрезе почти 300 м.

Норийско-геттангский мезоциклит ни в одном из рассмотренных разрезов полностью не представлен. Слагающие его образования либо закрыты (задернованы или осыпи), либо размыты в том или ином объеме. На границе юрских и триасовых пород повсеместно наблюдаются перерывы в осадконакоплении и размыв. Наиболее представительная часть (до 20 м) прогрессивного циклита сохранилась в разрезе мыса Тумул. В нижней части тумульской свиты отчетливо выделяются небольшие (1,7; 1,3; 1 м) проциклиты. Нижние слои (0,3—0,5 м) представлены гравелито-галечниками. Размер обломков от слоя к слою и от одного к другому ЭЛЦКЛ снизу вверх уменьшается от 10—12 до 2—3 см. Отложения в отличие от пород немцовской и чайдахской свит содержат в обилии норийскую фауну.

Регрессивная часть циклита нигде не наблюдалась и не описана, поэтому он выделяется в самостоятельный в определенной мере условно.

Не исключено, что это не МЗЦКЛ, а субмезоциклит в составе последнего триасового мезоциклита. Это необходимо иметь в виду при дальнейших исследованиях породно-слоевых образований мезозойских толщ.

Все МЗЦКЛ триасовых образований прогрессивно-регрессивного типа с отношением прогрессивной части к регрессивной 1:2 (2,5) — 1:4 и более. Иное (обратное) отношение свидетельствует о размыве верхней части. Выше отмечалось, что системно-структурный анализ входил в комплекс традиционных методов исследования. Литолого-геохимические, палеоэкологические и прочие данные свидетельствуют о том, что прогрессивные части МЗЦКЛ в рассмотренных случаях являются трансгрессивными, а регрессивные — представлены образова-

нием явно регрессирующего моря. Не совсем определенным осталось положение стан-хайанской пачки.

По стратиграфическому объему МЗЦКЛ соответствуют 1—2 ярусам, а по длительности формирования — 8—11 млн. лет (в среднем примерно 10 млн. лет).

Триасовые толщи Енисей-Ленского мегапрогиба — благодатный объект для изучения цикличности осадконакопления. В ряде работ по геологии и стратиграфии [Грамберг, 1964; Грамберг и др., 1961] описаны «ритмы» различных разрезов (в том числе мыса Цветкова и других, исследованных нами) триаса. Естественно, напрашивается вопрос, как выделенные ранее тела соотносятся с описанными в данной статье циклитами. Ответить прямо и конкретно на этот вопрос непросто по следующим причинам.

Ярусные или свитные границы могли бы быть теми маркирующими линиями, «посадив» на которые границы циклитов и «циклов» («ритмов»), можно было бы говорить о сходстве и различии. Однако представления о границах ярусов за последние 15—20 лет существенно изменились. Более 75% свит, принятых на последнем стратиграфическом совещании, являются новыми. Их не с чем сопоставлять.

Существенно затрудняет такой анализ и то, что в работах с описанием «ритмов» не рассматриваются принципы и правила их выделения. Из контекста следует, что процедура выделения тел формальна и не лишена противоречий. Так, в одной работе И. С. Грамберга с соавторами [1961] в основании «ритмов» описаны тонкозернистые, глинистые породы, а в верхней части — грубозернистые: алевролиты, песчаники. В другой [Грамберг, 1964] — показано соотношение обратное, и это не особенность разрезов, а принятый (точнее измененный) принцип выделения породно-слоевых тел.

В разрезах выделяются до трех рангов «ритмов», но принципы такой иерархии неясны. Такие тела, установленные по принципу смены размерности обломочного материала, в нашем понимании являются номиналитами. Они важны для решения какой-то одной задачи или узкого круга вопросов. Представления о циклитах, их структуре и т. п. можно использовать для решения широкого круга вопросов (стратиграфия, структурная геология, нефтеносность и т. д.). Есть основание считать, что мезоциклиты и их части — это основные региональные стратиграфические подразделения, для которых необходим какой-то общий термин, отражающий их региональность и важность.

Несколько раньше [Карогодин, 1980а] для них предлагался термин «циклостратоны» (сокращенно «стратоны»), но «стратоны» — термин, более подходящий для любых стратиграфических подразделений. Поэтому в монографии Ю. Н. Карогодина, Г. Н. Малашенкова, Ш. Г. Саидходжаева [1981] предложен термин «циклостратомы» (сокращенно «стратомы»). Вероятность, поиск более удачного термина должен быть продолжен.

Если признать принцип цикличности (литмичности) в стратиграфии [Карогодин, 1980а], то региональная схема стратиграфии триасовых отложений может быть более простой и логичной.

Анализ размещения глинистых экранирующих толщ и проницаемых резервуаров в разрезах триасовых толщ свидетельствует о закономерном

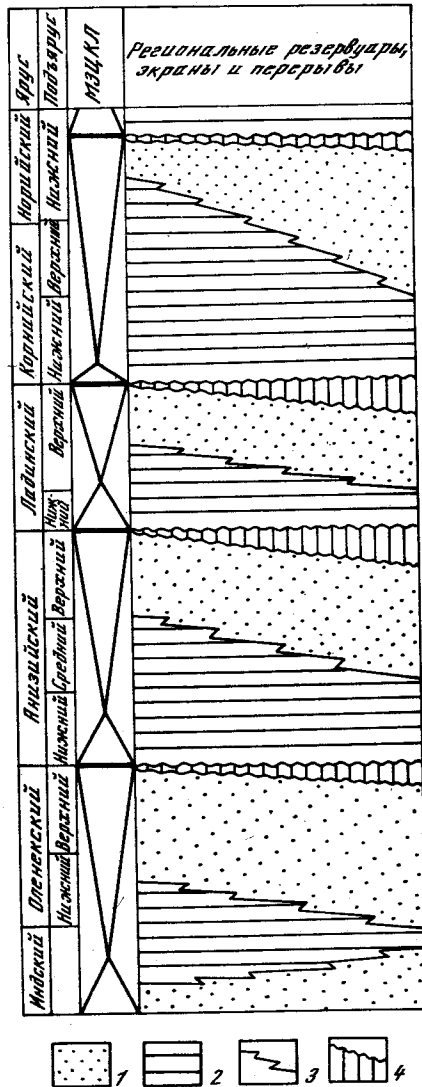


Рис. 3. Схема стратиграфического положения региональных резервуаров, экранов и перерывов в толще триасовых отложений

1 — резервуары; 2 — экраны; 3 — литологические замещения; 4 — перерывы

их положении в мезоциклитах. Экранирующие толщи (региональные экраны) приурочены к прогрессивным (трансгрессивным) частям МЗЦКЛ и отчасти — к инициально-регрессивным. Мощность и стратиграфический объем этих толщ изменяются, «скользят», увеличиваются от окраины бассейна к его центральной приосевой части.

Региональные резервуары связаны с регрессивными образованиями, особенно с финально-регрессивными частями МЗЦКЛ. В отличие от «экранов» их мощность и стратиграфический объем (до определенного предела) от центра к периферии бассейна увеличивается.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что пространственное положение основных региональных резервуаров и экранов углеводородов определяется структурой МЗЦКЛ, подчиняется общей закономерности их размещения, выявленной ранее для мезозойских толщ Западной Сибири (В. Д. Наливкин, Г. П. Евсеев, Ю. Н. Каргодин и др.), и соответствует количеству МЗЦКЛ. В разрезе триасовых образований рассматриваемых прогибов можно уверенно выделить четыре основных региональных резервуара и столько же экранов (рис. 3). Именно они должны быть главными объектами поиска крупных зон нефтегазонакопления в разрезе. Следующая задача — оценить, какой (или какие) из четырех резервуаров наиболее перспективен на поиски промышленных скоплений нефти и газа.

Исследования подтвердили и еще одну ранее выявленную закономерность. Мезоциклиты разделены так или иначе проявляющимися перерывами в осадконакоплении и размывами нижележащих толщ (см. рис. 2). Следовательно, стратиграфическое положение перерывов (мезоперерывов) и их ранг определяются довольно точно. Подтвержда-

ется и еще одна закономерность. В регрессивной серии МЗЦКЛ, какой является триасовая толща, в общем тенденция к увеличению стратиграфического объема размытых пород наблюдается снизу вверх, т. е. от нижних к верхним ЦКЛ. Эти два вывода являются важными при прогнозировании и обосновании поиска региональных неструктурных (стратиграфических) ловушек и связанных с ними залежей углеводородов. Таких уровней четыре (см. рис. 3), но наиболее перспективны предкарнийский, преданизийский, а в погруженных районах — и пред-норийский.

Таким образом, выделение циклитов не самоцель. Это лишь «тяжелая вода» («обогащенная урановая руда»), которая при дальнейшей соответствующей «технологии производства» вызывает цепную реакцию, приводящую к получению энергии, невероятной по силе и действию «механизмов», с весьма высоким, как нам представляется, КПД.

Полученные выводы на базе системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций, безусловно, нуждаются в дальнейшем уточнении на основе более детальных и углубленных исследований, но тем не менее они могут быть использованы при планировании и проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ в данных прогибах. Не исключено, что эти данные прольют некоторый свет на строение и развитие смежных мезозойских бассейнов — Западно-Сибирского, Вилюйского и Приверхоянского.

ЛИТЕРАТУРА

- Грамберг И. С. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветкова (Восточный Таймыр). — Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1964, вып. 2.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аллонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых областей. — Тр. НИИГА, 1961, т. 118.
- Казаков А. М., Дагис А. С., Каргодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Недра, 1980.
- Каргодин Ю. Н. Понятийно-терминологическая база седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978а.
- Каргодин Ю. Н. Понятия и термины седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978б.
- Каргодин Ю. Н. Система понятий и терминов седиментационной цикличности. — В кн.: Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978в.
- Каргодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Наука, 1980а.
- Каргодин Ю. Н. Четыре основных правила выделения мезоциклитов (структурный аспект). — В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980б.
- Каргодин Ю. Н., Малашенков Г. Н., Саидходжаев Ш. Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогеновых отложений Северного Таджикистана. Новосибирск: Наука, 1981.

А. С. ДАГИС, А. М. КАЗАКОВ

СТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО И ЛЕНО-АНАБАРСКОГО ПРОГИБОВ

Триасовые отложения на севере Средней Сибири открыл в 1834 г. А. Миддендорф, доставивший из района р. Оленек раннетриасовых цератитов, которые впоследствии описал А. Кейзерлинг [Keyserling, 1845]. Первые схемы стратиграфии этой системы составлены главным образом во второй половине 40-х — в 50-х годах нашего века. В этой связи необходимо отметить работы И. М. Мигая [1952] и И. С. Грамберга [1964] по Восточному Таймыру, Т. М. Емельянцева [Корнилюк и др., 1946] и М. К. Калинин [1953, 1954] по Анабарскому району, Д. С. Сорокова [1958, 1963] по Лено-Оленекскому междуречью и некоторые др. В схемах морская часть разреза с довольно частыми фаунистическими остатками была разделена на ярусы международной шкалы, а континентальные отложения выделены в виде местных стратиграфических подразделений, привязанных к ярусам лишь по стратиграфическому положению. Впоследствии схемы были детализированы Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Поповым [1964], давшими зональное расчленение оленекского яруса Лено-Оленекского междуречья, Т. В. Астаховой [1965], выделившей в этом же районе родовые зоны в нижнем и среднем триасе, и М. Н. Вавиловым [1973; Вавилов, Каплан, 1974], создавшим схему детального расчленения триаса Восточного Таймыра. Дополнения к этим построениям содержатся в ряде наших публикаций.

Рассматриваемый регион в триасе принадлежит к одной структурно-фациальной области, разделенной на четыре зоны, триасовые отложения которых испытывают небольшие изменения мощностей, фаций и полноты разреза.

1. Восточно-Таймырская зона (мыс Цветкова, бассейны рек Чернохребтовой и Подкаменной) — максимальные мощности (до 1400 м и, вероятно, еще большие по направлению к осевой части прогиба), чередование морских и континентальных отложений, отсутствие существенных перерывов, наличие вулканогенных толщ в основании разреза.

2. Усть-Анабарская зона — сокращенные мощности (до 400—500 м), отсутствие нижних горизонтов триаса, преобладание в разрезе прибрежно-морских и континентальных песчаных толщ.

3. Лено-Оленекская зона (междуречье нижнего течения рек Лены и Оленек) — мощности средние (до 700 м), в разрезах преобладают морские глинисто-алевролитовые породы, отсутствуют перерывы.

4. Буур-Оленекская зона (юго-восточная часть прогиба) — малые мощности (30—100 м), преимущественно глинистый состав разреза, большие перерывы (от верхнего оленека по низы норья включительно).

Во всех зонах триасовые отложения с размывом, но без резких угловых несогласий залегают на верхнепермских породах. Перекрывают триас нижнелейасовые отложения, в последних двух зонах датируемые геттангским веком [Дагис, Казаков, 1979; Дагис и др., 1980].

НИЖНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

В нижнем триасе этого региона (рис. 1, см. вкл.) выделены пять литологостратиграфических подразделений [Казаков и др., 1980].

1. Кешинская свита. Представлена чередованием мелко- и разнозернистых гравелистых песчаников, крупнозернистых алевролитов, зеленовато-серых граувакковых или полевошпат-кварц-граувакковых мелкозернистых глинистых алевролитов, темно-серых, иногда красно-бурых каолинит-хлорит-гидрохлоритовых аргиллитов. Много известковых, меньше сидеритовых, фосфоритовых и пиритовых конкреций. В основании свиты валунный конгломерат. Мощность до 150 м.

2. Цветкомысская свита. Сложена туфами, орто- и паратуффитами, мелко-, средне- и крупнообломочными, литокластическими, витро-литокластическими, лито-кристаллокластическими, обычно темно-зелено-серыми, чередующимися с красно-бурыми аргиллитами, состоящими из смешанослойного минерала гидрослюда-монтмориллонит с участием хлорита и гематита. Многочисленны известковые конкреции. В верхней части покровы мандельштейнов (6—25 м), представленных темно-серыми диабазами миндалекаменной структуры. Мощность до 120 м.

3. Восточнотаймырская свита. Чередование зеленовато-серых кварц-граувакковых песчаников и алевролитов, темно-зелено-серых витро-литокластических туфов и паратуффитов, темно-серых хлорит-гидрохлоритовых аргиллитов. В свите многочисленны известковые конкреционные прослои. Мощность около 170 м.

4. Ыстанакская свита. Сложена в основном темно-серыми хлорит-гидрохлоритовыми туфоаргиллитами, обычно неслоистыми, переходящими в верхней части в глинистые полевошпат-кварц-граувакковые туфо-алевролиты с прослоями аргиллитов. Свита содержит многочисленные известковые конкреции, чаще всего расположенные в виде прослоев. В основании пласт (2 м) разнозернистого песчаника с галькой и прослоями конгломерата. Мощность 80 м.

5. Прибрежинская свита. Туфопесчаники мелкозернистые, в верхней части зеленовато-серые, в нижней полосчатые кварц-полевошпат-граувакковые, прослоенные в нижней половине пачками (1—5 м) темно-зелено-серых туфоалевролитов и темно-серых хлорит-гидрохлоритовых аргиллитов. Многочисленны прослои известковых конкреций. Мощность 25 м.

Две нижние свиты по стратиграфическому положению отнесены к индскому ярусу. В кешинской свите встречен своеобразный комплекс флоры [Могучева, 1980], в котором доминируют *Pseudaraucarites migayi* (Schwed.) и *Lepidopteris arctica* Mogutch., не имеющих эквивалентов в других районах. Также не могут быть использованы для датировки отложений встреченные в обеих свитах редкие фораминиферы.

Восточнотаймырская свита в самых верхних 2 м содержит *Dieneroceras sp.*, что позволяет по крайней мере эту часть свиты относить к зоне *Dieneroceras demokidovi*. Условно нижняя часть свиты, в которой собраны лишь растительные остатки, близкие к комплексу кешинской свиты

[Могучева, 1980], и редкие конхостраки, сопоставляется с нижней зоной оленекского яруса — *Hedenstroemia hedenstroemi*.

Ыстанахская свита в разрезе мыса Цветкова содержит в нижних 30 м *Parasibirites grambergi* Popow, *Nordophiceras karpinskii* (Mojs.), *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Keyserlingites middendorffi* (Keys.), *Olenekites altus* (Mojs.) и некоторых других аммоноидей. В верхней части свиты встречен близкий комплекс, но в нем отсутствует род *Parasibirites* и появляется *Keyserlingites subrobustus* (Mojs.), что позволяет ыстанахскую свиту в этом районе ограничить слоями с *Parasibirites grambergi* и *Keyserlingites subrobustus* зоны *Olenekites spiniplicatus*.

В прибрежной свите собраны *Nordophiceras karpinskii* (Mojs.), *Boreiomeekoceras keyserlingi* (Mojs.), *Svalbardiceras sibiricum* (Mojs.), *Sibirites eichwaldi* (Keys.). Характерны также отсутствие рода *Olenekites* и крайняя редкость рода *Keyserlingites*. Возраст свиты — верхи зоны *spiniplicatus*.

Ожнее мыса Цветкова, в бассейне р. Чернохребетной М. Н. Вавилов [Вавилов, Каплан, 1974] приводит *Dieneroceras apostolicum* (Smith), *Clypeoceras gantmani* Popow, указывающие, что в этом районе имеется палеонтологически охарактеризованный полный разрез нижнеоленекского подъяруса.

Усть-Анабарская зона

Нижний триас в этом районе известен только по буровым скважинам [Калинко, 1953, 1954; Сакс и др., 1959]. Вероятно, здесь отсутствуют наиболее низкие горизонты его и разрез начинается с ыстанахской свиты, к которой относится толща (до 30 м) темно-серых монтмориллонит-гидрослюдистых аргиллитов. В основании имеется невыдержанный базальный горизонт (0—10 м), представленный песчаниками зеленовато-серыми, разнозернистыми, с линзами конгломератов.

Выше залегает толща, представленная чередованием зеленовато-серых песчаников и темно-серых волнисто-слоистых алевролитов, которые могут быть отнесены к пастахской свите, широко распространенной западнее.

В аргиллитовой пачке, отнесенной к ыстанахской свите, встречены *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Olenekites* sp., указывающие на зону *spiniplicatus* оленекского яруса. В аналогах пастахской свиты фаунистические остатки не обнаружены.

Лено-Оленекская зона

В нижнем триасе этой зоны выделены четыре достаточно дискретных литостратиграфических подразделения (см. рис. 1).

1. Улахан-юряхская свита. Представлена переслаиванием пестроцветных крупнозернистых песчаных и мелкозернистых глинистых алевролитов с зеленовато-серыми туфопесчаниками, мелкозернистыми ивердо косослоистыми, с редкими линзами ракушечников. В толще встречаются сидеритовые и известковые конкреции, в основании прослойки брекчий и конгломератов [Сороков, 1958]. Мощность до 120 м.

2. Чекановская свита. В нижней части сложена темно-серыми хлорит-гидрослюдистыми аргиллитами с крупными известковыми конкрециями, в верхней — аргиллитами, переслаивающимися с битуминозными известняками. Мощность 30 м.

3. Ыстанахская свита. Представлена в основном темно-серыми алевроитовыми хлорит-гидрослюдистыми аргиллитами, в верхней части переслаивающимися с глинистыми мелкозернистыми полевошпат-граувакковыми алевролитами. В свите содержатся известковые, реже сидеритовые конкреции, в основном в виде конкреционных прослоев, редкие линзы глинисто-алевроитовых известняков. Мощность 170 м.

4. Пастахская свита. Чередование темно-серых алевроитовых аргиллитов, хлорит-гидрослюдистых, обычно неслоистых, с зеленовато-серыми крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми полевошпат-кварц-граувакковыми песчаниками. Встречаются мелкие глинисто-сидеритовые конкреции. Для свиты характерны следы подводно-оползневых деформаций. Мощность 150 м.

В улахан-юряхской свите встречены растительные остатки, близкие к таковым кешинской свиты Таймыра, гастроподы, конхостраки (*Lioestheria aequalis* (Lutk.), *Paleolimnadiopsis kouznetzkiensis* Detg.-Lef.), не дающие точной датировки отложений. Кроме того, из верхней части свиты были выделены единичные конодонты — *Neogondolella nepalensis*, характерные для зоны *Neospathodus pakistanensis*, охватывающей верхние горизонты индского яруса и низы оленека. Улахан-юряхская свита отнесена к индскому ярусу в некоторой мере условно, главным образом по стратиграфическому положению.

Чекановская свита содержит характерные формы аммоноидей *Clypeoceras astachovae* Zakh., *Paranorites* sp., *Xenoceltites* cf. *spitzbergensis* Spath и многочисленные конодонты *Neospathodus waageni* Sweet, *Neogondolella elongata* Sweet и др., характерные для зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*.

В низах ыстанахской свиты определен *Dieneroceras* sp., в верхних 50 м установлены *Olenekites spiniplicatus* (Mojs.), *Keyserlingites middendorffi* (Keys.), *Prosphingites czekanowskii* Mojs. и др. Свита в этом районе охватывает зону *Dieneroceras demokidovi* и значительную часть зоны *Olenekites spiniplicatus*. Пастахская свита не содержит остатков ископаемых. В низах вышележащей улахан-крестовской свиты встречены последние аммоноидеи зоны *O. spiniplicatus*, и возраст пастахской свиты может быть установлен как верхняя часть этой зоны.

Буур-Оленекская зона

Как и в предыдущей зоне, здесь в основании разреза триаса выделяется улахан-юряхская свита, в нижней части (4—5 м) представленная зеленовато-серыми мелкозернистыми лептохлорит-граувакковыми и полевошпат-граувакковыми туфопесчаниками или крупнозернистыми туфоалевролитами, в верхней — пестроцветными гематит-каолинит-монтмориллонитовыми глинами и полимиктовыми песками (до 12 м). В основании линзы конгломератов, состоящие в основном из плоской гальки сидеритов. Выше по разрезу в западной части зоны (бассейн

среднего течения р. Буур) выделяется терютэхская свита — темно-зеленовато-серые алевролитовые неслоистые хлорит-каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с большим количеством карбонатных конкреций, содержащих остатки аммоноидей, двусторчатых моллюсков, рыб и др. Мощность около 20 м. Более высокие горизонты нижнего триаса в западной части зоны отсутствуют (см. рис. 1).

В восточной части района (низовья рек Буур и Ныккабыт) над улахан-юряхской свитой залегает чекановская свита, представленная в нижней части темно-серыми аргиллитоподобными каолинит-гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовыми глинами, в верхней — серыми битуминозными известняками, прослоенными листоватыми аргиллитоподобными черными глинами аналогичного состава. Мощность свиты 10—15 м. Выше прослеживается ыстанахская свита, представленная в этом районе темно-серыми алевролитовыми каолинит-хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Мощность свиты более 60 м.

В улахан-юряхской свите обнаружены лишь редкие фораминиферы и конхостраки, и она, как и в других районах, к индскому ярусу отнесена лишь по стратиграфическому положению. Терютэхская свита содержит многочисленные аммоноиды — *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Clypeoceras gantmani* Popow, *Arctoceras oebergi* (Mojs.), *Xenoceltites spitzbergensis* Spath, *Melaghticeras globosum* (Popow) и др., характеризующие зону *hedenstroemi* нижнего оленека. В свите выделены два комплекса конодонтов: нижний с *Neogondolella nepalensis* Kozur et Mostler, *Neospathodus pakistanensis* Sweet, *N. dieneri* Sweet и др. и верхний с *Neogondolella elongata* Sweet, *N. crenulata* Mosher, *Neospathodus waageni* Sweet и др., — соответствующие конодонтовым зонам *Neospathodus pakistanensis* и *N. waageni*. Чекановская свита имеет такой же возраст. В ней встречены аммоноиды только зоны *hedenstroemi* (*Hedenstroemia* cf. *hedenstroemi* (Keys.), *Anakashmirites borealis* Tozer, *Xenoceltites evolutus* Spath и др.) и конодонты зоны *Neospathodus waageni* (в верхней части).

Ыстанахская свита в рассматриваемой зоне охарактеризована исключительно аммоноидеями зоны *demokidovi* — *Dieneroceras demokidovi* Popow, *D. nikabitanse* Popow, *Nordophiceras euomphalum* (Keys.) и др. Верхняя часть свиты не вскрыта и, скорее всего, отсутствует.

СРЕДНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

В среднем триасе на Восточном Таймыре выделены две свиты (рис. 2, см. вкл.).

1. Моржовская свита. По литолого-фациальным особенностям подразделена на две подсвиты.

Верхнеморжовская подсвита (145 м) представлена оскольчатými темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами. Аргиллиты неслоистые оскольчатые хлорит-гидрослюдистые с примесью каолинита, глинистые алевролиты также неслоистые полевошпат-кварц-граувакковые. В подсвите содержатся многочисленные известковые конкреции, главным образом в виде конкреционных прослоев, известковые линзы и пласты, содержащие остатки морской фауны.

Верхнеморжовская подсвита (90 м) сложена алевролитами темно-серыми глинистыми оскольчатыми неслоистыми с подчиненными прослоями зеленовато-серых слоистых крупнозернистых туфоалевролитов, мелкозернистых туфопесчаников и темно-серых оскольчатых аргиллитов. Состав алевролитов и песчаников кварц-полевошпат-граувакковый, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с участием каолинита. В верхней подсвите также содержатся многочисленные известковые конкреционные прослои и линзы.

2. Кульдяминская свита (= цветковская свита [Граumberг, 1964]). Подразделена на три подсвиты.

Нижнекульдяминская подсвита (125 м) сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми песчаными алевролитами с подчиненными прослоями темно-серых оскольчатых глинистых алевролитов и алевролитовых аргиллитов. Состав туфопесчаников и туфоалевролитов полевошпат-кварц-граувакковый, кварц-граувакковый; аргиллиты хлорит-гидрослюдистые, в них встречается примесь каолинита. Подсвита содержит известковые конкреции с остатками морских бес позвоночных. Для нее характерны прослои и линзы со скоплениями игл морских ежей.

Среднекульдяминская подсвита (70 м) представлена зелено-серыми, желто-зелеными горизонтально-линзовидно- и косослоистыми мелко-среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями крупнозернистых песчаных и глинистых алевролитов. Состав их полевошпат-кварц-граувакковый. На плоскостях наложения наблюдаются знаки ряби, породы содержат известковые конкреции, мелкий растительный детрит, угольную крошку, обломки древесины.

Верхнекульдяминская подсвита (90 м) подразделена на две пачки. Нижняя (галечно-песчаная, 45 м) пачка сложена зеленовато-серыми песчаниками разнозернистыми, прослоями гравелистыми, в верхней части мелкозернистыми, с подчиненными слоями конгломератов, глинистых алевролитов и аргиллитов. Песчаники полевошпат-кварц-граувакковые, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с примесью каолинита. В пачке содержатся редкие известковые конкреции, часто мелкий растительный детрит, линзочки угля.

Верхняя (глинисто-алевролитовая, 45 м) пачка представлена неравномерным переслаиванием алевролитов глинистых оскольчатых неслоистых, алевролитов мелко- и разнозернистых песчаных плитчатых слоистых с аргиллитами алевролитовыми неслоистыми оскольчатыми. Алевролиты полевошпат-кварц-граувакковые, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с участием каолинита. В пачке содержатся обильный мелкий растительный детрит и отпечатки растений, фрагменты корневых систем, линзочки и прослои (до 15 см) каменных углей.

В нижней подсвите моржовской свиты разреза мыса Цветкова аммоноидеи встречены на различных уровнях: *Karangatites evolutus* Popow, *Stenopopanoceras mirabile* Popow, *S. karangatiense* (Popow), *Grambergia taimyrensis* Popow — в нижних 20 м; *Stenopopanoceras mirabile* Popow, *Grambergia taimyrensis* Popow, *G. olenekensis* Popow, *Groenlandites? kharaulakhensis* (Popow) — в 20—30 м от основания; эти же формы и *Paracrochordiceras* sp. — в 55—63 м от основания. Нижний комплекс характеризует подзону *Karangatites evolutus*, верх-

ние — подзону *Stenopopanoceras mirabile* зоны *Grambergia taimyrensis*.

В интервале 63—80 м встречены аммоноидеи зоны *Lenotropites tardus*: *L. tardus* (McLearn), *L. caurus* (McLearn), *Czekanowski — tes polaris* (Kipar.), *Arctohungarites involutus* (Kipar.), *Parapopanoceras cf. medium* McLearn. Выше — *Czekanowskites decipiens* (Mojs), *Arctohungarites ventroplana* Popow, *Parapopanoceras inconstans* Dagis et Ermakov (80—86 м) и *Arctohungarites triformis* (Mojs), *A. ventroplana* Popow, *Malleptychites kotschetkovi* Popow и др. (95—106 м), позволяющие выделить подзону *Czekanowskites decipiens* зоны *Malleptychites kotschetkovi*. Аммоноидеи, характеризующие подзону *Arctohungarites kharaulakhensis* этой зоны: *A. kharaulakhensis* Popow, *A. laevigatus* Popow, *Czakanowskites hayesi* (McLearn) и др., — собраны в 108—120 м от основания и в нижних 14 м верхней подсвиты.

Большая часть верхней подсвиты (от 17 до 63 м) охарактеризована довольно однообразным комплексом аммоноидей, среди которого преобладают безкилевые виды рода *Gymnotoceras*: *G. kindlei* (McLearn), *G. rotelliforme* (Meek), *G. argentarium* Smith и др. — и более редко встречаются *Longobardites* ex gr. *nevadanus* Hyatt et Smith, *Parapopanoceras asseretoi* sp. nov., определяющие зону *Gymnotoceras rotelliforme*. Верхние 21 м свиты содержат характерный комплекс зоны *Frechites humboldtensis*: *F. chischa* Tozer, *F. migayi* (Kipar.), *Arctogymnites sonini* Popow, *Ptychites trochlaeformis* Mojs. и др.

В нижних 30 м нижекульдиминской подсвиты встречены еще *Frechites migayi* (Kipar.). В интервале 50—70 м от основания — *Longobardites* sp., *Monophyllites* sp., *Bakewellia ladinica* Kug., позволяющие с наибольшей вероятностью относить эту часть разреза к нижнему ладину. Верхняя часть нижекульдиминской подсвиты имеет позднеладинский возраст. В 75—90 м от основания встречены аммоноидеи подзоны *Indigirites krugi* (*I. krugi* Popow, *I. neraensis* Popow), в 105—115 м — подзоны *Nathorstites mcconnelli* (*N. lenticularis* Whit.) зоны *N. lenticularis*. В верхней части нижекульдиминской подсвиты (9 м ниже кровли) обнаружен вид-индекс зоны *N. tenuis*. Средне- и вышекульдиминская подсвиты содержат лишь пресноводных двустворок и растительные остатки [Могучева, 1980]. Условно они отнесены к ладинскому ярусу, но не исключена возможность, что верхи кульдиминской свиты имеют несколько более молодой возраст.

Усть-Анабарская зона

В этом районе к среднему триасу отнесена толща до 140 м, представленная неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, точный характер которого не установлен. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, реже полевошпат-кварцевые, ортотуфиты, алевролиты полевошпат-кварцевые, аргиллиты гидрослюдистые. Эта песчано-глинистая толща — довольно близкий эквивалент моржовской свиты Таймыра.

Выше выделяется гуримская свита, представленная чередованием песчаников зелено-серых мелкозернистых, алевролитов глинистых и песчаных серых, зеленовато-серых полевошпат-кварц-граувакковых,

аргиллитов темно-серых оскольчатых гидрослюдистых, с известковыми конкрециями, растительным детритом, остатками корневых систем. Мощность свиты 120 м.

Нижняя толща изучена по материалам из скважин и содержит анизийские *Bakkevellia arctica* (Kipar.) и, вероятно, *Arctohungarites* ex gr. *triformis* (Mojs.) (= *Hungarites* aff. *solimani* Toula [Сакс и др., 1959]). В береговых обнажениях кульдиминской свиты в устье р. Анабар встречены *Bakkevellia czekanowski* Kug., *Mytilus eduliformis* Schloth. и другие анизийские двустворки. Первый из указанных видов является эндемиком и в других районах севера Средней Сибири встречается только в верхнеанизийских отложениях. Средняя часть кульдиминской свиты содержит единичных *Myalina* sp. nov. и *Longobardites* ex gr. *oleshko* Arch., с наибольшей вероятностью позволяющих датировать ее возраст как нижнеладинский. Верхи свиты условно отнесены к позднему ладину.

Лено-Оленекская зона

В среднем триасе зоны выделена лишь одна улахан-крестовская свита (см. рис. 2). Эта свита представлена морскими, с незначительным участием континентальных, чередующимися пачками (от 2—10 до 20—35 м) темно-, густо-зелено-серых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, массивных, иногда неяснослоистых, и темно-серых, темно-зеленовато-серых оскольчатых алевролитовых аргиллитов и глинистых алевролитов. Алевролиты и песчаники полевошпат-кварц-граувакковые, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые. В свите содержатся многочисленные известковые конкреции различных форм и размеров с обильными остатками морской фауны, реже известковые линзы и прослои. Мощность свиты 70—250 м.

Нижняя граница свиты не совпадает с границей между нижним и средним отделами. В основании свиты прослеживается пачка песчаников (до 10 м), в которой встречены еще оленекские (зона *Olenekites spiniplicatus*) *Swalbardiceras* aff. *freboldi* Tozer. Выше установлены аналоги всех подзон зоны *Grambergia taimyrensis*: *Karangatites evolutus*, где, кроме вида-индекса, встречены *Stenopopanoceras karangatiense* Popow, *S. mirabile* Popow, *Grambergia taimyrensis* Popow и др., *Stenopopanoceras mirabile* с редким видом-индексом *Grambergia taimurensis* Popow, *G. olenekensis* Popow и *Lenotropites solitarius*, содержащая *Czekanowskites polaris* (Kipar.), *Cz. tumaefactus* Vavilov, *Parapopanoceras medium* McLearn, *Grambergia taimyrensis* Popow и др.

Мощность зоны *taimyrensis* в наиболее полных разрезах побережья Оленекского залива не превышает 20 м. Выше установлена маломощная зона *Lenotropites tardus* (до 5 м) с *L. caurus* (Mc Learn), *Arctohungarites involutus* (Kipar.), *Czekanowskites polaris* (Kipar.) и др. В среднеанизийских отложениях (около 30 м) выделены обе подзоны зоны *Malleptychites kotschetkovi* — *Czekanowskites decipiens*, содержащая вид-индекс, *Arctohungarites ventroplana* Popow, *A. triformis* (Mojs.) и др., и *A. kharaulakhensis* с *A. burgatiensis* Bytschk. et Popow, *A. laevigatus* Popow, *Czekanowskites hayesi* (McLearn) и др.

В Лено-Оленекской зоне имеется полный разрез верхнего анизия. Здесь определены аналоги зоны *Gymnoceras rotelliforme* с *G. kindlei* (McLearn), *G. falciiforme* (Smith), *Parapopanoceras asseretoi* sp. nov. и др. и зоны *Frechites humboldtensis* с *F. migai* (Kipar.), *Gymnoceras sublaqueatum* Bytschk., *Arctogymnites sonini* Popow и др. Рассматриваемый район является единственным на севере Средней Сибири, где может быть проведено зональное расчленение маломощных (до 15 м) нижне-ладинских отложений по находкам видов-индексов зон *Longobardites oleshkoi* Arch. и *Arctoptychites omolojensis* Arch. Верхняя часть улахан-крестовской свиты датируется поздним лудином, но палеонтологически доказана лишь нижняя зона *Nathorstites lenticularis* с двумя подзонами: *Indigirites krugi*, содержащей преимущественно лишь вид-индекс, и *Nathorstites mconelli*, устанавливаемой по находкам *N. lenticularis* (Whit.).

Буур-Оленекская зона

В этой зоне верхи нижнего триаса (зона *Olenekites spiniplicatus*), весь средний триас и карнийский ярус верхнего триаса отсутствуют и на нижний оленек с размывом ложатся нижненорийские породы (зона *Otapiria ussuriensis*).

ВЕРХНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

На кульдминской свите в разрезе мыса Цветкова с размывом залегает морская толща, выделенная в осипайскую свиту [Казаков и др., 1980], которая представлена морскими алевритовыми аргиллитами, сверху переслаивающимися с глинистыми алевролитами (рис. 3, см. вкл.). Породы имеют близкое строение — неслойные оскольчатые темно-серые, различаются в основном по количеству содержащегося в них терригенного материала. Аргиллиты хлорит-гидролюдистые, алевролиты полевошпат-кварц-граувакковые с большим количеством глинистого цемента. В свите заключены известковые конкреции, рассеянные и сгруппированные в конкреционные прослои, в нижней части встречаются фосфоритовые конкреции. В конкрециях и вмещающих породах содержатся обильные остатки морских беспозвоночных. Мощность около 60 м.

Основная мощность разреза верхнего триаса в этой зоне приходится на немцовскую свиту (до 250 м), представленную зелено-серыми, серыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми песчаниками алевролитами с подчиненными прослоями темно-серых глинистых алевролитов и алевритовых аргиллитов, в верхней части — переслаиванием светло-серых мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов с темно-, землисто-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, заключающими пласты и линзы углей.

По литолого-фациальным особенностям немцовская свита разделена на три подсвиты.

Нижненемцовская подсвита сложена зелено-серыми мелкозернистыми массивными песчаниками, вверху крупнозернистыми песчаниками алевролитами с подчиненными прослоями алевритовых аргиллитов. Состав песчаников и алевролитов полевошпат-кварц-граувакковый. Встречаются редкие известковые, иногда фосфоритовые конкреции. Мощность 65 м.

Средненемцовская подсвита представлена песчаниками зелено-серыми мелко- и среднезернистыми волнисто- и косослоистыми грубо-плитчатыми со знаками ряби на плоскостях наложения, с прослойками глинистых алевролитов и алевритовых аргиллитов. Песчаники полевошпат-кварц-граувакковые. Встречаются редкие известковые конкреции. В породах обильны мелкий растительный детрит, углистые линзочки. Мощность 50 м.

Верхненемцовская подсвита — неравномерное переслаивание (0,2—5 м) светло-серых и серых мелкозернистых песчаников, аргиллитов алевритовых и алевритистых, алевролитов крупнозернистых песчаных и глинистых, в средней части с пластами и линзами углей. Песчаники и алевролиты полевошпат-кварц-граувакковые, мезомиктовые, кварцевые, аргиллиты каолинит-хлорит-гидролюдистые. Мощность до 130 м.

Завершают разрез триаса на Восточном Таймыре маломощные отложения (до 10 м) тумулской свиты. Последняя представлена песчаниками светло-зелено-серыми средне-мелкозернистыми полевошпат-кварц-граувакковыми волнисто- и косослоистыми со знаками ряби. В основании разногальечный конгломерат. Свита содержит обильные мелкие сидеритовые конкреции, образующие прерывистые конкреционные прослои.

В верхнетриасовых, в том числе и карнийских отложениях Восточного Таймыра практически отсутствуют аммоноидеи, по которым проведено зональное расчленение.

Осипайская свита содержит многие раннекарнийские двустворки (*Halobia indigirensis* Popow, *H. zhilnensis* Polub. и др.), брахиоподы (*Aulacothyroides bulkutensis* Dagys) и единственный вид аммоноидей — *Discophyllites taimyrensis* Popow, который наиболее широко распространен в зонах *Protrachyceras omkutchanicum* и *P. seimkanense*, но близкие формы известны и в зоне *Neosirenites pentastichus* других районов Северо-Востока Азии. Учитывая обилие *Discophyllites taimyrensis*, можно полагать, что верхний предел осипайской свиты не выходит за зону *Protrachyceras seimkanense*.

В нижненемцовской подсвите встречены двустворки и аммоноидеи (*Halobia* cf. *indigirensis* Popow, *Janopecten petrovi* Arch. et Trusch., *Discophyllites taimyrensis* Popow) также еще раннекарнийского возраста, в верхненемцовской — установлен комплекс флоры [Могучева, 1980], который позволяет датировать вмещающие отложения лишь в пределах верхнего триаса. В тумулской свите Восточного Таймыра руководящие формы не встречены, но предполагается, что новая трансгрессия моря в этом районе началась примерно в то же время, что и в Лено-Оленекской зоне, т. е. в зональный момент *Otapiria ussuriensis*, в связи с чем верхним пределом немцовской свиты является нижний норий.

Усть-Анабарская зона

В основании разреза верхнего триаса выделена осипайская свита, как и на Восточном Таймыре представленная в основном аргиллитами и глинистыми алевролитами, но несколько меньшей мощности (до 30 м). Выше залегает чайдахская свита, сложенная в нижней части песчаниками зелено-серыми мелкозернистыми горизонтально- и крупнокослоистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми, с линзами конгломератов, с известковыми конкрециями. Верхняя часть свиты представлена песчаниками зеленовато-, светло-серыми мелкозернистыми массивными горизонтально- и косослоистыми кварц-полевошпат-граувакковыми, с прослоями темно-серых гидрослюдистых аргиллитов и глинистых алевролитов, линзами конгломератов, карбонатными конкрециями, растительным детритом, углистыми линзочками. Мощность до 130 м.

В районе, вероятно, отсутствуют аналоги тумулской свиты и непосредственно на чайдахской свите залегают нижелейасовые породы.

Осипайская свита не обнажена. Определения двустворок и брахиопод, собранных в скважинах [Сакс и др., 1959], явно устарели и мало пригодны для определения точного возраста этой свиты, но комплекс фораминифер [Герке, 1961] очень близок к таковому осипайской свиты Восточного Таймыра, имеющей раннекарнийский возраст. В низах чайдахской свиты встречаются также еще несомненно раннекарнийские формы, в том числе *Discophyllites taimyrensis* Popow. Верхний возрастной предел чайдахской свиты неясен, вероятно такой же, как и в Лено-Оленекской зоне, т. е. не моложе зоны *Otapiria ussuriensis*.

Лено-Оленекская зона

В основании разреза выделена осипайская свита (см. рис. 3), которая в отличие от предыдущих зон имеет несколько более грубый состав (кварц-граувакковые алевролиты с линзами ракушнякав и конгломератов) и малую мощность (3—15 м).

Чайдахская свита представлена песчаниками темно-зелено-, зеленовато-серыми, серыми мелко- и среднезернистыми массивными и слоистыми, в верхней части — чередованием светло-землисто-серых, коричневых, грязно- и табачно-зелено-серых мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов слоистых плитчатых с оскольчатыми неслоистыми глинистыми алевролитами и аргиллитами. Песчаники полевошпат-кварц-граувакковые, аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые. Свита содержит в нижней части известковые конкреции и линзы, единичные остатки морских двустворчатых моллюсков, в верхней — желваки пирита, обильный растительный детрит, обломки древесины, остатки корневых систем, иногда углистые прослойки. Мощность свиты до 100 м.

Завершающая разрез триаса тумулская свита сложена грубозернистыми осадками — конгломератами, разномасштабными песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Конгломераты разногалечные с хорошо окатанным обломочным материалом полимиктовые. Песчаники землисто-зеленовато-серые мелко-среднезернистые с включениями гравия и гальки плохо сортированные глинистые мас-

сивные полевошпат-кварц-граувакковые. Алевролиты темно-зеленовато-серые глинистые и песчаные крупнооскольчатые неслоистые, состава, аналогичного песчаникам. Аргиллиты красно-бурые оскольчатые каолинит-хлорит-гидрослюдистые. В свите содержатся известковые и сидеритовые конкреции, мелкий растительный детрит. Мощность свиты до 20 м.

В осипайской свите, как и в предыдущих зонах, встречаются раннекарнийские формы: *Discophyllites cf. taimyrensis* Popow, *Halobia indigirensis* Popow и др., а также характерный комплекс фораминифер. Вероятно, раннекарнийский возраст имеет также нижняя часть чайдахской свиты, где собраны редкие двустворки и, в их числе, *Janopecten petrovi* Arch. et Trusch. Большая часть чайдахской свиты лишена палеонтологических остатков, пригодных для определения возраста. По стратиграфическому положению свиты можно полагать, что она, кроме верхов нижнего карния, охватывает верхний карний и низы нория — зону *Pipascoceras verkhojanicum*.

Тумулская свита содержит многочисленные раковины двустворок: *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *O. dubia* (Jchik.), *Tosapekten suzuki* (Kob.), «*Chlamys*» *mojsisovicsi* Kob. et Ichik. и др., характерных для зоны *Otapiria ussuriensis*. Указания М. Н. Вавилова [Вавилов, Каплан, 1974], что верхняя часть свиты может быть отнесена к зоне *Monotis scutiformis*, не подтверждаются нашими исследованиями.

Буур-Оленекская зона

В зоне к верхнему триасу может быть отнесена лишь тумулская свита (см. рис. 3), представленная маломощными (до 4 м) песчаниками серыми, пепельно-серыми, с зеленоватым оттенком валунами разномасштабными глинистыми несортированными неяснослоистыми кварц-граувакковыми с базальным (до 50%) глинистым каолинит-хлорит-гидрослюдистым цементом. В свите заключены линзы конгломератов, переотложенные известковые и фосфоритовые конкреции, различно ориентированные растительные остатки, лепешковидные сидеритовые конкреции, мелкие желваки пирита, остатки двустворчатых моллюсков.

Встречены двустворки, характеризующие зону *Otapiria ussuriensis*: *O. dubia* (Ichik.), *Ochotochlamys cf. gizhigensis* Polub. и др.

В строении триасовой системы Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов отчетливо прослеживается крупная цикличность, контролируемая не только литолого-фациальными и геохимическими особенностями отложений, но и распространением морской фауны. Намечены три основных историко-геологических этапа развития системы, каждый из которых в целом отвечает отделу. Первый этап (трансгрессивный) охватывает индский и оленекский ярусы (см. рис. 1). В основании разреза залегают континентальные, лагунные и прибрежно-морские песчано-алевритно-глинистые свиты: кешинская, цветковомысская, восточнотаймырская (Восточный Таймыр), улахан-юряхская (Лено-Оленекский и Буур-Оленекский районы), охарактеризованные немногочисленными и спорадически встречающимися остатками фораминифер, конхострак, флорой и другими органическими остатками. Вверх по разрезу они сменяются нормально-морскими глинистыми осадками

ыстанахской свиты с обильными остатками аммоноидей, двустворок и других морских организмов и далее — песчано-алевритово-глинистыми породами прибрежной и пастахской свит. Второй этап (регрессивный) включает анизийский и ладинский ярусы, в Лено-Оленекском районе и самые верхи оленека (см. рис. 2). В основании разреза наблюдаются нормально-морские глинистые и глинисто-алевритовые осадки моржовской и улахан-крестовской свит с многочисленными остатками морской фауны (аммоноиден, двустворки и др.), вверх по разрезу переходящие в прибрежно-морские, лагунные и континентальные породы кульдиминской (Восточный Таймыр) и гуримисской (Усть-Анабарский район) свит, стан-хайанской и туус-балыкской (Лено-Оленекский район) пачек. Третий этап (регрессивный) отвечает карнийскому и норийскому ярусам (см. рис. 3). В основании разреза залегают нормально-морские с обильной фауной глинистые осадки осипайской свиты, сменяемые прибрежно-морскими, лагунными и континентальными породами немцовской (Восточный Таймыр) и чайдахской (Усть-Анабарский и Лено-Оленекский районы) свит. В конце раннего нория произошла кратковременная трансгрессия, оставившая после себя маломощные прибрежно-морские осадки тумулской свиты, завершающей разрез триаса на севере Средней Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахова Т. В. Стратиграфия триасовых отложений побережья Оленекского залива. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М.: Наука, 1965.
- Вавилов М. Н. Биостратиграфия анизийского яруса Восточного Таймыра. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
- Вавилов М. Н., Каплан М. Е. Триасовые отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр). — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 13.
- Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. — Тр. НИИГА, 1961, вып. 120.
- Граммберг И. С. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветкова (Восточный Таймыр). — Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1964, вып. 2.
- Дагис А. А., Дагис А. С., Казаков А. М. Систематическая принадлежность и возраст *Liponites olenekensis* Kirg. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Наука, 1979.
- Дагис А. С., Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И. Граница нижнего и среднего триаса на севере Средней Сибири. — Геол. и геофиз., 1977, № 12.
- Дагис А. С., Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И. Стратиграфия триаса Буур-Оленекского района (юг Лено-Анабарского прогиба). — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1980.
- Дагис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия ладинского яруса на севере Средней Сибири. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Наука, 1979.
- Дагис А. С., Казаков А. М., Курушин Н. И., Могучева Н. К. О стратиграфическом объеме и условиях седиментации кульдиминской свиты (триас) Восточного Таймыра. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978.
- Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1980.
- Калинко М. К. Геология и нефтеносность полуострова Нордвик (Юрjung-Тумус). — Тр. Ин-та геол. Арктики, 1953, вып. 75.
- Калинко М. К. Основные черты геологического строения и нефтеносность Нордвик-Попигаевского района. — Тр. Ин-та геол. Арктики, 1954, вып. 78.

- Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы. — В кн.: МГК. XXII сессия: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1964.
- Корнилюк Ю. П., Кочетков Т. П., Емельянец Т. М. Нордвик-Хатангский нефтеносный район. — В кн.: Недра Арктики. Л., 1946.
- Мигай И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. — Тр. НИИГА, 1952, вып. 36.
- Могучева Н. К. К изучению триасовой флоры Восточного Таймыра. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1980.
- Сакс В. Н., Граммберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. — Тр. Ин-та геол. Арктики, 1959, вып. 99.
- Сороков Д. С. Стратиграфия триасовых отложений Центрального сектора Советской Арктики. — Тр. НИИГА, 1958, вып. 92.
- Сороков Д. С. Пермские и триасовые отложения Лено-Оленекского района и перспективы их нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1963.
- Keyserling A., Beschreibung einiger von Dr. A. Th. v. Middendorf mitgebrachten Ceratiten des Arktischen Sibiriens. — Bull. Acad. sci. St.-Petersb., 1845.

УДК 551.3.051:551.762 (571.511)

М. А. ЛЕВЧУК, Ю. Н. КАРОГОДИН, Б. Н. ШУРЫГИН

СТРУКТУРА И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ СЛОЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ (ЦИКЛИТОВ) В РАЗРЕЗАХ ЮРЫ АНАБАРСКОГО РАЙОНА

Основой для настоящей работы послужили материалы полевых исследований разрезов юры в Анабарском районе (р. Анабар и побережье Анабарской губы), проведенных комплексной группой литологов и биостратиграфов ИГиГ СО АН СССР в полевые сезоны 1974 и 1978 гг. Биостратиграфия этих наиболее полных на севере Сибири разрезов нижней и средней юры к настоящему времени детально изучена.

В разрезах вскрываются разнофациальные осадочные толщи. В одном случае осадконакопление шло в прибрежной зоне палеобассейна (разрез р. Анабар), в другом — синхронно приблизительно в 150 км от палеоберега (Анабарская губа) (рис. 1). Оба разреза детально скоррелированы между собой, некоторые интервалы — с точностью до зон [Стратиграфия..., 1976]. Отдельные участки разрезов (например, верхний плинсбах) сопоставлены еще более точно [Шурыгин, 1978а].

Эти два разреза и послужили объектом для сравнительного изучения слоевых ассоциаций (циклитов) в изохронных разнофациальных толщах нижней и средней юры на севере Сибири.

Общие принципы выделения и исследования породно-слоевых ассоциаций в реальных геологических разрезах освещены во многих работах [Трофимук, Карогодин, 1974, 1975, 1977; Карогодин, 1976]. Принципы и правила их выделения обсуждались на Всесоюзной конференции по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых в Новосибирске в 1975 г. [Трофимук, Карогодин, 1975], а также детально рассматривались и обсуждались во время все-союзных семинаров по цикличности осадконакопления на примере меловых и палеогеновых отложений Ферганской впадины, карбонатных пале-

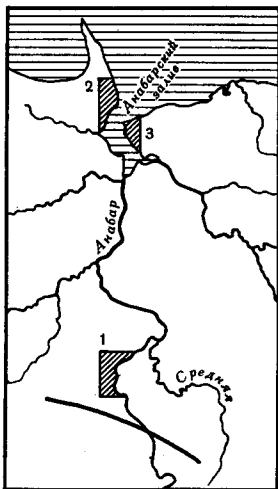


Рис. 1. Схема района исследования

— Обнажения юрских отложений: 1 — на р. Анабар, 2 — на западном берегу Анабарской губы, 3 — на восточном берегу Анабарской губы. Показана граница современного распространения юрских отложений

озойских отложений Эстонии, угленосных отложений Донбасса. Таким образом, в настоящее время накоплен немалый опыт по принципам и правилам выделения породно-слоевых ассоциаций (элементарных циклитов), а также циклитов более высокого ранга — мезоциклитов.

Выделение элементарных циклитов в реальных геологических разрезах основано на трех основных принципах: 1) непрерывность литолого-гранулометрического ряда; 2) характер границ между слоями; 3) двуединое (или кратное двум) строение циклитов.

Одним из правил выделения элементарных циклитов является детальное литологическое описание каждого породного слоя, независимо от его мощности.

Пользуясь этими структурными признаками, мы выделяем в разрезе элементарные слоевые системы, элементарные «кирпичики», которые необходимо классифицировать, сгруппировать с тем, чтобы строить «здание» (а точнее, понять, как устроено «здание» седиментационного бассейна).

Одним из основных признаков, положенных в основу классификации элементарных циклитов в терригенных отложениях, является направленность в изменении гранулометрического состава пород, что позволяет непосредственно в поле, в естественных обнажениях выделять четыре основных их типа [Трофимук, Карогодин, 1977]. В юрских отложениях восточной части Енисей-Хатангского прогиба встречаются только два из них. Первый тип характеризуется снизу вверх по разрезу уменьшением гранулометрического состава пород и назван п р о ц и к л и т о м. Второй тип характеризуется сначала уменьшением, а затем увеличением гранулометрического состава и назван п р о р е ц и к л и т о м. В качестве символической модели первого типа принят треугольник с вершиной вверх, а для второго типа — два треугольника, соединенные вершинами («песочные часы») [Трофимук, Карогодин, 1977].

Анализ типов циклитов в разрезах позволяет вывести еще одно правило — правило рядов, которое может быть сформулировано следующим образом. Циклиты различного типа встречаются в разрезах не в одиночку, не в разнობой, а обычно образуют непрерывные ряды, серии, закономерно сменяющие друг друга. Это эмпирически выведенное правило совершенно помогает в определении типов циклитов в разрезах с фрагментарной обнаженностью.

Для геологов-угольщиков элементарные циклиты являются главным объектом исследования. Для нефтяников при решении целого ряда теоретических и практических вопросов более важны циклиты рангом выше, т. е. мезоциклиты. Циклиты этого ранга часто выделяются инту-

итивно. В отличие от циклитов элементарного уровня здесь еще не сформулированы правила и принципы их выделения. Известно, что при выделении объектов одной природы, но разного ранга принципы и правила меняются. Попробуем так же, как и в предыдущем случае, сформулировать эти принципы. Их может быть несколько: 1) непрерывность закономерности ряда элементарных циклитов; 2) характер границы между циклитами; 3) непрерывность фациального ряда. Перейдя к объекту на ранг выше, мы используем признаки рангом выше: непрерывность не литолого-гранулометрического ряда, а элементарных циклитов (ЭЦКЛ); характер границы не между отдельными слоями, а между ЭЦКЛ [Трофимук, Карогодин, 1977].

В ряде случаев формальными структурными признаками трудно обойтись и вводится третий — фациальный признак, но в самом общем виде. Не обязательно точно определять фазию, важно выявить направленность, непрерывность или прерывистость фациального ряда. По этим принципам в разрезе мезозойских отложений выделены не только элементарные циклиты, но и их совокупности — мезоциклиты. Наряду с обычными качественными признаками для выделения циклитов использована методика количественной оценки терригенных пород.

Важность вопросов, которые решают исследователи цикличности осадконакопления, ставит перед ними задачу более точного, более объективного выделения мезоциклитов в разрезе, возможного только на количественной основе.

В работах М. А. Левчука [1976, 1977, 1978] был предложен метод перехода с качественной основы на количественную при выделении элементарных циклитов. По предложенной методике обработаны основные разрезы юрско-меловых отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба, что позволило уточнить положение границ выделенных ранее элементарных циклитов, определить относительную степень резкости границ и перейти к статистической обработке полученных данных.

Одним из главных признаков при выделении элементарных циклитов в терригенных отложениях является направленное изменение степени зернистости слагающего породы обломочного материала [Трофимук, Карогодин, 1977]. Для решения этой задачи использовались детальные полевые наблюдения, данные гранулометрического анализа пород и изучение шлифов. Для определения величины зернистости пород (Z) была использована формула, суммирующая размеры зерен с учетом их процентного содержания, результаты подсчетов по которой наиболее тонко фиксируют изменения в обломочной породе. При подсчете величины зернистости пород формула выглядит следующим образом: $Z = 1S_1 + 5S_2 + 10S_3 + 25S_4 + 50S_5 + 100S_6 \dots$ — при условии, что при гранулометрическом анализе пород выделяются фракции: 1) $< 0,01$, 2) $0,01—0,05$, 3) $0,05—0,1$, 4) $0,1—0,25$, 5) $0,25—0,5$, 6) $0,5—1$ мм..., где $S_1, S_2, S_3 \dots S_6$ — процентное (весовое) содержание фракции; цифровые значения, которые стоят перед процентным содержанием, отвечают максимальным размерам зерен соответствующих фракций, увеличенным в 100 раз для удобства подсчета значений [Левчук, 1976].

Значения Z мы получаем в условных единицах, которые при делении на 10 000 соответствуют абсолютной величине характеристики (усредненной по данной формуле) диаметра зерен, слагающих породу. Опыт пока-

зывает, что изменения по разрезу величин зернистости, полученных таким путем, находятся в полном соответствии с характером изменения литологических типов пород. Величина зернистости выступает как количественная мера, определяющая характер переходов между слоями. Разрывы в изменении этой величины определяют резкость границ между элементарными циклитами.

Для оценки более общих закономерностей в изменении гранулометрического состава пород на уровне мезоциклитов предложен метод сглаживания кривых, отражающих изменение величины зернистости элементарных циклитов [Левчук, 1977]. В данной работе шаг сглаживания был принят 10 м по мощности. Полученная сглаживанием кривая отражает более общие закономерности изменения величины зернистости пород по разрезу и позволяет наметить вполне определенные рубежи перелома усредненных (сглаженных) значений Z . Максимальные ее значения обычно соответствуют границам мезоциклитов, минимальные — их прогрессивным частям (см. рис. 2—4).

Как показывают наши исследования, которые проводились в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, мезоциклиты хорошо выделяются в разнофациальных типах разрезов и довольно уверенно прослеживаются во всем бассейне седиментации.

Наиболее детально и полно проанализирована в этом районе цикличность строения разрезов нижней и средней юры в береговых обрывах нижнего течения р. Анабар и на побережье Анабарской губы. Юрские отложения в этих разрезах представлены практически всеми ярусами нижней и средней юры. Разрез юрских отложений Анабарской губы наиболее полно представлен в биостратиграфическом объеме. Здесь выделяются нерасчлененные геттанг-синемюрские отложения; отложения, условно отнесенные к нижнему плинсбаху; верхнеплинсбахские и нижнетоарские, частично расчлененные до зон; отложения, условно относимые к верхнему тоару; ааленские, представленные обоими подъярусами; ниже- и верхнебайосские и, наконец, батские и келловейские, расчлененные до зон [Стратиграфия..., 1976].

Разрез юрских отложений в береговых обрывах р. Анабар начинается верхнеплинсбахской толщей, причем отсутствует, по-видимому, нижняя часть зоны *Amaltheus stokesi* [Шурыгин, 1978а]. Фрагментарно в этом разрезе представлены тоар, байос, бат и келловей, отсутствуют отложения аалена.

Исследуемые разрезы по изложенной выше методике расчленены на элементарные циклиты и мезоциклиты. В целом в ниже-среднеюрских отложениях выделяются и прослеживаются четыре мезоциклита (см. рис. 2—4). Первый выделяется в объеме геттанга — нижнего плинсбаха и представлен только в разрезе на Анабарской губе, второй — в объеме верхнего плинсбаха, третий — в объеме тоарааленского яруса и нижней части байоса, четвертый — в объеме байосского, батского и келловейского ярусов (до верхнего келловей). Последние три мезоциклита прослежены в обоих разрезах. Ниже приведена их характеристика.

ГЕТТАНГ-СИНЕМЮР-ПЛИНСБАХСКАЯ ТОЛЩА

Первый МЗЦКЛ в разрезе юры юго-восточной части Енисей-Хатангского прогиба выделяется в объеме геттанг-синемюр-плинсбахского ярусов [Левчук, 1977, 1978]. Он, возможно, имеет продолжение и в нижней части тоарского яруса, где предполагается выпадение из разреза зоны *Tiloniceras propinquum* нижнего тоара (время предкитербютского перерыва в осадконакоплении). Выделение первого МЗЦКЛ в таком объеме условно, поскольку на Анабарской губе, где нижняя часть юры представлена наиболее полно, значительный объем обнажения не мог быть изучен (закрыто), а на р. Анабар отложения геттанга — нижнего плинсбаха вообще отсутствуют.

На основании данных бурения и прослеживания в скважинах выделенных в этом районе свит [Сакс и др., 1978] можно предполагать, что рассматриваемый мезоциклит состоит из двух самостоятельных мезоциклитов. Первый из них представлен отложениями геттанг-синемюрского и нижнеплинсбахского ярусов. Это предположение тем более вероятно, что в других районах Хатангской впадины именно в низах верхнего плинсбаха (зона *Amaltheus stokesi*) происходит смена песчаных пород зимней свиты глинистыми аиркатской [Шурыгин, 1978б]. На р. Анабар условный второй юрский МЗЦКЛ начинается с верхнего плинсбаха (зона *A. stokesi*), с несогласием перекрывающего пермские отложения (рис. 2). К сожалению, в разрезе Анабарского залива пограничные слои верхнего плинсбаха и подстилающей толщи не наблюдались, что не позволяет однозначно говорить о существовании двух самостоятельных мезоциклитов, поэтому они показаны в разрезе Анабарского залива пока условно. Для более определенного решения этого вопроса необходимы исследования по другим разновозрастным отложениям Енисей-Хатангского седиментационного бассейна.

Анабарский залив

Описываемые отложения расчленены с разной степенью дробности. Толща в объеме пачек 1—6 мощностью 67 м отнесена к нерасчлененным геттанг-синемюрским отложениям. Окаменелости в толще редки, многочисленны лишь следы жизнедеятельности типа *Arctichnus* и *Rhizocorallium*.

Комплекс двустворок очень беден: *Pleuromya*, *Tancredia*, *Homomya* и др. В верхней части толщи обнаружены *Meleagrinnella* cf. *subolifex* Polub. и *Otapiria* sp. Аналогичные мелиагринеллы и отапирии известны из геттанг-синемюрских отложений Северо-Востока СССР [Стратиграфия..., 1976], что и послужило основанием для отнесения этих пачек к геттанг-синемюру. Вышележащая толща (пачка 7) плохо обнажена. Здесь обнаружены двустворки: *Harpax spinosus* (Sow.), *Myophoria*, *Tancredia*, *Homomya obliquata* и др. [Стратиграфия..., 1976]. Представители видов, определенных точно, а также весьма сходные с определенными в открытой номенклатуре двустворки известны и из верхнего плинсбаха. Однако нижняя граница верхнего плинсбаха проведена по конкреционному пласту в самой верхней части закрытого интервала на основании первых находок *Amaltheus* cf. *stokesi* Sow. и сопровождающих их *Harpax laevigatus*. Слабо обнаженная толща между этим конкреционным пластом и отложе-

I

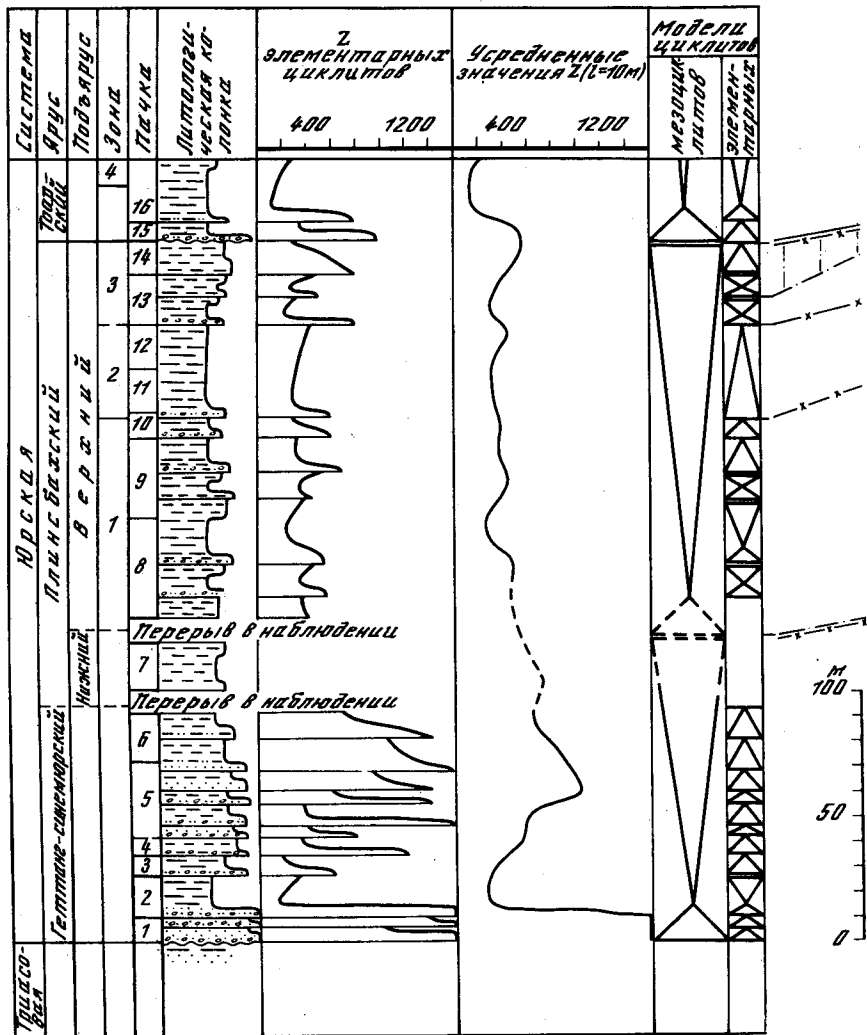
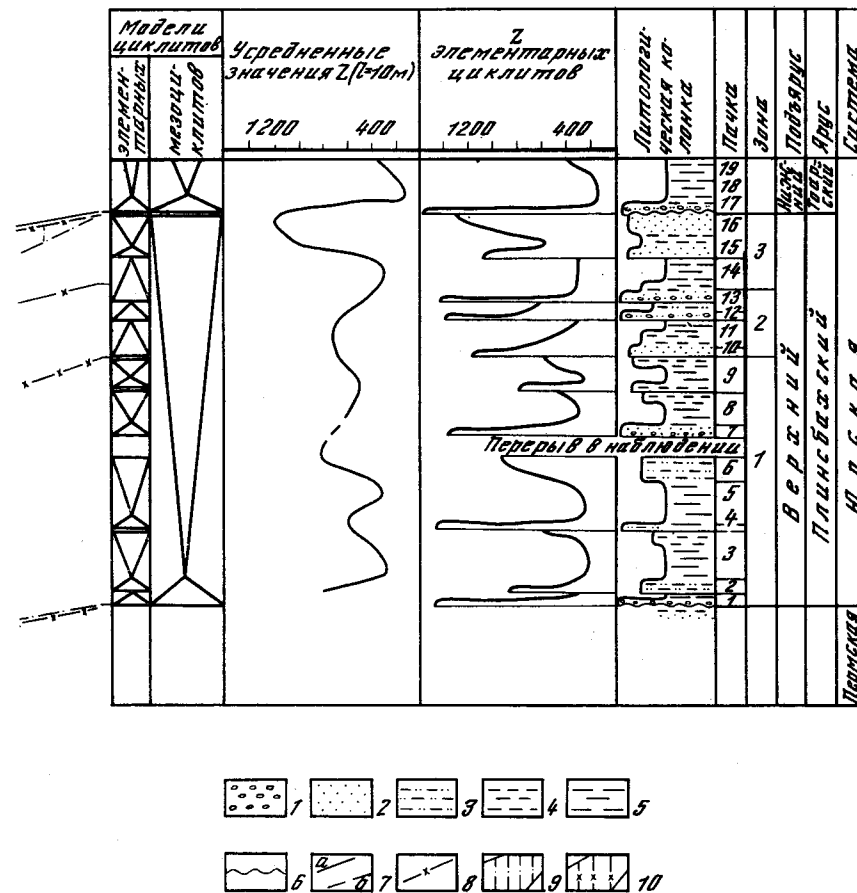


Рис. 2. Корреляция разрезов геттанг-плинсбахского мезоциклита

I — Анабарский залив; II — р. Анабар. 1 — конгломераты, галечники; 2 — песчаники; 3 — алевроиты песчанистые; 4 — алевролиты, алевроиты; 5 — аргиллиты, глины; 6—8 — границы; 6 — размывы и перерывы в осадконакоплении, 7 — циклитов (а — установленные, б — предполагаемые), 8 — биостратиграфические; 9, 10 — выпадение стратиграфических объемов в разрезе р. Анабар по данным: 9 — анализа циклитов, 10 — биостратиграфическим. Биостратиграфические зоны (в колонках): 1 — *Amaltheus stokesi*, 2 — *Amaltheus talrosei*, 3 — аналоги зоны *Amaltheus viligaensis*, 4 — *Dactyloceras athleticum*, 5 — *Zygodactylites monisteri*, 6 — *Tugurites tugurensis*, 7 — *Boreiocephalites pseudoborealis*, 8 — *Cranoccephalites vulgaris*, 9 — *Arctoccephalites elrgans*, 10 — *Arcticoceras kochi*, 11 — *Cadoceras elatmae*, 12 — *Longaevicearas kaysserlingi*, 13 — *Eboracicers subordinarium*

II



ниями геттанга-синемюра по положению в разрезе и комплексу двустворок, отличному от подстилающего, условно отнесена к нижнему плинсбаху.

Вышележащая толща в объеме пачек 8–14, отнесенная по находкам представителей *Amaltheus* к верхнему плинсбаху, хорошо охарактеризована двустворками. В нижней части преобладают *Harpax laevigatus* (Orb.), *H. spinosus* (Sow.), *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Homotya obliquata* Phill. и др. Смена комплексов двустворок происходит в пачке 10, в верхней части которой исчезают *Harpax spinosus* и появляются *Aguilerella* ex gr. *kedonensis* Polub., *Modiolus* sp., *Tancredia* aff. *kuznetsovi* Petr. [Стратиграфия..., 1976]. Немного выше в этот комплекс входят *Radulonectites*, характерные для зоны *Amaltheus talrosei* на Северо-Востоке СССР, *Nuculoma* и др. В слоях с *Harpax laevigatus* и *H. spinosus* обнаружены на разных уровнях *Amaltheus* sp. ind., а в низах — *Amaltheus* cf. *stokesi*. На основании этой находки они отнесены к зоне *Amaltheus*

stokesi. В слоях с *Radulonectites* найдены только *Amaltheus* sp. ind., однако комплекс двустворок чрезвычайно сходен с таковым, обнаруженным на р. Анабар совместно с комплексом аммонитов зоны *Amaltheus talrosei* [Стратиграфия..., 1976].

Вышеизложенное позволяет достаточно уверенно проводить границу зон *Amaltheus stokesi* и *Amaltheus talrosei* в пачке 10. Комплекс двустворок пачек 13—14 весьма своеобразен: в нем отсутствуют *Harpax* и широко представлены *Tancredia schiriaeви* Bodyl., *Meleagrinnella tiungensis* Petr., *Aguilerella* ex gr. *kedonensis* и др. В последнее время слои с аналогичным комплексом прослежены в Вилуйской синеклизе в отложениях зоны *Amaltheus viligaensis* и указаны в объеме этой зоны в схемах, принятых совещанием по уточнению и разработке унифицированных стратиграфических схем юры севера Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Однако точный стратиграфический объем слоев *Tancredia schiriaeви* и *Meleagrinnella tiungensis* пока не ясен; возможно, они отвечают неполному объему зоны *Amaltheus viligaensis*. Таким образом, в исследуемом разрезе граница между слоями с различными комплексами двустворок условно параллелизуется с границей зон *talrosei* и *viligaensis*.

Верхняя граница плинсбаха хорошо прослеживается на севере Сибири в подошве «китербютского горизонта» [Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1978б]. Однако в исследуемом разрезе под «китербютским горизонтом» имеется пачка алевритов (7 м) с *Meleagrinnella* cf. *substriata* (Munst.), известных на Северо-Востоке СССР из зоны *Narproceras falcifer* [Стратиграфия..., 1976].

Анализ распространения макро- и микрофауны в парагенетических плинсбах-тоарских слоях, закономерностей циклического строения толщи и особенностей генезиса слоев свидетельствует об отсутствии в разрезе, как и в большинстве других в этом районе, по крайней мере нижней зоны тоара *Tiloniceras proinquitum* [Шурыгин, 1978].

В описываемом интервале условно выделены два мезоциклита (см. рис. 2). Первый объемлет геттанг-нижнеплинсбахские отложения и представлен в основном алевритисто-глинистой толщей (пачки 1—7).

Прогрессивная часть мезоциклита представлена двумя элементарными проциклитами (5,6 и 2,5 м) и прогрессивной частью третьего проциклита. В основании каждого циклита прослеживается конгломератно-галечниковый слой (20—40 см), который выше по разрезу сменяется мелкозернистыми песчаниками, а в третьем циклите — тонкоотмученными глинами. Величина зернистости пород прогрессивной части МЗЦКЛ падает от 2000 до 136 усл. ед. Мощность прогрессивной части МЗЦКЛ около 13 м.

Регрессивная часть МЗЦКЛ представлена регрессивной частью предыдущего элементарного циклита, которая сложена тонкоотмученными черными глинами, зернистость которых вверх возрастает от 136 до 242 усл. ед. Общая мощность глин 25 м. Выше по разрезу регрессивная часть МЗЦКЛ состоит из элементарных проциклитов (15—13 м, пачки 3—6), представленных чередованием алевритов глинистых, глин алевритовых и песчаников мелкозернистых глинистых. В основании циклитов отмечаются скопления гальки и гравия. В толще встречаются также и отдельные рассеянные гальки. Величина зернистости пород увеличивается вверх по разрезу до 1000 усл. ед. и затем постепенно уменьшается до 600 усл. ед.

Между пачками 6 и 7 установлен перерыв в наблюдении, равный по мощности приблизительно 34 м (низкий берег закрыт снежником). В приливо-отливной зоне выходят только конкреционные пласты известковистого алеврита. Выше по разрезу обнажается пачка 7, относящаяся уже к нижнему плинсбаху и представленная алевритами глинистыми с углистыми прослоями. Величина зернистости пород 600—800 усл. ед. Между пачками 7 и 8 интервал разреза закрыт снежником и четвертичными отложениями, что по мощности составляет около 43 м (в зоне пляжа обнажаются только конкреционные пласты известковистого алеврита).

В верхней части этого закрытого интервала и обнаружены *Amaltheus* cf. *stokesi*, а соответственно и проведена граница между нижним и верхним плинсбахом, вблизи которой, возможно, проходит граница геттанг-синемюр-нижнеплинсбахского и верхнеплинсбахского МЗЦКЛ.

Таким образом, прогрессивную и начально-регрессивную части верхнеплинсбахского МЗЦКЛ в разрезе Анабарского залива мы не наблюдаем. Выше по разрезу регрессивная часть МЗЦКЛ (пачки 8—14) хорошо обнажена в береговых обрывах и представлена в основном алевритоглинистыми породами аиркатской свиты [Сакс и др., 1978]. Начиная с пачки 8 в разрезе установлены (снизу вверх) три про-рециклита, у которых в основании встречаются линзообразные скопления галек. Начально-прогрессивные и финально-регрессивные части представлены алевритом глинистым, а средняя часть циклитов выполнена глинами алевритистыми. Причем, по данным биофациального анализа, возможно отсутствие слоев, изохронных двум нижним про-рециклитам в разрезе на р. Анабар [Шурыгин, 1978а]. Затем выше по разрезу следует ряд из трех проциклитов (14, 6 и 27 м; пачки 9—12), в основании которых наблюдаются алевриты глинистые с линзообразным скоплением галек. Регрессивная половина циклитов представлена глинами алевритистыми. Величина зернистости пород 300—700 усл. ед. Причем тенденция к сокращению имеет перелом между вторым и третьим из них. Именно здесь, по данным биостратиграфии, и проводится граница зон *Amaltheus stokesi* и *Amaltheus talrosei*. Верхний в этой серии проциклит представляет зону *Amaltheus talrosei*, хотя верхняя граница этой зоны условная.

Регрессивная половина верхнеплинсбахского МЗЦКЛ заканчивается двумя про-рециклитами (10,5 и 11 м) и одним проциклитом (13,5 м). Прогрессивные части циклитов, соответственно, равны 2 и 3,5 м. В целом циклиты представлены алевритами мелкозернистыми со скоплениями галек в основании. Величина зернистости пород 250—700 усл. ед. Эта серия из двух про-рециклитов и проциклита представляет толщу, условно отнесенную к аналогам зоны *Amaltheus viligaensis* (см. выше). Аналогичные слои биостратиграфически прослеживаются и в разрезе на р. Анабар (см. рис. 2, 3). Однако анализ комбинаций элементарных циклитов предполагает сокращенный объем этих слоев на р. Анабар по сравнению с разрезом Анабарской губы, т. е. выпадение двух верхних циклитов. Если считать, что геттанг-синемюр-плинсбахский мезоциклит неделим, т. е. не распадается на два самостоятельных, то общая мощность его в разрезе Анабарского залива около 340 м с учетом пропусков в наблюдении, а верхнеплинсбахская его половина по мощности не превышает 180 м.

Р. Анабар

Разрез юрских отложений по р. Анабар составлен из 9 обнажений, которые исследовались в береговых обрывах от устья р. Буострая и до устья р. Содиemiхи. Многие обнажения частично перекрываются и дополняют друг друга. Они послойно скоррелированы путем детальных литологических и палеонтолого-тафономических наблюдений. Возможно, местами имеются перерывы в наблюдениях из-за слабой обнаженности в долинах притоков Анабара.

Детальная корреляция позволила составить достаточно полный сводный разрез юрских отложений на р. Анабар (см. выше).

Разрез начинается вторым (условным) юрским МЗЦКЛ, поскольку пермские отложения с угловым несогласием перекрываются отложениями верхнего плинсбаха (см. рис. 2).

Мезоциклит рассматривается в объеме верхнего плинсбаха (пачки 1—16) и перекрывается «китербютским горизонтом» с выпадением из разреза, как указывалось выше, аналогов зоны *Tiltoniceras propinquum* и, возможно, верхов верхнего плинсбаха.

В целом рассматриваемая толща довольно детально расчленена (до зон). Более того, биофациальный анализ, прослеживание палеосукцессий бентоса позволяют предположить и более дробные сопоставления отдельных интервалов разреза [Шурыгин, 1978а]. В рассматриваемой части разреза установлены три комплекса двустворок.

Нижний (пачки 1—9) характеризуется многочисленными *Harpax laevigatus* (Orb.), *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Homomya obliquata* (Phill.), *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuchk.) и др., причём *Eopecten* встречены уже в первой пачке, а *Harpax*, *Myophoria* и др. — в 6 м от подошвы толщи. С этим однородным комплексом двустворок в пачке 6 встречены *Amaltheus* sp. ind., а в основании пачки 9 — *Amaltheus* cf. *stokesi* Sow. [Стратиграфия..., 1976].

Слои с *Eopecten* ex gr. *viligaensis* и аналогичными составляющими комплекса двустворок известны на Северо-Востоке СССР с комплексом аммонитов зоны *Amaltheus stokesi* [Решения..., 1978]. Вышеизложенное дает основание с уверенностью параллелизовать пачки 1—9 разреза р. Анабар с зоной *Amaltheus stokesi*.

Пачки 10—13 содержат комплекс аммонитов в сопровождении комплекса двустворок с *Harpax laevigatus* (Orb.), свидетельствующие о присутствии зоны *Amaltheus talrosei* [Стратиграфия..., 1976].

Слои с *Tancredia schiriaevi* Bodyl. и *Meleagrinnella tiungensis* (пачки 414—16), как отмечалось выше, условно параллелизуются с зоной *Amaltheus viligaensis*. Отложения верхнеплинсбахского МЗЦКЛ в разрезе р. Анабар представлены песчанисто-глинисто-алевроитовой толщей (пачки 1—16). Толща изобилует галечными прослоями, редкими валунами, кусками обугленной древесины, углистыми прослоями, свидетельствующими о прибрежно-морском генезисе осадков.

В основании МЗЦКЛ выделяется проциклит (6,2 м) с хорошо выраженным базальным слоем, который представлен плохо отсортированным песчаником («мусорная порода») с разнообразной и хорошо окатанной галькой. Базальный слой и глины в его верхней части образуют первый проциклит МЗЦКЛ.

Выше по разрезу установлены два довольно крупных про-рециклита. Первый соответствует пачкам 2 и 3, второй — пачкам 4—6. Мощность первого 26 м, а видимая мощность второго — 29,5 м. Прогрессивные части циклитов представлены песчаником алевроитовым, который постепенно сменяется в разрезах глинами алевроитистыми. Мощность прогрессивных частей циклитов приблизительно одинакова — около 7,5 м. Регрессивные части циклитов представлены постепенной сменой в разрезе глин алевроитистых глинами алевроитовыми в первом циклите и алевроитами крупнозернистыми песчанисто-глинистыми во втором.

Выше по разрезу после небольшого по мощности перерыва в наблюдении между обнажениями установлены еще два про-рециклита мощностью 17,5 и 11,5 м. Первый включает в себя пачки 7 и 8, второй — пачку 9.

Прогрессивная часть первого циклита (8 м) представлена постепенной сменой песчаников алевроито-глинистых с галькой в его основании глинами алевроитистыми. Регрессивная половина циклита представлена глинами алевроитовыми, которые в верхней части циклита сменяются алевроитом глинистым. Прогрессивная часть второго циклита (3,5 м) представлена в основании алевроитом крупнозернистым, постепенно переходящим в глины алевроитистые, которые в регрессивной части циклита сменяются алевроитом крупнозернистым глинистым. В кровле последнего про-рециклита описываемой серии довольно уверенно (см. выше) проводится граница зон *Amaltheus stokesi* и *Amaltheus viligaensis*.

Выше по разрезу устанавливаются три проциклита (15,5; 5,5 (видимая) и 15 м). Первый включает в себя пачки 10 и 11, второй — 12 и нижние 4 м пачки 13 и третий — верхнюю часть пачки 13 и пачку 14. Нижняя часть первого проциклита представлена песчаником глинисто-алевроитовым (пачка 10), верхняя — алевроитами глинистыми, к кровле сменяющимися глинами алевроитистыми. Второй проциклит в обнажении, возможно, представлен не полностью, а присутствует только его нижняя часть, и имеет поэтому несколько сокращенную мощность по сравнению с ниже- и выше-лежащими проциклитами. Он представлен в разрезе алевроитами песчанисто-глинистыми с горизонтами галек, линзочками угля, кусочками древесины. Сходные породы мы наблюдаем в отложениях верхнего плинсбаха на правобережье р. Яков и у уреза воды. Третий проциклит в нижней своей части представлен конгломерато-галечным слоем (0,5 м), выше которого интервал около 0,5—2 м закрыт и после которого в разрезе обнажаются алевроитовые глины верхней части проциклита. Внутри проциклита проводится верхняя граница зоны *Amaltheus talrosei*. Основой для ее проведения служат смена комплексов двустворок, появление комплекса с *Tancredia schiriaevi* и *Meleagrinnella tiungensis*. Положение как биостратиграфической, так и границы циклитов весьма условное, что связано с плохой обнаженностью пограничных слоев.

Выше по разрезу установлен про-рециклит (пачки 15 и 16) мощностью около 17 м. Прогрессивная часть (5 м) циклита представлена песчаниками мелкозернистыми, которые постепенно переходят в алевроиты глинистые. Регрессивная часть (9 м) циклита представлена песчаником, песком мелкозернистым с мелкой галькой, кусками древесины. Описанный про-рециклит отвечает слоям с *Tancredia schiriaevi* и *Meleagrinnella tiungensis*, хорошо прослеживаемым и в разрезе на Анабарской губе. Однако, судя

по цикличности строения этих, вероятно изохронных в обоих разрезах, интервалов, в разрезе р. Анабар эти слои представлены не в полном объеме (рис. см. 2).

Выше залегают тоарские отложения «китербютского горизонта».

ТОАР-ААЛЕНСКАЯ ТОЛЩА

Третий юрский мезоциклит выделяется достаточно четко. Нижнюю границу его фиксирует перерыв, прослеженный на большой территории в подошве «китербютского горизонта» [Шурыгин, 19786]. Мезоциклит включает в себя тоарскую и ааленскую толщи и, вероятно, низы байоса, практически не отличимые от подстилающей толщи (т. е. верхи) арангастахской свиты [Сакс и др., 1978]. В разрезе на р. Анабар мезоциклит сильно сокращен: из разреза выпадают ааленские отложения и часть тоара [Стратиграфия..., 1978].

Анабарская губа

* Стратиграфическое расчленение описываемой толщи в разрезе Анабарской губы неоднородно. В верхах «китербютского горизонта» (пачка 16) обнаружены *Dactyloceras* sp. ind., а в верхней части вышележащей толщи (пачки 17 и 18) — *Dactyloceras commune* Sow. [Стратиграфия..., 1976]. Причем комплексы двустворок и белемнитов однородны по всей толще и характерны для нижнего тоара. Среди двустворок основной фон составляют *Dacryomya inflata* (Ziet.) и *Tancredia bicarinata* Schug., а среди белемнитов — *Catateuthis* spp., *Passaloteuthis* spp., *Brachibelus* spp. Таким образом, имеются все основания для отнесения толщи в объеме пачек 17, 18 и, возможно, верхней части «китербютского горизонта» к зоне *Dactyloceras athleticum* нижнего тоара [Стратиграфия..., 1976].

Под «китербютским горизонтом» обнаружены *Meleagrinnella* cf. *substriata* (Munst.), а в его подошве — белемниты *Acrocoelites trisulcosus* (Simps.), *A. triscissus* (Jan.) и др. [Стратиграфия..., 1976]. Подобный комплекс белемнитов свойствен на севере СССР, скорее, для зоны *Naugoceras falcifer*, а двустворки характерны для зоны *Naugoceras falcifer* в разрезах Омолонского массива, где нижний тоар наиболее дробно расчленен. Вышеизложенное дает основание предполагать присутствие в разрезе Анабарской губы аналогов зоны *Naugoceras falcifer* [Шурыгин, 19786].

В пачке 19 комплекс двустворок отличен от подстилающего. Для него характерны *Pseudomytiloides jacuticus* Petr., *Modiolus numismali* (Orb.), *Meleagrinnella sparsicosta* (Petr.) и др. Происходят изменения и в комплексе белемнитов. Здесь преобладают [Стратиграфия..., 1976] представители *Nannobelus*, *Clastoteuthis*, появляются *Parahastites*. Положение слоев с аналогичными комплексами двустворок и белемнитов до сих пор весьма спорно. По находке в подошве пачки *Zugodactylites* ex gr. *braunianus* (Orb.) в разрезе Анабарской губы они отнесены к зоне *Zugodactylites monistieri* [Стратиграфия..., 1976].

Вышележащая толща (пачки 20, 21) не охарактеризована аммонитами. Однако здесь различаются два комплекса двустворок и белемнитов.

В нижней пачке намечается некоторое обновление комплекса двустворок (*Dacryomya jacutica* Petr., *Lucina* sp., *Pleuromya*) и более четкое — белемнитов: преобладают представители рода *Hastites* [Стратиграфия..., 1976].

В верхней пачке (21) появляются *Arctotis marchaensis* (Petr.) и к ней же привязывается находка *Pseudolioceras* sp. ind. (cf. *maclintocki* Haugt.).

По находке ааленского аммонита и появлению *Arctotis*, ааленский возраст которых в последнее время как будто бы не встречает возражений, пачка 21 отнесена к нижнему аалену [Стратиграфия..., 1976]. Более того, в разрезе предполагается отсутствие верхних слоев нижнего аалена, для которых характерно появление *Mytiloceras*, поскольку вышележащая толща содержит комплекс двустворок и аммонитов заведомо верхнеааленских [Захаров, Шурыгин, 1978a].

Пачка 20 по некоторому своеобразие комплексов макрофауны и по положению в разрезе условно отнесена к верхнему тоару (?) [Стратиграфия..., 1976].

Толща в объеме пачек 22—25 над хорошо различимой поверхностью размыва в основании содержит своеобразные комплексы двустворок и белемнитов, в 16 м от подошвы и выше сопровождающиеся *Tugurites* ex gr. *whiteavesi* (White).

В полностью обновленном комплексе двустворок с самой подошвы присутствуют *Mytiloceras* ex gr. *elegans* (Kosch.), *Arctica humiliculminata* Schug., *Arctotis lenaensis* Lah., а чуть выше — *Mytiloceras jurensis* и др., среди белемнитов преобладают *Hastites* spp., *Sachsibelus* spp., *Pseudodicoelites*. Такая характеристика комплекса не вызывает сомнения в принадлежности этой толщи к верхнему аалену [Стратиграфия..., 1976]. Не исключена возможность, что самая верхняя часть ее с *Mytiloceras jurensis* (Kosch.), *M. nudus* (Vor.) и др. уже нижебайосская, хотя находки аммонитов почти в самых верхах этой толщи как будто бы опровергают подобное мнение. Следует отметить, что пограничные слои верхнего аалена и нижнего байоса вообще слабо различимы. Только находки *Tugurites fastigatus* и других заведомо байосских аммонитов могут свидетельствовать о байосском возрасте. Комплексы двустворок верхов аалена и низов байоса не различимы и повсеместно рассматриваются как единый комплекс. Он сменяется, заведомо, байосским комплексом с *Mytiloceras lucifer* (Eichw.), который, как будто бы бесспорно, не древнее зоны *Otoites sausei* [Стратиграфия..., 1976]. Таким образом, в рассматриваемом разрезе нижняя граница байоса условна.

Вышележащая толща (пачка 26 и выше) отнесена к нижнему байосу по находкам с самой подошвы *Mytiloceras lucifer* (Eichw.), широко распространенных в бореальном бассейне начиная с зоны *Otoites sausei* [Стратиграфия..., 1976].

Мезоциклит, выделенный в описанном объеме, в нижней своей части представлен глинистыми породами, которые известны в регионе под названием «китербютский горизонт» (пачка 16) и прослеживаются далеко за пределами рассматриваемой территории [Шурыгин, 19786]. Величина зернистости пород минимальная — около 120 усл. ед. Выше по разрезу породы становятся более грубыми и представлены в основном переслаиванием алевролитов глинистых и глин алевритовых. Возрастание величины

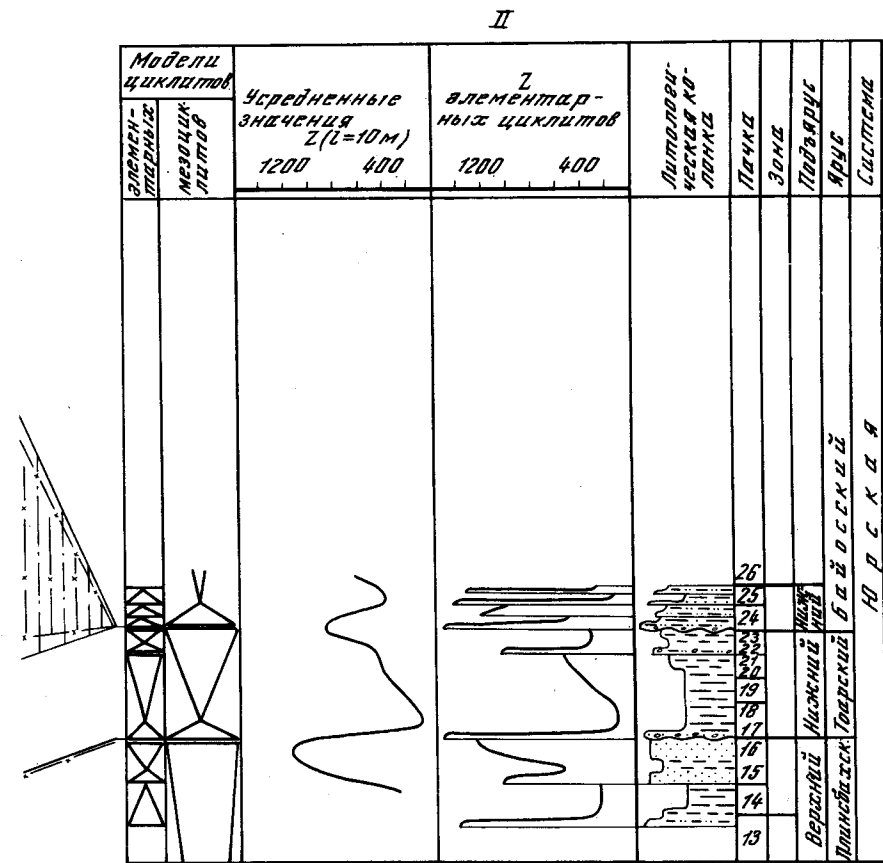
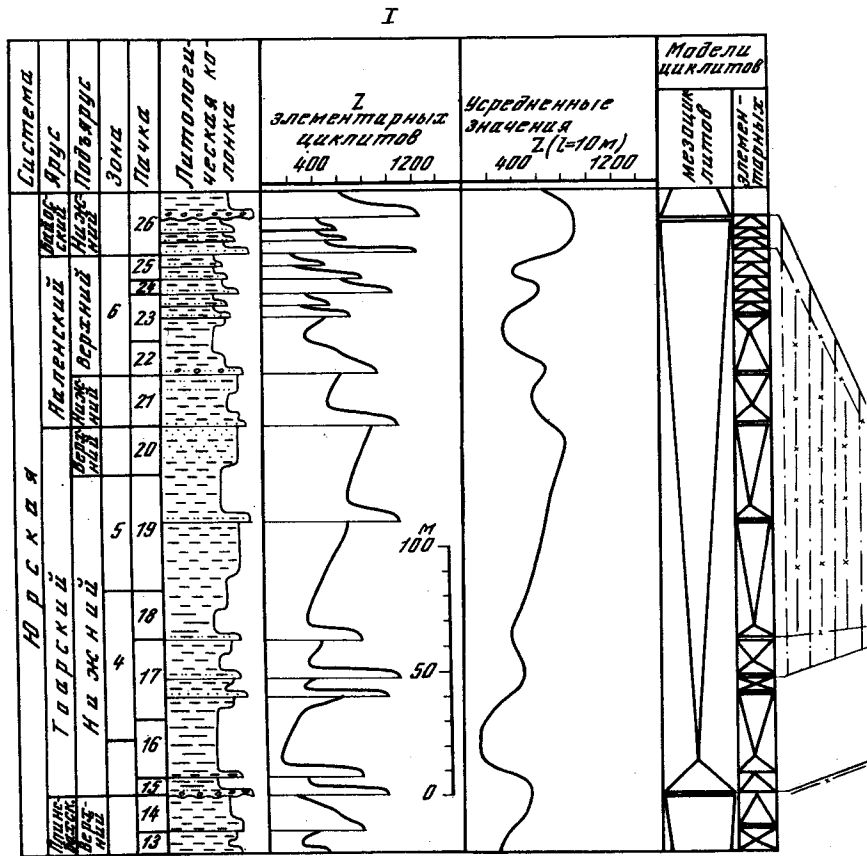


Рис. 3. Корреляция разрезов тоар-ааленского мезоциклита
Условные обозначения см. на рис. 2

зернистости пород снизу вверх по разрезу продолжается до пачки 20 включительно и достигает величины 800 усл. ед. по сглаженной кривой, а затем несколько уменьшается в регрессивную фазу, что может быть связано с некоторым сокращением акватории бассейна, образованием лагун и т. д. Финально-регрессивная часть МЗЦКЛ (верхний тоар — низы байоса) представлена в основном глинисто-алевритовой толщей с редкими прослоями песчаников (пачки 21—25, низы пачки 26).

В основании МЗЦКЛ выделен проциклит мощностью 5 м (пачка 15), который представлен в своем основании крупнозернистым алевритом (2,4 м), а верхняя его половина представлена глинами алевритистыми. Граница с нижележащими породами довольно резкая и отчетливая. На границе с предыдущим мезоциклитом отмечается перемычная зона и по биостратиграфическим данным устанавливается выпадение зоны *Tiloniceras propinquum*.

Выше по разрезу выделен про-рециклит мощностью 33 м (пачка 16), который в основном представлен глинами «китербютского горизонта».

По данным величины зернистости пород циклита, самые тонкие глины отмечаются в 4 м от основания, таким образом прогрессивная часть МЗЦКЛ составляет 9 м. В основании рассматриваемого элементарного циклита алеврит крупнозернистый глинистый (около 0,4 м), который выше по разрезу сменяется глинами. В регрессивной части циклита отмечается постепенное увеличение количества алевритового материала и верхние 4,5 м циклита представлены уже алевритами глинистыми. В верхней части (8—10 м) появляются первые *Dactyomyia inflata*, и здесь проводится нижняя граница зоны *Dactyloceras athleticum* (см. выше).

Выше по разрезу выделены два про-рециклита мощностью 7,5 и 13 м (пачка 17). Прогрессивная часть циклитов представлена в первом циклите песчаником мелкозернистым глинистым (1 м), во втором — алевритом крупнозернистым глинистым (2 м). Регрессивные части циклитов представлены алевритом мелкозернистым глинистым. Комплексы двустворок из этой части разреза весьма сходны с таковыми верхней части тоара на р. Анабар (см. ниже). Анализ стратиграфического распространения

двустворок и тафономических характеристик ориктоценозов позволяет предполагать отсутствие аналогов всей вышележащей тоарской толщи р. Анабар. Характер цикличности этого интервала разреза предполагает несколько большее выпадение, т. е. в разрезе р. Анабар сохраняется только один про-рециклит над «китербютским» (рис. 3).

Над описанными циклитами установлены два довольно крупных про-рециклита, которые охватывают объем пачек 18—20. Первый из них мощностью 46, второй — 39 м. Прогрессивные части циклитов соответственно равны 3 и 4 м и представлены алевритом крупнозернистым глинистым. Регрессивные части циклитов представлены переслаиванием мелко- и крупнозернистых алевролитов в первом циклите и алевролитов и мелкозернистых песчаников во втором. В регрессивной части первого из них происходит смена комплексов макрофауны и проводится граница двух верхних зон нижнего тоара. Финально-регрессивная часть второго рассматривается условно в объеме верхнего тоара. Цикличность строения рассматриваемого интервала разреза весьма ярко выражена на восточном берегу Анабарского залива.

Выше по разрезу установлены еще два про-рециклита. Первый из них отвечает пачке 21 и представлен в основании слоем песчаника (4 м), который выше по разрезу сменяется алевритом мелкозернистым глинистым, а затем алевритом крупнозернистым. Второй про-рециклит (пачка 22, нижние 9 м пачки 23) в нижней части представлен слоем песчаника с галькой (3 м), который в разрезе сменяется алевритами, затем глинами и в верхней части опять алевритами. По сравнению с предыдущими циклитами он имеет резко увеличенную по мощности прогрессивную половину (15 м). В подошве этого «аномального» в рассматриваемом ряду циклита проводится граница нижнего и верхнего аалена. Причем из разреза выпадает верхняя часть нижнего аалена («митилоцерамовые» слои нижнего аалена) (см. выше).

Выше по разрезу установлен ряд проциклитов (верхняя половина пачки 23, пачки 24, 25 и нижняя половина пачки 26), которые по направленности изменения величины зернистости пород группируются в более крупные циклиты (см. рис. 3). Сначала первые два, затем следующие три и последние три образуют проциклиты более крупного ранга, которые по направленному изменению мощности (11, 16 и 17,5 м) характеризуют регрессивный ряд мезоциклита. Вторая серия, возможно, соответствует верхней части верхнего аалена (слои с *Erycitoides*). Между второй и третьей сериями по биостратиграфическим данным проводится граница аалена и байоса. Однако не исключено, что границу аалена и байоса следует проводить между первой и второй сериями, поскольку определение *Erycitoides*? весьма условно, а последовательность комплексов двустворок, скорее, свидетельствует об этом предположении.

Р. Анабар

Рассматриваемый МЗЦКЛ в разрезе р. Анабар представлен только отложениями тоарского яруса (пачки 17—23). Стратиграфический объем рассматриваемого мезоциклита по сравнению с разрезом на Анабарской губе сильно сокращен. Нижняя его часть представлена «китербютским

горизонтом», стратиграфический объем которого обсуждался выше. Распределение двустворок, микрофауны и спорово-пыльцевых спектров в «китербютском горизонте» неоднократно обсуждалось и наряду с остальными характеристиками позволяет считать его прекрасным маркером на всей территории Анабар-Хатангского района [Стратиграфия..., 1976; Сакс и др., 1978; Шурыгин, 1978; и др.]. Тоарская толща, перекрывающая «китербютский горизонт», в этом разрезе содержит комплексы двустворок и белемнитов, свойственные нижнему тоару, причем, скорее, зоне *Dactyloceras athleticum* (см. выше). Среди двустворок здесь преобладают *Dacryomya inflata* (Ziet.) и *Tancredia bicarinata* Schurg., а из белемнитов встречены *Brachybelus kirinae* Sachs, *Passaloteuthis tolli* Pavl., *Catateuthis* sp. [Стратиграфия..., 1976]. Характеристика комплексов двустворок и белемнитов и характер ориктоценозов позволяют установить не только отсутствие верхнего и верхней зоны нижнего тоара, но и, вероятно, верхней части аналогов зоны *Dactyloceras athleticum* (см. рис. 3).

Анализ циклического строения толщи свидетельствует о еще большем сокращении стратиграфического объема по сравнению с разрезом Анабарской губы (см. рис. 3). В целом МЗЦКЛ представлен тонкоотмученными глинами «китербютского горизонта» (пачки 17 и 18), которые с размывом перекрывают верхнеплинсабахские отложения. Выше по разрезу в глинах увеличивается количество алевритового и песчаного материала. Общая мощность МЗЦКЛ 4 м.

В разрезе отчетливо выделяются два про-рециклита мощностью 34 и 11 м. В основании первого циклита выделяется маломощный базальный слой (0,3 м) серого слабоуплотненного песчаника, величина зернистости которого достигает 1600 усл. ед., с редкой галькой, который выше по разрезу переходит в глины «китербютского горизонта». Прогрессивная часть МЗЦКЛ (9 м) определена по минимальной величине зернистости пород (140 усл. ед.). Регрессивная часть первого циклита представлена глинами алевритовыми, которые в разрезе сменяются алевритами глинистыми. Второй циклит в основании представлен алевритом крупнозернистым глинисто-песчаным, который выше по разрезу сменяется алевритовыми глинами.

БАЙОС-КЕЛЛОВЕЙСКАЯ ТОЛЩА

Четвертый юрский мезоциклит выделяется в объеме байосского, батского и неполного келловейского ярусов. Верхняя граница МЗЦКЛ в разрезе Анабарской губы проходит в пачке 45, в которой обнаружены как нижне-, так и среднекелловейские аммониты (зона перемыва) [Стратиграфия..., 1976]. Верхнекелловейская толща (пачки 46, 47) входит уже в следующий мезоциклит.

В разрезе р. Анабар верхняя граница мезоциклита совмещается с границей перерыва между нижне- и верхнекелловейскими отложениями. А следующий мезоциклит начинается с подошвы зоны *Eboaceras subordinarium*.

Анабарская губа

Байос-келловейские отложения разреза Анабарской губы к настоящему времени детально расчленены [Стратиграфия..., 1976; Меледина, 1973; и др.]. Толща в объеме пачек 26—29 отнесена к байосу. Здесь различаются два комплекса двустворок. Нижний, с самой подошвы, охарактеризованный *Mytiloceras lucifer*, — нижебайосский (см. выше), сюда же привязывается найденный в осыпи *Stephanoceras* (?) sp. В верхней части разреза (пачки 28, 29) намечается обновление комплексов, появляются *Paramegateuthis*, *Mytiloceras* ex gr. *porrectus* (Eichw.), *M. kystatymensis* (Eichw.), *Solemya strigata* Lah. и др. Обновление комплексов дает основание считать эти пачки верхнебайосскими, тем более что подобный комплекс митилоцерамов в настоящее время повсеместно рассматривается не древнее позднего байоса [Стратиграфия..., 1976].

Значительные изменения в комплексе макрофауны происходят на границе пачек 29 и 30. Появляются *Musculus czekanovskii* (Lah.), *Malletia valga* Schur., *Tancredia subtilis* Lah., *Homomya obscondita* Kosch. и др., одновременно появляются новые виды белемнитов: *Paramegateuthis manifestata* Naln., *P. ishmensis* (Gust.). Комплекс пачек 30 и 32 однообразен, а в пачке 32 встречены *Boreiocephalites pseudoborealis* Meled., определяющие верхнюю зону нижнего бата. На основании вышеизложенного пачки 30—32 отнесены к нижнему бату [Стратиграфия..., 1976].

В пачке 33 близ основания обнаружены *Cylindroteuthis* (C.) *spathi* Sachs et Naln., *Pachyteuthis* (P.) *optima* Sachs et Naln., нижняя граница стратиграфического распространения которых — это граница нижнего и среднего бата. Комплекс двустворок существенно не изменяется. Выше (пачка 34) слои с аналогичным комплексом макрофауны насыщены раковинами *Cranocephalites* spp., что дает основание проводить границу нижнего и среднего бата по подошве пачки 33 [Стратиграфия..., 1976].

Вышележащая толща верхнего бата содержит своеобразный комплекс двустворок с *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Isignomon isognomonoides* (Stahl), *Mytiloceras* aff. *tuchkovi* и др. и с самой подошвы насыщена остатками аммонитов *Arctoccephalites* spp., *Oxycerites jugatus* Ersch. et Meled. Многочисленные находки аммонитов позволяют не только точно установить зону *Arctoccephalites elegans*, но и расчленить эти отложения до подзон [Меледина, 1973; и др.]. В пачке 37 происходит смена комплексов белемнитов и двустворок. Для комплекса белемнитов пачек 37—41 характерны *Pachyteuthis bodylevskii* Sachs et Naln., *P. tschernyschevi* Grimh., в комплексе двустворок — *Mytiloceras* aff. *sobopolensis* (Kosch.), *M. tschubukulachensis* (Kosch.), *Meleagrinnella ovalis* (Phill.) и полностью исчезают *Arctotis*. В пачке 37 (5 м) вблизи подошвы на восточном берегу Анабарской губы найден *Pseudocadoceras* sp. (cf. *mundum* Sason.), а в низах аналогичной пачкам 37—38 толщи на западном берегу Анабарской губы встречен *Arcticoceras* sp. juv. Находки этих аммонитов и послужили основанием для проведения границы бата и келловей по подошве пачки 37 [Стратиграфия..., 1976; Меледина, 1977].

Комплекс двустворок толщи в объеме пачек 42—44 не содержит *Mytiloceras*, а к нижней пачке 42 привязывается находка *Catacadoceras* cf. *ognevi* Bodyl. В пачках 43 и особенно 44 многочисленны *Cadoceras*

spp. Находки аммонитов свидетельствуют о принадлежности пачек 42—44 к зоне *Cadoceras elatmae* [Меледина, 1977].

Пачка 45 несет следы перемыва. Здесь совместно обнаружены как аммониты, характеризующие верхнюю зону нижнего келловей (*Cadoceras emelianzevi* Vog., *Cadoceras* spp. и др.), так и средний келловей (*Erymnoceras* sp.). Следовательно, пачка 45 считается ниже-среднекелловейской [Стратиграфия..., 1976].

Непосредственно выше нижней границы пачки 46 и в пачке 47 обнаружены изобильные *Longaeviceras* spp., что позволяет уверенно проводить нижнюю границу верхнего келловей по подошве пачки 46 [Меледина, 1977].

В неполном объеме описанной толщи в разрезе юры на Анабарской губе выделяется четвертый юрский МЗЦКЛ (рис. 4). Нижняя граница его приблизительно совпадает или проходит чуть выше границы слоев с *Mytiloceras lucifer*, а верхняя проводится по перемывной пачке 45. Следует отметить, что в самую верхнюю финально-регрессивную часть МЗЦКЛ попадают отложения зоны *Cadoceras elatmae*. Однако в целом в бореальном бассейне во время *Cadoceras elatmae* фиксируется трансгрессия. Именно на этом этапе келловей по всему бореальному бассейну отмечается максимальное смешение арктических и более южных фаун, представители *Cadoceras* широко расселяются и проникают далеко на юг. Одновременно происходит перестройка сообществ двустворок за счет внедрения в арктическую биоту новых для нее элементов. В связи с трансгрессией именно к этому уровню и приурочена во многих районах на севере Сибири смена существенно песчаных пород верхней части юрэнгтумусской свиты глинистыми породами точинской свиты [Шурыгин, 19786]. Такое противоречие картины цикличности и общей палеогеографии можно объяснить дифференциацией тектонических движений на отдельных участках Арктического бассейна, усилившейся в поздней юре [Захаров, Шурыгин, 19786] и искажающей общую картину цикличности.

В целом мезоциклит в нижней своей части (верхняя половина пачки 26) представлен алевритами песчанистыми с хорошо выраженным базальным слоем слабо известковистого песчаника (1,7 м) с галькой, гравием и редкими валунами.

Выше по разрезу алевриты сменяются темно-серыми глинами (пачки 27 и 28) общей мощностью около 73 м, которые затем сменяются мелкозернистыми алевритами (пачки 29—35). Финально-регрессивная часть мезоциклита представлена в основном алевритами крупнозернистыми песчанистыми (пачки 36—46) (верхи верхнего бата — нижний келловей), в которых выделяются две более глинистые пачки (38 и 41).

Общая мощность МЗЦКЛ 325 м, а его прогрессивной части ориентировочно около 27 м. Изменение величины зернистости пород МЗЦКЛ оценивается условно из-за отсутствия данных гранулометрического анализа пород, но при этом учитывается сравнительная характеристика с аналогичными породами этого разреза (см. рис. 4).

По сглаженным значениям величины зернистости пород довольно отчетливо выделяется прогрессивная часть МЗЦКЛ (изменение зернистости пород от 900 до 200 усл. ед., а затем постепенное ее увеличение вверх по разрезу до 1200 усл. ед.). Как и в предыдущем циклите в финально-регрессивную фазу МЗЦКЛ наблюдаются отдельные анома-

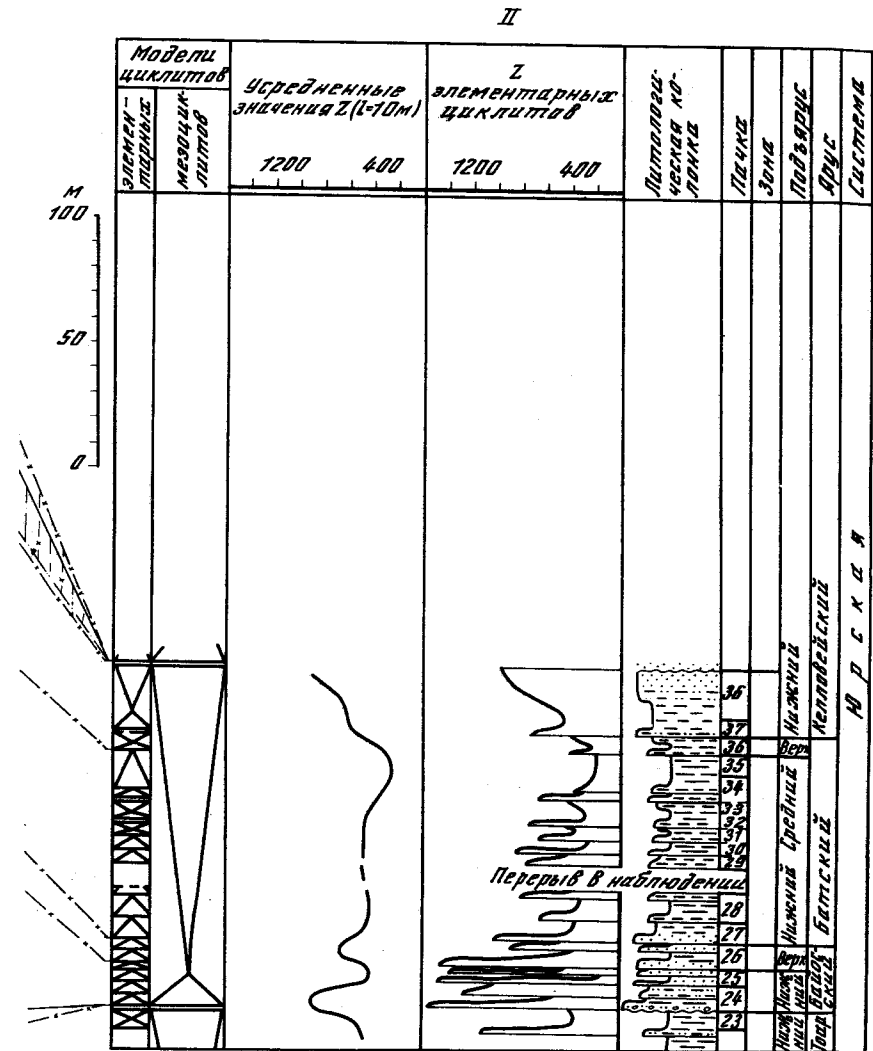
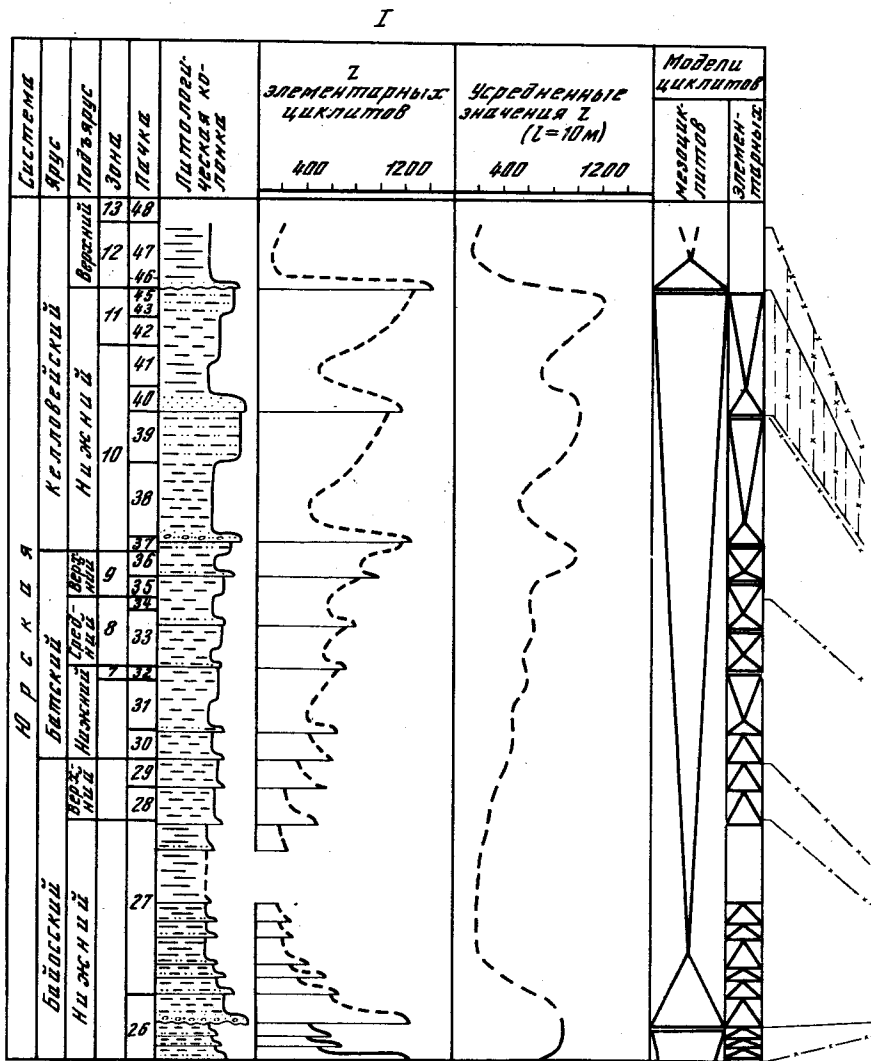


Рис. 4. Корреляция разрезов Байос-келловейского мезоциклита
Условные обозначения см. на рис. 2

лии зернистости пород на общем регрессивном фоне, вызван-
ные присутствием в разрезе отдельных пачек более глинистых пород.

В прогрессивной части МЗЦКЛ выделен ряд проциклитов, для которых
характерно уменьшение мощности вверх по разрезу (11, 7,1 и 5,5 м).
Менее грубыми и менее мощными становятся прогрессивные части
элементарных циклитов, что является весьма характерным признаком
начально-прогрессивной части мезоциклита.

Выше по разрезу, в глинах пачки 27 хорошо выделяются проциклиты,

в основании которых залегают маломощные (до 20 см) прослои алевритов
с гравием и редкой галькой, постепенно сменяющиеся тонкоотмученными
глинами. К сожалению, нами наблюдалась только нижняя часть байосской
глинистой толщи, так как верхняя ее часть сильно задернована в берего-
вом обрыве.

После перерыва в наблюдении выше по разрезу в отложениях байоса
выделены еще три проциклита, которые представлены мелкозернистыми
аледритами, а в основании — крупнозернистым алевритом (пачки

28—30). Описанная серия проциклитов охватывает байосские отложения и завершается в раннем бате (см. рис. 4).

Отложения батского яруса представлены четырьмя про-рециклитами, мощность которых уменьшается вверх по разрезу (26, 17, 17 и 14 м), а величина зернистости пород возрастает (пачка 31—37). Циклиты представлены в нижней части алевритами крупнозернистыми песчано-глинистыми, в средней — алевритами мелкозернистыми, глинистыми, в верхней — алевролитами крупнозернистыми слабоглинистыми. Нижний в этой серии про-рециклит соответствует нижнему бату, остальные — среднему и верхнему бату, причем граница среднего и верхнего бата попадает в регрессивную часть третьего в серии.

Келловейские отложения МЗЦКЛ представлены двумя довольно крупными про-рециклитами мощностью 52 и 50 м (пачки 38—45), которые в свою очередь расчленяются на более элементарные, но в целом составляют выделенные циклиты. Нижний про-рециклит отвечает зоне *Arcticoceras kochi*, а верхний — верхам ее и зоне *Cadoceras elatmae*.

В основании первого циклита залегает известковистый пласт крупнозернистого алевролита (пачка 37) с галькой, обломками древесины, с резкой границей, быстро сменяющийся в разрезе более глинистыми алевритами пачки 38, которые в свою очередь сменяются крупнозернистыми песчанистыми алевритами пачки 39.

В основании второго проциклита — пласт слабокарбонатного мелкозернистого косослоистого песчаника (4,5 м), который затем в разрезе сменяется сильно измененными алевролитовыми глинами (6 м, пачка 41), выше над которыми залегают светло-серые крупнозернистые песчанистые алевролиты (около 40 м), участками сильно ожелезненные, с линзочками углистого материала.

Ранее [Левчук, 1977] нижняя граница МЗЦКЛ проводилась условно в низах келловейских отложений. Это было вызвано тем, что келловейские отложения на западном берегу Анабарского залива, по которым были сделаны схемы цикличности, не обнажаются, а на восточном — хорошо обнажены, и, по нашим представлениям, регрессивная часть мезоциклита, начало которого мы видим в байосских отложениях, имеет продолжение и выражение в нижнекелловейских отложениях. В разрезе Анабарского залива совместные находки средне- и нижнекелловейских аммонитов обнаружены в перемытой зоне, выше которой в разрезе залегают темно-серые до черных аргиллитоподобные глины зоны *Longaeviceras keyserlingi* с маломощным базальным слоем, которые и начинают новый цикл седиментации в этом районе.

Р. Анабар

Толща, отвечающая четвертому юрскому мезоциклиту в разрезе р. Анабар, залегает непосредственно на тоарских отложениях (см. выше). Перекрывается она песчаниками сиговской свиты. В самой подошве песчаников обнаружен комплекс аммонитов с *Eboraceras subordinarium* Вискт., не оставляющий сомнений в принадлежности нижних горизонтов этой перекрывающей толщи к зоне *Eboraceras subordinarium* верхнего келловя [Стратиграфия..., 1976].

Несмотря на явно сокращенные стратиграфические объемы, в разрезе удается выделить часть подъярусов.

В пачках 24—26 в самой подошве найдены *Arctotis* ex gr. *lenaensis* (Lah.), в 1,8 м выше подошвы и далее сопровождающиеся *Mytiloceras* ex gr. *lucifer* (Eichw.). Принадлежность слоев с *Mytiloceras lucifer* к байосу, как указывалось выше, не вызывает сомнений. Причем *Mytiloceras* ex gr. *lucifer* повсеместно в бореальном бассейне появляются даже не с основания байоса, а с уровня зоны *Otoites sausei*. В пачке 26 обнаружены *Arctotis* ex gr. *sublaevis* Bodyl. и *Paramegateuthis parabajosicus* Naln., появление которых в разрезе Анабарской губы как будто бы фиксирует верхний байос. На основании этого пачка 26 отнесена условно к верхнему байосу [Стратиграфия..., 1976].

Комплекс двустворок пачек 27 (первые в 0,5 м от подошвы) — 35 весьма своеобразен. Здесь многочисленны *Tancredia subtilis* Lah., *Pleurotomya uniformis* (Sow.), *Homomya obscondita* (Kosch.), встречены *Malletia*, *Mytiloceras porrectus* (Eichw.), *M. tongusensis* (Lah.). Весьма сходные комплексы двустворок известны на севере Сибири из слоев с нижне- и среднебатскими аммонитами, но, как отмечалось выше, комплексы двустворок нижнего и среднего бата не различимы. Таким образом, пачки 27—35 довольно уверенно относятся к нижнему и среднему бату, а пачка 36, по находкам *Arctoccephalites* cf. *elegans* Spath, — к верхнему бату [Стратиграфия..., 1976].

Стратиграфический объем гомогенной толщи в объеме пачек 37—38 определен условно. В нижней пачке (37) комплекс двустворок с *Mytiloceras retrorsus* (Keys.), *Tancredia subtilis* (Lah.), *Isognomon isognomonoides* (Stahl) и др. еще, вероятно, верхнебатский. Вышележащая песчаная толща (пачка 38) прослежена с пропусками в нескольких обнажениях. Верхняя часть ее со скоплениями крупных стволов древесины отмечается в обн. 8, где она непосредственно перекрывается слоями с *Eboraceras*. В средней части пачки 38 найден *Arcticoceras* cf. *ishmae* (Keys.), свидетельствующий о нижнекелловейском возрасте верхней части этой пачки (зона *Arcticoceras kochi*). Эта песчаная толща в верхах бата — низах келловя отмечается на севере Сибири повсеместно.

Однако сопоставление комбинаций элементарных циклитов двух изученных разрезов с учетом биостратиграфических данных позволяет предположить крупное выпадение (разрыв) в нижней части следующего МЗЦКЛ. Такое противоречие может возникнуть в связи с искажением картины общих закономерностей циклического строения юрской толщи накладкой местных дифференцированных тектонических движений. В целом описанная толща байоса-нижнего келловя представляет четвертый юрский мезоциклит.

В нижней части разреза МЗЦКЛ представлен алевритами песчано-глинистыми с прослоями глин (пачки 24—25 нижнего байоса), выше по разрезу — алевритами глинистыми и глинами алевритистыми (пачки 27—36) и в верхней своей части (пачки 37—38) — алевритами глинистыми, которые постепенно сменяются в разрезе песками мелкозернистыми алевритистыми.

Прогрессивная часть МЗЦКЛ образована тремя проциклитами (нижние 14 м), первый из которых представлен алевритом крупнозернистым песчаным с галькой и кусками древесины (базальный слой мощностью

2,3 м), который выше по разрезу сменяется глинами алевритовыми. Второй проциклит представлен алевритами крупнозернистыми песчаными. Третий проциклит в основании представлен песчаником среднезернистым глауконитовым (0,2 м), который выше по размеру сменяется слоем тонкоотмученных алевритистых глин (около 5 м).

Регрессивная часть МЗЦКЛ образована в основном проциклитами, мощность которых вверх по разрезу увеличивается (пачки 26—38), увеличиваются по мощности и начальные элементы циклитов, что является весьма характерным признаком для регрессивной части МЗЦКЛ. Первый перелом направленности элементарных циклитов отмечается между проциклитами 4 и 5, куда и попадает граница явно сокращенного по мощности нижнего и верхнего байоса, а второй перелом — между проциклитами 6 и 7 совпадает с границей байоса и бата (см. рис. 4). Основание циклитов представлено преимущественно алевритами глинистыми, реже алевритами песчанистыми, а верхняя половина циклитов — обычно глинами алевритистыми.

В финально-регрессивной части МЗЦКЛ выделены два довольно крупных про-рециклита (пачки 36—38), один из них отвечает, заведомо, верхнему бату, второй — верхам бата — низам келловея. Первый представлен алевритами глинистыми, второй — алевритами песчанистыми и в верхней части — песками мелкозернистыми алевритовыми, сильно ярозитизированными, с обломками древесины и остатками корневой системы.

Выше по разрезу обнажаются песчаники крупнозернистые глауконитовые с галькой (пачка 39), которые относятся уже к следующему МЗЦКЛ и которые с размывом и перерывом в осадконакоплении перекрывают отложения описываемого МЗЦКЛ.

Таким образом, разнофациальные синхронные разрезы в Анабарском районе имеют весьма сходное циклическое строение. Здесь выделяются ряды элементарных циклитов двух типов, суммирующиеся в циклиты более высокого ранга — мезоциклиты. Всего в ниже-среднеюрской толще и келловее выделено четыре мезоциклита. Элементарные циклиты имеют разные стратиграфические объемы: от части зоны до подъяруса. Однако подъярусам они отвечают лишь в сокращенных (прибрежных) отложениях. Вероятно, и в данном случае элементарные циклиты фиксируют лишь части зон, представленных фрагментарно.

В комбинациях элементарных циклитов можно выделить весьма сходные участки в пределах подъярусов, как, например, в верхнеплинсбахской части разреза (см. рис. 2). Однако внутри этих комбинаций корреляционные линии зон и элементарных циклитов пересекаются, что может быть результатом наложения местных особенностей седиментации, искажающих диапазоны элементарных циклитов. Такое искажение может быть обусловлено, например, различными темпами прогибания приплатформенных и центральных участков района, что, судя по анализу сообществ бентоса, и имело место в начале позднего плинсбаха [Шурыгин, 1978а]. По-видимому, такие искажения фиксируются и в верхней части разреза (келловей).

На других участках разреза анализ комбинаций микроциклитов, начиная с хорошего маркера (например, «китербютский горизонт»), уточняет выпадение стратиграфического объема внутри зоны (см. рис. 3).

Следует отметить, что положение одной и той же зональной границы в двух разнофациальных разрезах внутри элементарного циклита может служить отражением слабой контролируемости фациями группы ископаемых, использованной для зонального расчленения. Но в случае, когда зональная граница совпадает с границей элементарных циклитов в одном разрезе, а в другом эта же граница оказывается внутри циклита, такое положение границы свидетельствует, скорее, об ошибках исследователей (см. рис. 3). Причиной может быть неравномерность опробования толщи на гранулометрический анализ, приводящая к ошибочным построениям композиции элементарных циклитов, либо условность некоторых биостратиграфических границ при отсутствии руководящих групп фауны.

ЛИТЕРАТУРА

- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978а.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Юрское море на севере Средней Сибири. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1978б.
- Карогодин Ю. Н. Элементы теории и методика изучения седиментационной цикличности. Новосибирск, 1976.
- Левчук М. А. О количественной характеристике гранулометрического состава обломочных пород циклокомплексов. — В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, 1976.
- Левчук М. А. Использование количественного метода для выделения мезоциклитов в терригенных отложениях. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск, 1977.
- Левчук М. А. Цикличность юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.
- Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия байоса—бата Сибири. Новосибирск: Наука, 1973.
- Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. М.: Наука, 1977.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978.
- Сакс В. Н., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба. — Геол. и геофиз., 1978, № 9.
- Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазодносных бассейнов Сибири. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Место слоевых ассоциаций (циклитов) среди природных тел геологического уровня организации материи и принципы их выделения. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск, 1977.
- Шурыгин Б. Н. Двусторчатые моллюски и биофации в позднеплинсбахском море Анабарского района. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1978а.
- Шурыгин Б. Н. Свитная разбивка ниже- и среднеюрских отложений в Анабар-Хатангском районе. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978б.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТРИАСА СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Вопросы палеогеографии Средней Сибири в триасовом периоде, главным образом общие для крупных этапов, рассматривались в работах В. Н. Сакса с соавторами [1959], И. С. Грамберга, Н. С. Спиро (1965), М. Е. Каплана [1976]. Кроме того, в ряде исследований освещены некоторые частные аспекты палеогеографии триаса: источники терригенного материала [Калинко, 1956], температура и соленость раннетриасовых морей [Ивановская, 1967; Захаров и др., 1975; Захаров, 1978], растительность [Красилов и др., 1975; Могучева, 1980], климат позднего триаса [Гольберт и др., 1978], основные черты географической дифференциации морских беспозвоночных [Дагис, 1976; Дагис и др., 1979] и т. д.

В основу статьи положено всестороннее изучение опорных разрезов триаса Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, проведенное авторами в 1975—1979 гг. В комплекс исследований, помимо детального послойного описания разрезов и сборов органических остатков, вошли гранулометрический, иммерсионный (тяжелой и легкой фракции) анализы, петрографическое описание шлифов, рентгеноструктурный и термический анализы глинистых минералов. Геохимическое изучение отложений для палеогеографических целей базировалось на спектральных (количественное определение SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , V , Pb , Cr , Ga , Ni , V , Sn , Mn , Sr , Ba — в глинистой фракции, Na , Mg , Mn , Sr — в раковинном веществе моллюсков) и химических (формы железа и серы, органический углерод) анализах. Для терригенных пород триаса наиболее достоверными и применимыми оказались баланс аутигенно-минералогических форм железа и отношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/\text{C}_{\text{орг}}$ для воссоздания палеосолености, а также отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для определения типа климата и степени зрелости пород в областях сноса. Весьма противоречивые результаты для определения палеосолености получились при использовании содержания бора и связанных с ним коэффициентов.

Палеонтологические исследования разрезов, помимо изучения всех основных групп органических остатков, включали тафономические и палеоэкологические наблюдения. Основным объектом биофациального анализа были двустворчатые моллюски. При изучении обнажений отбор и обработка фауны проводилась по методике, разработанной и предложенной Р. Л. Мерклиным [1950], Р. Ф. Геккером [1954, 1957], Р. Ф. Геккером, А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской [1962], И. Н. В. Ивановой [1973], В. А. Захаровым, Е. Г. Юдовным [1967], В. А. Захаровым [1969 и др.], В. А. Захаровым, Б. Н. Шурыгиным [1978]. В основе выделения трофических группировок лежат исследования Е. П. Турлаевой [1953, 1957].

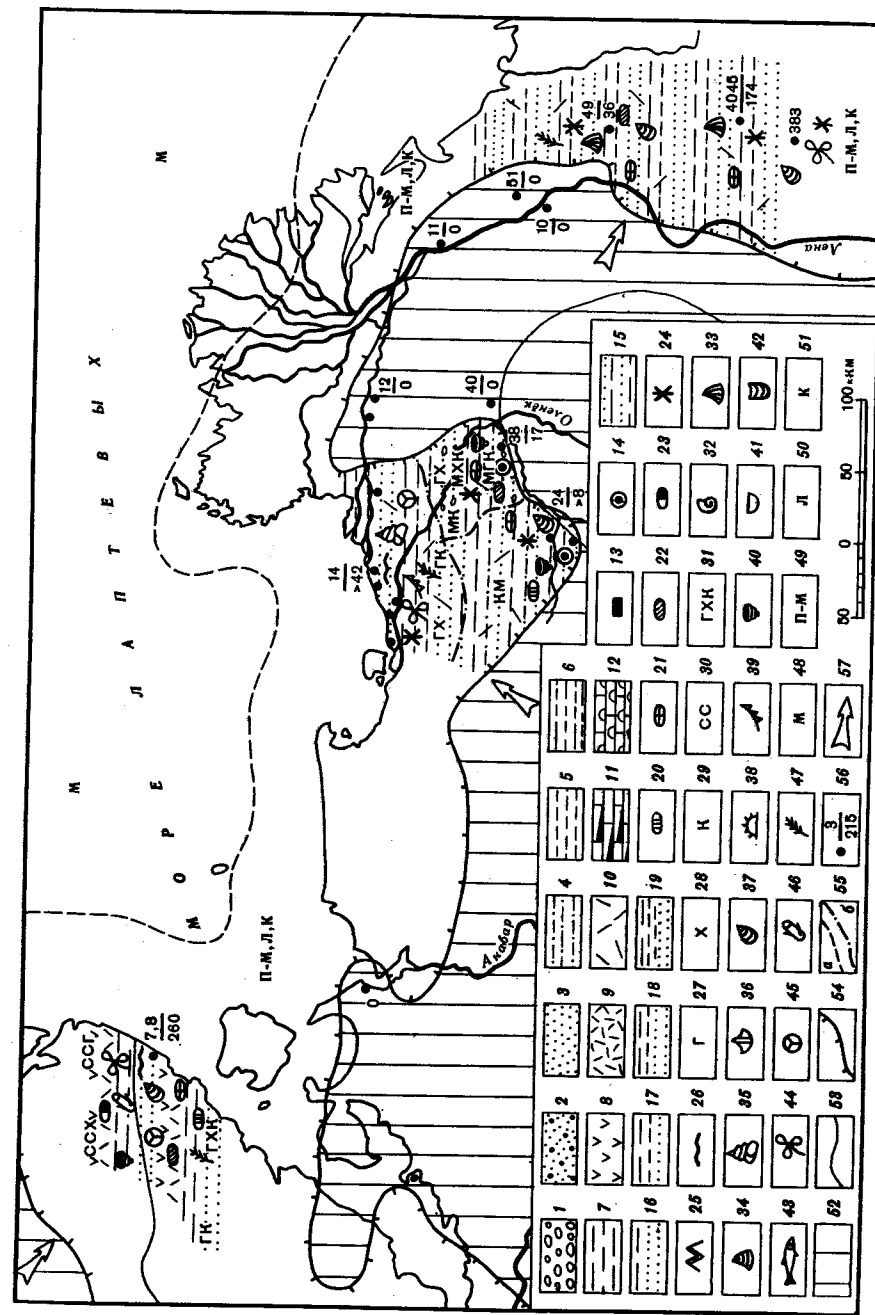
Палеогеографические особенности и характер осадконакопления в зависимости от детальности биостратиграфического материала рассмотрены для веков (ярусы), частей их (подъярусы) и фаз (зоны). Геологические объекты интерпретации условий седиментации — свиты, подсвиты, пакки.

ИНДСКИЙ ВЕК

После осушения к концу позднепермской эпохи значительной территории на севере Средней Сибири [Каплан, 1976] в индском веке проявились начальные этапы трансгрессии Бореального бассейна, получившей широкое развитие в оленеке. Для индского века характерно существование широкого спектра фациальных обстановок (прибрежно-морских, лагунных и континентальных), неоднократно сменявших друг друга во времени и пространстве. Формирование индских отложений, видимо, происходило в пределах обширной солонатоводной лагуны, временами и неоднократно превращавшейся в мелководный опресненный морской залив, на отдельных участках сменявшийся приморской озерно-аллювиальной равниной (рис. 1).

На Восточном Таймыре в начале инда в неоднократно чередующихся лагунных, континентальных, в меньшей степени опресненных морских условиях накапливались отложения песчано-алевритово-глинистой кешинской свиты (150 м). Об отсутствии нормальных морских условий свидетельствуют единичные остатки морских организмов и геохимические данные (ничтожное количество $\text{Fe}_{\text{пир}}$ в балансе аутигенно-минералогических форм железа, колебания значений отложения $\text{Fe}_{\text{пир}}/\text{C}_{\text{орг}}$ от 0 до 0,13). Последнее указывает на существование солонатоводных и пресноводных условий. О неустойчивом солевом режиме бассейна седиментации свидетельствуют и остатки конхострак—обитателей водоемов с ненормальной соленостью. Редкие находки аглютинирующих фораминифер родов *Ammodiscus*, *Psammospaera*, *Haplophragmoides* [Булатова и др., 1979], приуроченных к отдельным слоям свиты, указывают на кратковременные притоки морских вод и превращение лагунных условий в прибрежно-морские. Мелководность бассейна седиментации и близость берега подчеркиваются обильным мелким растительным детритом и отпечатками растений, рассеянных в породе. Присутствие в разрезе свиты пластов разнозернистых и гравелистых песчаников, глинистых алевритов, аргиллитов, наличие слоистости (крупной и мелкой косой, волнистой, линзовидной, тонкой горизонтальной) и отсутствие ее, знаки ряби и т. д. свидетельствуют о существовании в бассейне различных гидродинамических условий с хорошей аэрацией, с окислительными и окислительно-восстановительными обстановками в придонном слое воды и осадке. В конце инда (время формирования цветкомысской свиты — 115 м) водный режим осадконакопления был близок раннеиндскому. Геохимические данные, в частности колебания значений отношения $\text{Fe}_{\text{пир}}/\text{C}_{\text{орг}}$ от 0 до 6,0, свидетельствуют о возросшей роли прибрежно-морского осадконакопления. Вулканогенный состав цветкомысской свиты, наличие пластовых тел мандельштейнов указывают на активное развитие основного вулканизма.

В Лено-Оленекском районе для индского века характерно существование опресненных прибрежно-морских и лагунных условий, сменявшихся во времени. Нижняя часть улахан-юряхской свиты (более 40 м), сформировавшаяся здесь, сложена существенно пестроцветными глинисто-алевритовыми лагунными осадками с участием песчаных прибрежных, верхняя часть — это отложения верхней сублиторали. На существование прибрежно-морских обстановок, кроме структурно-текстурных признаков,



указывают находки в верхней части свиты морских гастропод рода *Bellerophon*, единичных конодонтов, фрагментов двустворок и аммоидей. Остатки последних свидетельствуют о том, что солевой режим водоема иногда приближался к нормальному. Общие отклонения солености от нормальной подчеркиваются широким развитием в низах свиты пестроцветных солоноватоводных отложений, колебаниями значений отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0 до 2,13 и др. Аэрация бассейна седиментации была хорошей, геохимическая обстановка окислительной и окислительно-восстановительной. В осадках содержится примесь пирокластического материала — следы основного вулканизма.

В Буур-Оленекском районе фациальные обстановки индского века были близки таковым в Лено-Анабарском районе. Улахан-юрхская свита (8—17 м) здесь представлена аналогичными породами, но с обратным распределением их по разрезу: нижняя часть свиты — песчано-алевритовые фаши верхней сублиторали, верхняя — пестроцветные песчано-глинистые лагунные и прибрежные осадки. Прибрежно-морской генезис нижней подсвиты доказывается широким развитием аутигенных лептохлоритов в составе песчаников, редкими находками раковин фораминифер, послонными скоплениями титанистых минералов россыпного типа, наличием фосфоритовых конкреций, участием каолинита в составе глинистых минералов. Вверх по разрезу (верхняя подсвита) наблюдается постепенный переход к пестроцветным слоистым лагунным отложениям. Неустойчивый солевой режим бассейна седиментации подтверждается геохимическими данными ($Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0 до 2,3).

Климат индского века был семиаридным (преобладающее значение отношения Al_2O_3/TiO_2 20—25). О теплом аридном климате свидетельствуют значительное содержание гематита в глинистой фракции красноцветов, а также присутствие во флористических комплексах растений

Рис. 1. Палеогеографическая карта индского века

1 — гравий, галька; 2 — песчаники средне-, крупно-, разнозернистые; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — алевриты крупнозернистые песчаные; 5 — алевриты; 6 — алевриты мелкозернистые глинистые; 7 — аргиллиты; 8 — мандельштейны; 9 — туфы, туффиты; 10 — примесь пирокластического материала (> 5—10%); 11—12 — известняки: 11 — битуминозные, 12 — водорослевые; 13 — углепроявления, пласты и линзы углей; 14 — оолиты железистые, бобово-оолитовые железные руды; 15—19 — примеры чередования типов пород: 15 — песчаников и аргиллитов при примерно равном их содержании (40—60%), 16 — то же, при преобладании песчаных пород (более 60%), 17 — песчаников, алевритов и аргиллитов при примерно равном их содержании, 18 — то же, при преобладании песчаников (более 40%), 19 — то же, при преобладании песчаников и алевритов (более 40%); 20—23 — конкреции: 20 — фосфоритовые, 21 — известковые, 22 — сидеритовые, 23 — пиритовые; 24 — пестроцветность пород; 25 — подводнооползневые образования; 26 — знаки рыбы; 27—31 — глинистые минералы: 27 — смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит при значительном преобладании слоев гидрослюда, 28 — хлорит, 29 — каолинит, 30 — смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит, 31 — сложного состава (знаки минералов даны в порядке убывания их содержания); 32—47 — органические остатки: 32 — головоногие, 33 — двустворчатые моллюски морские, 34 — двустворчатые моллюски пресноводные, 35 — гастроподы, 36 — брахиоподы, 37 — конхостраки, 38 — морские ежи, 39 — конодонты, 40 — фораминиферы, 41 — остракоды, 42 — ходы илюдов, 43 — рыбы, 44 — флора, 45 — споры и пыльца, 46 — обломки древесины, 47 — растительный детрит; 48—51 — фаши: 48 — морские, 49 — прибрежно- и мелководно-морские, 50 — лагунные, 51 — континентальные; 52 — области денудации; 53—55 — границы: 53 — современного распространения мезозойских отложений, 54 — предполагаемого распространения бассейна седиментации, 55 — фашиальных зон и литологических комплексов (а), литологических комплексов (б); 56 — обнажения (в числителе — их номера, в знаменателе — мощность отложений); 57 — основные направления сноса обломочного материала

с ксеноморфными признаками и отсутствие представителей тропических и субтропических флор [Могучева, 1980].

Основные источники сноса располагались в пределах Таймырской складчатой системы и Сибирской платформы. Об их близости к бассейну седиментации низко- и среднезрелой стадии выветривания свидетельствуют значения коэффициентов Фогта (Al_2O_3/Na_2O до 60) и Милло (K_2O/Na_2O до 15), граувакковый состав продуцируемых отложений, обилие глинистых обломков, свежих и слабо выветриваемых полевых шпатов и других неустойчивых компонентов, слабая окатанность терригенного материала, значительное участие титанистых минералов и т. д. Индский век — время наибольшей вулканической активности в триасе. На Восточном Таймыре основной вулканизм особенно ярко проявился в конце инда (вулканогенная цветкомысская свита).

ОЛЕНЕКСКИЙ ВЕК

На севере Средней Сибири оленекский век — время максимальной трансгрессии Бореального бассейна в триасе. Для него характерно накопление мощных морских глинистых и глинисто-алевроитовых толщ.

В начале раннего оленека (фаза *Hedenstroemia hedenstroemi*) в Лено-Оленекском и восточной части Буур-Оленекского района существовали условия нижней—средней сублиторали (рис. 2). Формировавшаяся здесь чекановская свита (10—30 м) представлена в низах глинистыми осадками нижней сублиторали, в верхах — чередующимися известково-глинистыми отложениями нижней — средней сублиторали. Породы нижней части свиты тонкодисперсны — алевроитовые аргиллиты неслоистые с хорошей сортировкой — осадки водоема со спокойными гидродинамическими условиями. Накопление верхней части свиты (битуминозные известняки, переслаивающиеся с аргиллитами) происходило в своеобразной палеогеографической обстановке: теплый семиаридный климат, пенепленизированный рельеф, замедленная седиментация, временами прекращение привноса терригенного материала, обилие органики ($C_{орг}$ до 2,3%), широкое развитие известковых водорослей, хемогенное осадконакопление, большое количество аутигенного пирита. Редкие и неповсеместные включения гальки, перемещенных конкреций, скопления рыбных остатков, раковин моллюсков свидетельствуют об эпизодически возникавших донных течениях и относительной близости берега. Органические остатки в известняках представлены в основном псевдопланктонными двустворками (посидонии) — обитателями вод со слабой гидродинамикой, а также семипелагическими формами (аммоноидеи, рыбы, конодронты). Отсутствие нормального бентоса (немногочисленные мелкие угнетенные бакевеллии могли селиться на водорослях), высокое содержание аутигенного пирита в породах, наличие битумов указывают на существование застойных условий в придонном слое воды и, возможно, сероводородного заражения верхнего слоя осадка. Соленость бассейна была, видимо, нормальной (величина отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ в пределах морских фаций, остатки аммоноидей, конодонты и т. п.).

В западной части Буур-Оленекского района и, видимо, вдоль южного борта Лено-Анабарского прогиба в несколько более мелководных условиях нижней—средней сублиторали формировались глины терю-

тэхской свиты (20 м) — породы тонкодисперсные, хорошо сортированные, неслоистые, в маломощных прослоях тонкослоистые (следы слабых донных течений), с глобулями и фитоморфозами пирита, с известковыми и фосфоритовыми конкрециями. Аутигенные минералы характеризуют окислительно-восстановительную обстановку в верхнем слое осадка, в некоторых случаях, возможно, и в придонных водах.

Макробентос представлен преимущественно эвриоксибионтными биссусноприкрепляющимися моллюсками (бакевеллии) — фильтраторами высокого уровня, образующими поселения большой популяционной плотности в виде банок и заселявшими мягкие биотопы со слабой подвижностью придонных вод и хорошей аэрацией. Сопутствующими формами являлись зарывающиеся суспензионные питатели низкого уровня, обитавшие на мягких илистых грунтах в условиях слабой гидродинамики. Крайне редки детритофаги. Вверх по разрезу в глинах появляются обильные псевдопланктонные двустворки (посидонии). Приведенные данные характеризуют спокойную гидродинамическую обстановку в придонных слоях воды, господство окислительно-восстановительных условий в илах, иногда в придонных водах. Геохимические данные (баланс аутигенно-минералогических форм железа, значения отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ 0,3—2,8), обилие остатков аммоноидей, часто крупных (до 0,5 м), свидетельствуют о благоприятном температурном и солевом режиме бассейна.

На Восточном Таймыре в это время сохранялись условия, аналогичные индским. При неоднократно меняющихся обстановках — континентальных, лагунных, прибрежно-морских — формировались глинисто-алевроитово-песчаные осадки нижней части восточнотаймырской свиты (80 м).

В конце раннего оленека (фаза *Dieneroceras demokidovi*) трансгрессия продолжала развиваться. В Лено-Оленекском, Анабарском, Буур-Оленекском (восточная часть) районах в условиях нижней, реже средней сублиторали отлагались глинистые осадки низов ыстанахской свиты (30—100 м) — тонкодисперсные породы, как правило без слоистости, иногда с мелкой перистой и линзовидной нежного рисунка слоистостью, с фитоморфозами пирита.

В нижней части ыстанахской свиты (бассейн р. Буур) ядро сообщества составляют биссусноприкрепляющиеся фильтраторы высокого уровня (бакевеллии), характерными формами являлись эвриоксибионтные собиратели (палеонукулы) и фильтраторы (буреамии) низких уровней. Вверх по разрезу количество биссусноприкрепляющихся организмов — суспензионных питателей высокого уровня — резко возрастает. Появляются эвриоксибионтные собиратели низкого уровня (палеонукулы, мезонейло?), предпочитавшие мягкие грунты со слабой подвижностью придонных вод. Состав бентоса, характер распределения его по разрезу, литолого-геохимические данные свидетельствуют об относительно спокойной гидродинамике, нормальном, временами затрудненном газовом режиме.

На Восточном Таймыре в разрезе верхней части восточнотаймырской свиты (85 м) наблюдается (при сохранении условий, аналогичных началу раннего оленека) нарастание трансгрессии. На это указывают возрастающие доли глинистых пород, увеличение значений отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ (до 2,4), находки в верхах свиты остатков аммоноидей и двустворчатых моллюсков — эвриоксибионтных фильтраторов (бакевеллии) и рео-

с позднего оленека до раннего нория представлял собой возвышенную сушу.

Во второй половине позднего оленека регрессия продолжала развиваться. На Восточном Таймыре в разрезе прибрежной свиты (27 м) отчетливо прослеживается обмеление морского бассейна. Существенно песчаный состав свиты, подчиненное значение алевритовых и глинистых пород, наличие горизонтальных, линзовидных, косослоистых и массивных текстур свидетельствуют о нестабильных гидродинамических условиях сублиторали, когда наряду с подвижной средой существовали затишные условия. Макробентос представлен главным образом биссусноприкрепляющимися фильтраторами высокого уровня (бакевеллии, пектениды). В алевролитах встречаются также зарывающиеся формы — фильтраторы низкого уровня (миофории). Это обитатели подвижной гидродинамической среды. К мелким глинистым прослоям приурочены собиратели высокого уровня (маллетии, таймыродоны, юпитерии), свидетельствующие о кратковременном существовании затишных условий. Литолого-геохимические данные, состав бентоса указывают на нормальный кислородный режим всей толщи воды и окислительно-восстановительные условия в верхнем слое осадка. Соленость, судя по геохимическим данным ($Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ 0,07 — 0,75), а также широкому развитию семипелагических организмов, была близка таковой ыстанахского времени.

В Лено-Оленекском и Анабарском районах существовали условия нижней — средней сублиторали сильно опресненного бассейна. В строении пастахской свиты (50—150 м) принимают участие чередующиеся пачки (1—15 м) глинистых, алевритовых и мелкопесчаных пород. Песчаники и алевролиты массивные, а также с тонкой горизонтальной, волнистой и мелкой косою слоистостью, со знаками ряби, с рассеянной глинистой галькой; аргиллиты неслоистые, неяснослоистые. Породы содержат обильный мелкий растительный детрит, сидеритовые конкреции. Аутигенные минералы представлены сидеритом. Остатки фауны отсутствуют. Литологический состав пород указывает на неоднократную смену глубины и гидродинамических условий бассейна в пределах средней — верхней сублиторали. Наличие значительного количества растительного детрита, отсутствие аутигенного пирита свидетельствуют о хорошей аэрации вод, о существовании окислительной обстановки в придонных водах и, видимо, окислительно-восстановительной — в верхнем слое осадка. Трудно объяснить отсутствие семипелагической и бентосной фауны. Можно предполагать существование крупной спокойной равнинной реки, выносившей огромные массы пресных вод. На это косвенным образом указывают геохимические данные (низкие, главным образом нулевые значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$), свидетельствующие об очень слабой солености, а возможно, и отсутствии ее. Кроме того, свита содержит подводно-оползневые образования, представляющие собой сигаровидные рулеты с завернутой слоистостью размером до 2 м. Они могли возникнуть в результате подводного оползания пропитанных водой алевритово-глинистых осадков с повышенной тиксотропией. Указанные образования, помимо вулканической активности, могут, видимо, свидетельствовать о быстром накоплении осадков в приустьевых частях, что увеличивает крутизну дна и приближает ее к углу естественного откоса [Рухин, 1962].

Климат оленекского века на территории севера Средней Сибири при некоторой гумидизации продолжал оставаться семиаридным, близким

климату индского века. На теплый засушливый климат оленека указывают значения отношения Al_2O_3/TiO_2 , находки остатков плевромей в верхне-оленекских отложениях приустьевой части и низовьев р. Оленек [Красилов и др., 1975; Захаров, 1978], отнесенных к ыстанахской свите [Казаков и др., 1980]. Плевромейи считаются ксерофитами или галофитами, обитавшими на солончаковых побережьях озер, лагун и мелководных заливов. По мнению В. А. Красиловой, они, вероятно, росли на побережьях триасовых морей, ассоциируя частично с мангровой растительностью, которая вряд ли могла переносить заморозки. Температура вод триасового Бореального бассейна, по данным изотопного состава кислорода из раковинного вещества головоногих, собранных совместно с остатками плевромей, +14,5° С [Красилов и др., 1975].

Области сноса оставались теми же, что и в индском веке. Для оленека характерно развитие мощных морских глинистых толщ не только на севере Средней Сибири, но и за его пределами [Атлас., 1968]. Это свидетельствует о значительном понижении и сглаживании областей сноса в течение раннего и части позднего оленека. Исключение составлял Восточный Таймыр, где в раннем оленеке еще продолжали накапливаться довольно грубые терригенные осадки (восточнотаймырская свита). Некоторая контрастность рельефа намечается к концу оленека (время накопления прибрежной и пастахской свит). Несмотря на сглаженность рельефа, породы в областях питающих провинций находились на низко- и среднезрелой стадии выветривания, обусловленной аридностью климата (значения отношений Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O , граувактовый состав отложений, большое количество в них неустойчивых компонентов — полевых шпатов, обломков пород и др.). Примесь пирокластического материала, прослойки туфов указывают на значительную активность основного вулканизма, особенно на Восточном Таймыре.

АНИЗИЙСКИЙ ВЕК

Морской бассейн после некоторого его обмеления и сокращения к концу оленека в начале среднего триаса быстро восстановил нормально-морские черты и очертания, близкие предыдущим.

В раннем — среднем анизии на Восточном Таймыре существовали условия нижней — средней сублиторали. Литолого-геохимический состав сформировавшейся здесь нижней подсвиты моржовской свиты (150 м) [Казаков и др., 1980], характер заключенных в ней органических остатков свидетельствуют о существовании нормальных морских условий, более благоприятных для развития органического мира в это время по сравнению с ранним триасом. Анизийское море характеризуется более обильным и разнообразным составом бентоса, семипелагических и псевдопланктонных организмов. Макробентос отличается значительной плотностью и разнообразием состава, увеличением числа этологических типов. В строении свиты снизу вверх отчетливо запечатлена картина постепенного обмеления морского бассейна и повышения подвижности его вод. Литологические различия хорошо согласуются с составом бентоса.

В низах свиты (65 м) породы тонкодисперсные, без слоистости, с аутигенным пиритом и сидеритом. Макробентос характеризуется примерно равным количеством фильтраторов низкого и высокого уровней.

В глинистых прослоях многочисленны собиратели высокого уровня — реофобные организмы, преобладающие над собирателями низкого уровня — эвриоксибионтными моллюсками, предпочитавшими слабую гидродинамику. К алевритовым прослоям приурочены часто встречающиеся реофильные организмы — суспензионные питатели низкого уровня (миофориописы, миофории и др.), указывающие на нормальный кислородный режим и повышающую активность среды.

Выше (80 м) среди неслоистых глинистых алевролитов и аргиллитов появляются слои алевролитов тонкогоризонтально- и слабоволнисто-слоистых, иногда с мелкими сериями косой слоистости со следами слабых перемыслов и течений. В этих более крупнозернистых алевролитах в макробентосе существенно возрастает роль биссусноприкрепляющихся организмов (бакевеллии из группы *agtica*, митилусы, янопектены и др.), селившихся в условиях повышенной подвижности вод с хорошей аэрацией. К более тонкодисперсным породам (аргиллиты) приурочены детритофаги, среди которых доминируют реофобные моллюски (маллеттиды) — собиратели высокого уровня, переносившие дефицит кислорода. Приведенные данные свидетельствуют о глубоководности отложений, но уже с существенно повысившейся динамикой вод.

Лено-Оленекский район в пределах Бореального бассейна в раннем — среднем анизии занимал несколько более мористую его часть. Такое положение сказалось на довольно однообразном строении и составе нижней части улахан-крестовской свиты (50—100 м), формировавшейся в различных зонах сублиторали. В разрезе свиты наблюдается чередование глинистых фаций нижней сублиторали с алевритовыми средней. На существование нижнесублиторальных условий седиментации указывают пачки глинистых пород (20—35 м), представленные неслоистыми тонкодисперсными алевритовыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с аутигенным пиритом. В отдельных прослоях встречаются детритофаги (преимущественно реофобные моллюски — маллеттиды) — собиратели высокого трофического уровня, обитавшие при затрудненной аэрации. На других уровнях отмечаются банки горнезий с единичными бакевеллиями, лептохондриями, свидетельствующие о более подвижной среде и более оптимальном газовом режиме. Периодическое существование среднесублиторальных условий подтверждается наличием пачек песчаных алевролитов, реже мелкозернистых песчаников, часто массивных, иногда с тонкой горизонтальной и косой, как правило неясно выраженной, слоистостью с рассеянной плоской глинистой галькой. Макробентос, приуроченный к этим пачкам, характеризуется резким господством реофильных организмов-фильтраторов высокого (мелеагринеллы и др.), в меньшем количестве — низкого (миофориописы, миофории и др.) уровней. Преобладают биссусноприкрепленные формы, подчиненную роль играют зарывающиеся моллюски.

В позднем анизии на Восточном Таймыре продолжается постепенная смена глубоководных условий верхнесублиторальными. В составе верхнеморжовской подсвиты (90 м), помимо глинисто-алеваитовых массивных пород, значительное место занимают прослои различной мощности крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с горизонтальной мелкой косой и волнистой слоистостью, со следами рьяби, с подводно-оползевыми текстурами, с линзами глинистых конгломератов.

С такими прослоями связан макробентос, где ведущей группой являются обильные биссусноприкрепляющиеся реофильные моллюски-фильтраторы высокого, реже — низкого уровней. Реофобные моллюски малочисленны. Венчающая разрез анизия нижняя часть нижнекульдиминской подсвиты [Дагис и др., 1978] представлена алевритово-песчаными фациями верхней сублиторали. Это подтверждается песчаным составом осадков, горизонтально- и косоволнистыми текстурами, многочисленными крупными знаками рьяби, значениями отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0,06 до 5,2 и т. д. Сообщество двустворок практически нацело представлено реофильными с высокой популяционной плотностью биссусноприкрепляющимися формами (миалины), предпочитавшими среду с хорошей аэрацией. Крайне редки эвриоксибионтные зарывающиеся моллюски (унионитесы, плевромии). Такое резкое преобладание в сообществе одного вида и экология рода *Myalina* допускают возможность опресненных обстановок.

В Лено-Оленекском районе существовали условия, аналогичные ранне-среднеанизийским. Тем не менее тенденция бассейна к некоторой регрессии видна в строении улахан-крестовской свиты. В конце анизия произошло незначительное обмеление морского бассейна, затронувшее, скорее всего, не всю акваторию. На отдельных участках (низовье р. Оленек) существовали кратковременные континентальные или близкие к ним условия седиментации (стан-хайанская пачка — 15 м), возможно, связанные с островами. Геохимические показатели (баланс аутигенно-минералогических форм железа, значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ в пределах морских фаций), широкое развитие аммоноидей указывают на нормальную соленость палеобассейна, возможно, несколько понижающуюся к концу века. Проведенный анализ палеосолености по отношению $Na/(Mg + Sz + Mn)$ [Захаров, Радостев, 1975], содержащихся в раковинном веществе двустворчатых моллюсков, дает значения солености анизийского моря 24,8—31,4‰. Из-за недостаточной разработанности методики эти результаты должны рассматриваться как приближенные. Температура вод, судя по остаткам костей плезиозавров (определения Н. Н. Каландадзе, Палеонтологический музей АН СССР), была достаточно теплой. Климат анизийского века был умеренно теплым гумидным (Al_2O_3/TiO_2 в пределах 5—20, характер наземной растительности, остатки крупных ящеров и т. д.).

Основные области сноса, как и в раннем триасе, были в пределах Таймырской складчатой системы и севера Сибирской платформы. Примесь основного пирокластического материала в среднетриасовых отложениях мыса Цветкова свидетельствует о существовании вулканизма на Восточном Таймыре. Лено-Оленекский район испытывал меньшее его влияние. Породы питающих провинций оставались на средней и низкой стадиях выветривания (коэффициенты Фогта и Милло, граувакковый состав осадков с большей долей неустойчивых компонентов — полевые шпаты, обломки пород и т. д.).

ЛАДИНСКИЙ ВЕК

В ладинском веке в целом продолжается начавшаяся в конце анизия общая регрессия среднетриасового Бореального бассейна, хотя в начале ладина и отмечается некоторое усиление морского режима по сравнению с концом анизия.

В Лено-Оленекском районе в ладинском веке продолжали существовать условия, близкие анизийским: здесь в условиях средней и частично нижней сублиторали продолжали формироваться чередующиеся пачки (10—20 м) глинистых и песчано-алевритовых пород. И лишь в самом конце ладина (рис. 3) произошла почти повсеместная регрессия, когда практически на всей территории Лено-Оленекского района формировались континентальные песчаные осадки туус-балыкской пачки (10—35 м). Для песчаных слоев, венчающих морскую часть разреза ладинского яруса, характерен однообразный и малочисленный состав бентоса — биссусноприкрепляющиеся реофильные толстостенные двустворки (*Bakevella ladinica* Kur.). Литологические особенности пород, низкие значения отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$, скопления ориентированных игл морских ежей также указывают на прибрежный генезис верхов улахан-крестовской свиты, их переходный характер к пресноводным песчаным осадкам туус-балыкской пачки, завершающей разрез ладина. О пресноводном генезисе последней свидетельствуют литологическая характеристика пород, отсутствие фауны, низкие значения отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ и т. п.

На Восточном Таймыре в течение ладина последовательно существовали условия от морских прибрежных до континентальных. Сформировавшаяся здесь кульдиминская свита (235 м) представлена снизу вверх алевритово-песчаными фациями верхней сублиторали (нижняя подсвита — 75 м), песчаными фациями прибрежного мелководья и лагун (средняя подсвита — 65 м) и песчано-алевритово-глинистыми фациями приморских пресноводных обстановок (верхняя подсвита — 95 м).

Формирование нижней подсвиты в условиях верхней сублиторали регрессирующего моря подтверждается песчаным составом осадков, горизонтально- и косослоистыми текстурами, многочисленными крупными знаками ряби, значениями отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ (0,2 и более) в пределах морских фаций, скоплениями ориентированных игл морских ежей, толстостенностью раковин бакевиллий и митилусов, вертикальными трубками пескожилов [Seilacher, 1967] и т. д. В составе бентоса доминируют суспензионные питатели высокого уровня — биссусноприкрепляющиеся толстостенные моллюски (бакевеллии, горнезии, митилусы и др.) при подчиненном количестве фильтраторов низкого уровня (тригонодусы и др.) — представителей инфавны. И те, и другие предпочитают среду с хорошей гидродинамикой и аэрацией. Однако наряду с такими условиями существовали и относительно спокойные биотопы (глинистые прослои), на которых обитали эвриоксифонтные организмы — собиратели низкого уровня (дакриомии). Близ кровли нижней подсвиты отмечается многочисленный раковинный детрит, напоминающий пляжные

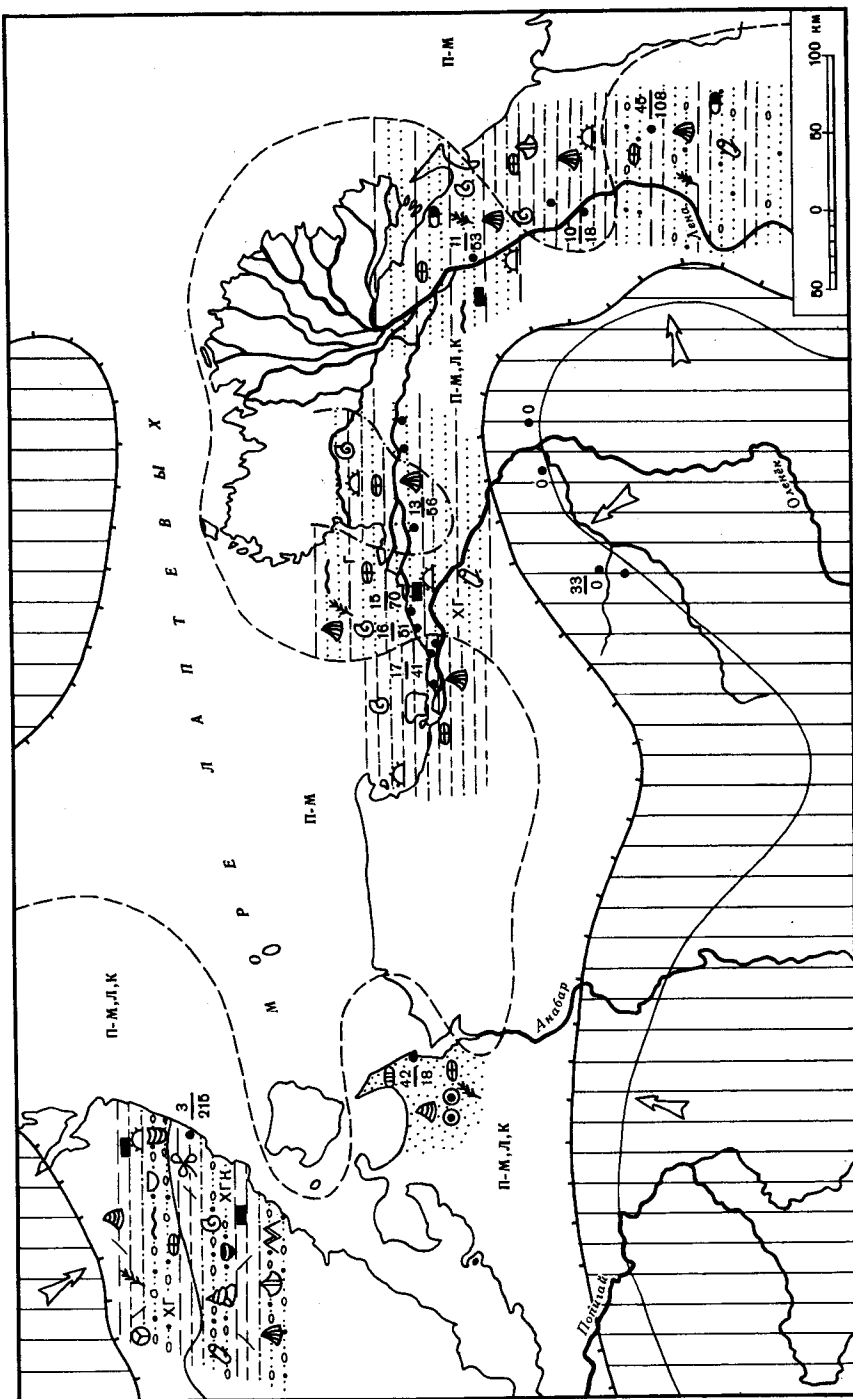


Рис. 3. Палеогеографическая карта позднего ладина

Условные обозначения см. на рис. 1

обстановки. Солевой режим бассейна закономерно менялся от нормально-морского до опресненного. На это указывают геохимические данные ($Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0,04 до 5,2; $Na/Mg + Sr/Mn$ — 28,6—30,4), а также находки аммоноидей более частые в нижней, редкие — в верхней частях подсыты.

Формирование средней подсыты в обстановках прибрежного мелководья и лагун хорошо доказывается колебаниями значений отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0 до 0,86, характерных для пресноводных, солоноватоводных, реже морских условий, а также литологическими признаками, присутствием обильного растительного детрита, линзочек углей, обломков стволов крупных деревьев. Встречаются редкие остатки пресноводных двустворок (род *Unio*).

Верхняя подсыта — континентальные отложения аллювиально-озерно-болотных приморских обстановок. На это указывают геохимические данные (низкие — 0,0—0,04 — значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, отсутствие пиритного железа в балансе), пестрый состав пород — от конгломератов до аргиллитов и каменных углей, структурно-текстурные их признаки, остатки наземных растений, где доминируют отпечатки крупных форм хвощевидных растений, представленные большими фрагментами листьев, стеблей и многочисленных корневых систем, захороненных в прижизненном вертикальном положении. Эти растения, вероятно, образовывали заросли на низменных, возможно периодически затопляемых, берегах водоема [Дагис и др., 1978].

Климат ладинского века был умеренно-теплым гумидным. На это указывают значения отношения Al_2O_3/TiO_2 в пределах 5—20, находки остатков растений, приспособленных к произрастанию в умеренно-теплых и влажных условиях, наличие линз и прослоев каменных углей, остатки ящеров. В Анабарском районе в составе гуримисской свиты, относимой к ладину, присутствуют маломощные (0,2—1 м) пласты гидрогетит-шамозитовых песчаников [Запорожцева, Кравцова, 1956].

Основными областями сноса, как и в анизии, оставались Таймырские горы и север Сибирской платформы. Породы питающих провинций были на средней и низкой стадиях выветривания (значения коэффициентов Фогта и Милло, граувакковый состав осадков с большой долей неустойчивых компонентов). Несколько увеличивается зрелость пород, видимо, к концу ладинского века. Следы большей выветрелости размываемых отложений наблюдаются в осадках верхнекульдиминской подсыты на Восточном Таймыре, где появляются прослои осветленных мезомиктовых кварцевых песчаников, а в составе глинистых минералов наряду с хлоритом и гидрослюдой принимает участие и каолинит.

Конец ладинского века ознаменовался общим поднятием севера Средней Сибири, временным прекращением осадконакопления на некоторых площадях, частичным размывом накопившихся отложений.

ПОЗДНИЙ ТРИАС

После осушения территории и небольшого размыва среднетриасовых отложений в начале позднего триаса на севере Средней Сибири снова наступил морской режим осадконакопления. Морской бассейн, видимо, восстановил свои очертания. Сходными были и условия седиментации,

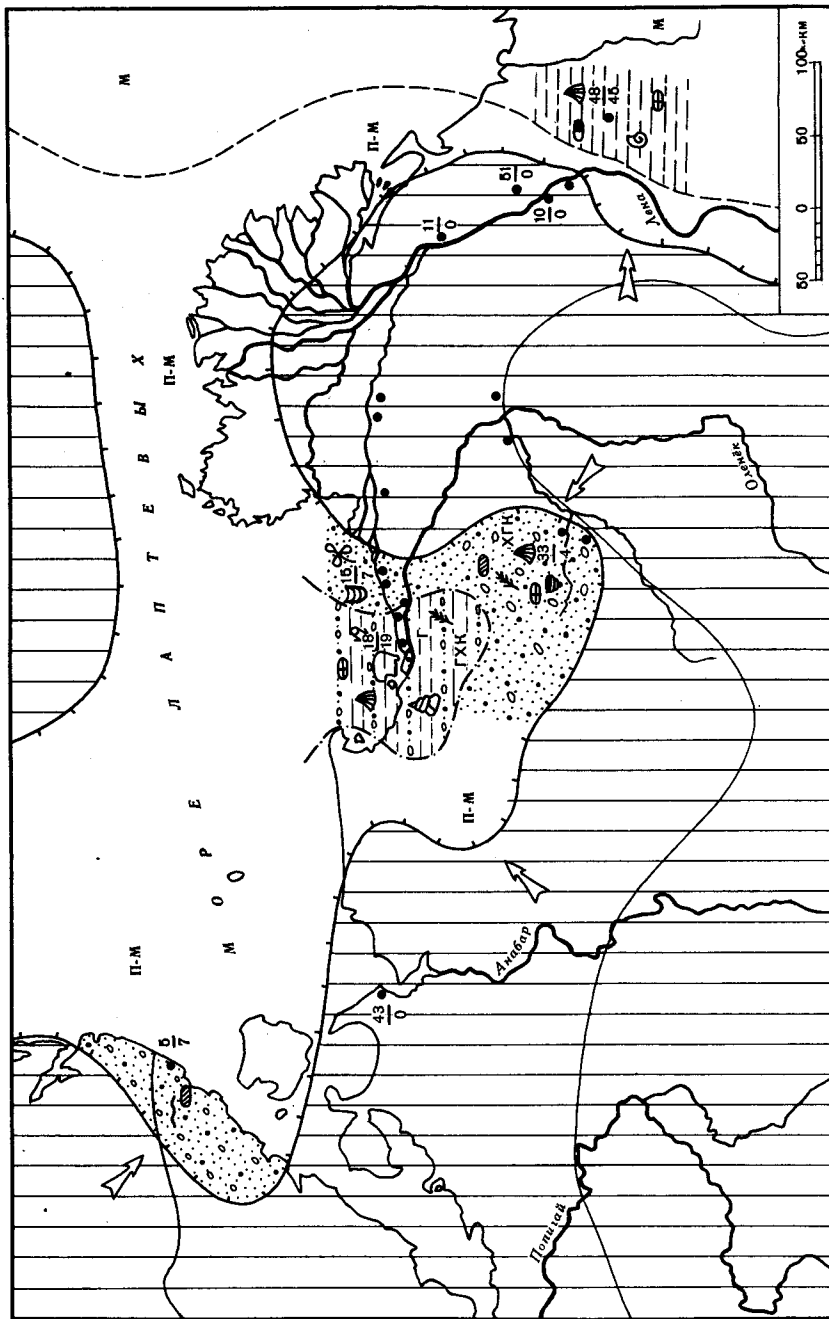
последовательность во времени фациальных обстановок — в основании верхнего триаса залегают аргиллиты и глинистые алевролиты нижней — средней сублиторали (осипайская свита), последовательно сменяемые вверх по разрезу фациями верхней сублиторали, лагун и приморских пресноводных водоемов (немцовская и чайдахская свиты). Лишь к концу раннего нория снова произошла кратковременная трансгрессия Бореального бассейна, оставившая после себя прибрежно-мелководные грубо-обломочные осадки тумулской свиты (рис. 4).

В начале раннего карния на Восточном Таймыре, в Анабарском, Лено-Оленекском районах существовали условия нижней — средней сублиторали. Накапливались глинистые и глинисто-алевритовые осадки осипайской свиты (3—65 м).

На Восточном Таймыре в наиболее полном разрезе осипайской свиты хорошо прослеживается постепенная смена фациальных условий. В основании свиты, как и везде на севере Средней Сибири, присутствует маломощный (до 0,7—1,5 м) базальный горизонт начала трансгрессии. Нижняя часть свиты (25 м) — глинистая фация нижней сублиторали. Вверх по разрезу среди аргиллитов появляются прослои глинистых мелкозернистых алевролитов, и в верхней части свиты они занимают уже ведущее положение — обмеление бассейна и постепенный переход к верхнесублиторальным условиям. И аргиллиты, и алевролиты хорошо сортированные, насыщены коллоидным и дисперсным органическим веществом с большим количеством аутигенного пирита. Литолого-геохимические данные указывают на окислительно-восстановительные условия в придонных водах и верхнем слое осадка. В местах скопления органики в илах обстановка могла быть восстановительной. Последовательность фаций в разрезе свиты хорошо согласуется с составом бентоса. В нижней части свиты макробентос характеризуется преобладанием зарывающихся организмов — фильтраторов низкого уровня (кардинии и др.) над биссусноприкрепляющимися фильтраторами высокого уровня (пектениды и др.). Эти суспензионные питатели обитали на илистых и илисто-песчаных грунтах в условиях слабой гидродинамики. К глинистым прослоям приурочены реофобные двустворки (маллетиды), переносящие дефицит кислорода. В подчиненном количестве встречаются эвриоксибионтные формы-собиратели низкого уровня (дакриомии, нукуломы), заселявшие биотопы со слабой подвижностью природных вод. Обильны псевдопланктонные двустворки (галобии). Все это указывает на спокойную гидродинамическую обстановку и затрудненную аэрацию придонных вод.

В верхней части свиты (35 м) уменьшается количество детритофагов, переносивших дефицит кислорода. Трофическая структура суспензионных питателей несколько выравнивается, нет резкого преобладания фильтраторов низкого уровня. По-прежнему доминируют зарывающиеся. Появляются якорноприкрепляющиеся брахиоподы (сакаваиринхии) — фильтраторы высокого уровня. Уменьшается количество псевдопланктонных галобий. Приведенные данные свидетельствуют об усилении подвижности среды и улучшении газового режима придонных вод.

Лено-Оленекский район в начале карния представлял собой, видимо, область размыва. Осипайская свита здесь представлена верхней частью — маломощными (3—20 м) осадками средней сублиторали. В основании



свиты, как правило, наблюдаются окатанные конгломераты, иногда с включением железистых бобовин и мелких линз бедных бобово-оолитовых железных руд, разнозернистые песчаники с обломками древесины, раковин двустворок, брахиопод, остатками скелетов ящеров. Выше они сменяются глинистыми алевролитами и алевритовыми аргиллитами горизонтально- и волнисто-слоистыми, неслоистыми. Здесь среди макробентоса выделяется два сообщества. В первом доминируют представители биссусного и якорного этологических типов — суспензионные питатели высокого уровня (пектениды, спирифериды, теребратулиды), предпочитавшие илстые грунты со слабой подвижностью придонных вод и довольно хорошей аэрацией. На других уровнях характерны многочисленные зарывающиеся организмы — фильтраторы низкого уровня (кардинии, унионитесы), предпочитавшие слабую гидродинамику. Ядро другого сообщества составляли реофобные двустворки (маллетии) — собиратели высокого уровня, обитавшие на илесто-глинистых биотопах в условиях затрудненной аэрации. Многочисленны эвриоксибионтные моллюски (скафоподы) — собиратели низкого уровня, жившие в условиях слабой гидродинамики. Отмечаются псевдопланктонные формы (галобии). Приведенные экологические данные свидетельствуют об образовании осадков в условиях слабой подвижности среды и довольно нормальном газовом режиме. Однако на некоторых участках сохранялись затишные условия с затрудненным доступом кислорода. Соленость морского бассейна была, видимо, близка к нормальной. Об этом свидетельствуют широкое развитие головоногих (аммоноидеи, реже наутилоидеи, белемноидеи) и фораминифер, обильный макробентос. Геохимические показатели солености ($Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$) испытывают колебания в пределах от нормально-морских (0,2—1,6) до опресненных (0,07—0,2). Температура вод карнийского моря, судя по остаткам костей скелета ихтиозавра размером 4—6 м (определения Н. Н. Каландадзе, Палеонтологический музей АН СССР) из основания свиты, была достаточно теплой.

В конце раннего карния — начале раннего нория повсеместно продолжается развитие регрессии морского бассейна. И на Восточном Таймыре (немцовская свита — 245 м), и в Лено-Оленекском районе (чайдахская свита — 25—100 м) в разрезах свит хорошо виден постепенный и последовательный переход от алевритово-песчаных фаций верхней сублиторали (нижняя подсвита — 15—65 м) к песчаным фациям морского мелководья, литорали, лагун (средняя подсвита — 10—50 м) и далее — к песчано-алевритово-глинистым угленосным фациям приморских пресноводных водоемов (верхняя подсвита — 20—130 м).

Формирование нижней подсвиты в пределах верхней сублиторали регрессирующего моря подтверждается преобладанием песчаных осадков, слабой их слоистостью, наличием знаков ряби, углистых линзочек, крупных обломков древесины, многочисленных следов пескожилов, значениями отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ от 0,12—до 5,6, наличием пиритного железа в балансе аутигенно-минералогических форм. Макробентос в нижней части подсвиты (низы верхней сублиторали) практически нацело представлен суспензионными питателями, среди которых не-

Рис. 4. Палеогеографическая карта раннего нория (фаза *Otapiria ussuriensis*)

Условные обозначения см. на рис. 1

сколько преобладают фильтраторы низкого уровня, обитавшие в условиях подвижной гидродинамики и хорошо аэрируемых вод. Детритофаги, заселявшие мягкие грунты, крайне редки. В верхней части среди макробентоса резко преобладают биссусноприкрепляющиеся фильтраторы высокого уровня — любители умеренной гидродинамики и хорошей аэрации. Характерно появление многочисленных толстостенных свободнолежащих реофильных моллюсков (янопектены) — любители хорошо аэрируемых биотопов.

Мелководно-морской, литоральный и лагунный генезис средней подсвиты доказывается положением ее в средней части разреза регрессивного цикла, между прибрежно-морскими и континентальными осадками, песчаным составом пород, горизонтальной, волнистой, косой слоистостью их, знаками ряби, обильным растительным детритом, обломками древесины, угольной крошкой, отсутствием фауны, колебаниями значений отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ в пределах 0—0,4.

Формирование песчано-алевритово-глинистых, иногда угленосной верхней подсвиты в условиях приморской озерно-аллювиальной равнины с чередованием аллювиальных, озерных и болотных обстановок подтверждается крайним ее положением в неправильном регрессивном ряду фаций, нулевыми значениями отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, пестрым составом пород, наличием линз и пластов каменных углей, остатками наземных растений, в том числе стволов деревьев в прижизненном захоронении. По заключению Н. К. Могучевой, растительность располагалась по берегам водоемов озерно-болотного типа. В растительной ассоциации преобладают кордаитовые, которые вместе с хвойными составляли древесную растительность. Подлеском служили различные папоротники, на отдельных участках росли хвощи [Могучева, 1980].

В конце раннего нория (фаза *Otapiria ussuriensis*) произошла кратковременная трансгрессия Бореального бассейна, охватившая Восточный Таймыр, Лено-Оленёкский и Буур-Оленекский районы (см. рис. 4). Повсеместно в мелководно-морских условиях сформировалась маломощная (4—20 м) грубообломочная тумулская свита [Казаков и др., 1980].

На Восточном Таймыре — это прибрежно-морская песчаная толща (7 м) с конгломератом в основании, с обильными сидеритовыми конкрециями. Значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ (0,3) в пределах морских фаций.

В Лено-Оленекском районе накопление осадков тумулской свиты (7—20 м) происходило также в краевой части бассейна — в пределах верхней, иногда средней сублиторали, литорали, пляжей. Это отразилось на составе отложений, представленных валунными разнозернистыми песчаниками, конгломератами, разнозернистыми песчаниками, подчиненными слоями аргиллитов и алевролитов. Свита состоит из двух циклично построенных пачек (снизу вверх): конгломераты, разнозернистые песчаники, аргиллиты-алевролиты, свидетельствующих о колебаниях береговой линии морского бассейна. Макробентос богат и разнообразен. Среди суспензионных питателей резко доминируют фильтраторы высокого уровня, крайне редки собиратели низкого уровня. Широко развиты биссусноприкрепляющиеся и свободнолежащие реофильные двустворки, меньше представителей порхающего и ползающего этологического типов, редки зарывающиеся моллюски. Отмечаются псевдопланктонные двустворки (галобии).

В Буур-Оленекском районе трансгрессией была охвачена лишь его западная часть, где после длительного перерыва в осадконакоплении (ранний оленек—ранний норий) сформировалась незначительная по мощности (4 м) толща несортированных разнозернистых валунных глинистых песчаников. Валуны, как правило, представлены переотложенными карбонатными конкрециями. Осадконакопление, видимо, происходило в прибрежной части моря, вблизи невысокого клифа, сложенного нижнетриасовыми породами и поставлявшего в бассейн известковые и сидеритовые конкреции. Макробентос представлен преимущественно зарывающимися двустворками. Крайне редки биссусноприкрепляющиеся и свободнолежащие формы. Существенно преобладают фильтраторы низкого уровня, обитавшие в условиях сильной, иногда бурной динамики и хорошей аэрации водной среды.

Климат позднего триаса на территории Сибири был влажным и теплым. Это подтверждается наличием в составе отложений пластов и линз углей, маломощных прослоев бово-оолитовых железных руд, участием каолинита в составе глинистых пород и цементов, остатками скелетов крупных ихтиозавров и плезиозавров, составом наземной растительности, значениями отношения Al_2O_3/TiO_2 в основном до 20 и т. д.

Основные области сноса в позднем триасе, как и в течение всего периода, были стабильными — Восточный Таймыр и север Сибирской платформы. Значительное снижение пирокластики в составе пород верхнего триаса свидетельствует о затухании основного вулканизма. Геохимические коэффициенты Фогта и Милло указывают в целом на среднезрелую степень выветрелости пород областей сноса. О существовании дезынтеграции пород питающих провинций говорят и прослои светлых мезомиктовых кварцевых песчаников в верхненемцовской и верхнечайдахской подсвитах, связанные, видимо, с корами выветривания, а также участие каолинита в составе глинистых пород и цементов.

Начиная со среднего нория осадконакопление в пределах севера Средней Сибири, видимо, прекратилось. Нижненорийские отложения здесь перекрыты различными горизонтами лейаса.

Итак, в течение триасового периода на севере Средней Сибири происходила неоднократная и последовательная смена условий осадконакопления — от нормально-морских относительно глубоководных (нижняя сублитораль) до прибрежно-морских, лагунных и континентальных, выразившая в цикличном строении системы. Закономерность эволюции обстановок седиментации нашла отражение в составе осадков (существенно глинистые — нижней, алевритовые — средней, песчаные — верхней сублиторали, песчано-алевритово-глинистые — переходных и континентальных обстановок) и соотношений ископаемых организмов (от реофобных зарывающихся моллюсков нижней сублиторали до реофильных биссусноприкрепляющихся — верхней сублиторали). Климат менялся от теплого семиаридного раннетриасовой эпохи до умеренно-теплого гумидного — среднего и позднего триаса. Основными областями сноса в течение всего периода были Таймырская горная система и север Сибирской платформы. Цикличность в строении триасовой системы представляет несомненный интерес для нефтегазовой геологии, поскольку нижние части циклов — глинистые отложения — могут быть хорошими региональными покрывками, а грубозернистые мелководно-морские и континентальные осадки верхов циклов — коллекторами.

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ВАГТ, 1968. Т. 3.
- Булатова З. И., Дагис А. С., Казаков А. М. О первых находках фораминифер в предположительно индских отложениях Восточного Таймыра (мыс Цветкова). — В кн.: Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Наука, 1979.
- Геккер Р. Ф. Наставление для исследования по палеоэкологии. М., 1954.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологии. М.: Гостеолтехиздат, 1957.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Кн. 1, 2.
- Гольберт А. В., Дагис А. С., Могучева Н. К., Краснова Л. Я. Климат Сибири в позднем триасе. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 258).
- Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. М.: Недра, 1965. (Тр. НИИГА; Т. 142).
- Дагис А. С. Основные черты биогеографии морей триаса. — В кн.: МГК. XXV сессия: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976.
- Дагис А. С., Архитов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
- Дагис А. С., Казаков А. М., Курушин Н. И., Могучева Н. К. О стратиграфическом объеме и условиях седиментации кульдминской свиты (триас) Восточного Таймыра. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 258).
- Запорожцева А. С., Крайцова А. И. Гидрогетит-лептохлоритово-каолиновые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. — В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1956. (Тр. НИИГА; Т. 89. Вып. 6).
- Захаров В. А. Послойная этологическая характеристика макробентоса из опорного разреза. — В кн.: Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты. Л.: Наука, 1969.
- Захаров В. А., Радостев И. Н. Соленость вод раннемелового моря на севере Средней Сибири по палеобиогеохимическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. (Тр. ИГиГ СО АН СССР Вып. 352).
- Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Принципы послойной корреляции разрезов ритмичных терригенных толщ (на примере опорного разреза неокома на р. Боярке, Хатангская впадина). — В кн.: Проблема палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л.: Наука 1967.
- Захаров Ю. Д. Раннетриасовые аммониты Востока СССР. М.: Наука, 1978.
- Захаров Ю. Д., Найдин Д. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость Борейальных бассейнов в начале мезозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
- Иванова И. Н. В. Двустворчатые моллюски и условия осадконакопления. М.: Наука, 1973.
- Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1967.
- Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1980.
- Калинко М. К. Об источниках терригенного материала в пермский и триасовый периоды на севере Средней Сибири. — Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 1.
- Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 357).
- Красилов В. А., Захаров Ю. Д. Находка *Plecromeia* в нижнем триасе р. Оленек. — Палеонтол. журн., 1975, № 2.
- Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1950.

- Могучева Н. К. К изучению триасовой флоры Восточного Таймыра. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1980.
- Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене/А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др. М.: Наука, 1968.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. (Тр. НИИГА; Т. 99).
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Турпаева Е. П. Питание и пищевые группировки морских донных беспозвоночных. — В кн.: Биологические исследования моря (бентос). М.: Изд-во АН СССР, 1953. (Тр. Ин-та океанол. АН СССР; Т. 7).
- Турпаева Е. П. Пищевые взаимоотношения между доминирующими видами в морских биоценозах. — В кн.: Биологические исследования морей (бентос). М.: Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. Ин-та океанол. АН СССР; Т. 20).
- Seilacher A. Bathymetry of trace fossils. — Mar. Geol., 1967, vol. 5, N 5/6.

УДК/552.12+551.7/ : 551.762(571.511)

Б. Н. ШУРЫГИН, М. А. ЛЕВЧУК

НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЫСА ЦВЕТКОВА (Восточный Таймыр)

Юрские отложения на Восточном Таймыре известны уже почти полвека. В 1944 г. Т. П. Кочетников в этом районе выделил отложения нижнего, среднего, верхнего лейаса, аалена, бата и портланда. Дальнейшее изучение и палеонтологическое обоснование выделенных подразделений проводилось сотрудниками НИИГА, ВНИГРИ и ИГиГ СО АН СССР [Мигай, 1952; Басов и др., 1963; Каплан и др., 1974]. Проведенные исследования позволили в значительной мере уточнить и детализировать стратиграфическое расчленение юрских толщ этого района, и к настоящему времени верхнеюрские отложения расчленены с точностью до зон [Каплан и др., 1974]. Хуже обстоит дело с нижне-среднеюрской толщей. Остатки аммонитов здесь крайне редки, и, как следствие, детальное расчленение ее донныне не проведено. Наиболее часто встречающиеся в этой толще макроокаменелости — двустворчатые моллюски — до недавнего времени были слабо изучены. Детальное исследование нижне-среднеюрских двустворчатых моллюсков на севере Сибири дало возможность применять эту группу для достаточно подробного расчленения и корреляции разрезов.

Материалом для настоящей статьи послужили результаты литологических и стратиграфических исследований наиболее полного для этого района разреза нижне- и среднеюрских отложений мыса Цветкова, проведенных в полевой период 1976 г. отрядом ИГиГ СО АН СССР. В изучении разреза участвовали М. А. Левчук (литология) и Б. Н. Шурыгин (палеонтолого-тафономическая характеристика и биостратиграфия). Все определения белемнитов из собранных коллекций и заключения по возрасту комплексов белемнитов принадлежат Т. И. Нальняевой.

Ниже приведены описание разреза, обоснование возраста выделяемых в нем слоев с двустворками.

На левобережье Хатангского залива, юго-западнее вершины бухты Моржовой, обнажаются триасовые отложения лайдинского яруса, представленные в верхней части песчаниками мелкозернистыми, монотонными, с зеленоватым оттенком, который позволяет хорошо отличать их от вышележащих пород. В непрерывном береговом обнажении высотой от 2 до 15 м протяженностью около 10 км вскрываются породы ранне- и среднеюрского возраста, перекрывающие триасовые отложения без видимых структурных несогласий, но со стратиграфическим перерывом.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ГЕТТАНГСКИЙ И СИНЕМЮРСКИЙ ЯРУСЫ

П а ч к а 1. Алеврито-глинистая, песчаная порода, крупноплитчатая, темно-серая, со слабым зеленоватым оттенком, слабоуплотненная, с базальным слоем конгломерата (около 1 м) и линзами конгломератов (до 0,15 м). Гальки, разнообразные по составу, хорошо окатаны, с преобладающим размером 4—7 см в поперечнике. Для пород характерна грубая субгоризонтальная слоистость, очень часто встречаются кусочки обугленной древесины.

Граница с подстилающими породами резкая, слабоволнистая.

Близ кровли песчано-алевроитовых прослоев очень часты следы жизнедеятельности типа *Rhizocorallium* и *Arctichnus*.

Мощность 12 м.

П а ч к а 2. Глины алевроитистые аргиллитоподобные, «жирные», темно-серые до черных, мелкооскольчатые, с тремя выдержанными горизонтами конкреций (0,3; 3; 13 м от основания). В основании пачки — алевролит крупнозернистый, песчанисто-глинистый (1 м), который постепенно сменяется глинами, хорошо выделяющимися в склоне обнажения своим черным цветом. Содержание песчано-алевроитовой фракции в глинах не превышает 10%. Глины сильно ярозитизированы. В пачке встречаются конкреции лепешковидной формы, обломки обугленной древесины.

В средней части пачки, в шаровидных конкрециях, обнаружены скопления раковин двустворок и редких брахиопод. Двустворчатые моллюски: *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub., *Meleagrinnella* ex gr. *subolifex* Polub., *Lima transversa* Polub., *Chlamys* sp. juv., *Oxytoma* sp. juv., *Taityrodon* sp.

Мощность 19 м.

П а ч к а 3. Алевролиты разнозернистые, серые, реже с зеленоватым оттенком, сильно заглинизированные (содержание фракции 0,01 во всех образцах превышает 50%). Пачка представлена пятью элементарными проциклитами. В основании каждого проциклита — известковые алевролиты (до 1 м) (карбонатность составляет 38—48%), а верхняя половина представлена бескарбонатным темно-серым алевролитом. Мощность элементарных циклитов (снизу вверх): 3,5; 3,5; 5; 2,5; 4 м. В целом породы пачки монотонны, в основании циклитов встречаются рассеянная галька, глинистые окатыши, кусочки обугленной древесины, стяжения пирита.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный по основанию первого циклита, представленному известковистым алевролитом.

В кровле песчаных прослоев многочисленны следы жизнедеятельности типа *Rhizocorallium* и *Arctichnus*. В верхней части пачки встречены единичные *Homotya* sp. ind.

Мощность 18,5 м.

Толща в объеме пачек 1—3 чрезвычайно сходна по литологическому составу с отложениями геттанга-синемюра в Анабарском районе. Сходство усиливается аналогичным распространением следов жизнедеятельности [Стратиграфия..., 1976]. Обнаруженный в верхней части комплекс двустворок содержит ряд видов, свойственных геттанг-синемюрским толщам Северо-Востока СССР (*Rseudomytiloides* ex gr. *sinuosus*, *Meleagrinnella* ex gr. *subolifex*, *Lima transversa* и др.) [Стратиграфия..., 1976; Милова, 1976].

В последнее время подобные комплексы двустворок обнаружены и на севере Сибири, как в слоях с *Psiloceras olenekense* Kirg., так и в вышележащей толще, относимых к нижнему лейасу [Дагис и др., 1978]. Таким образом, есть все основания относить толщу в объеме пачек 1—3 к нерасчлененным геттанг-синемюрским отложениям.

ПЛИНСБАХСКИЙ ЯРУС

Нижний подъярус?

П а ч к а 4. Алевролиты крупнозернистые, глинистые, серые, темно-серые, с редкой рассеянной галькой, крупноплитчатые, переслаивающиеся с темно-серыми мелкозернистыми алевролитами. Породы слабо ярозитизированы.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В алевролитах на разных уровнях обнаружены очень редкие обломки раковин *Harpax* sp. ind., обычно приуроченные к небольшим скоплениям гальки.

Мощность 14 м.

П а ч к а 5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, серый, крупноплитчатый, переслаивающийся с темно-серыми мелкозернистыми глинистыми алевролитами. В основании пачки плотный мелкозернистый песчаник (0,3 м). На уровне 12,7 и 13,5 м от подошвы конкреционные горизонты известкового алевролита.

Контакт с породами пачки 4 резкий, ровный.

Мощность 18 м.

В крупнозернистых алевролитах к небольшим скоплениям гальки приурочены редкие обломки *Harpax* sp. ind. В верхней части пачки в глинистых алевролитах найдены *Harpax* sp. juv. (ex gr. *spinosis* Sow.) и редкие *Homotya* sp. ind., захороненные в прижизненном положении.

Толща в объеме пачек 4 и 5 в отличие от подстилающих не содержит характерного комплекса двустворок. Представители родов *Harpax* и *Homotya* известны на Северо-Востоке СССР как в нижнем лейасе, так и в плинсбахе. На севере Сибири *Harpax* ex gr. *spinosis* пока не известен из отложений моложе плинсбахских [Стратиграфия..., 1976].

Исчезновение характерного для нижнего лейаса комплекса двустворок можно использовать лишь как слабое, косвенное свидетельство плинсбахского возраста толщи. Эти данные и стратиграфическое положение толщи в объеме пачек 4 и 5 между отложениями геттанга—синемюра и заведомо верхнеплинсбахскими позволяет условно отнести ее к нижнему плинсбаху.

Верхний подъярус

П а ч к а 6. Алевролиты разнозернистые, сильно заглинизированные (содержание глинистой фракции не менее 45%), серые, массивные, крупноплитчатые, с рассеянной галькой, кусочками обугленной древесины, чередуются с глинами алевролитовыми, темно-серыми и образуют два проциклита мощностью 11,5 и 8,5 м, в основании которых отмечены слабая субгоризонтальная слоистость, знаки ряби.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В линзах, насыщенных галькой и обломками древесины, на разных уровнях многочисленны скопления *Harpax laevigatus* (Orb.), захороненных на месте жизни, а иногда и при жизни (банки). В толще многочисленные *Homomya obliquata* Phill. и *Pleuromya substriatula* Vog., также захороненные в прижизненном положении. Встречены крупные целые раковины *Eopecten viligaensis* (Tuchk.).

Мощность 20,5 м.

П а ч к а 7. Алевролиты крупнозернистые, глинистые, слабоизвестковистые, серые, со слабым зеленоватым оттенком, крупноплитчатые, переслаиваются с алевролитами мелкозернистыми, глинистыми, темно-серыми, мелкоплитчатыми. В пачке встречаются кусочки обугленной древесины, рассеянная галька. На уровне 12,5 м и в основании конкреционные пласты известковистого алевролита (1 м) со знаками ряби.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный, по основанию конкреционного пласта известковистого алевролита.

В толще рассеяны целые раковины двустворок *Harpax spinosus* (Sow.), *Homomya obliquata* Phill.

Мощность 19,5 м.

П а ч к а 8. Алевролиты крупнозернистые, глинистые, серые, массивные, крупноплитчатые, слабоязитизированные. В пачке встречаются отдельные конкреционные горизонты, куски обугленной древесины диаметром до 7 см. В верхней части пачки — глины алевролитовые, темно-серые, тонкоплитчатые (около 1 м).

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В толще обнаружены *Harpax spinosus* (Sow.), *Myophoria* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Eopecten* cf. *viligaensis* (Tuchk.), *Homomya obliquata* Phill., единичные в верхах *Meleagrinnella* cf. *tiungensis* Petr.; членики стеблей *Crinoidea*, гастроподы (определение А. Л. Бейзея) *Sisenna?* sp. ind.

Мощность 36 м.

П а ч к а 9. Алевролиты крупнозернистые, глинистые, серые, массивные, с рассеянной галькой (до 10 см в поперечнике), переслаивающиеся с глинами алевритистыми, темно-серыми, мелкооскольчатыми.

В глинах встречаются конкреции известковистого алевролита диаметром до 15 см.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В пачке встречены как небольшие скопления раковин двустворок близ обломков древесины, так и раковины тех же видов (кроме *Harpax*), равномерно рассеянные в толще. Найдены двустворки *Harpax laevigatus* (Orb.) *Veteranella* (*Glyptoleda*) *formosa* (Vor.), *Homomya obliquata* Phill., *Lima* cf. *phylatovi* Polub., *Pseudomytiloides* sp. juv., *Oxytoma* sp. ind., *Modiolus* sp. juv., *Astarte* sp. juv., *Tancredia* sp. ind.

Мощность 12 м.

П а ч к а 10. Алевролит крупнозернистый, песчанисто-глинистый, темно-серый, крупноплитчатый, реже мелкооскольчатый, массивный, с многочисленными конкреционными пластами и отдельными конкрециями известковистого алевролита (в поперечнике до 40 см). Для пачки характерно присутствие гальки, растительного детрита на плоскостях напластования, кусочков обугленной древесины. Породы заметно грубее, чем в пачке 9.

На разных уровнях в пачке обнаружены раковины двустворок (скопления раковин редки): *Harpax laevigatus* (Orb.), *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Homomya obliquata* Phill., *Radulonecites* sp. ind., *Panopeanordica* sp. nov., *Nuculoma* sp., *Modiolus* sp. ind., *Astarte* sp. juv. и многочисленные *Serpulida*.

Мощность 37,3 м.

П а ч к а 11. Пачка переслаивания алевролитов крупнозернистых, песчанисто-глинистых, серых, крупноплитчатых, массивных, с рассеянной галькой и гравием, участками образующих выдержанные конкреционные пласты известковистого алевролита, с глинами алевролитовыми, темно-серыми, мелкооскольчатыми. Породы пачки слабо язитизированы.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В пачке рассеяны (некоторые образуют небольшие скопления на поверхностях напластования) раковины двустворок: *Radulonecites hayatii* Polub., *Harpax laevigatus* (Orb.), *Homomya obliquata* Phill., *Panopea* sp. juv., *Modiolus* sp., *Meleagrinnella* sp. ind., *Nuculoma* sp.

Мощность 14,3 м.

П а ч к а 12. Алевролит крупнозернистый, песчанисто-глинистый, светло-серый, с зеленоватым оттенком, крупноплитчатый, массивный, с редкой рассеянной галькой (диаметром иногда до 10 м). На уровне 26 м — горизонт булкообразных конкреций известковистого алевролита (до 0,5 м в поперечнике), в 33 м от подошвы — горизонт пиритовых конкреций (диаметром до 4 см). В пачке встречаются линзообразные (до 5—7 см) прослои угля.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В скоплениях гальки и обломков древесины многочисленны целые раковины *Harpax laevigatus* (Orb.), в толще рассеяны *Homomya obliquata* Phill., захороненные in situ.

Мощность 38 м.

П а ч к а 13. Алевролит крупнозернистый, песчанисто-глинистый, темно-серый, крупноплитчатый, с многочисленными конкреционными пластами алевролита известковистого (до 1 м), плотного, образующего карнизы в обнажении. В верхней части пачки (интервал 19,2—21,4 м)

алевролиты сменяются темно-серыми мелкооскольчатыми сильно ярозитизированными алевролитовыми глинами. Породы интенсивно насыщены плоской, хорошо окатанной галькой и гравием, которые образуют линзочки (до 30 см), скопления и просто рассеяны в пачке.

Контакт с породами пачки 12 резкий, ровный, по основанию конкреционного пласта известковистого алевролита с линзами и скоплениями гальки в основании.

В низах и в верхней части толщи редки *Harpax laevigatus* (Orb.) и *Homomya obliquata* Phill. В самых верхних горизонтах встречены редкие *Tancredia* sp. ind.

Мощность 21,4 м.

Толща в объеме пачек 6—13 содержит комплекс двустворок с *Harpax laevigatus*, *Eopecten viligaensis*, *Radulonectites hayamii* и другие виды, характерные как на Северо-Востоке СССР, так и на севере Сибири для верхнего плинсбаху [Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1978а; Решения..., 1978; и др.]. Таким образом, пачки 6—13 мы относим к верхнему плинсбаху. В нижней части этого интервала разреза (пачки 6—8) обнаружен своеобразный комплекс двустворок. В комплексе доминируют *Harpax laevigatus*, *H. spinosus*, *Eopecten viligaensis* и другие, характерные для нижней зоны верхнего плинсбаху *Amaltheus stokesi*. Слои с этим комплексом можно выделить как слои с *Eopecten viligaensis* (см. таблицу). На Северо-Востоке СССР слои с *Eopecten viligaensis* и аналогичной характеристикой комплекса двустворок отвечают по объему зоне *Amaltheus stokesi* [Решения..., 1978]. Сочетание в комплексе двустворок *Harpax laevigatus* и *H. spinosus* с сопровождающими их *Myophoria lingonensis*, *Pleuromya substriatula* и другими на севере Сибири приурочено к зоне *Amaltheus stokesi*, а на Северо-Востоке СССР характерно как для зоны *stokesi*, так и для *talrosei* [Шурыгин 1978а; Решения..., 1978]. Резюмируя сказанное, слои с *Eopecten viligaensis* в исследуемом разрезе следует считать аналогами зоны *Amaltheus stokesi*.

Вышележащая толща в объеме пачек 9—13 содержит несколько иной комплекс двустворок. Здесь доминируют *Harpax laevigatus*, *Homomya obliquata*, *Myophoria lingonensis* и др., своеобразные черты комплексу придают *Radulonectites hayamii*, *Veteranella (Glyptoleda) formosa*, *Meleagrinnella*, *Modiolus* и др.

Слои со сходным комплексом двустворок на Северо-Востоке СССР выделяют как слои с *Radulonectites* и приравнивают по объему к зонам *Amaltheus talrosei* и *Amaltheus viligaensis* [Решения..., 1978]. На севере Сибири комплексы двустворок этих двух зон верхнего плинсбаху несколько различны [Шурыгин, 1978а]. Комплекс пачек 9—12 близок к таковому зоны *Amaltheus talrosei* тем более, что в нем присутствуют характерные для комплекса двустворок этой зоны в разрезах Анабарского района *Modiolus*, *Nuculoma* sp. nov., *Panopea nordica*, *Meleagrinnella* и др. В пачке 13 исследуемого разреза двустворки редки — это единичные *Harpax laevigatus* и *Homomya obliquata*, а в самых верхах лишь редкие *Tancredia* sp. ind. Такая характеристика не позволяет сколько-нибудь определенно говорить о сопоставлении этой части разреза с верхами плинсбаху Анабарского района. Исчезновение *Harpax* с одновременным появлением *Tancredia* ex gr. *sehiriaevi* лишь косвенно не исключает

возможности присутствия в разрезе мыса Цветкова аналогов зоны *Amaltheus viligaensis*.

Таким образом, мы выделяем слои с *Radulonectites*, отвечающие по объему верхнему плинсбаху без зоны *Amaltheus stokesi*.

ТОАРСКИЙ ЯРУС

П а ч к а 14. Глины алевролитистые, серые, серо-желтоватые («вафельные»), мелкооскольчатые, «жирные», пластичные, ярозитизированные. В пачке отмечаются горизонты караваеобразных конкреций известковистых глин размером 0,2×0,7 м. В основании пачки (0,5 м) — алевролит мелкозернистый, глинистый, темно-серый, крупноплитчатый, который выше по разрезу сменяется описанными глинами.

Контакт с подстилающими породами резкий, возможно с размывом.

В нижней части толщи макрофауна не обнаружена. Приблизительно в 10—11 м от подошвы встречены первые раковины *Dacryomya inflata* (Ziet.). Вверх по разрезу в толще рассеяны, образуют скопления, а в самых верхах — и крупные линзы ракушняка раковины двустворок *Dacryomya inflata* (Ziet.) и роостры белемнитов. Из сборов С. В. Мелединой здесь определены *Passaloteuthis tolli* Pavl., *Mesoteuthis* sp. [Каплан и др., 1974].

Мощность 27,7 м.

П а ч к а 15. Глины алевролитистые, аргиллитоподобные, темно-серые, мелкооскольчатые, монотонные, ярозитизированные, сильно выветрелые, с обилием горизонтов караваеобразных конкреций известковистых глин (аргиллитов) размерами 10—20×40—50 см. В основании пачки — линзообразные прослои желтоватых глин (до 20—30 см).

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В толще многочисленны скопления роостров белемнитов: *Brachybelis dolosus* Vor., *Nannobelus acutiformis* Sachs, *Passaloteuthis vilciensis* Krimh. Двустворки в толще редки — *Dacryomya inflata* (Ziet.). С. В. Меледина в верхах этой пачки обнаружила *Dactyloceras* ex gr. *commune* Sow. [Каплан и др., 1974].

Мощность 10 м.

П а ч к а 16. Глины аргиллитоподобные, темно-серые, мелкооскольчатые, с пятнами ярозита. В пачке на разных уровнях встречаются горизонты караваеобразных конкреций известковистого аргиллита.

Контакт с подстилающими породами резкий, по основанию конкреционного пласта известковистого аргиллита.

В толще рассеяны и образуют небольшие скопления раковины двустворок, гастропод, роостры белемнитов и обломки древесины. Двустворки: *Pseudomytiloides marchaeensis* (Petr.), *Meleagrinnella* ex gr. *sparsicosta* (Petr.), *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Camptonectes* s. str. Белемниты: *Nannobelus krimholzi* Sachs, *N. cf. acutiformis* Sachs, *Catateuthis* sp. ind. Из сборов С. В. Мелединой из этой пачки известны [Каплан и др., 1974] *Clastoteuthis campus* Vor., *C. parva* Vor., *Nannobelus pavlovi* Krimh.

Мощность 14,1 м.

Пачки 14—16 содержат широко распространенный и хорошо известный комплекс двустворок и белемнитов, позволяющий относить толщу к тоарскому ярусу [Стратиграфия..., 1976; и др.]. Из аммонитов в этом

разрезе известны лишь *Dactyloceras* ex gr. *commune*, свидетельствующие о присутствии зоны *Dactyloceras athleticum* [Стратиграфия..., 1976]. В пачку 14 входит толща своеобразных аргиллитоподобных глин, хорошо опознаваемых геологами, являющаяся прекрасным маркером на всей территории Енисей-Хатангского прогиба («китербютский горизонт»). Палеонтолого-тафономическая характеристика его, прослеженная по многочисленным естественным выходам и в разрезах скважин, повсеместно однообразна [Шурыгин, 1978]. Как правило, лишь верхняя половина горизонта охарактеризована раковинами *Dacryomya inflata* и тоарским комплексом белемнитов. В последнее время предполагается, что «китербютский горизонт» перекрывает плинсбахские отложения с перерывом. Анализ комплекса белемнитов и двустворок, встреченного в подошве «китербютского горизонта», комплексов микрофауны и других характеристик позволяет предполагать отсутствие во всех известных разрезах Енисей-Хатангского прогиба зоны *Tiloniceras propinquum*, а верхняя часть горизонта отвечает зоне *Dactyloceras athleticum* [Сакс и др., 1978]. В целом тоарскую толщу на мысе Цветкова можно разделить на две части: слои с *Dacryomya inflata* (пачки 14, 15) и слои с *Pseudomytiloides marchaensis* (пачка 16). В слоях с *Dacryomya inflata* содержится нижне-тоарский комплекс белемнитов и найден *Dactyloceras* ex gr. *commune*. Согласно решениям Всесоюзного совещания по утверждению стратиграфических схем мезозоя севера Сибири, слои с *Dacryomya inflata* с «китербютским горизонтом» в основании понимаются в объеме зон *Narposceras falcifer* и *Dactyloceras athleticum*.

Комплекс слоев с *Pseudomytiloides marchaensis* в отличие от подстилающего более разнообразен. Здесь преобладают *Pseudomytiloides marchaensis* в сопровождении *Meleagrinea* ex gr. *sparsicosta* и *Camptonectes* s. str. Комплекс белемнитов также отличен от подстилающего — преобладают представители родов *Nannobelus* и *Clastoteuthis*. В Анабарском районе толща с аналогичной характеристикой комплексов двустворок и белемнитов отнесена к зоне *Zugodactylites moniestieri* по находке в подошве ее *Zugodactylites* ex gr. *braunianus* (Orb.) [Стратиграфия..., 1976]. На Северо-Востоке СССР многочисленные *Pseudomytiloides marchaensis* в сопровождении *Meleagrinea* встречаются как в верхах нижнего тоара, так и в верхнем тоаре, хотя представители *Pseudomytiloides* совместно с *Camptonectes* s. str. известны и из нижнего аалена [Решения..., 1978].

В Вилюйской синеклизе последовательность комплексов двустворок весьма сходна с таковой в Анабарском районе. Многочисленные грубо-ребристые *Pseudomytiloides marchaensis* приурочены к слоям с *Pseudoceras alienum* [Стратиграфия..., 1976].

Комплекс белемнитов из пачки 16 свойствен на севере Сибири, скорее, нижнему тоару [Стратиграфия..., 1976].

Резюмируя изложенное и ориентируясь на разрез юры на Анабарской губе как опорный для севера Сибири, слои с *Pseudomytiloides marchaensis* мы относим к нижнему тоару, возможно аналогам зоны *Zugodactylites moniestieri*.

П а ч к а 17. Глины аргиллитоподобные, алевритистые, темно-серые, с зеленоватым оттенком в верхней части пачки, монотонные, мелкооскольчатые, с обилием горизонтов конкреций (10—20×20—30 см) известко-

вистого аргиллита. Породы интенсивно ярозитизированы, часто встречаются лепешковидные стяжения, желваки пирита размером до 5—7 см

Контакт с подстилающими породами нечеткий.

В толще неравномерно рассеяны и образуют скопления раковины двустворок и ростры белемнитов. В небольшом скоплении раковин в подошве обнаружен аммонит *Phylloceras* sp. ind., весьма сходный, по мнению С. В. Мелединой, с представителем *Phylloceras* из ааленской толщи на р. Келимяр. Двустворки: *Dacryomya gigantea* Zakh. et Schur., *Liostrea* sp. ind., *Arctotis* sp. ind. Белемниты: *Hastites frigidus* Naln., в 12,5 м от подошвы *Pseudodicoelites* ex gr. *bidgievi* Sachs, *Lenobelus minaevi* Sachs.

Мощность 37,4 м.

П а ч к а 18. Глины алевритовые, алевритистые, аргиллитоподобные, темно-серые, крупнооскольчатые, ярозитизированные, с обилием выдержанных горизонтов булкообразных конкреций известковистых глин (10—15×20—30 см). В пачке насчитывается три выдержанных конкреционных пласта известковистого алевролита (до 0,4 м) и четыре горизонта известковистых конкреций булкообразной формы.

Контакт с нижележащими породами резкий, ровный, по основанию конкреционного пласта.

В пачке обнаружены гастроподы, серпулиды, двустворки: *Dacryomya gigantea* Zakh. et Schur., *Arctotis* sp. ind., *Malletia* ex gr. *amygdaloides* (Sow.), *Paleonucula* sp., *Propeamussi* (*Parvamussium*) *olenekense* (Bodyl.), белемниты *Hastites* sp.

Мощность 26,7 м.

Толща в объеме пачек 17 и 18 содержит комплексы двустворок и белемнитов, возрастное положение которых на севере Сибири до сих пор не достаточно четко определено. Для комплекса двустворок характерны многочисленные *Dacryomya gigantea*, *Arctotis*, *Propeamussium* и др. Комплекс белемнитов существенно отличается от такового подстилающей толщи — появляются *Hastites frigidus*, *Pseudodicoelites* sp., *Lenobelus minaevi*. Поскольку на севере Сибири до сих пор не известны точно установленные отложения верхнего тоара, а нижний аален очень слабо охарактеризован аммонитами, условный диапазон таких комплексов принимался в объеме верхнего тоара — нижнего аалена [Стратиграфия..., 1976].

Следует отметить, что распределение двустворок и белемнитов в исследуемой толще не однородно. В верхней части (12 м от подошвы и выше) появляются *Arctotis* и *Pseudodicoelites* ex gr. *bidgievi*, мнение об ааленском возрасте которых на севере Сибири в последнее время не встречает серьезных возражений [Сакс, Нальняева, 1975; Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; и др.]. В верхней половине толщи найдены *Malletia* ex gr. *amygdaloides*, характерные для нижнего аалена на Северо-Востоке СССР, и *Propeamussim* ex gr. *olenekense*, известные из нижнего аалена на Северо-Востоке СССР и из слоев с *Tugurites* в Оленекском районе [Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; Решения..., 1978]. Таким образом, ааленский возраст верхней части толщи как будто бы не вызывает сомнений.

В нижних 12 м пачки 17 комплекс двустворок беден, а белемниты (*Hastites frigidus*, *Lenobelus minaevi*) в связи с нечеткими различиями

комплексов верхнего тоара и нижнего аалена не исключают верхнетоарского возраста толщи, хотя *Hastites frigidus* известен пока только из нижнего аалена [Стратиграфия..., 1976].

Таким образом, в изученном разрезе выделяются слои с *Dacryomya gigantea* и *Arctotis* в объеме верхнего тоара — нижнего аалена. Нижняя часть слоев может отвечать верхнему тоару, хотя не исключена возможность ааленского возраста всей рассматриваемой толщи.

Пачка 19. Пачка переслаивания алевролитов крупнозернистых, глинистых, светло-серых, с зеленоватым оттенком, крупноплитчатых, с рассеянной галькой преимущественно глинистого состава (диаметром иногда до 10 см) и глин алевритовых, темно-серых, мелкооскольчатых. Скопления гальки сконцентрированы преимущественно в основании циклитов, где встречается и обугленная древесина. На уровне 2,5 м горизонт караваяобразных конкреций размером от 15—20 до 50 см.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный, возможно с размывом.

В линзах ракушняка в подошве пачки обнаружены раковины двустворок, гастропод и ростры белемнитов. Те же раковины рассеяны по всей пачке. Двустворки: *Camptonectes (Boreionectes) kelymiaresis* Zakh. et Schur., *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.), *Arctica humiliculminata* Schur., *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Astarte meeki* Stant., *Propeamussium (Parvamussium) olenekense* (Bodyl.), *Nuculana* cf. *acuminata* (Goldf.), *Musculus* sp., *Malletia* sp. ind. Белемниты: *Hastites* sp. ind. (cf. *clavatiformis* Naln.), *Hastites* sp.

Мощность 11,5 м.

Пачка 20. Пачка тонкого переслаивания светло- и темно-серых глин, алевритистых, аргиллитоподобных, образующих тонкую линзообразную субгоризонтальную слоистость, которая ярко выражена на выветренной «стенке» обнажения. В пачке отмечается обилие лепешек пирита, количество которых увеличивается снизу вверх по разрезу, образующих иногда выдержанные горизонты. На плоскостях напластования отмечается обилие растительного детрита. В основании пачки (6,5 м) — алевролит крупнозернистый со скоплениями гальки.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В толще рассеяны скопления раковин двустворок: *Arctica humiliculminata* Schur., *Nuculana acuminata* (Goldf.).

Мощность 19 м.

Пачка 21. Пачка тонкого переслаивания, переходящего вверх по разрезу в грубое переслаивание алевролитов мелкозернистых, глинистых, светло-серых, с зеленоватым оттенком и глин алевритовых, темно-серых, крупнооскольчатых. В верхней части пачки появляются прослойки песчаников (до 3—4 см) мелкозернистых, алевритовых, косо-слоистых. В пачке встречаются рассеянная галька, редкие валуны, обугленная древесина, отмечается обилие растительного детрита на плоскостях напластования.

На разных уровнях встречаются горизонты лепешковидных пиритовых стяжений.

В основании пачки — конкреционный пласт (0,8 м) известковистого алевролита, серого, с зеленоватым оттенком, субгоризонтально-слоистого, со «звездами» кальцита.

В небольших линзообразных скоплениях ракушняка на разных уровнях встречаются двустворки: *Arctolis lenaensis* (Lah.), *Arctica humiliculminata* Schur., *Mytiloceramus* sp. ind., *Tancredia* sp. ind. Белемниты: *Hastites* sp. ind.

Пачка 22. Песчанисто-алеверито-глинистая порода, темно-серая, с зеленоватым оттенком, крупнооскольчатая, слабосцементированная, с линзами, прослоями галечникового материала в основании и рассеянной хорошо окатанной галькой по всей пачке. На уровне 0,5 м — выдержанный конкреционный пласт известковистого песчаника (до 1 м). На уровне 1,8 м — горизонт шарообразных конкреций известковистого песчаника (диаметром до 0,5 м).

Контакт с подстилающими породами резкий, слабоволнистый, возможно с размывом.

На разных уровнях в пачке обнаружены раковины двустворок: *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Arctica humiliculminata* Schur., *Mytiloceramus* cf. *elegans* (Kosch), *Nuculana* cf. *acuminata* (Goldf.).

Мощность 7,1 м.

Пачка 23. Глины алевритистые, в основании алевритовые, темно-серые, мелкооскольчатые, монотонные, сильно ярозитизированные, с тремя уровнями конкреционных горизонтов известковистых глин, охристых с поверхности (до 20 см). В основании пачки (1 м) алевролиты разнозернистые, темно-серые, с зеленоватым оттенком, с линзами галечников.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

На разных уровнях встречены скопления раковин *Arctica humiliculminata* Schur., реже — *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Tancredia* cf. *oviformis* (Lah.).

Мощность 22,0 м.

Пачка 24. Алевролиты мелкозернистые, глинистые, светло-серые, слабоуплотненные, крупнооскольчатые, монотонные, массивные. В верхней части пачки (на уровнях 26 и 23,5 м) хорошо прослеживаются два конкреционных пласта известковистого алевролита (до 0,7 м), между которыми — горизонт шарообразных конкреций известковистого алевролита (диаметром до 40 см).

Граница с подстилающими породами постепенная.

Преобладают моновидовые скопления раковин двустворок, те же двустворки рассеяны в толще. Встречены *Mytiloceramus jurensis* (Kosch.), *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Camptonectes (Boreionectes) kelymiaresis* Zakh. et Schur., *Camptonectes* s. str.?, *Arctica humiliculminata* Schur., *Malletia* sp., *Homomya* sp. Белемниты: *Sachsibelus?* sp. ind.

Мощность 27,5 м.

Пачка 25. Песчаники мелкозернистые, глинисто-алеверитовые, светло-серые, слабоуплотненные, монотонные, массивные. В основании пачки выдержанный конкреционный пласт известковистого песчаника мощностью до 1,2 м.

Граница с подстилающими породами постепенная, в основании конкреционного пласта.

В пачке на разных уровнях моно- либо поливидовые скопления раковин двустворок, многочисленны раковины, рассеянные на поверхностях напластования. Двустворки: *Mytiloceramus* cf. *morii* (Hayami).

Artotis lenaensis (Lah.), *Arctica humiliculminata* Schur., *Homomya* sp., *Musculus* sp.

Мощность 29 м.

П а ч к а 26. Песчаники мелкозернистые, алевритовые, светло-серые, массивные, субгоризонтально-слоистые, реже косослоистые, слабоуплотненные. В интервале 10—15 м песчаник локально сцементирован известковистым цементом. На уровнях 15 и 28 м прослеживаются хорошо выраженные конкреционные пласты известковистого песчаника (до 0,6 м). В основании пачки маломощный горизонт (до 5—7 см), насыщенный кварцевым гравием и галькой, обугленной древесиной.

Контакт с подстилающими породами резкий, ровный.

В нижней части пачки встречены *Musculus* sp., *Homomya* sp., *Artotis lenaensis* (Lah.), *Arctica humiliculminata* Schur., *Mytiloceramus* sp. ind. (ex gr. fuscus). В 10—11 м от подошвы над линзочками гравия, гальки, редких небольших валунов (до 8—9 см в диаметре) и крупных кусков древесины встречены скопления раковин *Arctica humiliculminata* Schur., редкие *Artotis lenaensis* (Lah.), *Mytiloceramus lucifer* (Eichw.).

Мощность 33 м.

Более молодые юрские отложения на побережье Хатангского залива не обнажаются.

Анализ распространения двустворок позволяет разделить толщу в объеме пачек 19—26 на три части: 1 — слои с *Arctica humiliculminata* и *Mytiloceramus elegans*, 2 — слои с *Mytiloceramus jurensis*, 3 — слои с *Mytiloceramus lucifer*.

Комплекс двустворок в слоях с *Arctica humiliculminata* и *Mytiloceramus elegans* (пачки 19—22) резко отличаются от такового подстилающей толщи. Здесь впервые в разрезе появляются *Oxytoma* ex gr. *jacksoni*, *Camptonectes* (*Boreionectes*) *kelymiarensis*, *Arctica humiliculminata*, *Astarte meeki*, *Nuculana acuminata*, *Mytiloceramus* cf. *elegans* в сопровождении продолжающих свое существование *Mallelia*, *Propeamussium*. В целом слои с *Mytiloceramus elegans* понимаются в настоящее время на севере Сибири в объеме самой верхней части нижнего и нижней части верхнего аалена. Широко распространенные в Арктической области *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* известны как из верхов нижнего аалена на Северо-Востоке СССР, в Арктической Канаде, так и в верхнем аалене (Оленекский район, Земля Франца Иосифа) [Стратиграфия..., 1976]. Комплекс двустворок с *Camptonectes* (*Boreionectes*) *kelymiarensis* в сопровождении *Propeamussium*, *Astarte* ex gr. *aalensis*, *Musculus* и других известен из верхнего аалена Северо-Востока СССР [Решения..., 1978]. Слои с аналогичным комплексом в Оленекском районе, по находкам *Tugurites*, отнесенные к верхнему аалену, содержат многочисленных *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* [Захаров, Шурыгин, 1978]. Вместе с тем *Arctica humiliculminata* и *Nuculana acuminata*, обильные в рассматриваемой толще, появляются в разрезах на севере Сибири в верхнеааленских слоях [Захаров, Шурыгин, 1978].

Таким образом, есть все основания считать рассматриваемые слои с *Arctica humiliculminata* и *Mytiloceramus elegans* в разрезе мыса Цветкова верхнеааленскими.

Комплексе двустворок вышележащих слоев с *Mytiloceramus jurensis* (пачки 23 — нижняя часть 26) несет черты широко распространенного

на севере СССР переходного аален-байосского комплекса. Здесь встречены, кроме вида-индекса, *Mytiloceramus* cf. *morii*, *Camptonectes* (*Boreionectes*) *kelymiarensis*, *C. s. str.*, *Musculus*, *Arctica* и другие, известные на севере Сибири и Северо-Востоке СССР как в верхах аалена, так и низах байоса (слои с *Tugurites fastigatus*) [Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1978; и др.].

Собственно *Mytiloceramus jurensis* наиболее массовые скопления повсеместно, как будто бы, образует в нижнебайосских толщах (слоях с *Tugurites fastigatus*). В пользу байосского возраста могло бы в какой-то мере свидетельствовать присутствие в комплексе *Tancredia oviformis*, донные известных лишь из отложений, относимых к байосу. Однако очень близкие танкредии (*Tancredia* sp. nov.) известны и из заведомо ааленских отложений, что исключает даже самое минимальное стратиграфическое значение определения этого вида в открытой номенклатуре [Захаров, Шурыгин, 1978]. Таким образом, слои с *Mytiloceramus jurensis* в разрезе мыса Цветкова мы рассматриваем как верхнеааленские — нижнебайосские (таблица).

Слои с *Mytiloceramus lucifer* четко фиксируются на всей территории бореального бассейна и отвечают верхней части нижнего байоса не ниже зоны *Otoites sausei* [Стратиграфия..., 1976].

Таким образом, анализ комплексов двустворок позволяет провести детальное расчленение разреза юры мыса Цветкова (см. таблицу). Выделенные слои с двустворками достаточно уверенно сопоставляются с соответствующими уровнями в хорошо изученных разрезах Лено-Анабарского прогиба и привязываются к подразделениям общей стратиграфической шкалы. Возможны и более дальние корреляции в пределах бореального бассейна.

Выделяются следующие слои с двустворками (снизу вверх) (см. таблицу):

1. Слои с *Meleagrinnella* ex gr. *subolifex* и *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* (нижний лейас).
2. Слои с *Harpaх* ex gr. *spinus* (возможно, нижний плинсбах).
3. Слои с *Eopecten viligaensis* (верхний плинсбах).
4. Слои с *Radulonectites* (верхний плинсбах).
5. Слои с *Dacryomya inflata* (нижний тоар).
6. Слои с *Pseudomytiloides marchaensis* (нижний тоар).
7. Слои с *Dacryomya gigantea* и *Arctotis* (верхний тоар? — нижний аален).
8. Слои с *Arctica humiliculminata* и *Mytiloceramus elegans* (верхний аален).
9. Слои с *Mytiloceramus jurensis* (верхний аален — нижний байос).
10. Слои с *Mytiloceramus lucifer* (нижний байос).

Свитная разбивка ниже- и среднеюрских толщ Восточного Таймыра до сих пор не сделана. Строение исследуемого разреза весьма своеобразно, и, с этой точки зрения, свитная разбивка, прослеживающаяся в Анабаро-Хатангском районе [Шурыгин, 1978б], по-видимому, не применима к районам Восточного Таймыра. В низах разреза еще можно проследить аналоги зимней (приблизительно до пачки 8) и аиркатской (до подошвы «китербютского горизонта») свит, однако тоар-ааленская толща (по пачку 19) уже существенно отличается от синхронной

Ярус		Подъярус	М.Е. Каплан и др. [1974] Состав толщи	Ярус	Подъярус	Слон с двустворками		Б.Н. Шурыгин, М.А. Левчук	
Ярус		Подъярус	Состав толщи	Ярус	Подъярус	Состав толщи		Состав толщи	
Байос	Нижний	Нижний	Алевролиты и песчаники с <i>Mutiloceramus aff. porovi</i> (60 м)	Байос	Нижний	Мутилоцерамусы		Песчаники алевроитовые (23 м)	
						Мутилоцерамусы		Глины и алевроиты песчанистые, песчаники (88,5)	
Аален	Верхний	Верхний	Алевроиты и аргиллиты с <i>Hastites sp.</i> , <i>Mutiloceramus jurensis</i> (89,3 м)	Аален	Верхний	Аргиллиты		Переслаивание алевроитов и глин (59,4 м)	
						Мутилоцерамусы		Глины аргиллитоподобные и глины алевроитовые (64,1 м)	
Тоар	Нижний	Нижний	Аргиллиты с <i>Hastites frigidus</i> (19,7 м)	Тоар	Нижний	Псевдомитлоиды		Глины (14,5 м)	
						Маршансы		Глины алевроитистые (51,8 м)	
						Дакриомы		Алевроиты крупнозернистые и глины (123 м)	
Плинсбах	Верхний	Верхний	Алевролиты и песчаники с <i>Harpaх sp.</i> (307,4 м)	Плинсбах	Верхний	Радиолонектиты		Алевроиты крупнозернистые и глины (76 м)	
						Еорестены		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	
						Награхи		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	
Плинсбах	Нижний	Нижний	Алевролиты и песчаники с <i>Harpaх sp.</i> (307,4 м)	Плинсбах	Нижний	Мелегринеллы		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	
						Псевдомитлоиды		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	
Плинсбах	Нижний	Нижний	Алевролиты и песчаники с <i>Harpaх sp.</i> (307,4 м)	Плинсбах	Нижний	Мелегринеллы		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	
						Псевдомитлоиды		Алевроиты крупнозернистые (32 м)	

Анабарского района. По фаціальным и палеонтолого-тафономическим характеристикам она ближе к тоар-ааленской толще Келимяр-Оленекского района, в частности к келимярской свите. Верхняя часть разреза (верхний аален- нижний байос) сходна с арангастахской свитой Анабаро-Хатангского района. Таким образом, общее строение ниже-среднеюрских толщ северо-западного и северо-восточного бортов Енисей-Хатангского прогиба свидетельствует о различиях геологической истории этих районов в конце ранней и начале средней юры.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов В. А., Захаров В. А., Месежников М. С. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Восточного Таймыра. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1963, вып. 1.
- Давис А. А., Давис А. С., Казаков А. М. и др. Открытие ниже- и среднелейасовых отложений в бассейне реки Буур на севере Сибири. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978.
- Каплан М. Е., Князев В. Г., Меледина С. В., Месежников М. С. Юрские отложения мыса Цветкова и р. Ченохребетной (Восточный Таймыр). — В кн.: Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974.
- Мигай И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Л.; М.: Главсевморпуть, 1952. (Тр. НИИГА; т. 36).
- Милова Л. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски триасово-юрских отложений Северного Приохотья. М.: Наука, 1976.
- Сакс В. Н., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба. — Геол. и геофиз., 1978, № 9.
- Сакс В. Н., Нальяева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты севера СССР. М.: Наука, 1975.
- Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976.
- Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978.
- Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски и биофации в позднеплинсбахском море Анабарского района. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1978а.
- Шурыгин Б. Н. Свитная разбивка ниже- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978б.

УДК 56.016.3 : 551.761

А. А. ДАГИС, А. С. ДАГИС

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НИЖЕТРИАСОВЫХ КОНОДОНТОВ

Все более неоспоримым становится значение конодонтов для детальной стратиграфии триасовых отложений во всем мире, о чем свидетельствует поток информации, усиливающийся год от года. Причина столь пристального внимания к названной группе кроется в том, что конодонты по стратиграфическому значению иногда превосходят даже аммоноидей. Так, триасовые отложения, по данным В. Свита с соавторами [Sweet et al., 1971], включают 22 конодонтовые зоны, при этом в нижнем отделе

триаса могут быть выделены 13 конодонтовых зон, соответствующих 10 аммонитовым зонам [Tozer, 1967]. Очень велико значение конодонтов при изучении кернового материала, где находки аммоноидей значительно менее вероятны.

Конодонтовый стандарт для триаса, разработанный В. Свитом с соавторами [Sweet, et al., 1971], как выясняется в настоящее время, далеко не совершенен. В частности, для нижнего триаса он выработан практически на двух сильно удаленных разрезах (Западный Пакистан и Юго-Запад США) и включает зоны разного типа — от тейльзон до биозон, которые имеют принципиально различные корреляционные возможности. Ниже, основываясь на новых достижениях в области исследования конодонтов и стратиграфии нижнего триаса, достигнутых как в СССР, так и за рубежом, мы попытаемся дать критический обзор зональной конодонтовой схемы, показать достоверности ее привязки к аммоноидной шкале и отметить нерешенные проблемы.

В наиболее низких горизонтах триаса В. Свит [Sweet, 1970b] выделил зону *Anchignathodus typicalis*, распространенную от верхов перми до зоны *Ophiceras commune* включительно. Кроме вида-индекса, эта зона включает *Anchignathodus isarcicus*, *Neogondolella carinata* и *Ellisonia teichertii*. Аналоги верхней части зоны *typicalis* известны в Северной Италии [Staesche, 1964], Иране [Hirsch, Sussli, 1973; Teichert, Kummel, 1973], Западном Пакистане [Sweet, 1970b] и Кашмире [Sweet, 1970a; Nakazawa et al., 1975], но не обнаружены в циркум-пацифическом регионе и в бореальной области. В одной из работ В. Свит [Teichert, Kummel, 1973] высказал предположение, что зона *typicalis* может быть расчленена на два самостоятельных подразделения: нижнее с *Anchignathodus djoulfensis* и верхнее с *Anchignathodus isarcicus* (характерное только для триаса).

По иному трактует детальную стратиграфию пограничных пермо-триасовых слоев Г. Коцур [Kozur, 1973, 1976; Kozur, Pjatakova, 1975]. Он полагает, что *Anchignathodus typicalis* В. Свита может быть разделен на два самостоятельных вида. Пермские формы (в том числе и голотип *A. typicalis*), а также экземпляры из отоцерасовых слоев, по мнению Г. Коцура, являются синонимами *Anchignathodus minutus* (Ellison), первоначально описанного из карбона. *Anchignathodus typicalis* из зоны *Ophiceras commune* он выделил в самостоятельный вид *A. parvus*. Более того, в пределах этого интервала Г. Коцур предлагал установить две зоны: зону *Anchignathodus isarcicus* внизу, где совместно встречаются *A. isarcicus* и *A. parvus*, и зону *A. parvus* вверху, где известен лишь один вид-индекс.

В Закавказье в верхней части паратриасовых слоев, сменяющихся непосредственно офицерасовыми слоями, Г. Коцур отметил присутствие переходных форм между *A. minutus* и *A. parvus* и на основании этого сделал далеко идущие выводы о непрерывности осадконакопления в этом регионе на границе перми и триаса и синхронности слоев с *Otoceras* триаса и паратриасовых слоев. Эти построения подкрепляются ссылками на находки *A. minutus* в слоях с *Otoceras* Гималаев, Сибири и Гренландии.

Схема Г. Коцура, к сожалению, отражает больше устремление автора, нежели реальное состояние проблемы. Ссылки на наличие переходных

форм в разрезах Закавказья между *A. minutus* и *A. parvus* несостоятельны, поскольку базируются на находке в одном разрезе всего одного (!) экземпляра. Кроме того, вид *A. minutus* сильно изменчив, что прекрасно показал на пенсильванском материале Г. Меррилл [Merill, 1973]; это ставит под сомнение возможность выделения *A. parvus*.

Вероятно, пока следует сохранить для наиболее низких горизонтов триаса зону *Anchignathodus typicalis* или же ограничить верхний предел этой зоны кровлей зоны *Otoceras boreale* и ее аналогов и отделить в качестве самостоятельного подразделения слой с *Anchignathodus isarcicus*, примерно соответствующие нижней части зоны *Ophiceras commune*, как это предполагал В. Свит [Teichert, Kummel, 1973]. Правда, *A. isarcicus* имеет узкий географический ареал, распространен лишь в западных частях Тетиса и неизвестен восточнее Западного Пакистана.

В Западном Пакистане в верхней части слоев с *Ophiceras* выделяется интервал, в котором исчезают все виды рода *Anchignathodus*, но еще не появляются характерные нижнетриасовые формы рода *Neospathodus*. Эта часть разреза, охарактеризованная в основном *Neogondolella carinata* и некоторыми стержневыми формами (роды *Ellisonia* и *Xaniognathus*), была выделена В. Свитом [Sweet, 1970a] в качестве самостоятельной зоны — *Neogondolella carinata*, хотя вид-индекс распространен очень широко, от верхов перми до верхнего инда включительно (зона *Cygonites subdharmaus* Приморья [Бурый, 1979]).

Кроме Западного Пакистана, эта зона прослежена в Кашмире [Sweet, 1970a, b; Nakazawa et al., 1975], где очень строго фиксирован ее возраст по аммоноидеям — верхи слоев с *Ophiceras*, являющихся достаточно уверенным эквивалентом зоны *Ophiceras commune* Канадского стандарта [Tozer, 1967].

Вне Тетиса зона *Neogondolella carinata* известна в Арктической Канаде [Mosher, 1973; Sweet et al., 1971]. В этом регионе не обнаружены конодонты нижнего комплекса с *Anchignathodus* и древнейшее триасовое сообщество представлено почти исключительно одним видом — *Neogondolella carinata*. Возраст зоны *carinata* по аммоноидеям более молодой по сравнению с Западным Пакистаном и Кашмиром — зона *Proptychites strigatus*.

Древнейший комплекс нижнетриасовых конодонтов в Приморье также формально может быть сопоставлен с зоной *Neogondolella carinata* [Бурый, 1979], поскольку в нем встречены лишь вид-индекс и стержневые формы (*Xaniognathus*, *Hadrontina*) и отсутствует род *Neospathodus*.

Комплексы конодонтов, сопоставимые с таковыми зоны *Neogondolella carinata* Пакистана, имеются также в низах разреза триаса Невады [Clarke, 1959] и Гималаев (Спити) [Goel, 1977].

Зона *N. carinata* является, несомненно, полезным подразделением, но она уверенно может быть выделена лишь в разрезах, где имеются охарактеризованные конодонтами как подстилающие, так и перекрывающие отложения.

Четыре последующие зоны были выделены в типовой местности (Западный Пакистан) в отложениях верхнего инда (динерский ярус) по смене в разрезе видов рода *Neospathodus*. Из них нижняя — *Neospa-*

thodus kummeli — до сих пор установлена лишь в одном районе (если не считать находок плохой сохранности единичных экземпляров вида-индекса в Арктической Канаде [Mosher, 1973]) и по этой причине не может быть принята в качестве стандартной. Следующая зона — *Neospathodus dieneri* — уверенно диагностируется лишь в типовой местности и в Кашмире [Sweet, 1970a, b]. Она соответствует интервалу между зонами *Neospathodus kummeli* и *N. cristagalli*, не имеет специфического комплекса и характеризуется лишь обилием вида-индекса, который является долгоживущим видом, распространенным от зоны *N. kummeli* до конца нижнего оленека (смитский ярус). Этот вид известен во многих районах мира — Непале [Kozur, 1973], Гималаях [Goel, 1977], Австралии [McTavish, 1973], Приморье [Бурий, 1979], Сибири [Дагис, 1980], Британской Колумбии [Mosher, 1973].

Следующая зона — *Neospathodus cristagalli*, для которой специфическим, кроме вида-индекса, является также *Neospathodus peculiaris*, установлена в Западном Пакистане и Кашмире, а также в Британской Колумбии [Mosher, 1973], где вид-индекс встречен совместно с *N. dieneri* в отложениях зоны *Vavilovites sverdrupi*. Указание о находке *N. cristagalli* в зоне *Anasibirites nevolini* Приморья [Бурий, 1979] базируется на неправильном определении.

Верхняя зона индского яруса, выделенная в Западном Пакистане В. Свитом [Sweet et al., 1971] — *Neospathodus pakistanensis*, также указана из Тимора и Свальбарда [Birkenmajer, Trammer, 1975]. В последнее время аналоги зоны *N. pakistanensis* достаточно уверенно выделяются в Приморье [Бурий, 1979], где встречен вид-индекс, и в Сибири [Дагис, 1980], где *Neospathodus pakistanensis* обнаружен в ассоциации с *N. dieneri*, *N. curtus*, *Neogondolella nepalensis*, *N. carinata*.

Вероятными аналогами зоны *N. pakistanensis* в Гималаях [Goel, 1977] являются подстилающие зону *Neospathodus waageni* известняки с *Neospathodus dieneri*, *N. spitiensis*, *N. novoholandiae*, *N. labiatus*. В пользу этого говорит стратиграфическое положение и сходство *N. labiatus* с *Neogondolella nepalensis*, характеризующей зону *N. pakistanensis* Сибири. Отдельные находки вида-индекса зоны известны в Британской Колумбии [Mosher, 1973] и Австралии [McTavish, 1973].

В Западном Пакистане зона *Neospathodus pakistanensis* имеет полностью еще индский возраст. Верхнеиндские аммоноидеи (*Gyronites*) известны и в аналогах этой зоны Гималаев. В Приморье достоверные *N. pakistanensis* встречены в низах оленека яруса [Бурий, 1979, набл. II, фиг. 2] и сомнительные¹ — в верхах индского с *Gyronites* aff. *planissimus* (там же, табл. XVIII, фиг. 5). В Сибири комплекс конодонтов с *Neospathodus pakistanensis* характерен для низов аммоноидной зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*, коррелируемой с зоной *Euflemingites romunderi* канадского стандарта [Дагис и др., 1979]. Кроме того, единичные экземпляры *Neogondolella nepalensis* были обнаружены в отложениях, лишенных аммоноидей, условно относимых (по стратиграфическому положению) к индскому ярусу. Вероятнее всего, зона *Neospathodus pakistanensis* охватывает верхи индского яруса (скорее

всего, не более части зоны *Vavilovites sverdrupi*, о чем свидетельствует находка *Neospathodus cristagalli* в отложениях этой зоны в Британской Колумбии) и низы оленека яруса — части зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* Сибири и ее аналогов. Точная привязка зон *Neospathodus kummeli*—*N. cristagalli* к аммоноидной шкале в настоящее время неясна.

Неудовлетворительное состояние зонального расчленения верхнего инда (динерский ярус) по конодонтам отмечается разными исследователями. Х. Коцур и Х. Мостлер [Kozur, Mostler, 1973; Kozur, 1974] полагают, что в этом интервале может быть выделена всего одна зона — *Neospathodus dieneri* — с двумя подзонами — *N. kummeli* и *N. dieneri*, примерно соответствующими аммоноидным зонам *Proptychites candidus* и *Vavilovites sverdrupi*. К сожалению, достаточно убедительная аргументация этих построений до настоящего времени не приведена. К. Накава и др. [Nakazawa et al., 1975] считают, что *Neospathodus pakistanensis* и *N. dieneri* являются синонимами *N. cristagalli* и на этом основании выделяют в верхнем инде лишь одну зону — *N. cristagalli*.

Начиная с оленека яруса, по конодонтам составлены две зональные схемы, валидные для разных регионов. Это схема В. Свита [Sweet, 1970a], базирующаяся на материалах Пакистана, которая может быть применена для Гималаев, Австралии, бореальных регионов, и схема Дж. Коллинсона и А. Хансен Мюллера [Sweet et al., 1971], разработанная по материалам Юго-Запада США. Последняя может быть использована в циркумпафических регионах и отличается значительно большей детальностью.

По схеме В. Свита, в оленека отложениях могут быть выделены три крупные зоны: *Neospathodus waageni*, *Neogondolella jubata* и *Neospathodus timorensis*. Это по сути дела ранговые зоны, хорошо прослеживающиеся во многих районах. Зона *Neospathodus waageni* выделяется в Спити (Гималаи) над аналогом зоны *N. pakistanensis* [Goel, 1977], в Австралии [McTavish, 1973], Британской Колумбии [Mosher, 1973] и на севере Сибири [Дагис и др., 1979; Дагис, 1980]. В Западном Пакистане зона *N. waageni* охватывает «цератитовый песчаник» и «верхний цератитовый известняк», в которых встречены аммоноидеи местных зон — *Meekoceras gracilitatis* и *Anasibirites pluriformis* [Guex, 1978], т. е. примерно смитский ярус, по Э. Тозеру. В Британской Колумбии *N. waageni* и сопутствующее ему виды *Neogondolella elongata*, *N. mosheri* (= *N. neoadensis sensu Mosher*), *N. milleri* и другие известны в зонах *Euflemingites romunderi* и *Wasatchites tardus*. На севере Сибири *Neospathodus waageni* совместно с *Neogondolella elongata*, *N. mosheri* и другими встречен в значительной части зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* (кроме самых нижних горизонтов), достаточно точного эквивалента зоны *Euflemingites romunderi* канадского стандарта. В зоне *Dieneroceras demokidovi* конодонты редки, представлены в основном индифферентными стержневыми формами, и верхний предел распространения зоны *N. waageni* в Сибири остается неясным. В целом же зона, вероятно, охватывает весь нижнеоленека подъярус (смитский ярус), кроме самых нижних горизонтов зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* и ее аналогов.

Этот же стратиграфический интервал на Юго-Западе США был разделен уже на три конодонтовые зоны [Sweet et al., 1971]: *Parachiro-*

¹ В работе Г. И. Бурий дана ошибочная трактовка возраста вмещающих отложений.

gnathus — *Furnishius*, *Neospathodus conservativus* и *Neogondolella milleri*.

Недавно эта схема была ревизована [Solien, 1979]. Зона *Neospathodus conservativus* была отвергнута в связи с тем, что распространение вида-индекса практически совпадает со стратиграфическим интервалом родов *Eurnishius* и *Parachirognathus*. Нижняя зона *Parachirognathus* — *Furnishius* разделена на зоны *Furnishius*, *Parachirognathus*—*Furnishius* и *Parachirognathus*. В зоне *Furnishius* в изученном разрезе еще не появляется род *Parachirognathus*, зона *Parachirognathus* — *Furnishius* является зоной совместного распространения родов *Parachirognathus* и *Furnishius* и зона *Parachirognathus* характеризуется исчезновением рода *Furnichus* и распространением только рода *Parachirognathus*. Подобная последовательность прослежена в одном разрезе, и трудно судить, насколько она выдержана. Ранее отмечалось лишь доминирование рода *Furnishius* в нижних и *Parachirognathus* в верхних частях зоны [Sweet et al., 1971; Clarke, Rosser, 1976].

Наиболее близкие к североамериканским комплексы конодонтов в синхронных отложениях встречены в Приморье [Бурий, 1979]. Несмотря на определенные стратиграфические погрешности, частые некорректные определения аммоноидей, породившие пародоксальные комплексы, и отдельные сомнительные описания конодонтов (например, *Neospathodus lanceolatus*, *N. cristagalli*), в работе Г. И. Бурий имеется ряд фактов, заслуживающих внимания. После некоторых корректив, которые мы смогли внести после знакомства с отдельными разрезами Приморья и консультаций с Ю. Д. Захаровым, неоспоримым фактом остается очень широкое стратиграфическое распространение в Приморье рода *Furnishius*. Он здесь известен не только в местной зоне *Hedenstroemia bosphorensis* (кроме самых низких горизонтов), коррелируемой с зоной *Meekoceras gracilitatis* США, но и в зоне *Anasibirites nevolini*, сопоставимой с анасибиритовыми слоями, замыкающими смитского яруса на Юго-Западе США. Род *Parachirognathus*, в узком смысле, в Приморье, равно как и в других районах, отсутствует. Стратиграфическое распространение *Neospathodus conservativus* здесь полностью совпадает со стратиграфическим интервалом *Neogondolella milleri*, т. е. ограничено аммоноидной зоной *Anasibirites nevolini*. В Приморье в интервале, эквивалентном зоне *Neospathodus waageni*, по сути дела выделяется одна ранговая зона *Furnishius*, которая может быть подразделена на две части: нижнюю, где встречается только *Furnishius*, и верхнюю, в которой появляется *Neogondolella milleri* (наряду с *Furnishius*).

Таким образом, конодонтовые зоны нижнеоленекского подъяруса Северной Америки, скорее всего, отражают специфику развития конодонтов лишь одного бассейна и не могут быть применены в других регионах. Несомненно, невалидной является зона *Neospathodus conservativus*. Первоначально вид-индекс этой зоны описан из одного образца с *Neogondolella milleri* [Müller, 1956], и совместно с последним видом он широко распространен в Тиморе, Японии [Nogami, 1968], Приморье [Бурий, 1979]. В Юте [Solien, 1979] этот вид обычен в *Parachirognathus*—*Furnishius* слоях. Следовательно, *Neospathodus conservativus* с одинаковой вероятностью может быть встречен на различных уровнях смитского яруса.

Род *Parachirognathus*, как уже отмечалось, является эндемиком. Род *Furnishius*, кроме Юго-Запада США, известен в Малайе [Igo et al., 1965], вероятно, в Британской Колумбии [Mosher, 1973] и в Приморье. В последнем районе он распространен до конца нижнего оленека (смитский ярус), а следовательно, не может быть индикатором раннесмитского возраста.

Реальным для регионов, примыкающих к Тихому океану, в настоящее время является двучленное деление нижнеоленекских отложений по конодонтам. Нижняя граница нижней зоны может быть проведена по появлению родов *Parachirognathus*, *Furnishius* и ряда видов — *Neospathodus conservativus*, *N. waageni*. Это типичная зона совместного распространения (concurrent—range), для которой может быть сохранено название *Parachirognathus*—*Furnishius*.

Верхняя зона устанавливается по появлению *Neogondolella milleri* и охватывает интервал распространения этого вида. *Neogondolella milleri* является очень важным видом для корреляции нижнеоленекских отложений, на что указывал Мак Тавиш [McTavish, 1973]. Он легко и однозначно идентифицируется и имеет узкий интервал стратиграфического распространения, достаточно четко привязанный к аммоноидной схеме. В Тиморе, Японии и Приморье [Nogami, 1968; Burij, 1979] он известен из слоев с *Anasibirites*. В Британской Колумбии *Neogondolella milleri* обнаружена в разновозрастных отложениях зоны *Wasatchites tardus* [Mosher, 1973]. В Неваде этот вид первоначально был описан из *Meekoceras* зоны [Müller, 1956], которая, в широком смысле, включала и *Anasibirites* подзону Д. Смита [Smith, 1932], но точная привязка к аммоноидеям не установлена. В Юте [Solien, 1979] *Neogondolella milleri* встречается в одном слое с *Anasibirites*. Таким образом, есть все основания полагать, что зона *N. milleri* является полным аналогом аммоноидной зоны *Wasatchites tardus*. Зона *Parachirognathus*—*Furnishius* близка по объему зоне *Euflemingites romunderi*, но полного совпадения в данном случае нет. Как уже отмечалось, в низах этой зоны на севере Сибири и в Приморье встречаются еще конодонты зоны *Neospathodus pakistanensis*.

По М. Солину [Solien, 1979], *Parachirognathus*—*Furnishius* зона отчасти могла быть синхронной зоне *Neospathodus pakistanensis*. В Приморье [Бурий, 1979] эти зоны встречены в реальной последовательности, и появление *Furnishius* здесь происходит строго одновременно с появлением *Neospathodus waageni* в бореальных регионах — в низах аналогов зоны *Euflemingites romunderi*.

Граница между нижним и верхним оленеком (смитский и спэтский ярусы) по конодонтам очень четкая. Происходит вымирание характерных для нижнего оленека видов родов *Neogondolella* и *Neospathodus* (*Neospathodus conservativus*, *N. waageni*, *Neogondolella milleri*) и появляется комплекс, в котором чаще всего встречаются *Neogondolella jubata*, *Neospathodus triangularis*, *N. homeri*. В Приморье этот комплекс указывается из анасибиритовых слоев нижнего оленека [Бурий, 1979], но такой вывод не соответствует действительности. Верхнеоленекские конодонты встречены в анасибиритовых слоях лишь в одном обнажении на о. Русском, но возраст отложений в данном случае определен некорректно. Конодонты собраны из слоев, лишенных аммоноидей и нахо-

дящихся стратиграфически выше последних находок аммоноидей зоны *Anasibirites nevolini*, которые вполне могут быть отнесены, учитывая определение конодонтов, уже к верхнему оленеку. В верхнеоленекских отложениях Соляного кряжа (Nargmia слоях) В. Свит [Sweet, 1970a] установил по конодонтам две зоны — *Neogondolella jubata* и *Neospathodus timorensis*, характеризующиеся близкими комплексами (за исключением видов-индексов). Аналоги зоны *Neogondolella jubata* сейчас выявлены в Турции [Gedik, 1975], где в завершающих нижний триас слоях встречается *Neogondolella jubata* совместно с *Neospathodus triangularis* и *N. homeri*, в Австралии [McTavish, 1973] в отложениях выше зоны *Neospathodus waageni* с единичными экземплярами вида-индекса, на севере Сибири [Дагис и др., 1979; Дагис, 1980] и в Британской Колумбии [Mosher, 1973]. В последних районах конодонты привязаны к аммоноидной шкале.

В США зона *Neogondolella jubata* Дж. Коллинсоном и А. Хансен Мюллером [Sweet et al., 1971] была разделена на три самостоятельных зоны: *Platyvilosus*, *Neospathodus* sp. g. (= *N. collinsoni*) и *Neogondolella jubata*. Такое деление было подтверждено в последнее время [Solien, 1979] для штата Юта. Как и в случае с расчленением аналогов зоны *Neospathodus*, выясняется, однако, что эта схема в значительной степени пригодна для локальных корреляций и сомнительна в статусе стандартной. Нижняя зона, по мнению В. Свита с соавторами [Sweet et al., 1971], является зоной распространения (= биозоной) рода *Platyvilosus* (включая роды *Eurygnathodus* и *Foliella* в качестве синонимов). Однако сейчас род *Platyvilosus* обнаружен в зоне *Neogondolella milleri* нижнего оленека в Приморье (*P. aff. gardinae* [Бурий, 1979]) и, что самое неожиданное, в вероятных аналогах зоны *Neospathodus pakistanensis*, ниже достоверной зоны *Neospathodus waageni* в Гималаях (Спити), где он встречается совместно с позднеиндийскими аммоноидеями [Goel, 1977]. Интересно, что в последнем районе в верхах инда встречен *Platyvilosus costatus*, первоначально описанный из кампильских слоев (иногда с *Tirolites*) Альп и прилегающих регионов [Staesche, 1964; Budurov, Pantič, 1974]. В свете приведенных данных дефекты зоны *Platyvilosus* В. Свита с соавторами [Sweet et al., 1971] очевидны.

Для следующей зоны, установленной в спэтских отложениях Юго-Запада США в слоях с *Columbites* — *Neospathodus collinsoni* (первоначально она выделена под названием *Neospathodus* sp. G), характерен лишь один вид-индекс. Последний, кроме США, известен только в Приморье, но там он встречен в более древних слоях (с *Tirolites cassianus*).

Зона *Neogondolella jubata*, в узком смысле, выделена в Неваде в субколумбитовых слоях, где исчезают *Neospathodus collinsoni* и вид-индекс сопровождается *Neospathodus homeri* и *N. triangularis* — видами, характерными для всего спэтского яруса. В Западном Пакистане эквивалентный стратиграфический интервал (с *Prohungarites*) отнесен уже к зоне *Neospathodus timorensis* [Sweet, 1970]. В Неваде *N. timorensis* был встречен в единственном образце в верхней Тобин формации [Sweet et al., 1971]. Точная его привязка неясна. Аммоноидеи, характеризующие субколумбитовые слои, были обнаружены лишь в низах Тобин формации [Silberling, Tozer, 1968; Silberling, Wallace, 1969], и не исключено, что верхняя часть этой формации имеет уже анизийский возраст.

Следует отметить, что возраст зоны *Neospathodus timorensis* сейчас

не так ясен, как представлялся ранее. В стратотипическом разрезе Западного Пакистана *Neospathodus timorensis* обнаружен в одном образце в 20 м выше последних находок аммоноидей зоны *Prohungarites similis* (= *Tozericeras pakistanensis* [Guex, 1978]). В Неваде, на о. Хиос [Nicora, 1976], в Турции [Gedik, 1975] *N. timorensis* обнаружен лишь в анизийских отложениях.

В Австралии этот вид встречен в слоях, точная датировка которых по аммоноидеям неизвестна. Лишь на Тиморе *N. timorensis* был встречен в образце с *Leiophyllites timorensis* Bando и *Procarnites* aff. *kokeni* Arthaber, которые, скорее всего, указывают на самые верхние горизонты нижнего триаса, хотя И. Ногами [Nogami, 1968] допускал раннеанизийский возраст этого образца. А. Никора [Nicora, 1976] полагает, что *N. timorensis* является видом, характерным только для южноанизийских отложений. Однако следует иметь в виду, что в некоторых районах (Западный Пакистан, Австралия) этот вид встречается совместно с *Neospathodus homeri* и *N. triangularis*, которые, вероятно, не пересекают границу нижнего и среднего триаса.

В целом реальными в настоящее время являются два подразделения по конодонтам в верхнем оленеке циркумпацифики: зона *Neospathodus collinsoni* в тиролитовых и колумбитовых слоях и зона *Neogondolella jubata*, охватывающая интервал между последними *Neospathodus collinsoni* и первыми *N. timorensis*. Зона *N. jubata*, вероятно, соответствует субколумбитовым слоям, хотя, возможно, граница между колумбитовыми и субколумбитовыми слоями не совпадает со сменой конодонтовых зон.

Зона *Neospathodus timorensis* в нижнем триасе может охватывать лишь самые верхи субколумбитовых и прохунгаритовых слоев, или она имеет более широкий диапазон и является в значительной степени аналогом зоны *Neogondolella jubata* (в узком смысле).

В бореальных регионах в верхнем оленеке также выделяются два комплекса конодонтов: нижний, где доминирует *Neogondolella jubata*, и верхний, в котором наряду с *N. jubata* появляется очень характерный вид *Neogondolella paragondolellaeformis* [Дагис и др., 1979; Дагис, 1980]. Последний вид, кроме Сибири, известен в Гималаях (описан как *N. polygnathiformis* [Goel, 1977] в ассоциации с позднеоленекскими *Neospathodus homeri* и *N. triangularis* и, вероятно, имеет близкий возраст.

Смена бореальных верхнеоленекских комплексов происходит примерно на границе слоев с *Parasibirites grambergi* и с *Keyserlingites subrobustus*. Основание слоев с *Keyserlingites subrobustus*, скорее всего, соответствует основанию слоев с *Subcolumbites* и *Prohungarites* [Дагис и др., 1979], а следовательно, смена позднеоленекских комплексов конодонтов в Тихоокеанском регионе и в бореальной области происходит примерно одновременно.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурий Г. И. Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979.
Дагис А. А. Древнейшие оленекские конодонты севера Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Недра, 1980.
Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.

Birkenmajer K., Trammer J. Lower Triassic conodonts from Horsund, South Spitzbergen. — Acta geol. pol., 1975, vol. 25, N 2.

Budurov K., Pantic S. Die Conodonten der Campiller Schichten von Brassina (Westserbien). Stratigraphie und Conodontenzonen. — Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. палеонтол., 1974, № 23.

Clarke D. L. Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. — J. Paleontol., 1959, vol. 33, N 2.

Clarke D. L., Rosser S. V. Analysis of paleoecologic factors associated with the Triassic Parachirognathus-Furnishius conodont fauna in Utah and Nevada. — Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap., 1976, N 15.

Gedik A. Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Turkei). — Paleontographica, 1975, Bd. A 150, N 4/6.

Goel R. K. Triassic conodonts from Spiti (Himachal Pradesh), India. — J. Paleontol., 1977, vol. 51, N 6.

Guex J. Le trias inférieur des Salt Ranges (Pakistan): problèmes biochronologiques. — Eclog. geol. helv., 1978, vol. 71, N 1.

Hirsch F., Süssli P. Lower Triassic conodonts from the Lower Elikah formation Central Albourz Mountains (North Iran). — Eclog. geol. helv., 1973, Bd. 66, N 3.

Igo H., Krike T., Yin E. Triassic conodonts from Kelantan, Malaya. — Mejiro Gakuen Woman's Jun. Coll., 1965, vol. 2.

Kozur H. Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. — Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck, 1973, Bd. 3, N 3.

Kozur H. Die Conodontengattung Metapolygnathus Hayashi, 1978 und ihr stratigraphischer Wert. — Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck, 1974, Bd. 4, N 1.

Kozur H. Paleoecology of Triassic conodonts and its bearing in multielement taxonomy. — Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1976, N 15.

Kozur H., Mostler H. Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csovak, Ungarn. — Verh. Geol. Bundesanst., 1973, H. 2.

Kozur H., Pjatakova M. Die Conodonten Art Anchignathodus parvus n. sp., einige wichtige Leitform der basalen Trias. — Proc. Kon. Akad. Ned. Wetensch., 1976, Bd. 79.

McTavish R. A. Triassic conodont faunas from Western Australia. — Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh., 1973, Bd. 143, N 3.

Merill G. Pennsylvanian nonplatform genera. 1. Spathognathodus. — J. Paleontol., 1973, vol. 47, N 2.

Mosher L. Triassic conodonts from British Columbia and the Northern Arctic Islands. — Geol. Surv. Canad. Bull., 1973, vol. 222.

Müller K. Triassic conodonts from Nevada. — J. Paleontol., 1956, vol. 30, N 4.

Nakazawa K., Kapoor H. M., Ishii K. et al. The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India. — Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. geol. miner., 1975, vol. 42, N 1.

Nicora A. Conodont-fauna, stratigraphic position and relations to the Tethyan successions of Shoshonensis zone (Pelsonian) of Nevada. — Riv. ital. paleontol. stratigr., 1976, vol. 82, N 4.

Nogami Y. Trias Conodonten von Timor. — Mem. fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. geol. miner., 1968, vol. 34, N 2.

Silberling N. I., Tozer E. T. Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1968, vol. 110.

Silberling N. I., Wallace R. E. Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying Lower Mesozoic Rocks, Humboldt Range, Nevada. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1969, vol. 592.

Smith J. P. Lower Triassic ammonoids of North America. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1932, vol. 167.

Solien M. Conodont biostratigraphy of the Lower Triassic Thaynes Formation, Utah. — J. Paleontol., 1979, vol. 53, N 2.

Staesche U. Conodonten aus der Skyth von Sudtirol. — Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., 1964, Bd. 119.

Sweet W. C. Permian and Triassic conodonts from a section at Gyrul Ravine, Vihi District, Kashmir. — Univ. Kans. Paleontol. Contribs, 1970a, vol. 49.

Sweet W. C. Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. — In: Stratigraphic boundary problems:

Permian and Triassic of West Pakistan/Ed. B. Kummel, C. Teichert. Kans. Univ. Dept Geol. Spec. Publ., 1970b, vol. 4.

Sweet W. C., Mosher L., Clark D. L. et al. Conodont biostratigraphy of the Triassic. — In: Symposium on conodont stratigraphy/ Ed. W. C. Sweet, S. M. Bergstrom. Geol. Soc. Amer., 1971, Mem. 127.

Teichert C., Kummel B. Permian-Triassic strata Kuh-E-Ali Bashi Northwestern Iran. — Bul. Mus. Zool., 1973, vol. 145, N 8.

Tozer E. T. A standard for Triassic time. — Bull. Geol. Surv. Canada, 1967, vol. 156.

УДК 550.4 : 551.761 (571.511—11)

А. М. КАЗАКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

Анализ геохимических данных проведен по материалам обнажений триасовой системы в клифах мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Этот разрез является опорным для Енисей-Хатангского прогиба. Здесь без пропусков обнажаются все отделы и почти все ярусы системы общей мощностью 1350 м. Триас представлен осадками различного генезиса — от нормально-морских до континентальных, и в строении разреза прослеживается закономерная смена фаций, обусловленная эволюцией процессов осадконакопления (рисунки). Отложения хорошо охарактеризованы морской фауной, а также остатками растений. Автором подробно описан разрез, проведено минералого-петрографическое, гранулометрическое и геохимическое изучение горных пород с использованием данных описания шлифов, механического, иммерсионного, рентгеноструктурного, термического, количественного спектрального, пламенно-фотометрического, химического и других видов анализов. Разрез изучен палеонтологически специалистами по различным группам фауны и флоры (А. С. Дагис, Н. И. Курушин, Н. К. Могучева, З. И. Булатова, А. А. Дагис и др.): собраны и исследованы коллекции аммоноидей, двусторчатых моллюсков, брахиопод, конодонтов, фораминифер, остракод, флоры и микрофитофоссилий, определены находки наутилоидей, белемноидей, гастропод, рептилий. По руководящей и сопутствующей фауне разрез расчленен на ярусы, подъярусы и местные зоны. Кроме того, выделены региональные стратиграфические подразделения — свиты, подсвиты, пачки, слои.

Разрез триаса на Восточном Таймыре кратко характеризуется следующим образом (снизу вверх).

Кешинская свита (нижняя часть инда) — чередующиеся пачки мелководно-морских, лагунных и континентальных мелко- и разнотельных гравелистых песчаников, крупнозернистых песчаных и мелкозернистых глинистых алевролитов, аргиллитов. Состав песчаников и алевролитов граувакковый, полевошпат-кварц-граувакковый, аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые. Свита содержит известковые, сидеритовые, фосфоритовые и пиритовые конкреции, растительный детрит,

Песчаники и алевролиты полевошпат-кварц-граувакковые, туфы витро-литокластические, аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые, с известковыми конкрециями, растительным детритом, отпечатками растений, спорами и пылью, остатками фораминифер, в верхней части—аммоноидей и двустворчатых моллюсков. Мощность 165 м.

Истанахская свита (нижняя часть верхнего оленека) — морские оскольчатые хлорит-гидрослюдистые аргиллиты и глинистые мелкозернистые полевошпат-кварц-граувакковые алевролиты, с известковыми и сидеритовыми конкрециями, с остатками аммоноидей, наутилоидей, двустворчатых моллюсков, брахиопод, фораминифер, конхострак, с конодонтами. Мощность 80 м.

Прибрежнинская свита (верхняя часть оленека) — прибрежно-морские мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты кварц-полевошпат-граувакковые, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые, с известковыми конкрециями, остатками аммоноидей, наутилоидей, двустворчатых моллюсков, брахиопод, конхострак, фораминифер, с конодонтами. Мощность 25 м.

Моржовская свита (анизий) — морские хлорит-гидрослюдистые аргиллиты, в верхней части с прослоями кварц-полевошпат-граувакковых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, с известковыми конкрециями, с остатками аммоноидей, наутилоидей, двустворков, гастропод, брахиопод, остракод, встречаются конодонты, споры и пыльца. Мощность 235 м.

Кульдминская свита (верхи анизия — ладин) — постепенно сменяющиеся снизу вверх прибрежно-морские мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с подчиненными прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов, с остатками аммоноидей, двустворков, гастропод, брахиопод, морских ежей, фораминифер (нижняя подсвита); мелководно-морские и лагунные мелко-среднезернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов (средняя подсвита); континентальные мелко- и разнозернистые песчаники с прослоями конгломератов, аргиллитов и алевролитов, аргиллиты, алевролиты с линзами и прослоями углей, с остатками пресноводных моллюсков (верхняя подсвита). Состав песчаников и алевролитов полевошпат-кварц-граувакковый, кварц-граувакковый, аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с примесью каолинита. Мощность 285 м.

Осипайская свита (нижний карний) — морские оскольчатые хлорит-гидрослюдистые аргиллиты, в верхней части переслаивающиеся с глинистыми полевошпат-кварц-граувакковыми мелкозернистыми алевролитами, с известковыми и фосфоритовыми концентрациями, остатками аммоноидей, наутилоидей, белемноидей, двустворков, гастропод, брахиопод, фораминифер, остракод, ихтиозавров. Мощность 60 м.

Немцовская свита (нижний карний — нижний норий) — постепенно сменяющиеся снизу вверх прибрежно-морские мелкозернистые алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов, с остатками аммоноидей, наутилоидей, двустворков, брахиопод, фораминифер (нижняя подсвита); мелководно-морские и лагунные мелко- и среднезернистые песчаники (средняя подсвита); континентальные переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, с пластами и линзами углей (верхняя подсвита). Состав песчаников и алевролитов полевошпат-

кварц-граувакковый, мезомиктовый кварцевый, аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые. Мощность 245 м.

Тумулская свита (нижний норий) — прибрежно-морские средне-мелкозернистые полевошпат-кварц-граувакковые песчаники с прослоями конгломератов. Мощность 10 м.

Геохимическая характеристика разреза проведена по методике Н. М. Страхова [Страхов, Залманзон, 1955], где параметрами являются аутигенно-минералогические формы железа, рассеянный органический углерод и их соотношения. В лабораториях химической и органической геохимии СНИИГГиМС было проанализировано 214 проб. Определялись (в % на породу) железо валовое ($Fe_{вал}$), закисное ($Fe_{зак}$), окисное ($Fe_{ок}$), сера общая и сульфатная, рассчитывалось содержание серы сульфидной и железа пиритного. Устанавливалось содержание остаточного органического углерода ($C_{орг. ост}$) и рассчитывался исходный органический углерод.

В качестве объектов исследования взяты региональные стратиграфические подразделения (свиты, подсвиты) — естественно-исторические геологические тела, сформировавшиеся в определенных палеогеографических условиях, как правило сходных либо закономерно изменяющихся; в последнем случае рассмотрены подсвиты (см. рисунок). Для этих подразделений произведен расчет концентраций различных форм железа и органического углерода по литологическим типам пород и в среднем (табл. 1, 2).

Железо. Приведенные в табл. 1 и на рисунке соотношения форм железа для различных по составу и условиям формирования триасовых отложений Восточного Таймыра выявляют определенные закономерности в их распределении по разрезу.

По содержанию и распределению $Fe_{вал}$ триасовая система расчленяется на две толщи: нижнетриасовую и средне-верхнетриасовую (см. рисунок). Для верхней толщи содержание $Fe_{вал}$ (в %) 3,77—7,53 (в среднем 5,87), и здесь отчетливо устанавливается контроль его количества размером обломочных частиц. В песчаниках концентрация $Fe_{вал}$ (в %) 3,00—7,78 (в среднем 5,72), в алевролитах — 3,55—8,47 (5,81), в аргиллитах — 4,98—7,46 (6,26). Кроме того, для этой толщи в целом характерно уменьшение содержания $Fe_{вал}$ от морских отложений к континентальным. Так, для кульдминской свиты (для ее трех подсвит) от прибрежно-морских до континентальных осадков содержание $Fe_{вал}$ (в %) соответственно изменяется следующим образом (снизу вверх): 7,53—7,16—5,68, для немцовской — 5,90—5,79—3,77 (см. табл. 1).

Нижнетриасовая толща отличается повышенным (примерно в 1,3 раза) содержанием $Fe_{вал}$ (5,84—9,61, в среднем 7,73%). Распределение железа по типам пород обратное: в песчаниках и туфах его содержание (в %) 6,49—10,04 (в среднем 8,00), в аргиллитах — 5,36—9,18 (7,41). Такая зависимость, скорее всего, свидетельствует о близости областей сноса, значительном участии механической дезинтеграции в разрушении питающих провинций, а также о довольно интенсивном основном вулканизме в раннетриасовую эпоху.

В общем балансе железа триасовой системы Восточного Таймыра весьма низка роль $Fe_{обл}$ (см. рис. 1). Обломочное железо в среднем по системе от $Fe_{вал}$ составляет 13%, обычно колеблется от 7 до 16%.

Таблица 1

Распределение форм железа в отложениях триаса на Восточном Таймыре (мыс Цветкова), %

Порода	Среднее содержание						Среднее содержание от Fe _p		
	Fe _{вал}	Fe _{пир}	Fe _{зак}	Fe _{ок}	Fe _p	Fe _{об}	Fe _{пир}	Fe _{зак}	Fe _{ок}
<i>Кецинская свита</i>									
Песчаники	6,75	0,02	5,60	0,70	6,32	0,43	0,3	88,6	11,1
Алевролиты к/з	5,40	0,01	4,27	0,53	4,81	0,59	0,2	88,8	11,0
Алевролиты м/з	5,36	0,03	3,58	0,74	4,35	1,01	0,7	82,3	17,0
Аргиллиты	5,84	0,02	4,48	0,66	5,16	0,68	0,4	86,6	13,0
По свите									
<i>Цветковомысская свита</i>									
Туфы, туффиты	10,04	0,02	6,26	1,98	8,26	1,78	0,2	75,8	24,0
Аргиллиты	9,18	0,06	3,03	1,46	4,55	4,63	1,3	66,6	32,1
По свите	9,61	0,04	4,64	1,72	6,40	3,21	0,8	71,2	28,0
<i>Восточнотаймырская свита</i>									
Песчаники	6,49	0,01	5,05	0,90	5,96	0,53	0,2	84,7	15,1
Алевролиты к/з	7,40	0,03	5,36	1,02	6,41	1,00	0,5	83,6	15,9
Аргиллиты	7,43	0,07	5,24	0,96	6,27	1,16	1,1	83,6	15,3
По свите	7,11	0,04	5,21	0,96	6,21	0,90	0,6	84,0	15,4
<i>Ыстанахская свита</i>									
Алевролиты м/з	7,76	0,24	5,21	1,06	6,51	1,25	3,7	80,0	16,3
глинистые									
Аргиллиты	7,68	0,13	5,09	1,48	6,70	0,98	1,9	76,0	22,1
По свите	7,72	0,18	5,15	1,27	6,60	1,12	2,8	78,0	19,2
<i>Прибрежнинская свита</i>									
Песчаники	8,71	0,03	4,05	1,60	5,68	3,03	0,5	71,3	28,2
Алевролиты	7,99	0,04	4,71	1,49	6,24	1,75	0,6	75,5	23,9
По свите	8,35	0,04	4,38	1,54	5,96	2,39	0,6	73,4	26,0
<i>Моржовская свита</i>									
Алевролиты к/з	6,43	0,05	4,81	0,73	5,59	0,84	0,9	86,0	13,1
Алевролиты м/з	5,23	0,20	3,83	0,31	4,34	0,89	4,6	88,2	7,2
глинистые									
Аргиллиты	5,97	0,12	4,13	0,53	4,78	1,19	2,5	86,4	11,1
По свите	5,88	0,12	4,26	0,52	4,90	0,97	2,7	86,9	10,4
<i>Кульдиминская свита</i>									
<i>Нижняя подсвита</i>									
Песчаники	7,78	0,15	6,29	0,92	7,36	0,42	2,0	85,5	12,5
Алевролиты к/з	8,47	1,33	5,42	1,49	8,24	0,23	16,1	65,8	18,1
Алевролиты м/з	6,42	0,31	4,85	0,55	5,71	0,71	5,4	84,9	9,7
глинистые									
Аргиллиты	7,46	1,31	4,76	0,56	6,63	0,83	19,8	71,8	8,4
По подсвите	7,53	0,77	5,33	0,88	6,98	0,55	10,8	77,0	12,2
<i>Средняя подсвита</i>									
Песчаники	6,92	0,04	5,52	1,02	6,58	0,34	0,6	83,9	15,5
Алевролиты м/з	7,39	0,02	5,51	1,14	6,67	0,72	0,3	82,6	17,1
глинистые									
По подсвите	7,16	0,03	5,52	1,08	6,63	0,53	0,5	83,2	16,3

Таблица 1 (окончание)

Порода	Среднее содержание						Среднее содержание от Fe _p		
	Fe _{вал}	Fe _{пир}	Fe _{зак}	Fe _{ок}	Fe _p	Fe _{об}	Fe _{пир}	Fe _{зак}	Fe _{ок}
<i>Верхняя подсвита</i>									
Песчаники	5,68	0,00	4,56	0,75	5,31	0,37	0,0	85,9	14,1
Алевролиты м/з	5,68	0,01	4,67	0,51	5,19	0,49	0,2	90,0	9,8
глинистые									
По подсвите	5,68	0,005	4,62	0,63	5,25	0,43	0,1	88,0	11,9
По свите	6,79	0,27	5,16	0,86	6,29	0,50	3,8	82,7	13,5
<i>Осибайская свита</i>									
Алевролиты м/з	5,67	0,38	4,32	0,32	5,02	0,65	7,6	86,1	6,4
глинистые									
Аргиллиты	6,61	0,26	5,14	0,45	5,85	0,76	4,4	87,9	7,7
По свите	6,14	0,32	4,73	0,39	5,44	0,70	6,0	87,0	7,0
<i>Немцовская свита</i>									
<i>Нижняя подсвита</i>									
Песчаники	5,90	0,35	4,76	0,40	5,51	0,39	6,4	86,4	7,2
<i>Средняя подсвита</i>									
Песчаники	5,01	0,01	4,34	0,42	4,77	0,24	0,2	91,0	8,8
Алевролиты	6,57	0,04	5,25	0,56	5,85	0,72	0,7	89,7	9,6
По подсвите	5,79	0,02	4,80	0,49	5,31	0,48	0,4	90,4	9,2
<i>Верхняя подсвита</i>									
Песчаники	3,00	0,00	2,82	0,04	2,86	0,14	0,0	98,6	1,4
Алевролиты к/з	3,55	0,00	3,02	0,20	3,22	0,33	0,0	93,8	6,2
Алевролиты м/з									
глинистые	3,56	0,03	2,95	0,07	3,05	0,51	1,0	96,7	2,3
Аргиллиты	4,98	0,05	3,78	0,23	4,06	0,92	1,2	93,1	5,7
По подсвите	3,77	0,02	3,14	0,14	3,30	0,48	0,5	95,6	3,9
По свите	5,15	0,13	4,23	0,34	4,59	0,45	2,4	90,8	6,8
<i>Тумулская свита</i>									
Алевролиты	4,96	0,29	4,31	0,29	4,89	0,07	6,0	88,0	6,0

Заметно повышено его значение (см. рисунок) для вулканогенных пород цветковомысской свиты (33%) и обогащенных пирокластикой осадков прибрежнинской свиты (29%). Это вполне закономерно, поскольку основные породы содержат железа 8,56%, а, например, осадочные — 3,33%, кислые — 2,7% и т. д. [Краткий справочник..., 1977]. Такое соотношение реакционноспособного и обломочного железа подчеркивает значительную роль основного вулканизма в формировании названных свит. Таким образом, в целом по системе на долю аутигенно-минералогических форм приходится 87%, а это значит, что основная масса железа в триасовые бассейны седиментации поступала в гидроокисной форме в виде гидрогетитовых частиц и золь гидроокиси, что, в свою очередь, может свидетельствовать в целом о недостаточной расчлененности рельефа областей сноса.

В распределении Fe_{пир} по разрезу наиболее отчетливо (по сравнению с другими формами железа) видна его фациальная природа (см. рисунок). Для наиболее глубоководных осадков ыстанахской, моржовской, ос-

Таблица 2

Содержание органического углерода в осадочных породах триаса Восточного

Свита, подсвита		Туфы, туффиты	Песчаники	Алевриты к/з
Кешинская		—	0,03—0,46 (0,16) 0,26—0,77 (0,48)	0,33—1,10 (0,72) 0,53—1,36 (0,95)
Цветковомысская		0,01—0,15 (0,05) 0,29—0,54 (0,40)	—	—
Восточнотаймырская		—	0,01—0,27 (0,09) 0,16—0,60 (0,38)	0,04—0,49 (0,19) 0,14—0,72 (0,49)
Ыстанахская		—	—	—
Прибрежнинская		—	0,02—0,08 (0,05) 0,22—0,25 (0,24)	—
Моржовская		—	—	0,05—0,59 (0,30) 0,25—0,97 (0,60)
Кульдиминская	Нижняя	—	0,03—0,48 (0,21) 0,40—1,05 (0,70)	0,08—0,34 (0,16) 0,21—0,72 (0,45)
	Средняя	—	0,04—2,08 (0,45) 0,31—2,37 (0,81)	—
	Верхняя	—	0,08—0,59 (0,29) 0,36—0,76 (0,54)	—
Осипайская		—	—	—
Немцовская	Нижняя	—	0,14—0,64 (0,34) 0,57—1,45 (0,86)	—
	Средняя	—	0,10—0,12 (0,11) 0,35—0,38 (0,37)	—
	Верхняя	—	0,18 (0,18) 0,33—0,34 (0,34)	0,12—1,20 (0,72) 0,26—1,51 (0,91)
Тумулская		—	—	—
Всего по системе		0,01—0,15 (0,05) 0,29—0,54 (0,40)	0,01—2,08 (0,21) 0,16—2,37 (0,52)	0,04—1,20 (0,42) 0,14—1,51 (0,68)

Примечание. В первой строке дано содержание органического углерода

Таймыра, %

Алевриты м/з глинистые	Аргиллиты	Среднее содержание	
0,33—0,56 (0,45) 0,75—0,77 (0,76)	0,32—1,28 (0,66) 0,52—1,49 (0,95)	0,03—1,28 (0,50) 0,26—1,49 (0,79)	
—	0,02 (0,02) 0,12—0,34 (0,23)	0,01—0,15 (0,04) 0,12—0,54 (0,32)	
—	0,15—0,75 (0,40) 0,44—1,14 (0,73)	0,01—0,75 (0,23) 0,14—1,14 (0,53)	
0,29—0,76 (0,52) 0,64—1,12 (0,92)	0,35—0,62 (0,51) 0,65—1,23 (0,96)	0,29—0,76 (0,52) 0,64—1,23 (0,94)	
0,15—0,28 (0,22) 0,47—0,53 (0,50)	—	0,02—0,28 (0,14) 0,22—0,53 (0,37)	
0,17—0,86 (0,40) 0,42—1,34 (0,78)	0,09—0,78 (0,35) 0,39—1,06 (0,67)	0,05—0,86 (0,35) 0,25—1,34 (0,68)	
0,16—0,74 (0,46) 0,46—1,67 (0,97)	0,35—0,86 (0,67) 0,74—4,76 (2,02)	0,03—0,86 (0,38) 0,21—4,76 (1,15)	
0,38—0,82 (0,61) 0,76—1,15 (0,96)	—	0,04—2,08 (0,53) 0,31—2,37 (0,89)	
0,72—1,48 (0,95) 0,83—1,64 (1,21)	—	0,08—1,48 (0,62) 0,36—1,64 (0,88)	
0,36—0,72 (0,57) 0,68—1,70 (1,14)	* 0,50—0,92 (0,75) 0,93—1,52 (1,23)	0,36—0,92 (0,66) 0,68—1,70 (1,19)	
—	—	0,14—0,64 (0,34) 0,57—1,45 (0,86)	
0,66—1,06 (0,87) 1,00—1,65 (1,30)	—	0,10—1,06 (0,49) 0,35—1,65 (0,84)	
0,51—1,88 (1,15) 0,92—2,04 (1,33)	0,23—3,48 (1,44) 0,44—3,64 (1,67)	0,12—3,48 (0,87) 0,26—3,64 (1,06)	
0,38—0,87 (0,63) 0,73—1,33 (1,03)	—	0,38—0,87 (0,63) 0,73—1,33 (1,03)	
0,15—1,88 (0,62) 0,42—2,04 (0,99)	0,09—3,48 (0,68) 0,12—3,64 (1,06)	0,01—3,48 (0,45) 0,12—3,64 (0,82)	

остаточного, во второй — исходного.

пайской, а также тумулской свит, нижнекульдиминской и нижненемцовой подсвит содержание $Fe_{\text{пир}}$ 0,12—0,77%, что в общем балансе реакционноспособного железа составляет 2,7—10,8% (см. табл. 1). Для прибрежно-морских и лагунных пород кешинской, цветковомысской, восточнотаймырской, прибрежнинской свит, среднекульдиминской и средне-немцовой подсвит $Fe_{\text{пир}}$ составляет 0,02—0,04% (в общем балансе 0,4—0,8%), а для континентальных верхнекульдиминской и верхне-немцовой подсвит — либо не содержится совсем, либо в ничтожных количествах (см. рисунок). В целом прослеживается тенденция увеличения содержания $Fe_{\text{пир}}$ от песчаников к аргиллитам.

Резко преобладающей формой железа для всей триасовой системы (в среднем 84% от реакционноспособного) является $Fe_{\text{зак}}$. Доля его в общем балансе (в %) для средне-верхнетриасовой толщи 77,0—95,6 (в среднем 86,9), для нижнетриасовой несколько меньше — 71,2—86,6 (в среднем 78,6). Для последней содержание $Fe_{\text{зак}}$ уменьшается от песчаников (в среднем 5,23) к алевролитам (4,88) и аргиллитам (4,29), для первой — гранулометрический состав пород не играет заметной роли (песчаники — 4,72; алевролиты — по 4,45). Поведение в балансе $Fe_{\text{зак}}$ для триасовых отложений Восточного Таймыра особенного фациального значения не представляет. Отмечается отрицательная связь его с $Fe_{\text{ок}}$, а это, в свою очередь, связано с количеством органического углерода и в основном затраченного на редукцию.

Содержание $Fe_{\text{ок}}$ в породах нижнего триаса (0,66—1,72, в среднем 1,23%) заметно отличается от содержания его в вышележащей толще (0,14—1,08, в среднем 0,54%). Особенно выделяются по количеству $Fe_{\text{ок}}$ (1,54—1,72) осадки, обогащенные продуктами основного вулканизма (цветковомысская и прибрежнинская свиты), содержащие в своем составе по данным рентгеноструктурного анализа гематит (определения М. Ф. Соколовой, СНИИГГиМС).

Таким образом, в балансе аутигенно-минералогических форм железа для триасовых отложений Восточного Таймыра наиболее достоверным индикатором морских, переходных и континентальных обстановок служит пиритное железо (см. рисунок). Имеется определенная закономерность, если исключить влияние основной пирокластике, и в распределении валового железа, выражающаяся в уменьшении его содержания от морских пород к континентальным. По соотношению различных форм реакционноспособного железа устанавливается восстановительный режим в осадке в диагенезе. По классификации геохимических фаций [Нефтепроизводящие толщи..., 1967], они относятся главным образом к существенно сидеритовым ($Fe_{\text{пир}}$ 0—25%, $Fe_{\text{зак}}$ 75—100%, $Fe_{\text{ок}}$ 0—25%) и лишь для вулканогенных осадков цветковомысской и прибрежнинской свит — к окисно-сидеритовым ($Fe_{\text{пир}}$ 0—25%, $Fe_{\text{зак}}$ 50—75%, $Fe_{\text{ок}}$ 25—50%).

Органический углерод. Содержания рассеянного остаточного и расчетного исходного органического углерода по литологическим типам пород и стратиграфическим подразделениям триасовой системы Восточного Таймыра приведены в табл. 2.

Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ по системе в целом 0,45%, что несколько ниже кларкового уровня (0,577%), по Н. Б. Вассоевичу. Однако по различным типам пород эти содержания колеблются в широких пределах,

закономерно увеличиваясь от песчаников к аргиллитам (0,05—0,68%, см. табл. 2). В распределении органического вещества по разрезу наблюдается определенная закономерность. Меньше $C_{\text{орг}}$ в нижнем триасе (остаточного 0,04—0,52, в среднем 0,29%; исходного 0,32—0,94, в среднем 0,59%), почти в 2 раза больше в среднем — верхнем триасе (остаточного 0,34—0,89%, в среднем 0,54%; исходного 0,68—1,19%, в среднем 0,95%). Это объясняется прежде всего аридным теплым засушливым климатом раннего триаса и гумидным умеренно-теплым — среднего — позднего триаса.

В циклично чередующихся морских и континентальных отложениях триасовой системы не наблюдается резко выраженных минимальных содержаний $C_{\text{орг}}$ в континентальных осадках по сравнению с морскими, как это отмечалось для карбона Донбасса и других регионов [Страхов, Залманзон, 1955], хотя для наиболее глубоководных пород с максимальными уровнями $Fe_{\text{пир}}$ характерно повышенное содержание исходного органического углерода и большее его количество, затраченное на редукцию железа (см. рисунок). Здесь, видимо, имеет значение генетический тип рассеянного органического вещества — в континентальных угленосных отложениях содержание его возрастает за счет детритной формы. Необходимо отметить, что при большом содержании органического вещества, не затраченного на редукцию (нижний триас — 51%, средний — верхний триас — 43%), и при подавляющем преобладании в балансе закисных форм Fe, образование более менее значительных количеств $Fe_{\text{пир}}$ характерно главным образом для морских фаций (см. рисунок).

Коэффициент $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$. Значение коэффициента при реконструкциях палеогеографических обстановок довольно широко известно, и он с успехом применяется [Страхов, Залманзон, 1955; Страхов и др., 1959; Будников, 1962; Нефтепроизводящие толщи..., 1967; и др.]. Величины отношений, предельные для морских (0,2—2,0), солоноватоводных (0,06—0,2) и пресноводных (0,0—0,6) обстановок, в триасе, как правило, сохраняются или имеют близкие к ним значения. Наиболее глубоководные в разрезе существенно глинистые отложения нижней сублиторали (ыстанахская, моржовская, осипайская свиты) имеют стабильные величины $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ — 0,34—0,52%. Наибольший разброс значений характерен для осадков верхней сублиторали (прибрежнинская, тумулская свиты, нижнекульдиминская и нижненемцовой подсвиты) — 0,33—1,51 — и особенно для переходных сложно генетически построенных толщ (кешинская, цветковомысская, восточнотаймырская свиты, среднекульдиминская и средненемцовой подсвиты) — 0,03—2,19. Континентальные угленосные породы верхнекульдиминской и верхненемцовой подсвит имеют практически нулевые значения коэффициента (см. рисунок). Следует отметить, что в отдельных случаях величины коэффициентов по разным причинам могут не отвечать генетическому содержанию породы, но, как правило, общая картина распределения значений $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ по разрезу прекрасно отражает ход трансгрессий и регрессий. Из этого следует, что результаты по отдельным пробам могут дать неверное представление о генезисе толщи в целом; анализ должен быть последовательным и массовым.

Таким образом, количественный геохимический метод Н. М. Страхова, рассмотренный на примере триасовых отложений Енисей-Хатангского

прогиба, может иметь большое значение при анализе осадочных толщ мезозойских прогибов Сибирской платформы с целью реконструкции палеобстановок их формирования и оценки нефтегазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

- Будников В. И. Отношение пиритного железа к органическому углероду как показатель условий осадконакопления. — Геол. и геофиз., 1962, № 6. Краткий справочник по геохимии/ Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных и др. М.: Недра, 1977.
- Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности/ А. Э. Конторович, Н. М. Бабина, Л. И. Богородская и др. Л.: Недра, 1967.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — Тр. ИГН АН СССР, 1959, вып. 23.

УДК 519.24:551.243.3:553.98 (571.511)

А. И. ПРОКОПЕНКО

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

Современное структурное положение, деформированность, морфология и история формирования пликативных дислокаций оказывают большое влияние на процессы миграции и накопления нефти и газа [Трофимук и др., 1973; Конторович, Леонтович, 1973; Карогодин, 1974; Рудкевич и др., 1976; Нестеров, 1969; Саламанов, 1974; Старосельцев, 1973; и др.].

В связи с этим была предпринята попытка выявить связь продуктивности локальных поднятий со структурными факторами. Объектом исследования явились пликативные дислокации мезозойского осадочного чехла восточной части Енисей-Хатангского прогиба. В пределах этой территории пробурены несколько поисковых и одна параметрическая скважина. Поэтому геологический материал весьма ограничен. В связи с этим использованы преимущественно результаты сейсморазведочных работ. На исследуемой территории сотрудниками треста Красноярскнефтегазразведка в процессе региональных и поисковых сейсмических исследований методом отраженных волн в мезозойских отложениях выявлено девять антиклинальных структур. Эти складки — потенциальные ловушки углеводородов — явились главным объектом исследования. Для количественной оценки их относительной нефтегазоперспективности применена известная методика [Эдельштейн, Плавник, 1971; Коновалов, 1978], широко апробированная в условиях соседнего Западно-Сибирского нефтегазосного бассейна.

Эта методика предусматривает анализ морфологических параметров локальных структур. Среди множества взаимосвязанных показателей

строения структурных ловушек нефти и газа выступают главные, наиболее активно влияющие на нефтегазоносность. Это время заложения, история роста локальных поднятий и их гипсометрическое положение. Из всего множества локальных поднятий повышенный интерес в отношении возможной нефтегазоносности представляют те, которые развивались в наиболее благоприятных структурных или гипсометрических условиях, обеспечивающих непрерывный подток к ним углеводородов.

Для расширения возможностей использования данной методики автором внесены дополнения: в анализ включен параметр — степень деформированности структур на разных гипсометрических уровнях — и дана нормировка каждого показателя (признака), характеризующего анализируемую структуру.

В процессе выполнения этой работы изучались одномасштабные структурные карты, построенные одним и тем же автором, благодаря чему ошибка в исходной информации была сведена к одному и тому же значению (степени детальности карт). В качестве исходных данных использовались структурные карты по сейсмическим горизонтам I', III, IV⁶, V [Тальвирский, 1976].

В результате структурного и палеоструктурного анализа определялись показатели, характеризующие локальную структуру: амплитуда, ее глубинное положение, удельная кривизна, отражающая степень ее деформированности. Значения палеоструктурных показателей (палеоглубина, палеоамплитуда, палеоформа) оценивались на различных этапах геологической истории региона (от верхнетриасового (?) до келловейского включительно).

Для каждого показателя устанавливались градации в соответствии с его экстремальными и типичными значениями. Далее давалась нормировка каждого показателя (признака) с помощью линейного преобразования по известной формуле

$$d_{ij} = \frac{t_{ij} - t_{ij}^{\min}}{t_{ij}^{\max} - t_{ij}^{\min}},$$

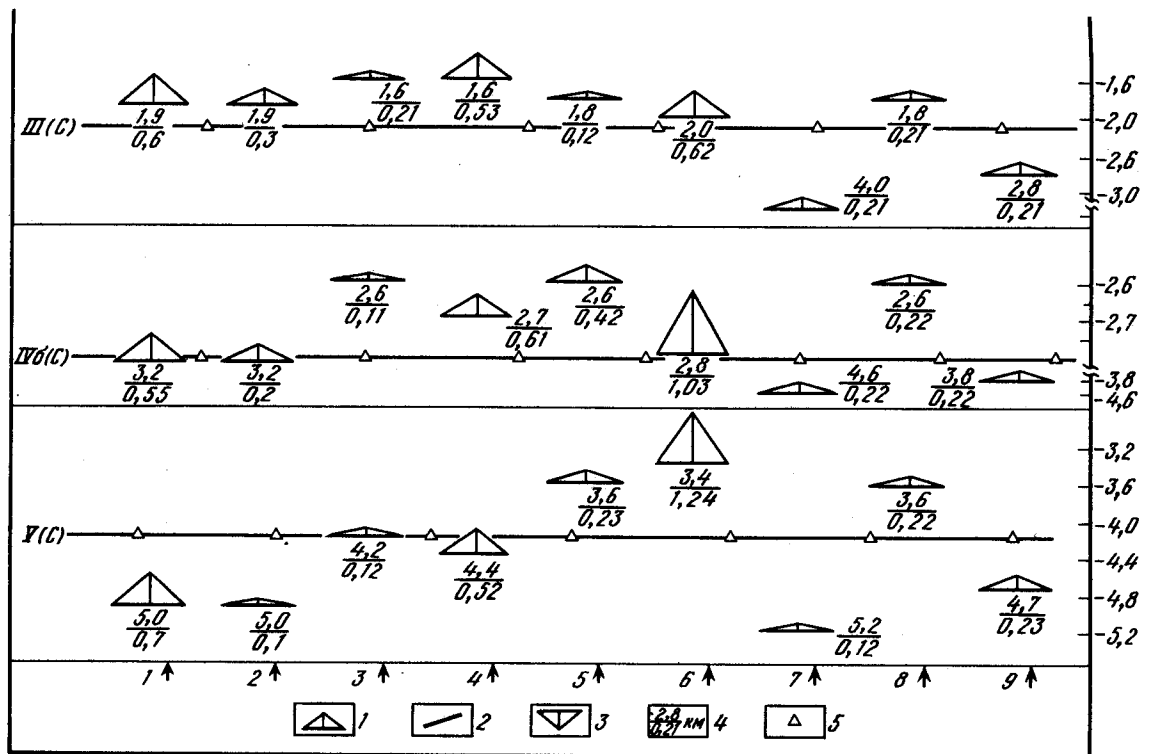
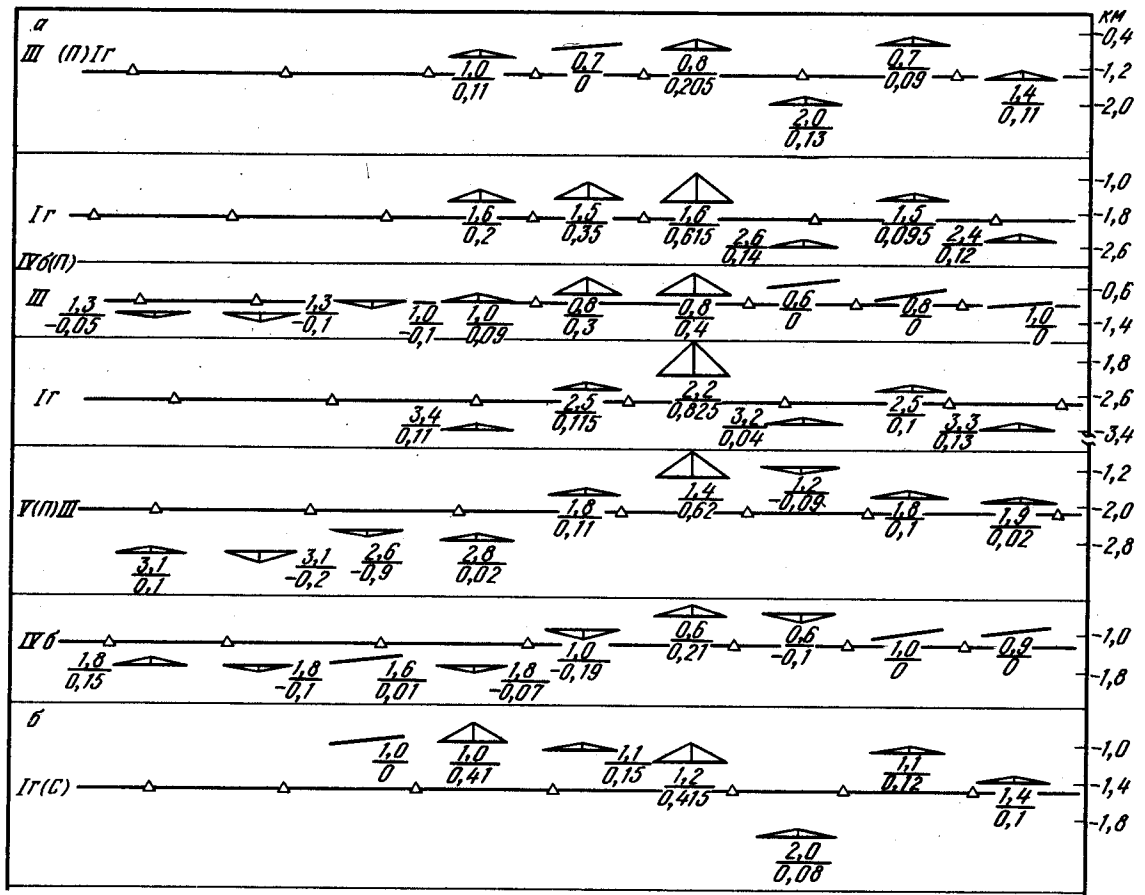
где t_{ij} — значение признака, t_{ij}^{\max} — максимальное и t_{ij}^{\min} — минимальное значения признака.

Степень деформированности структур на разных гипсометрических уровнях определяется [Карогодин, Прокопенко, 1975; Прокопенко, 1975] $L = K_{cp}/S$, где L — удельная кривизна складки, K_{cp} — средняя кривизна искривленной поверхности в трехмерном пространстве, S — площадь складки.

Кривизна плоской кривой может быть задана в аналитической форме в декартовых координатах:

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{\frac{3}{2}}}.$$

Учитывая взаимопревращения локальных поднятий в процессе их развития (положительное поднятие, моноклинал, отрицательная структура), изменения палеогипсометрического уровня, значительные



Характеристика роста гипсометрических перемещений локальных поднятий восточной части Енисей-Хатангского прогиба (а — палео-, б — современные структурные планы)

1 — положительная структура; 2 — моноклиальный участок; 3 — отрицательная структура; 4 — отметка гипсометрического уровня структуры (в числителе) и ее амплитуда (в знаменателе); 5 — средний гипсометрический уровень. Локальные поднятия: 1 — Курьинское, 2 — Новое, 3 — Томотское, 4 — Балахнинское, 5 — Таймырское, 6 — Владимирское, 7 — Свердловское, 8 — Долгинское, 9 — Кубалахское

Таблица 1

Анализ динамики развития локальных поднятий (особенности взаимных

Абсолютные отметки по кровле горизонтов (Н), м				Мощность отложений (М), м					
V	IV ^б	III	I ^г	I—IV	V—III	IV ^б —III	V—III ^г	V ^б —III	III—I ^г
-5,0	-3,2	-1,9		-1,8	-3,1		-1,3		
-5,0	-3,2	-1,9		-1,8	-3,1		-1,3		
-4,2	-2,6	-1,6	-1,0	-1,6	-2,6		-1,0		
-4,4	-2,7	-1,6	-1,0	-1,8	-2,8	-3,4	-1,0	-1,6	-1,0
-3,6	-2,6	-1,8	-1,1	-1,0	-1,8	-2,5	-0,8	-1,5	-0,7
-3,4	-2,8	-2,0	-1,2	-0,6	-1,4	-2,2	-0,8	-1,6	-0,8
-5,2	-4,6	-4,0	-2,0	-0,6	-1,2	-3,2	-0,6	-2,6	-2,0
-3,6	-2,6	-1,8	-1,1	-1,0	-1,8	-2,5	-0,8	-1,5	-0,7
-4,7	-3,8	-2,8	-1,4	-0,9	-1,9	-3,3	-1,0	-2,4	-1,4

колебания деформированности структур на разных гипсометрических уровнях, целесообразно количественно оценить вероятность скопления в них углеводородов. Можно принять, что суммой баллов (Σ) оценивается вероятная перспективность (относительная) данного локального поднятия в сравнении с другим. Положительные структуры, характеризующиеся суммой баллов, вероятно, менее перспективны при прочих равных условиях (наличие коллектора и т. д.).

Таким образом, степень благоприятности структурных и палеоструктурных факторов, обуславливающих возникновение залежей углеводородов, определялась по итоговой оценке (по максимальной сумме баллов). При изучении, например, формирования Курьинского локального поднятия, видно, как трансформировались его структурные элементы, изменялись амплитуда, взаимное гипсометрическое положение относительно среднеарифметического уровня, форма (динамика развития сводных частей локальных поднятий и характеристика структурных и палеоструктурных элементов показаны в табл. 1 и на рисунке).

Из анализа этих данных следует, что купол по кровле верхнетриасовых (?) отложений к концу плинсбах-тоарского, байосского века занимал палеогипсометрически низкое положение (относительно среднеарифметического), нежели Владимирское поднятие. Другие структурные и палеоструктурные факторы (амплитуда, палеоамплитуда, деформированность и т. д.) также имеют относительно невысокие значения (рисунок). Следовательно, Курьинская структура по максимальной сумме баллов менее перспективна, нежели Владимирское поднятие по верхнетриасовому комплексу.

Оценка относительной нефтегазоперспективности локальных поднятий выполнена раздельно для верхнетриасового (?), плинсбах-тоарского, байосского комплексов и всего осадочного покрова в целом.

В результате получено следующее распределение максимальной суммы баллов по всем изученным положительным структурам (табл. 2, см. рисунок).

Оценка по локальным поднятиям верхнетриасового (?) комплекса:

гипсометрических перемещений локальных поднятий

Превышение отметок относительного среднего (Н), м				Превышение мощности (М), м					
V	IV ^б	III	I ^г	V—IV	V—III	IV ^б —III	V—I ^г	V ^б —III	III—I ^г
-0,8	-0,4	0,3		-0,6	-1,0		-0,3		
-0,8	-0,4	0,3		-0,6	-1,0		-0,3		
0	1,0	0,6	0,5	-0,4	-0,5		0		
-0,2	0,9	0,6	0,5	-0,6	-0,7	-0,6	0	0,4	0,3
0,6	1,0	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	0	0,5	0,6
0,8	0,8	0,2	0,3	0,6	0,7	0,6	0,2	0,4	0,5
-1,0	-1,0	-1,8	-0,5	0,6	0,9	-0,4	0,4	-0,6	-0,7
0,6	1,0	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,6
-0,5	-0,2	-0,6	0,1	0,3	0,2	-0,5	0	-0,4	-0,1

Владимирское — 5,28; Курьинское — 3,43; Таймырское — 3,22; Балахнинское — 3,09; Свердловское — 3,02; Кубалахское — 2,97; Долгинское — 2,89; Томотское — 1,62; Новое — 1,57; плинсбах-тоарского и байосского комплексов: Балахнинское — 10,32; Владимирское — 9,77; Таймырское — 8,65; Свердловское — 7,1; Долгинское — 7,06; Кубалахское — 6,99; Томотское — 5,25; Курьинское — 5,04; Новое — 4,40.

Если оценивать перспективность локальных поднятий по всему разрезу осадочного чехла, то в убывающем порядке они располагаются следующим образом: Владимирское — 15,05; Балахнинское — 13,41; Таймырское — 11,87; Свердловское — 10,12; Кубалахское — 9,96; Долгинское — 9,95; Курьинское — 8,47; Томотское — 6,87; Новое — 5,97.

Таким образом, рассматривая результаты методических приемов оценки относительной перспективности структур, можно отметить, что Владимирское, Балахнинское и Таймырское локальные поднятия оцениваются как перспективные по всему осадочному разрезу (см. рисунок).

Наблюдается определенное совпадение прогнозных оценок с результатами испытаний по Балахнинской структуре (максимальное количество баллов наблюдается по юрскому комплексу, где в ааленских отложениях ранее получен промышленный приток газа).

Комплексный анализ закономерностей распределения углеводородов в пространстве по стратиграфическим комплексам, структурных и палеоструктурных особенностей локальных поднятий, геологического строения Енисей-Хатангского бассейна еще раз показывает, что одной из наиболее перспективных территорий для поисков залежей углеводородов является восточная часть прогиба и, в частности, Балахнинский мегавал. Выполненные исследования могут учитываться при разработке рекомендаций по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ в пределах восточной территории.

Очередность ввода в бурение антиклинальных ловушек, кроме всех прочих факторов, может определяться приведенной оценкой (по максимальной сумме баллов), учитывающей комплекс структурных и палеоструктурных признаков.

Таблица 2

Значения нормированных признаков (*dij*) в современных и палеоструктурных планах

Площадь	Номер сейсмического горизонта	Современный структурный план			Палеоструктурный план		
		глубина	амплитуда	удельная кривизна	палеоглубина	палеоамплитуда	палеоформа
1	2	3	4	5	6	7	8
Курьинская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,42		0
	V _n I ^r III IV ⁶				0 0,14	0,60 0,80	1 1
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,71 0,42 0	1,00 1,00 1,00	0,66 0,83 0,66			
Новая	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,28	0	0
	V _n I ^r III IV ⁶				0,0 0,14	0 0	0 0
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,71 0,42 0	0,66 0,33 0,50	1,0 1,0 1,0			
Томская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,42	0	0
	V _n I ^r III IV ⁶				0,14 0,28	0 0,2	0 0,5
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,14 0,72 0,57 0,0	0,00 0,33 0,50 0,50	0 0,66 0,83 0,66			
Балахинская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				1,0 0,71 0,57	0,60 1,00 0,60	1 1 1
	V _n I ^r III IV ⁶				0,14 0,0 0,14	0,60 0,40	1 1 0

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Балахинская	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,85 0,71 0,57 0,0	0,83 1,00 1,00 1,0	1,00 1,00 1,00 1,00			
	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				1,0 0,85 0,57	0,0 1,0 1,00	0,5 1 1
	V _n I ^r III IV ⁶				0,71 0,71 0,57	0,80 0,60	1 1 0
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,85 0,71 0,57 0,28	0,33 0,50 0,83 0,33	1,00 1,00 0,83 0,83			
Таймырская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,85 0,71 0,57	1,0 1,0 1,0	1 1 1
	V _n I ^r III IV ⁶				1,0 1,0 1,0	1,0 1,0 1,0	1 1 1
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,85 0,71 0,57 0,28	0,33 0,50 0,83 0,33	1,00 1,00 0,83 0,83			
Владимирская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,85 0,71 0,57	1,0 1,0 1,0	1 1 1
	V _n I ^r III IV ⁶				1,0 1,0 1,0	1,0 1,0 1,0	1 1 1
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,85 0,71 0,57 0,28	0,83 1,00 1,00 1,00	0,50 0,50 0,50 1,00			
Свердловская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				0,0 0,14	0,80 0,80	1 1
	V _n I ^r III IV ⁶				0,28 1,0 1,0	0,40	1 0 0
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,71 0,14 0,0 0,0	0,60 1,00 1,00 0,80	0,66 0,83 1,00			
Долгинская	III _n I ^r IV _n ⁶ I ^r III				1,0 0,85 0,57	0,60 0,60 0,2	1 1 0,5
	V _n I ^r III IV ⁶				0,71 0,71 0,57	0,80 0,60 0,2	1 1 0,5
	I _c III _c IV _c ⁶ V _c	0,85 0,71 0,57 0,28	0,5 0,33 0,33 0,33	0,84 0,33 0,33 0,33			

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Кубалакская	III _n I ^r IV _c I ^r III				0,42 0,28 0,42	0,60 0,80 0,2	1 1 0,5
	V _n I ^r III IV _c				0,14 0,71 0,71	0,80 0,40 0,2	1 0,5 0,5
	I _c III _c IV _c V _c	0,85 0,57 0,14 0,0	0,50 0,33 0,33 0,33	1,00 1,00 1,00			

ЛИТЕРАТУРА

- Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М.: Недра, 1974.
- Карогодин Ю. Н., Прокопенко А. И. Новое в методике изучения локальных поднятий и прогнозирования структурных планов глубоких горизонтов нефтегазоносных территорий. — В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1975. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 95).
- Коновалов Ю. Г. Геологическое строение Уренгойского мегавала в связи с проблемой нефтяных и газоконденсатных залежей в отложениях юры и нижнего мела: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1978.
- Конторович А. Э., Леонтович В. Б. Количественный метод оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий с применением ЭВМ. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для решения прогнозных задач нефтяной геологии. Новосибирск, 1973.
- Нестеров И. И. Критерии прогнозов нефтегазоносности. — Тр. ЗапСибНИГНИ, 1969, вып. 15.
- Прокопенко А. И. Об эффективности геолого-геофизических методов при выявлении антиклинальных структур и подготовка их к глубокому бурению. — В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975.
- Рудкевич М. Я., Глухоедов Ю. М., Максимов Е. М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции. Свердловск, 1976.
- Салманов Ф. К. Закономерности распределения и условия формирования залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974.
- Старосельцев В. С. Коэффициент удачи прогноза объектов двух классов. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для решения прогнозных задач нефтяной геологии. Новосибирск, 1973.
- Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976.
- Трофимук А. А., Васильев Ю. Л., Вышемирский В. С. и др. Сравнительное изучение гигантских месторождений нефти спектральным методом. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для решения прогнозных задач нефтяной геологии. Новосибирск, 1973.
- Эдельштейн А. Я., Плавник Г. И. Классификация локальных поднятий центральных районов Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности локальных поднятий Среднего Приобья и севера Западно-Сибирской плиты по структурному фактору. Тюмень, 1971. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 4).

УДК 550.4:553.98(571.5—17)

И. Д. ПОЛЯКОВА, М. М. КОЛГАНОВА, Е. И. СОБОЛЕВА,
Г. Ф. СТЕПАНЕНКОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Согласно современным представлениям о тектоническом районировании Сибирской платформы [Геология..., 1981], в составе ее северных краевых депрессий выделяются Енисей-Хатангский региональный прогиб и Лено-Анабарский мегапрогиб, разделенные Хатангской седловиной. Их осадочное выполнение образуют пермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения, преимущественно терригенные по составу.

Исследование этих территорий долгое время ограничивалось склонами прогибов, где чаще всего встречаются естественные обнажения, а также западной частью Енисей-Хатангского прогиба и Хатангской седловиной, в которых были сосредоточены главные объемы поисково-разведочного бурения на нефть и газ. Только по этим районам и был накоплен материал по геохимии ОВ, которая в связи с нефтегазоносностью рассматривалась в работах А. Г. Войцеховской, Г. Д. Гинсбурга, А. И. Данюшевой, А. Н. Износимовой, М. К. Калинин, В. А. Каширцева, А. Э. Конторовича, П. А. Трушкова и др.

В настоящее время фронт поисково-разведочных работ значительно расширился и охватил новые районы на востоке Енисей-Хатангского прогиба, что существенно уточнило представления о строении прогиба и позволило получить новую геохимическую информацию. Базируясь на известных материалах и используя новые данные, авторы попытались представить основные геохимические критерии нефтегазоносности северных краевых депрессий платформы с единых позиций ретроспективного анализа в связи с историей нефтегазообразования.

Исторический подход к геологическим объектам не нов, он получил глубокое последовательное воплощение в учении о нефтегазоносных бассейнах (НГБ), развитом в трудах И. О. Брода, Н. Б. Вассоевича, М. К. Калинин, А. Э. Конторовича, С. Н. Неручева, Б. А. Соколова, А. А. Трофимука, В. Е. Хаина и др. Эти ученые показали, что закономерности распределения содержаний и состава ОВ в отложениях, его катагенетические превращения, определяющие и направленность нефтегазообразования, формирование залежей и их разрушение обусловлены всем ходом геологической истории НГБ. Подобного рода связи отмечены для многих бассейнов.

Основные положения учения о нефтегазоносных бассейнах были использованы при оценке влияния геохимических параметров на процессы нефтегазообразования и в НГБ севера Сибирской платформы, которые названы так же, как и соответствующие им прогибы: Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский (Хатангская седловина отнесена нами к Енисей-Хатангскому НГБ).

В истории нефтегазообразования выделены два начальных этапа:

1. Накопление исходного продукта для формирования залежей жидких и газообразных углеводородов. В качестве такового в осадочно-

миграционной теории происхождения нефти принято рассеянное ОВ, которое фоссилизуется в осадке на ранней стадии развития бассейна — седиментационной.

2. Генерация и миграция жидких и газообразных углеводородов. Их главная масса новообразуется на катагенетической стадии, которая наступает и усиливается по мере погружения осадочных толщ в НГБ. Последние попадают и соответственно проходят зоны нефте- и газообразования.

Очевидно, геохимию ОВ целесообразно рассмотреть применительно к намеченной последовательности этапов нефтегазообразования.

В верхнепалеозойско-мезозойских отложениях НГБ севера платформы содержится ОВ, основные характеристики которого меняются по разрезу следующим образом. Самые высокие содержания ОВ (в аргиллитах и глинах — 2%, в песчаниках и алевролитах — 0,4%, средневзвешенные на толщ — 1%) сосредоточены в угленосных отложениях перми Лено-Анабарского НГБ.

Им же соответствуют максимальные массы ОВ со средней плотностью 14,4 млн. т/км² (рис. 1). Данные по пермским породам Енисей-Хатангского бассейна весьма немногочисленны. Пермские отложения вскрыты только в восточной части этого НГБ, где концентрации ОВ в среднем 1,85%.

Содержания и плотности абсолютных масс ОВ в мезозойских отложениях несколько ниже. Минимальные содержания (0,10—0,40%) и плотности масс ОВ (1,1—2,3 млн. т/км²) характерны для толщ триаса (мы располагаем материалами по триасу Лено-Анабарского и восточной части Енисей-Хатангского НГБ). Вверх по разрезу содержания и массы ОВ возрастают в 2—3 раза. В Лено-Анабарском НГБ средние плотности масс ОВ имеют максимум в нижней юре (4,6 млн. т/км²), в Енисей-Хатангском — плотности масс ОВ в юрско-неокомских отложениях характеризуются особенно высокими значениями (9,6 млн. т/км² в средней юре и 6,6 млн. т/км² в верхней юре и неокоме). Енисей-Хатангский НГБ выделяется и по величине средних содержаний ОВ, которые особенно высоки в юрских породах (средневзвешенное содержание $C_{орг}$ на толщ составляет около 1%, тогда как в Лено-Анабарском бассейне оно не превышает 0,5—0,8%).

Высокие содержания ОВ в отложениях Енисей-Хатангского НГБ по сравнению с Лено-Анабарским, по-видимому, являются следствием его хорошей сообщаемости с Западно-Сибирским бассейном, имевшим высокую биопродуктивность и большие скорости накопления ОВ [Контровиц, Полякова, 1973].

В рассматриваемых бассейнах накапливалось ОВ, являющееся производным высшей растительности и поступавшее в бассейн осадконакопления вместе с терригенным материалом (гумусовое), и ОВ, образовавшееся непосредственно в бассейне, планктоногенное и бентосогенное (сапропелевое). В результате здесь сформировалось ОВ смешанной генетической природы с преобладанием в некоторых частях разреза тех или иных его разновидностей. ОВ присутствует в породах в основном в рассеянной форме.

В Лено-Анабарском НГБ, по данным И. Н. Дроздовой [Данюшевская и др., 1973], в юрских осадочных толщах и, по данным Г. М. Парпаровой

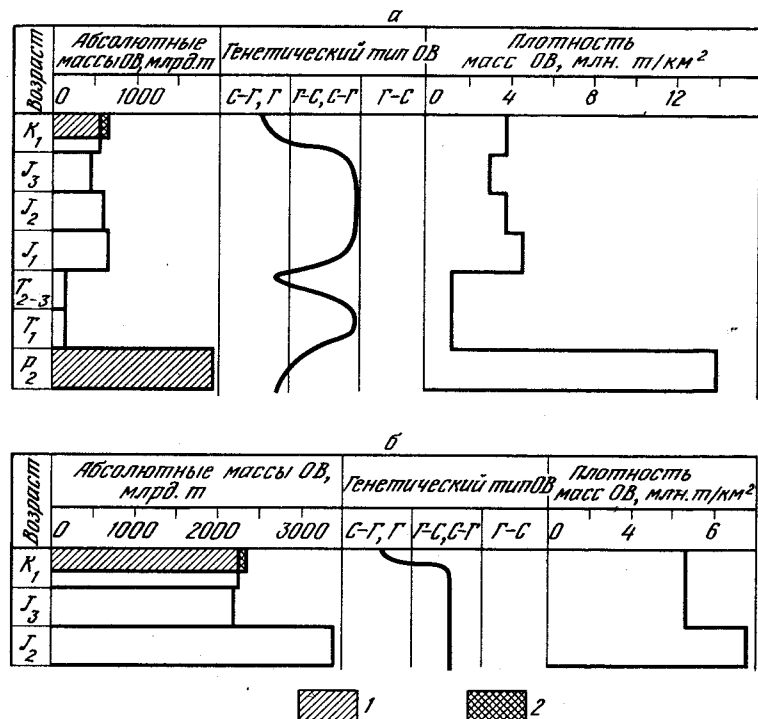


Рис. 1. Распределение масс ОВ в разрезе Лено-Анабарского (а) и Енисей-Хатангского (б) НГБ

Формы ОВ угленосных формаций: 1 — рассеянная, 2 — концентрированная

[Иванов, 1973], в пермских отложениях наиболее распространен гумусово-сапропелевый тип ОВ. В остальной части разреза получил развитие также и сапропелево-гумусовый его тип.

Изучение концентратов нерастворимого ОВ химическими и углететрографическими методами, проведенное Л. И. Богородской, А. Г. Войцеховской, Е. И. Соболевой, П. А. Трушковым, показало, что в Енисей-Хатангском НГБ гумусовая и сапропелевая составляющие находятся примерно в равных количествах, хотя в некоторых частях разреза встречаются относительно чистые сапропелевые или гумусовые разновидности.

По распределению ОВ в разрезе видно, что наибольшие его массы приурочены к угленосным и субугленосным образованиям перми и нижней—средней юры. Для них характерен сапропелево-гумусовый и гумусовый тип ОВ, которое присутствует в концентрированной и рассеянной форме, но преобладает последняя.

На площади ОВ распределяется весьма монотонно. Содержания варьируют незначительно, обычно увеличиваясь на 0,25—0,50% от платформенных склонов к внутренним наиболее прогнутым областям. Основные массы его сосредоточены в глинистых и тонкоалевритистых разновидностях пород.

Особенности распределения содержаний и состава ОВ в верхнепалеозойско-мезозойском осадочном комплексе контролировались условиями седиментации в бассейнах, которые имели сравнительно небольшие размеры и своеобразную форму залива или пролива. Наиболее стабильный морской режим существовал на востоке в Лено-Анабарском бассейне, который имел длительную (пермь, существенная часть триаса, юра, неоком) прямую связь с Полярной акваторией. В нем накапливались преимущественно глинистые осадки (средний процент песчаности равен 35), в которых fossilizировалось ОВ в основном гумусово-сапропелевого типа.

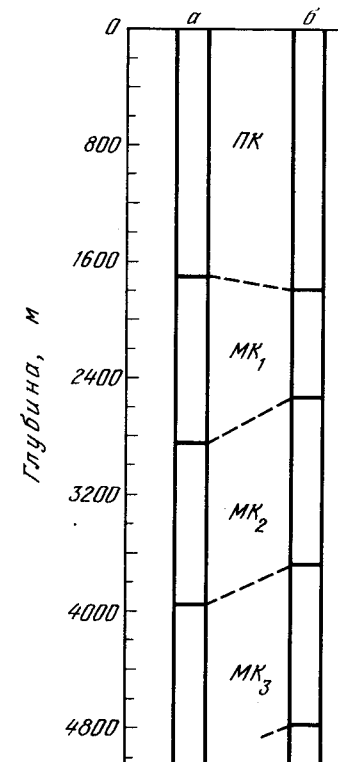
Специфика палеогеографии Енисей-Хатангского бассейна связана с граничившей с ним на севере Таймырской складчатой областью. В заключительные этапы ее развития в триасе [Погребницкий, 1971] здесь активно проявился основной вулканизм и произошла окончательная потеря сообщения с Полярным бассейном через Таймыр. После такой палеогеографической перестройки связь Енисей-Хатангского бассейна с морем осуществлялась только опосредованно через Западно-Сибирский и Лено-Анабарский бассейны. В поздней юре, берриасе и раннем валанжине Енисей-Хатангский бассейн выполнял роль морского пролива, соединявшего эти два бассейна. Зажатый между возвышенной сушей Сибирской платформы и Таймыра, Енисей-Хатангский пролив принимал в себя огромные массы терригенного материала, а вместе с ним ОВ, являющегося производным высшей наземной растительности. Осадки и заключенное в них ОВ распределялось на небольшой площади бассейнов без четкой дифференциации.

Потенциальные возможности отложений к генерации УВ могли реализоваться только при определенном термодинамическом режиме, обеспечивающем развитие катагенетической стадии пород и ОВ. Степень катагенетической превращенности ОВ определялась углепетрографическими и геохимическими методами. Необходимые для этого материалы анализировались Е. И. Соболевой, а также другими исследователями, данные которых заимствовались из опубликованных источников [Конторович и др., 1971; Данюшевская и др., 1973; Войцеховская, 1974].

Зависимости показателя преломления бесструктурного витринита от глубины погружения вмещающих пород положены в основу шкалы катагенеза Енисей-Хатангского НГБ. Отмеченные зависимости соответствуют среднему геотермическому градиенту, равному $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, что вполне согласуется с расчетными палеотемпературами этого НГБ [Гинсбург, 1973]. По Лено-Анабарскому НГБ катагенетические превращения ОВ верхнепалеозойско-мезозойских отложений менее изучены, материал собран в основном из обнажений. Поэтому при построении шкалы этого бассейна катагенетические превращения ОВ привязывались к палеоглубинам через геотермический градиент, который здесь составляет около $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Для обозначения этапов и подэтапов катагенеза были приняты аббревиатуры, предложенные в 1974 г. Н. Б. Вассоевичем, А. Э. Конторовичем и Н. В. Лопатиным. Построенные шкалы катагенеза ОВ для Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского НГБ имеют небольшие различия. Зона протокатагенеза в двух бассейнах заканчивается примерно на одной глубине (1700—1800 м). Границы зон мезокатагенеза в Лено-

Рис. 2. Сопоставление шкал катагенеза ОВ в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Енисей-Хатангского (а) и Лено-Анабарского (б) НГБ



Анабарском НГБ на 300 м гипсометрически выше, чем в Енисей-Хатангском (рис. 2).

На площади катагенетические преобразования ОВ подчиняются общим закономерностям: в разновозрастных толщах они усиливаются по мере их погружения. В Енисей-Хатангском НГБ катагенез ОВ возрастает от бортов к осевой части регионального прогиба. Здесь наиболее интенсивные преобразования, соответствующие этапам МК₂ и МК₃, претерпело ОВ ниже-среднеюрских отложений на западе прогиба и пермских¹ на востоке (Балахнинская площадь). В Лено-Анабарском НГБ катагенез ОВ повышается с юга на север, максимально преобразованными являются пермские породы (МК₁ и МК₂).

Получены интересные результаты по характеру катагенетических изменений ОВ в пределах Балахнинского мегавала. В его центральной части в глинистом разрезе Балахнинской площади, включающем отложения от юры до перми, катагенетическая преобразованность ОВ соответствует этапам от МК₁ до МК₃ и постепенно нарастает с глубиной. В восточной части мегавала, на Владимирской площади, в алевролитоглинистой толще триаса по замерам показателя преломления бесструктурного витринита на глубинах 1910 м ($N_{Vt}=1,74$) и 2071 м ($N_{Vt}=1,80$) фиксируется резкий скачок в степени катагенетической преобразованности ОВ. При сопоставлении данных замеров по двум площадям было отмечено, что на Владимирской площади на глубине 2071 м катагенез ОВ на этап выше, чем на той же глубине Балахнинской площади. Наблюдающееся несоответствие в замерах интерпретируется В. И. Москвинным как следствие дизъюнктивного нарушения, проходящего через Владимирскую площадь на глубине около 2000 м. Это также подтверждается присутствием в керне многочисленных трещин и зеркал скольжения.

Нефтегенерационные особенности верхнепалеозойско-мезозойских отложений отражены в содержаниях и составе битумоидов. В Лено-Анабарском НГБ самые большие средние содержания битумоидов на глинистую породу (0,08%) характерны для пермских угленосных отложений. Это превышает их средние содержания в остальной части

¹ Отложения с глубины 4245 м относятся к пермским.

разреза в 3—4 раза и более. В Енисей-Хатангском НГБ содержания битумоидов в пермских аргиллитах Балахнинской площади составляют 0,07%, в юрских и нижнемеловых отложениях они варьируют несущественно — 0,020—0,045%, более высокие значения свойственны юрским образованиям.

Геохимия битумоидов севера Сибирской платформы изучена недостаточно. На протяжении многих лет, начиная с 60-х годов, систематические работы по исследованию геохимии ОБ Енисей-Хатангского прогиба велись А. И. Данюшевской [1975; Данюшевская и др., 1973]. Она предложила методическую схему исследования битумоидов и керогена РОВ, изучила групповой и общий углеводородный состав битумоидов, однако больше внимания было уделено их неуглеводородным компонентам, таким, как гуминовые и аминокислоты и нерастворимая часть РОВ.

Нами проведено изучение состава битумоидов на современном уровне детальности, хотя пока и на ограниченном материале. Проанализировано порядка десяти образцов, экстрагированных из мезозойских и пермских отложений вновь разбуренных площадей Енисей-Хатангского и обнажений Лено-Анабарского прогибов (табл. 1). Приведем их краткое описание.

В пермском битумоиде с Балахнинской площади асфальтово-смолистые компоненты значительно преобладают над углеводородами. Низкие отношения концентрации метаново-нафтеновых углеводородов (Me—Nn) к нафтеново-ароматическим (Nn—Ar) и смол к асфальтенам, равные 0,65 и 0,9, а также элементный состав свидетельствуют об остаточном характере битумоида, что, в свою очередь, можно рассматривать как следствие происшедших в этой толще процессов первичной миграции и перераспределения углеводородов. Этому соответствуют выполненные замеры степени катагенетической преобразованности ОБ, показавшие, что оно находится на подэтапе МК₂—МК₃, когда процессы миграции могут преобладать над процессами новообразования битумоидов. Совсем иной состав битумоида фиксируется в пермских глинистых отложениях Оленекского поднятия. В нем довольно высокое содержание углеводородов (44,7%), с преобладанием насыщенных структур, относительно мало асфальтенов (16,4%). Соотношение углерода и водорода, насыщенных и циклических углеводородов, смол и асфальтенов находится в соответствии с типом (гумусово-сапропелевый) и степенью катагенетической преобразованности ОБ (МК₁—МК₂). Последнее обстоятельство особенно примечательно, так как образец отобран на поверхности.

Состав битумоидов триасовых отложений изучен на образце Владимировской площади, а также в двух пробах из обнажений с мыса Цветкова, расположенного на северном борту Лено-Анабарского мегапрогиба (рэтский и ладинский ярусы). Битумоид Владимировской площади (глубина 2070 м) на 36,5% состоит из углеводородов с преобладанием метаново-нафтеновых, отношение (Me—Nn) / (Nn—Ar) равно 1,6. Смолы, составляющие 40% на битумоид, в равной степени представлены нейтральными и кислыми компонентами и доминируют над асфальтенами. Битумоид типичен для отложений морского генезиса. На составе двух других битумоидов, очевидно, сказались поверхностные условия их залегания, т. е. факторы выветривания и аэробного гипер-

генеза. Отношение (Me—Nn) / (Nn—Ar) в них около 1, содержание углеводородов в целом низкое, нафтеново-ароматическая фракция более чем на 50% состоит из поликонденсированных структур.

Нижнеюрские битумоиды Балахнинской площади, полученные с различных глубин, значительно отличаются друг от друга как по групповому, так и по углеводородному составу. Битумоид с глубины 3100 м, где ОБ достигло подэтапа катагенеза МК₁—МК₂, более метановый по составу. Отношение (Me—Nn) / (Nn—Ar) в нем составляет 6,3 против 1,1 в образце с глубины 2200 м, где ОБ отстает по катагенезу почти на подэтап. Отличаются эти пробы и по выходу асфальтеновой составляющей.

В триасовых отложениях Владимировской площади отмечалась повышенная степень преобразованности ОБ по сравнению с находящимися на тех же глубинах нижнеюрскими породами Балахнинской площади, расположенной несколько западнее. Эта аномалия отразилась и на составе битумоидов. Более высокое содержание углеводородов (37% против 30%) и повышение значения отношений (Me—Nn) / (Nn—Ar) (1,6 против 1,1) и смолы / асфальтены (1,7 против 1,2) в битумоиде Владимировской площади позволяют считать степень его «зрелости» выше, чем у битумоида, полученного с тех же глубин Балахнинской площади.

Битумоиды среднеюрского возраста Соленинской площади (глубина 2715 м и 3180 м) состоят в основном из смол и асфальтенов, причем последние в значительной степени доминируют (48,6%). Среди углеводородов, которых всего 20%, преобладают циклические структуры. Судя по такому типично остаточному составу исследованных битумоидов, среднеюрская толща западной части региона находится в зоне, где процессы нефтеобразования, по-видимому, могли протекать более интенсивно, чем на тех же глубинах в восточной части Енисей-Хатангского НГБ. Это обусловлено, вероятно, более песчаным разрезом Енисей-Хатангской впадины, проницаемость которого создала лучшие условия для миграции углеводородов по сравнению с монотонноглинистой толщей на востоке (Балахнинская площадь). Преобразованность ОБ в образцах с Соленинской площади соответствует подэтапу катагенеза МК₁—МК₂.

Верхнеюрско-нижнемеловые битумоиды (Среднепясинская и Озерная площади) в равной степени представлены насыщенными и циклическими углеводородами, отношение смолы / асфальтены для них равно 1,9. По составу их можно отнести к зоне созревания нефтематеринских отложений.

Для части образцов проведено более детальное изучение структуры входящих в их состав углеводородов. Распределение нормальных алканов по числу углеродных атомов в молекуле специфично для каждого из исследованных битумоидов. В нижнеюрском битумоиде с Балахнинской площади (3100 м) и пермском с р. Бур кривая распределения этих структур имеет вид острого пика с вершинами на C₂₄ и C₂₂. В область повышенных значений попадают углеводороды от C₂₁ до C₂₆. Отношение нечетных цепей к четным близко к 1. Такое распределение нормальных алканов может свидетельствовать о высокой степени «зрелости» ОБ. По-иному распределены углеводороды нормального строения в битумоиде, выделенном из отложений джангодской свиты, и в верхнеюрско-нижне-

Таблица 1

Химический состав битумоидов нефтегазоносных бассейнов севера Сибирской

Площадь	Геологический возраст	Степень катагенетической преобразованности ОВ	Элементный состав				Me—Nn
			C	H	S	N+O	
Среднеясинская	J ₃ —K ₁	MK ₁	84,7	9,7	0,6	5,0	20,2
Озерная		MK ₁ —MK ₂	85,1	8,1	0,5	6,3	8,1
Соленинская	J ₂	MK ₁	84,3	9,3	0,6	5,8	15,8
Балахнинская	J ₁	MK ₁ —MK ₂	83,3	12,0	1,1	3,6	41,7
»	J ₁	MK ₂	84,7	10,8	0,3	4,2	22,5
Владимировская	T	MK ₁ —MK ₂		He опр.			12,2
Мыс Цветкова	T ₂ , T ₃	MK ₂ —MK ₃	86,8	7,7	0,4	5,1	8,7
Балахнинская	P	MK ₁ —MK ₂	83,9	10,7	0,7	4,7	25,6
Р. Буур	P						

меловых битумоидах. Максимумы концентраций смещаются в область более длинных цепей, иногда кривая имеет «бимодальный» характер. Коэффициент нечетности становится отличным от 1 и достигает величины 1,46. Конфигурации кривых распределения n-алканов и высокий коэффициент нечетности свидетельствуют о меньшей преобразованности ОВ в этих толщах.

В нафтеново-ароматической фракции всех изученных битумоидов около 35% приходится на поликонденсированные ароматические структуры, среди которых доминируют УВ нафталиновых и фенантеновых рядов. Наблюдается некоторое накопление вниз по разрезу аренов с более высокой степенью конденсации — хризеновых и пиреновых структур. Отношение нафталиновые / фенантеновые увеличивается в обратном порядке. Намечающаяся закономерность в распределении полициклических ароматических углеводородов также может свидетельствовать об имевшем место перераспределении УВ в рассматриваемых осадочных толщах.

Неоднородность химических характеристик битумоидов в разрезе и на площади НГБ северных депрессий Сибирской платформы, наличие их разностей, отличающихся от степени «зрелости», является достаточно убедительным свидетельством интенсивного протекания процессов нефтегазообразования в пермско-мезозойском чехле бассейнов, а также о некоторой разобщенности этих процессов во времени и пространстве. Последнее подтверждается различиями в составе битумоидов западных и восточных частей региона, находящихся на одинаковых глубинах либо в разновозрастных отложениях.

Наиболее четко последовательность изменений состава битумоидов с глубиной прослеживается в глинистых толщах восточной части Енисей-Хатангского НГБ на примере трех изученных образцов с Балахнинской площади. Первый из них (сверху вниз), по несколько грубой оценке, может соответствовать зоне созревания нефтематеринских отложений, второй, по составу напоминающий микронепть, — главной зоне нефтеобразования, третий — остаточный — нисходящей ветви главной зоны

платформы, %

Групповой состав						Me—Nn Nn—Ar	Смоли Асфальтены
Углеводороды			Смоли		Асфальтены		
n-алканы	Nn—Ar	ПЦА	Бензолные	Спирто-бензолные			
4,3	20,7	7,6	13,6	24,9	20,6	1,0	1,9
He опр.	12,2	He опр.	31,1	48,6	0,4	0,5	
4,3	14,5	5,4	13,5	24,2	32,0	1,1	1,2
32,4	6,6	2,2	11,2	26,2	14,4	6,3	2,6
—	14,1	—	20,2	19,8	23,5	1,6	1,7
He опр.	12,5	He опр.	17,0	39,1	19,2	1,0	2,9
—	13,5	—	23,3	12,9	41,6	0,65	0,9
8,12	19,1	10,4	8,4	30,5	16,4	1,3	2,4

или зоне затухания нефтеобразования. В отличие от этого в западных районах Енисей-Хатангского прогиба, где, как уже отмечалось, условия для эмиграции битумоидов были благоприятнее, остаточные битумонды встречаются в среднеюрских отложениях на глубине 2700 м, т. е. более чем на 1500 м выше, и при меньшей на этап катагенетической преобразованности ОВ.

В направлении с запада на восток на территории Енисей-Хатангского НГБ отмечены изменения и в составе свободных газов. В этом направлении содержания в них тяжелых УВ, рассчитанные для крупных структур НГБ (по разведочным площадям Танамо-Малохетского, Рассохинского, Балахнинского мегавалов, Хатангской седловины), возрастают (табл. 2). Особенно эта закономерность хорошо прослеживается по интервалу глубин 1500—2000 м, где имеются данные по всем рассматриваемым структурам. Здесь содержания тяжелых УВ на востоке бассейна (Хатангская седловина) на порядок превышают их содержания на западе (Танамо-Малохетский мегавал), что можно рассматривать как аргумент в пользу более высокой нефтеносности восточной части северных депрессий Сибирской платформы.

Рассмотрим теперь с позиций историко-генетического метода, как развивались процессы генерации и миграции УВ во времени. Установленная катагенетическая зональность ОВ и данные по геохимии битумоидов отложений северных краевых депрессий Сибирской платформы, которые приведены в соответствие с принятым А. Э. Конторовичем и С. Г. Неручевым [1971] выделением зон нефте- и газообразования, позволяют утверждать, что в каждом НГБ эти зоны имеют свои интервалы глубин. В Лено-Анабарском НГБ нижняя граница зоны созревания потенциально нефтепроизводящих отложений проведена на глубине 1800 м, зона начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования ограничена интервалом 1800—2600 м, главная зона нефтеобразования — 2600—3700 м, ниже намечается зона затухания процессов нефтеобразования. В Енисей-Хатангском НГБ границы аналогичных зон соответственно приурочены к 1800, 1800—2800, 2800—4100 и глубже 4100 м.

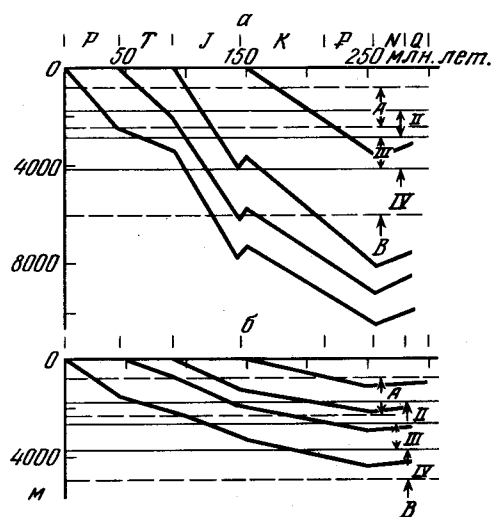


Рис. 4. Динамика развития процессов нефтегазообразования в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Енисей-Хатангского (а) и Лено-Анабарского (б) НГБ
Условные обозначения см. на рис. 3

особенностей условий седиментации содержат ОВ смешанного сапропелево-гумусового состава (чистые сапропелевые разности почти не встречаются), в главной зоне нефтеобразования вряд ли могли генерировать в больших масштабах жидкие УВ. Для большинства НГБ, в которых ОВ имеет смешанный состав с преобладанием гумусового материала, жидкие УВ обычно образуют мелкие залежи или нефтяные оторочки газовых и газоконденсатных месторождений. Именно такие нефтяные проявления известны в Енисей-Хатангском НГБ. Промышленные месторождения нефти, образование которых можно связывать с ОВ сапропелево-гумусового типа, образуются несколько реже. Более сапропелевый состав ОВ и более широкое развитие его сорбированной формы в глинистых разрезах восточной части Енисей-Хатангского и в Лено-Анабарском НГБ позволяют предполагать, что эти районы могут оказаться более нефтеносными. Основанием для такого предположения являются также наблюдающееся утяжеление газов с запада на восток, твердые битумы Оленекского месторождения и их другие известные проявления на территории Лено-Анабарского НГБ, мелкие нефтяные месторождения Хатангской седловины. При этом, конечно, нельзя не учитывать, что в восточной части северных депрессий платформы хорошие песчаные коллекторы встречаются значительно реже, чем на западе, что существенно ухудшает перспективы этих районов. Однако здесь возможны коллекторы другого типа, трещиноватые, которые могут оказаться прекрасным вместилищем для УВ.

На основании проведенного анализа условий нефтегазообразования генетическая природа газов и нефтей Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского НГБ представляется следующим образом.

Основная масса УВ этих НГБ, вероятнее всего, связана с угленосными и субугленосными отложениями. Приведенные содержания $C_{орг}$, битумоидов, их состав и массы ОВ подтверждают весьма распространенную точку зрения Н. Г. Гедройца и других исследователей о пермских угленосных отложениях как главном источнике УВ в верхнепалеозойско-мезозойской осадочной толще в северо-восточной части Сибирской платформы. На западе таковыми также являются ниже-среднеюрские субугленосные отложения. Пермские и ниже-среднеюрские образования находятся в главных зонах нефте- и газообразования, в достаточно

жестких термобарических условиях, отвечающих этапам среднего и глубокого мезокатагенеза (см. рис. 3). Кроме этих отложений, источником УВ могли быть и более молодые образования. В Енисей-Хатангском НГБ был возможен дополнительный подток УВ из верхнемеловых пород. Последние насыщены УВ примерно в той же мере, что и субугленосные отложения нижней—средней юры, и в погруженных частях прогиба находятся в главной зоне нефтеобразования. Есть основание полагать, что эти дополнительные поступления УВ обусловили некоторое изотопное облегчение газов.

На Танамо-Малохетском мегавале, как и на близлежащих структурах севера Западной Сибири, имеются две группы газов: изотопнолегкие и изотопнотяжелые. Легкие газы в сенманском продуктивном горизонте, по-видимому, продуцировались преимущественно морскими юрско-меловыми отложениями, содержащими значительную долю сапропелевого материала в составе ОВ. По всей вероятности, существенная часть газов могла поставляться и вмещающими отложениями сенмана, находящимися в верхней зоне газообразования [Конторович и др., 1974].

Пермские образования Лено-Анабарского НГБ, содержащие ОВ со значительной примесью сапропелевой составляющей и попадающие в глубоких частях прогиба в главную зону нефтеобразования, могли быть источником региональной нефтеносности. Не исключена возможность поступлений УВ и из более древних толщ. Относительно маломощные мезозойские толщи этого бассейна в основном генерировали газ.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б., Конторович А. Э., Лопатин Н. В. К построению классификации углеродистого органического вещества осадочных пород. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1974.
- Войцеховская А. Г. О составе рассеянного органического вещества в юрских и меловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область: Сб. статей НИИГА. Л., 1974.
- Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. М.: Недра, 1980.
- Гинсбург Г. Д. Геотермическая характеристика района. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба: Сб. статей НИИГА. Л., 1971.
- Гинсбург Г. Д. Геотермические условия и нефтегазоносность Норильского района. М.: Наука, 1973.
- Данюшевская А. И. Геохимия органического вещества мезозойских отложений севера Средней Сибири (теоретические закономерности и прогноз нефтегазообразования): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1975.
- Данюшевская А. И., Войцеховская А. Г., Ронкина З. З. и др. Основные геохимические закономерности изменения состава рассеянного органического вещества мезозойских отложений севера Средней Сибири. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.
- Данюшевская А. И., Дроздова И. Н., Матвеева В. А., Юдовный Е. Г. Генезис и геохимические особенности рассеянного органического вещества (РОВ) мезозойских отложений севера Средней Сибири. — В кн.: Состав и происхождение органического вещества толщ Арктики: Сб. статей НИИГА. Л., 1973.
- Иванов В. Л. Некоторые закономерности химизма битумов пермских отложений Оленекского поднятия и их геологическая интерпретация. — В кн.: Состав и происхождение ОВ осадочных толщ Арктики. Л., 1973.
- Калинко М. К. Результаты поисков и разведки нефти и газа в районе Анабаро-Хатангского междуречья (Нордвикский район). — В кн.: Нефтегазоносность севера Сибири: Сб. статей НИИГА. Л., 1958.

- Каширцев В. А., Изосимова А. Н., Чалая О. Н. О генезисе верхнепалеозойских нефтяных Лено-Оленекского междуречья. — В кн.: Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск: Наука, 1975.
- Конторович А. Э., Изосимова А. Н., Трушков П. А. Масштабы и особенности процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в зоне катагенеза. — В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск, 1974. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 193).
- Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
- Конторович А. Э., Полякова И. Д. Абсолютные массы и темпы накопления органического вещества в мезозойских депрессиях на территории Сибири. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.
- Конторович А. Э., Полякова И. Д., Трушков П. А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. — Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 118.
- Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Тр. НИИГА, 1971, т. 166.
- Савицкий В. Е., Евтушенко В. М., Егорова А. И. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза, куонамский комплекс отложений). М.: Наука, 1972.

УДК 551.94:553.061 (571.751—17)

В. В. ГРЕБЕНЮК, А. Д. ЛУГОВЦОВ, В. И. МОСКВИН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН НЕФТЕГАЗОАККУМУЛЯЦИИ В МЕЗОЗОЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

Среди перспективных на нефть и газ регионов Советского Союза особое значение в настоящее время приобретает Сибирская платформа, в недрах которой сосредоточены значительные потенциальные ресурсы углеводородов. Несмотря на слабую изученность территории платформы геофизическими методами и глубоким бурением, в пределах ряда ее районов уже доказана промышленная нефтегазоносность крупных частей разреза осадочного чехла. К числу перспективных с доказанной промышленной газоспособностью территорий платформы относится система ее крайних мезозойских депрессий, одним из крупнейших тектонических элементов которой является Енисей-Хатангский региональный прогиб.

Мысль о необходимости поисков нефти и газа на территории Сибирской платформы была впервые высказана А. Д. Архангельским [1929] и Н. С. Шатским [1932], а в 1934 г. основательно развита И. М. Губкиным [1953]. Геолого-разведочные работы, начатые на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба в 1934 г., были направлены на выяснение закономерностей нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции и открытие рентабельных для добычи месторождений. Тем не менее, несмотря на известные успехи геолого-разведочных работ в последнее десятилетие, высокая оценка перспектив нефтегазоносности этого региона, основанная на общегеологических предпосылках, подтвердилась не в полной мере. Это в значительной степени связано, на наш взгляд,

с отсутствием теории, удовлетворительно объясняющей формирование зон нефте- и газонакопления, учитывающей специфику геологического строения и тектонического режима юрско-мелового комплекса отложений регионального прогиба. В этой связи авторы на основе историко-генетического подхода предприняли попытку выявить некоторые особенности формирования зон нефте- и газонакопления в отложениях юрско-мелового комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Многочисленные исследования отечественных и зарубежных геологов-нефтяников позволили сформулировать концепцию, согласно которой седиментационный бассейн может рассматриваться в качестве автономной системы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Органическое вещество, заключенное в породах, в процессе литогенеза генерирует углеводороды и другие соединения, дающие начало битумонадам (микронепти, по Н. Б. Вассоевичу) и скоплениям нефти и газа. Несмотря на «всеобщность» нефтеобразования как природного явления, в выяснении особенностей этого процесса все еще много неясного из-за сложности и многоплановости последнего. В предисловии к книге С. Г. Неручева «Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти» Н. Б. Вассоевич [1962] обратил внимание на два аспекта этой проблемы, а именно на то, что «...обычность и почти универсальность микронептеобразования (в рамках осадочных пород, содержащих органическое вещество) вовсе не означает такой же универсальности нефтеобразования, хотя этот последний процесс также регионален. Нефтепроизводящие способности пород определяются, с одной стороны, внутренними факторами (содержанием в них микронепти и способностью пород отдавать ее), а с другой стороны, внешними факторами (соотношением материнских пород и коллекторов, давлением и температурой, способствующими газообразованию, дозреванию микронепти и ее миграции в газо- или водорастворенном состоянии). Нефтеобразование может иметь место лишь при благоприятном сочетании внутренних (потенциальные возможности) и внешних (среда) факторов» (с. 7). В настоящее время благодаря усилиям ведущих советских ученых [Вассоевич, 1967; Вышемирский, 1963; Конторович, 1976; Неручев, 1969; Конторович, Трофимук, 1976; и др.] в теории и практике геолого-разведочных работ на нефть и газ широко развито представление о том, что количество и состав образующихся углеводородов определяются концентрацией и типом органического вещества, а также степенью его катагенетического преобразования. Этими же параметрами обусловлено и соотношение эмигрировавших газообразных и жидких углеводородов. Поэтому для оценки потенциальных возможностей седиментационных бассейнов необходимы данные о типе, концентрации ОВ и катагенетических преобразованиях осадочных толщ.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе закономерностей нефтегазообразования, — это связь между концентрацией органического вещества и распространением скоплений углеводородов. Для юрско-мелового комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба характерны сравнительно невысокие содержания органического вещества, причем дифференциация концентраций последнего по типам пород неодинакова в различных частях разреза. Содержание $C_{орг}$ в ниже-среднеюрских отложениях в среднем не зависит от литологического состава пород и колеблется в пределах 0,34 — 1,20%. В верхнеюр-

ских и меловых отложениях дифференциация $C_{орг}$ по литологическому составу пород проявляется более ярко, что, вероятно, обусловлено усилением континентального осадконакопления. Так, в глинах и аргиллитах яновстанской свиты концентрация $C_{орг}$ достигает 1,56%, а в более крупнозернистых породах — 0,60%. Самыми низкими концентрациями органического вещества характеризуются отложения нижнехетской свиты, где даже в глинах содержание $C_{орг}$ не превышает 0,55%. Таким образом, первой специфической особенностью разреза описываемого комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба является отсутствие толщ (в том числе глинистых), заметно обогащенных органическим веществом, т. е. так называемых нефтематеринских толщ.

Состав и фазовое состояние углеводородов в залежах в наибольшей степени зависит от типа исходного органического вещества [Вассоевич, 1967; Вышемирский и др., 1971; Конторович, 1976; Неручев, 1969; и др.]. Известно, что гумусовому ОВ свойственна преимущественно газогенерирующая способность, а сапропелевому — нефтегенерирующая.

В процессе преобразования сапропелевое ОВ генерирует малопарафинистые средней и повышенной смолистости и плотности сернистые нефти, в которых среди насыщенных углеводородов доминируют изоалканы. Нефти, обязанные своим происхождением гумусовому ОВ, обычно легкие и средней плотности, парафинистые, метановые, малосмолистые и мало-сернистые, в составе предельных углеводородов которых доминируют нормальные алканы. По данным ряда исследователей [Войцеховская, 1974; Данюшевская, 1975; и др.], рассеянное органическое вещество юрско-мелового комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба относится к гумусово-сапропелевому или сапропелево-гумусовому типам. В соответствии с меняющимися условиями мезозойского осадконакопления в составе рассеянного органического вещества преобладает та или иная составляющая. В юрских отложениях сапропелевая составляющая — коллоальгинит, сорбированный на глинистых минералах, достигает 60—65%. В нижнемеловых отложениях доля детритного гумусового ОВ, представленного в основном микрокомпонентами группы витринита, достигает 50%. Таким образом, смешанный тип рассеянного органического вещества с максимумами концентрации сапропелевой составляющей в юрских отложениях, с одной стороны, и гумусовой составляющей в меловых отложениях — с другой, является второй специфической особенностью разреза описываемого комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Наблюдаемая в подавляющем большинстве нефтегазоносных бассейнов связь между зонами нефтегазообразования и нефтегазонакопления характеризуется тем, что последние расположены гипсометрически несколько выше первых. Главные же зоны генерации нефти и газа соответствуют определенным этапам катагенеза. Присутствие в составе рассеянного органического вещества юрско-мелового комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба обломков витринита позволяет определять по его показателю преломления стадии катагенетической превращенности органического вещества пород. При построении карт современной катагенетической преобразованности органического вещества были учтены материалы предыдущих исследований, а также

палеогеотермические реконструкции, выполненные авторами. На площадях, где невозможны прямые измерения степени катагенетического преобразования органического вещества, последние вычислялись с помощью палеогеотермических градиентов и мощностей отложений. Степень преобразования органического вещества нижнемеловых отложений (рис. 1) невелика и не выходит за пределы подэтапа МК₁¹. На указанном подэтапе катагенеза находятся отложения центральных частей регионального прогиба и Танамско-Малохетского мегавала. На остальной территории органическое вещество является практически незрелым и находится на этапе протокатагенеза. Более широким диапазоном и резкой дифференциацией по площади характеризуется степень катагенеза органического вещества нижнеюрских отложений (рис. 2). В Центрально-Таймырском и Боганидско-Жданихинском мегапрогибах органическое вещество достигло подэтапа МК₃¹, на окаймляющей эти мегапрогибы территории, а также в пределах Танамско-Малохетского и Балахнинского мегавалов — этапа МК₂. На территории Рассохинского мегавала степень преобразования органического вещества соответствует этапу МК₁. Столь резкая по площади дифференциация степени катагенеза нижне-среднеюрских отложений, постепенно уменьшающаяся вверх по разрезу, является третьей специфической особенностью описываемого комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Существует еще одна особенность, определяющая формирование зон нефте- и газонакопления, которая связана с термобарическим режимом недр. Как было показано ранее [Гребенюк и др., 1979; Луговцов, Москвин, 1979], в степени преобразования органического вещества описываемого комплекса отложений зафиксированы позднемезозойские-раннекайнозойские температуры. В изученных разрезах степень преобразования органического вещества изменяется от протокатагенеза до среднего мезокатагенеза. Так, в пределах Мессояхского, Зимнего и Джангодского месторождений степень катагенеза органического вещества охватывает буроголзную (ПК) и полностью длиннопламенную (МК₁¹) стадии. Смена стадий катагенеза ПК — МК₁¹ и МК₁¹ — МК₂² происходит на Мессояхском месторождении в интервале глубин 1500—2450 м, на Зимнем — в интервале глубин 1100—2230 м и на Джангодском — в интервале глубин 850—2500 м. Учитывая, что соответствующее изменение стадийности органического вещества осуществляется при температурах 50—80° С, т. е. целиком укладывается в тридцатиградусный интервал, то для реализации наблюдаемого распределения степеней преобразования органического вещества был необходим градиент 2,6 — 3,1° С/100 м на Мессояхском и Зимнем месторождениях и порядка 2,0° С/100 м — на Джангодском. С большей долей условности восстанавливается градиент на остальных площадях, в разрезах которых фиксируется только одна граница смены стадий катагенеза. Так, на Пеляткинском месторождении переход от ПК к МК₁¹ осуществляется на глубине 2500 м, Дерябинском — на глубине 2350 м, Казанцевском — на глубине 2100 м, Южно-Соленинском — на глубине 1900 м, на Суходудинской и Нижнехетской площадях — соответственно на глубинах 1350 и менее 1400 м. Переход степени преобразования органического вещества от МК₁¹ к МК₂² происходит на глубине 2200 м в пределах Балахнинского месторождения и 3200 м — в пределах Северо-Соленинского. Для реализации указанных распределе-

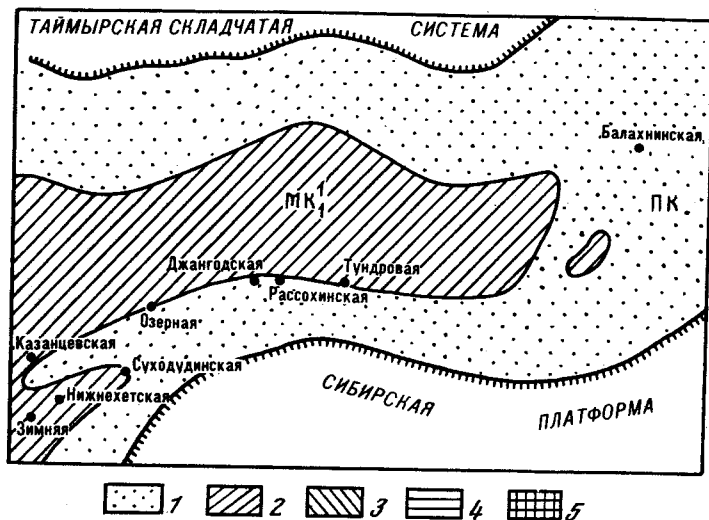


Рис. 1. Схема катагенетической преобразованности органического вещества нижне- меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба
Этапы и подэтапы катагенеза: 1 — ПК, 2 — МК₁, 3 — МК₂, 4 — МК₃, 5 — МК₄

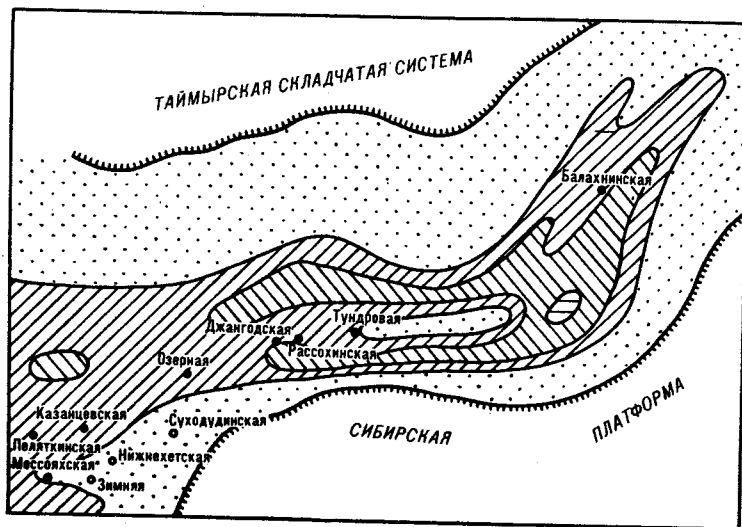


Рис. 2. Схема катагенетической преобразованности органического вещества нижне- юрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба
Условные обозначения см. на рис. 1

ний степеней преобразования органического вещества величина геотермического градиента не превышала $2,0^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$ на Пеляткинском и Дярябинском месторождениях, $2,3 - 2,6^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$ — на Казанцевском и Соленинских месторождениях и была более $3,5^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$ — на Балахинском месторождении, Суходудинской и Нижнехетской площадях. Современный геотермический градиент на территории регионального прогиба $2,7 - 3,3^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$ [Гинсбург, 1971]. Таким образом, четвертая особенность описываемого комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба — наличие низких ($2,0^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$ и менее) фоновых значений палеогеотермических градиентов на большей погруженной части территории и повышенных (до $3,5^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$) значений их в зонах интенсивного проявления восходящих тектонических движений.

Влияние указанных выше факторов представляется весьма существенным в процессе формирования зон нефте- и газонакопления. В результате восходящих тектонических движений в берриас-ранневаланжинское время интенсивно образовывались основные положительные структуры. Формирование последних сопровождалось разрывом сплошности пород и значительными размывами сводовых частей структур, наиболее интенсивно проявившимися в пределах Танамско-Малохетского и Балахинского мегавалов. Подошва юрских отложений в этот период времени находилась на глубинах порядка $3 - 4 \text{ км}$ в осевых частях регионального прогиба и $1,2 - 2,4 \text{ км}$ — на поднятиях. Таким образом, к началу рассматриваемого интервала времени гумусово-сапропелевое рассеянное органическое вещество юрских отложений в своем преобразовании не достигло даже этапа начального мезокатагенеза (рис. 3). На указанном этапе органическое вещество генерирует метан с резко подчиненным количеством его гомологов [Конторович, 1976]. В более погруженных частях органическое вещество было изменено до подэтапа МК₁ и могло генерировать жидкие углеводороды. Исходя из установленного палеотемпературного градиента и учитывая локализацию восходящих тектонических движений, можно предположить, что зоны нефтегазонакопления контролировались в раннемеловой период выдержанностью верхнеюрско-нижнемелового экрана в районе поднятий. Обращает на себя внимание двойная роль связанных между собой процессов усиления интенсивности теплового потока и восходящих движений: с одной стороны, этот процесс ускорил созревание органического вещества на поднятиях, а с другой — вследствие восходящих тектонических движений существенно сократилась мощность верхнеюрско-нижнемелового экрана, а также изменились мощность и строение основного продуктивного комплекса — суходудинской свиты.

Вероятно, в раннемеловой период в отложениях зимней и малышевской свит в пределах сводовой части Танамско-Малохетского мегавала были сформированы небольшие по размерам газовые залежи. На остальных поднятиях мегавала в периклинальных его частях, где вследствие меньшей величины размывов сохранность залежей оказалась несколько лучшей, формировались газоконденсатные и, возможно, нефтегазовые залежи. Далее с возобновлением прогибания территории в меловую эпоху сформировавшиеся залежи оказались в более жестких термодинамических условиях. Потенциал органического вещества, частично использованный за юрскую эпоху развития, компенсировался вовлечением в процесс

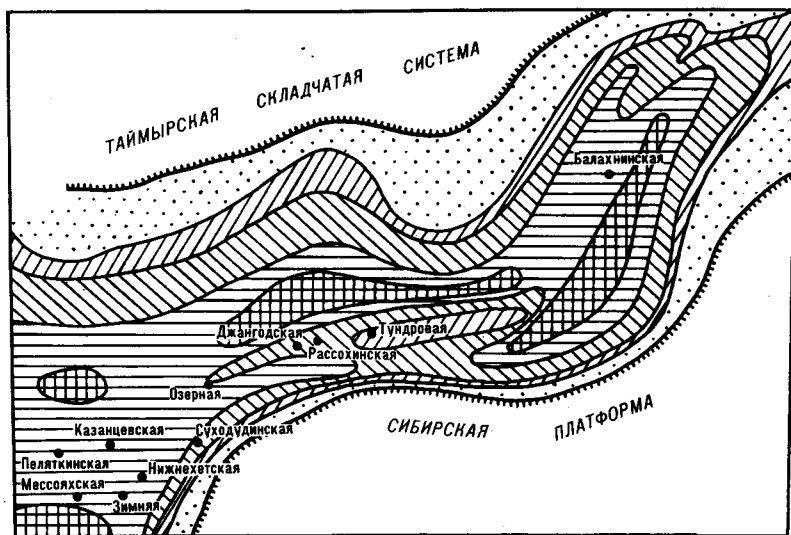


Рис. 3. Схема катагенетической преобразованности органического вещества нижнеюрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба на раннемеловый период

Условные обозначения см. на рис. 1

нефтегазообразования более молодых верхнеюрско-нижнемеловых отложений. К концу мезозоя — началу кайнозоя, как показано выше, диапазон преобразования органического вещества охватывал начальную стадию мезокатагенеза и в этих условиях наряду с газообразными углеводородами органическое вещество могло генерировать жидкие углеводороды. Степень преобразования органического вещества к этому интервалу геологического времени достигла максимума, и все последующие геологические процессы приводили лишь к переформированию имеющихся скоплений углеводородов.

Существенное влияние на формирование скоплений нефти и газа на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба оказали специфические особенности термодинамического режима, характеризующиеся низким палеогеотермическим градиентом. Согласно основным положениям теории абсолютных скоростей реакций [Глестон и др., 1948], давление уменьшает константы скоростей реакций, идущих с увеличением объема активированного комплекса. Применительно к реакциям преобразования органического вещества уменьшение константы скорости образования углеводородов будет зависеть от молекулярного объема их. Чем больше молекулярный объем образующихся углеводородов, тем большее влияние на константу скорости оказывает давление. Иными словами, давление играет роль своеобразного «фильтра», сдерживающего образование и выделение крупных молекул углеводородов. При низких палеотемпературных градиентах соответствующая степень преобразования органического вещества достигается за счет выделения больших количеств легких углеводородов — метана и его газообразных гомологов, нежели в «нормально» протекающем процессе.

Мощный региональный подъем территории в послеологоценую эпоху, приведший к снижению пластового давления на 30—50 атм, способствовал формированию новых и переформированию ранее образованных скоплений углеводородов. Об интенсивности тектонических движений этого интервала геологического времени достоверное представление можно составить по глубине размыва верхнемеловых отложений. Наибольшая глубина размыва зафиксирована в пределах Танамско-Малохетского и Рассохинского мегавалов. Восходящие тектонические движения оказали влияние и на фазовое состояние флюидов. Усиление теплового потока в областях воздымания и одновременное снижение пластового давления в залежах обусловили квазиизотермический переход двухфазового флюида в однофазовое газообразное состояние. На глубинах же более 2500 м тип флюида не изменился. Рассмотренная схема формирования залежей согласуется с современным распределением типов углеводородных флюидов по разрезу. В основных многозалежных месторождениях рассматриваемой территории — Пеляткинском, Казанцевском, Южно- и Северо-Соленинском — вниз по разрезу газовые залежи сменяются газоконденсатными, затем газоконденсатными залежами с нефтяными оторочками и завершают этот ряд снова газовые залежи.

Все вышеизложенное позволяет, с нашей точки зрения, оценить влияние рассмотренных особенностей разреза юрско-мелового комплекса отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба на формирование зон нефте- и газонакопления. Мезозойские отложения, несмотря на содержание огромных количеств рассеянного органического вещества и благоприятную степень его катагенетического преобразования, обладают ограниченными нефтеобразующими возможностями по нескольким причинам: 1) отсутствие ярко выраженных нефтегазоматеринских толщ, обогащенных рассеянным органическим веществом, и смешанный его тип снижают нефтематеринский потенциал на 30—50%, поскольку гумусовая составляющая ОВ без компонентов группы лейптинита преобразована с выделением в основном газообразных углеводородов; 2) существенное преобладание в разрезе глинистых толщ и связанное с этим ухудшение диффузионных характеристик флюидопроизводящих свит приводит, как это установлено Н. Б. Вассоевичем [1974], к запаздыванию завершения главной фазы нефтеобразования и значительно ограничивает масштабы ее проявления; 3) в результате преобладания в мезозое низких значений палеотемпературных градиентов граница главной фазы нефтеобразования сдвигается в область высоких давлений, что приводит к преимущественной генерации газообразных углеводородов.

Таким образом, главными факторами, контролирующими формирование зон нефтегазоаккумуляции, являются количество, распределение по разрезу и тип рассеянного органического вещества, температурный режим недр и его изменение во времени. Анализ данных по распределению указанных параметров показывает, что в целом на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба могут быть выделены области преимущественно газоносные и лишь отдельные районы с более интенсивным тепловым потоком могут рассматриваться в качестве перспективных на нефть. К их числу относятся юрские отложения периклинальных частей Танамско-Малохетского и Рассохинского мегавалов, не затронутые эрозионными процессами в раннемеловый период и сохранившие высокими экранующими свойствами верхнеюрско-нижнемеловых глин.

- Архангельский А. Д. Где и как искать новые нефтеносные области в СССР? — Нефт. хоз-во, 1929, № 6.
- Вассоевич Н. Б. От редактора. — В кн.: Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти: Ист. обзор и современное состояние. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Вассоевич Н. Б. Особенности катагенеза рассеянного органического вещества в бедных коллекторами глинистых толщах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4.
- Войцеховская А. Г. О составе рассеянного органического вещества в юрских и меловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л., 1974.
- Вышемирский В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Саратов, 1963.
- Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битуменов. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1971, вып. 143.
- Гинсбург Г. Д. Геотермическая характеристика района. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971.
- Глесстон С., Лайдлер К., Эйринг Г. Теория абсолютных скоростей реакций. М.: ИЛ, 1948.
- Гребенюк В. В., Гурари Ф. Г., Луговцов А. Д., Москвин В. И. Некоторые закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в краевых депрессиях Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. Новосибирск, 1979. (Тр. СНИИГиМС; Вып. 271).
- Губкин И. М. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. II.
- Данюшевская А. И. Геохимия органического вещества мезозойских отложений Средней Сибири: Теоретические закономерности и прогноз нефтегазообразования: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1975.
- Конторович А. Э., Трофимук А. А. Литогенез и нефтегазообразование. — В кн.: Горючие полезные ископаемые: Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. М.: Наука, 1976.
- Луговцов А. Д., Москвин В. И. Об особенностях формирования зон нефтегазоаккумуляции в юрско-меловых отложениях Енисей-Хатангского регионального прогиба. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: Тез. докл. М., 1979.
- Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969.
- Шатский Н. С. Проблемы нефтеносности Сибири. — Нефт. хоз-во, 1932, № 9.

А. И. ПРОКОПЕНКО

СВЯЗЬ СТРУКТУР МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ АНОМАЛИЯМИ В ПРЕДЕЛАХ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

Анализу связи структур осадочного платформенного чехла с геофизическими аномалиями фундамента посвящен ряд работ по различным регионам СССР (Западно-Сибирская, Туранская, Скифская плиты и др.). В определенной мере этот вопрос рассмотрен разными исследователями [Тальвирский, 1972; Гусев, 1972; Казаис, 1975; и др.] и применительно к Енисей-Хатангскому прогибу и прилегающим территориям.

В настоящей статье сделана попытка выявить степень отображения пликвативных дислокаций юрско-меловых отложений в геофизических аномалиях доюрского комплекса пород и сопоставить их простирания в пределах Енисей-Хатангского прогиба. Полученные данные в значительной мере помогают расшифровке, уточнению общего тектонического строения и формирования региона, выделению и систематизации таких крупных тектонических подразделений, как тектонические блоковые поля, блоки, выяснению соотношения приповерхностных и глубинных структур, во многом предопределяют правильность выводов о закономерностях формирования и распределения залежей углеводородов.

Породы мезозоя и кайнозоя в пределах рассматриваемого региона практически немагнитны [Тальвирский, 1972; Казаис, 1975; и др.], а мощность и плотность этих отложений постепенно увеличиваются от периферии к центру, и терригенные осадки не оказывают существенного влияния на характер гравитационного и магнитного полей. Аномалии этих полей в первую очередь обусловлены составом и строением доюрского комплекса пород [Тальвирский, 1972]. Эти положения и были использованы для выявления степени отображения пликвативных дислокаций юрско-меловых образований в геофизических аномалиях и сопоставления направлений аномалий Δg и ΔT с мезозойскими структурами. Результаты этих работ отражены на рис. 1, 2.

ОТОБРАЖЕНИЕ СТРУКТУР В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЯХ

Плановое сопоставление осевых частей структур мезозойского осадочного чехла с магнитными аномалиями показало, что непосредственной связи между ними нет. По-видимому, магнитные аномалии отображают петрографический состав доюрского комплекса пород. Так как структуры первого и второго порядков часто расположены вместе в аномальных зонах, они рассматривались совместно.

Магнитные аномалии в виде узких полос обычно проходят вдоль положительных и отрицательных структур, но нередко пересекают их вкрест простирания. Так, Жданихинский ров и Балахнинский мегавал пересекаются магнитными аномалиями субмеридионального направления. Такое же соотношение отмечается и в пределах Среднетазовского рва.

К крупным структурам (положительным и отрицательным), которые приурочены к линейным зонам магнитных аномалий, относятся Боганидовский, Дудыктинский рвы, Сузунский вал и др. (рис. 1, см. вкл.). Большинство крупных структур или приключается, находясь вблизи границ контура, или не имеет непосредственной связи с магнитными аномалиями.

Для характеристики степени отображения структур в гравитационных аномалиях проведено сопоставление контуров структур с контурами аномалий, соответствующих в плане этим структурам. Но в связи с тем, что контуры гравитационных аномалий не всегда точно соответствуют структурам и либо включают структуру, либо полностью или частично вписываются в нее, проведено сопоставление и осей структур (характеризующих максимальные повышения или понижения участков в зависимости от знака) с контурами аномалий. Взаимоотношение знаков осевых частей структур и аномалий показано на рис. 1. Если осевая часть структуры первого или второго порядков в плане совпадает с центральной частью аномалии (соответствующего знака) или входит в ее контур, то считается, что структура имеет плановое совпадение. Если же осевая ее часть находится между положительным и отрицательным значениями гравитационной аномалии либо, скажем, северная ее часть приурочена к одному знаку, южная — к другому, то структура занимает промежуточное положение.

В пределах Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий расположены 34 крупные структуры первого и второго порядков. Результаты планового сопоставления осевых частей крупных структур с гравитационными аномалиями показывают: из шести положительных поднятий первого порядка (Балахнинский, Большехетский, Рассохинский мегавалы, Танамский свод и Янгодо-Горбитский выступ) практически все имеют плановое совпадение с положительными гравитационными аномалиями. Отрицательные структуры первого порядка (Центрально-Таймырский желоб, Пендомояхская впадина) характеризуются плановым совпадением с отрицательными гравитационными аномалиями. Дудыптинско-Жданихинский желоб занимает промежуточное положение, но основная его часть тяготеет также к отрицательным аномалиям.

У двух положительных поднятий второго порядка (Малохетский и Мессовский валы) осевые части имеют плановое совпадение с положительными гравитационными аномалиями. Русский и Усть-Тазовский валы отличаются плановым совпадением с отрицательными аномалиями Δg . Сузунский вал, Курьинское куполовидное поднятие занимают промежуточное положение по отношению к аномальным зонам разного знака (см. рис. 1).

Отрицательные структуры второго порядка (Турковский, Южно-Кубалахский, Носковский рвы) в плане совпадают с отрицательными аномалиями Δg . Среднетазовский, Пайтурминский, Жданихинский рвы занимают промежуточное положение между отрицательными и положительными знаками гравитационных аномалий, но большей частью своей площади тяготеют к отрицательным аномалиям Δg .

Анализ планового сопоставления осевых частей крупных структур с гравитационными аномалиями показал, что в целом поднятия разных рангов приурочены к положительным гравитационным аномалиям, а отрицательные структуры — к отрицательным значениям аномалий Δg .

Сравнительно однозначно отображаются только линейные приразломные структуры — желоба, вытянутые мегавалы и т. д. Аномалии, соответствующие структурам, в большинстве случаев сложные, реже — простые (единые). Характерно то, что аномалии, соответствующие структурам, в основном имеют аналогичное простирание и близки им по форме. Это положение всесторонне будет рассмотрено ниже.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С ПЛИКАТИВНЫМИ ДИСЛОКАЦИЯМИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Направление крупных структурных элементов, разломов, геофизических аномалий, ориентировка трещин — один из наиболее хорошо известных и изученных параметров. По мере накопления фактических данных улучшается, уточняется методика геологической интерпретации геофизических аномалий, меняются взгляды на генезис структур, разломов, их роль в истории геологического формирования и т. д. Не меняются лишь представления об их пространственной ориентировке. Важность этого параметра в расшифровке тектонического строения, условий формирования складчатых, платформенных и других областей очевидна. Как известно, каждая крупная геотектоническая провинция характеризуется типичными для нее одним, двумя, реже — несколькими преобладающими направлениями разрывов. Это способствует расшифровке напряжений, которые происходят в процессе деформирования горных пород.

Ниже описаны результаты этих исследований. Анализ подвергались структуры первого, второго и третьего порядков юрско-меловых отложений. Причем при расчетах крупные структуры (первого и второго порядков) учитывались вместе и на розу-диаграмму (из-за нагруженности схемы) вынесен только наибольший процент их встречаемости (рис. 2). В связи с тем, что некоторые структуры третьего порядка по различным сейсмическим отражающим горизонтам имели несколько разные направления, были выявлены среднестатистические простирания их осей. Результаты, вынесенные на схему, подвергались дальнейшей обработке.

Все анализируемые простирания (дизъюнктивных, пликативных дислокаций и геофизических аномалий) объединялись в системы и определялся средний азимут простирания для каждой из выделенных систем. Затем (как это описано в ряде методических работ А. Е. Михайлова [1956], Л. Д. Кноринга [1969] и др.) по средним значениям (в %) строились розы-диаграммы (см. рис. 2). Как известно [Вистелиус, 1958], роза-диаграмма представляет собой график, изображающий плотности вероятностей направлений ориентировки исследуемого объекта или, иными словами, функцию распределения их. Следовательно, задача сравнения роз-диаграмм сводится к сравнению эмпирических распределений, отраженных на этих диаграммах.

На рис. 2 показаны розы-диаграммы простираний геофизических аномалий (см. рис. 2, б), структур (первого — третьего порядков) юрско-мелового комплекса пород (см. рис. 2, в) Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий. Ориентировка наиболее крупных разрывных и пликативных дислокаций северной части территории СССР отражена на рис. 2, а.

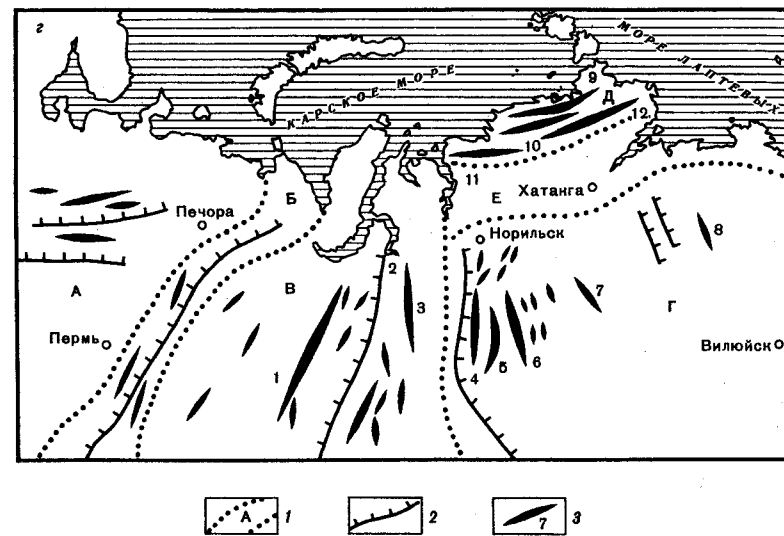
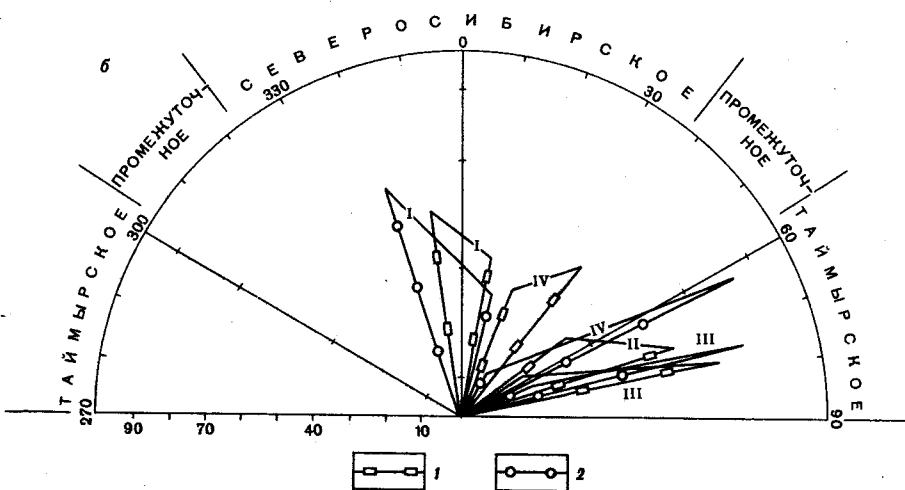
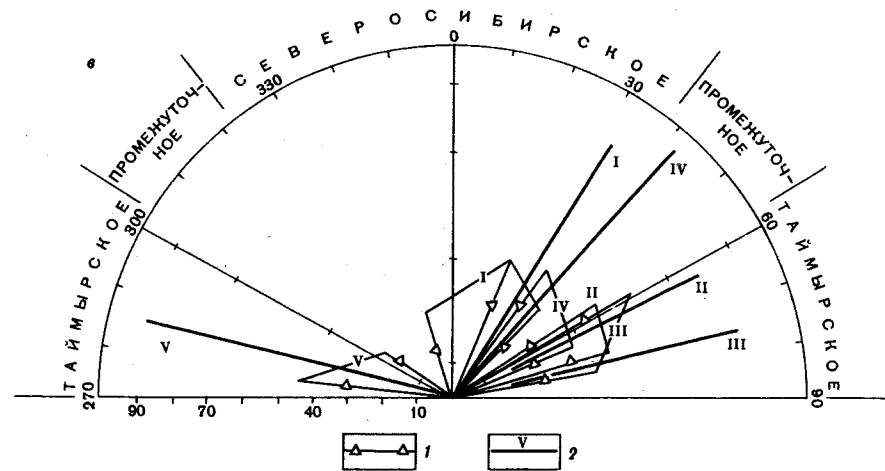
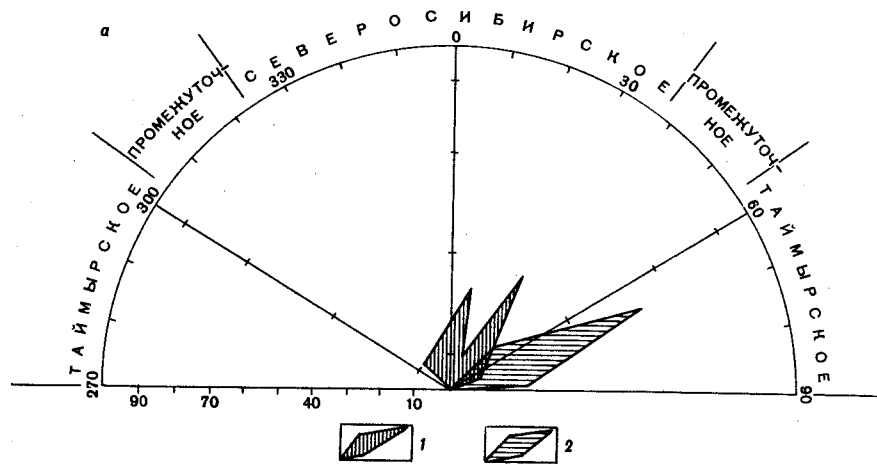


Рис. 2. Соотношение общерегиональных направлений структурных элементов с простирающимися геофизическими аномалиями и пликативными дислокациями Енисей-Хатангского прогиба

а — роза-диаграмма общерегиональных направлений структурных элементов северной части территории СССР: 1 — северосибирское (субмеридиональное) и промежуточное, 2 — таймырское (субширотное). б — роза-диаграмма направлений геофизических аномалий доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий: 1 — гравитационных, 2 — магнитных.

в — роза-диаграмма направлений пликативных дислокаций юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий: 1 — структур третьего порядка, 2 — структур первого и второго порядков (суммарный вектор) в пределах блоковых полей (их номер).

г — обзорная тектоническая схема северной части территории СССР: 1 — границы разновозрастных платформ и складчатых областей: А — Русская платформа, Б — Уральская складчатая зона, В — Западно-Сибирская плита, Г — Сибирская платформа, Д — Таймырская складчатая область, Е — Енисей-Ленский прогиб; 2-3 — направления крупных дислокаций: 2 — дизъюнктивных, 3 — пликативных (их номер): 1 — Хантейская антеклиз, 2 — Колтогорско-Пурский желоб, 3 — Часельский мегавал, 4 — Турухано-Норильская гряда, 5 — Нижнетунгусская впадина, 6 — Дюкунская впадина, 7 — Чириндинский мегавал, 8 — Суханская впадина, 9 — Карский мегантиклинорий, 10 — Тарейский антиклинорий, 11 — Западно-Таймырский синклиний, 12 — синклиний гор Быранга

Прежде чем рассматривать результаты сопоставления направлений геофизических аномалий (отражающих неоднородности доюрского комплекса пород) со структурами юрско-меловых отложений в пределах исследуемого региона, проанализируем направление простирианий наиболее крупных дислокаций в пределах северной части СССР. Это необходимо для того, чтобы выяснить, являются ли выделенные направления простирианий геофизических аномалий и структур (в пределах Енисей-Хатангского бассейна) закономерными по отношению к общерегиональным направлениям или они хаотичны и не подчиняются общим закономерностям. В связи с этим проанализировано несколько крупнейших тектонических подразделений северной части СССР, характеризующихся различной историей геологического развития (рис. 2, *г*). Причем в северо-восточной части Русской платформы, северных частях Уральской складчатой зоны, Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, в Таймырской складчатой области рассматривались наиболее крупные разрывные и пликвативные дислокации. При этом анализировались региональные тектонические карты, схемы одного масштаба и выполненные одним авторским коллективом. Плановое расположение некоторых дизъюнктивных и пликвативных дислокаций северной части территории СССР отражены на рис. 2, *г*.

Анализ розы-диаграммы (рис. 2, *а*) показал, что в названных регионах наиболее крупные дислокации (северо-восточная часть Русской платформы; северная часть Уральской складчатой зоны; Западно-Сибирская плита: Хантейская антеклиза, Колтогорско-Пурский желоб, Асельский мегавал и др.; Сибирская платформа: Турухано-Норильская гряда, Дюлькунская впадина и др.; Таймырская складчатая область: Карский мегантиклинорий, Западно-Таймырский синклинорий и др.) отчетливо группируются в три основные системы со средними простирианиями преобладающих направлений — 13, 34 и 68° (см. рис. 2 *а, г*). Направления, близкие к субширотным (68°), характерны для дислокаций Таймырской складчатой системы, северо-восточной части Русской платформы и отдельных тектонических блоковых полей Енисей-Хатангского прогиба (см. рис. 2, *а, б, в*). Общие региональные направления, близкие к субмеридиональным (13 и 34°), имеющим разброс в максимумах (см. рис. 2, *а*), характерны для наиболее крупных дислокаций Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и некоторых тектонических блоковых полей Енисей-Хатангского бассейна. Результаты этого анализа, с учетом данных по территории Енисей-Хатангского прогиба, позволили ориентировочно наметить три общерегиональных направления простирианий дизъюнктивных и пликвативных дислокаций, которые условно названы с е в е р о с и б и р с к о е (0—35° — северо-восточные румбы, 324—360° — северо-западные румбы), т а й м ы р с к о е (58—90° — северо-восточные румбы, 270—304° — северо-западные румбы) и п р о м е ж у т о ч н ы е (36—57° — северо-восточные румбы, 305—323° — северо-западные румбы) (см. рис. 2, *а*).

Проанализируем распределение простириания геофизических аномалий и пликвативных дислокаций по тектоническим блоковым полям в пределах Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий.

Роза-диаграмма *б* (см. рис. 2) характеризует господствующие направления гравитационных (положительных и отрицательных) и магнитных

аномалий в пределах тектонических блоковых полей. Геофизические аномалии имеют два разных максимума (один для магнитных — 342°, другой для гравитационных аномалий — 352°), отражающих их ориентировку в пределах первого блокового поля. Но в целом их простириания подчиняются северо-сибирскому (субмеридиональному) направлению.

Диаметрально противоположные простириания этих же аномалий характерны для второго и третьего блоковых полей. Максимумы, показывающие преобладающие направления гравитационных (для второго блока — 73°, третьего — 76°) и магнитных (для второго блока — 68°, третьего — 78°) аномалий, не имеют полного планового совпадения, но для них характерно общее таймырское (субширотное) направление. Простириания гравитационных и магнитных аномалий в пределах четвертого блокового поля имеют более резкие соотношения. Из диаграммы *б* (см. рис. 2) видно, что для гравитационных аномалий преобладает направление северо-восточное 39°, магнитных — северо-восточное 62°, несмотря на то, что для последних отмечены простириания, близкие к субмеридиональным. В целом, направления простирианий рассматриваемых аномалий занимает промежуточное положение между описанными выше первым, вторым и третьим тектоническими блоковыми полями (см. рис. 2).

Роза-диаграмма *в* (рис. 2) отражает ориентировку пликвативных дислокаций всех порядков мезозойского осадочного чехла в пределах блоковых полей. На рис. 1 (внизу справа) дана обобщающая схема ориентировки направлений геофизических аномалий и структур первого и второго порядков (суммарный вектор).

Северо-восточный максимум (32°) (см. рис. 2, *в*) отвечает направлению крупных структур (первого и второго порядков), наиболее характерных для первого блокового поля. Недалеко от него отстоит максимум (23°), включающий простириания локальных поднятий. Направления простирианий геофизических аномалий и структур осадочного чехла (в пределах рассматриваемого блокового поля) не имеют полного планового совпадения (разброс довольно высокий), но все они характеризуются общим региональным северо-сибирским направлением.

Субширотная ориентировка соответствует преобладающему направлению структур всех порядков, располагающихся в пределах второго и третьего блоковых полей. Простириания локальных поднятий (максимумы: для второго блокового поля — 55°, для третьего — 59°) хорошо согласуются с ориентировкой крупных структур (максимумы: для второго блокового поля — 61°, для третьего — 74°). Максимумы, отвечающие направленности геофизических аномалий в пределах этих же блоковых полей, находятся практически в тех же координатах, характерных для структур осадочного чехла (см. рис. 2, *в*).

Четкое положение в распределении направлений структур различных порядков занимает четвертое блоковое поле. Северо-восточный максимум (42°) отвечает простирианию осей более крупных структур. Близкая ориентировка (38°) соответствует преобладающему направлению осевых частей локальных поднятий. Очень близкое простириание (39°) в этом же блоковом поле характерно для гравитационных аномалий, но магнитные не имеют прямого пространственного совпадения (их максимум соответствует 62°, см. рис. 2, *б, в*).

Северо-западный максимум (285°) (см. рис. 2, в) характеризует простириание структур I и II порядков пятого блокового поля. Недалеко от него отстоит максимум (278°), исключающий ориентировку локальных поднятий. Для пликативных дислокаций характерно общее субширотное направление, но в отличие от других блоковых полей преобладают северо-западные румбы.

Результаты сопоставления простирианий гравитационных и магнитных аномалий с пликативными дислокациями показывают, что каждое тектоническое блоковое поле характеризуется типичным для него одним, реже двумя преобладающими направлениями структур и геофизических аномалий.

В целом, характерна близость в простириании геофизических аномалий, отражающих неоднородности доюрского комплекса пород, и структур юрско-меловых отложений.

Определенные вариации (порядка 30—40°) в ориентировке крупных структур и геофизических аномалий отмечаются в первом блоковом поле. Некоторый разброс (около 20°) в простириании гравитационных и магнитных аномалий наблюдается в четвертом блоковом поле. Несмотря на эти колебания, азимуты их простирианий подчинены общим региональным направлениям.

Ориентировка структур III порядка подчиняется простирианию более крупных структур (I и II порядков).

Выявленные простириания геофизических аномалий и структур в пределах Енисей-Хатангского прогиба являются закономерными по отношению к общерегиональным направлениям дизъюнктивных и пликативных дислокаций, выделенных на территории северной части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А. Б.* Структурные диаграммы. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Гусев Б. В.* К вопросу о генезисе мезокайнозойских впадин центральной части Советской Арктики (на примере Енисей-Хатангского прогиба). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1972. (Тр. НИИГА; Вып. 7).
- Казаис В. И.* Совершенствование методики геофизических исследований в Енисей-Хатангской нефтегазовой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975.
- Кноринг Л. Д.* Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969.
- Михайлов А. Е.* Полевые методы изучения трещин в горных породах. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Тальвирский Д. Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазонасыщенной области: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1972.
- Шаблинская И. В.* Связь структур с гравитационными и магнитными аномалиями. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Карогодин Ю. Н.</i> Особенности структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) триасовых толщ северных прогибов Центральной Сибири.	3	✓
<i>Дагис А. С., Казаков А. М.</i> Стратиграфия триасовых отложений восточной части Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов	16	✓
<i>Левчук М. А., Карогодин Ю. Н., Шурыгин Б. Н.</i> Структура и стратиграфический объем слоевых ассоциаций (циклитов) в разрезах юры Анабарского района	29	✓
<i>Казаков А. М., Дагис А. С., Курушин Н. И.</i> Основные черты палеогеографии триаса севера Средней Сибири	54	✓
<i>Шурыгин Б. Н., Левчук М. А.</i> Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр)	75	✓
<i>Дагис А. А., Дагис А. С.</i> Стратиграфическое значение нижнетриасовых конодонтов	89	✓
<i>Казаков А. М.</i> Геохимическая характеристика условий формирования триасовых отложений Восточного Таймыра	99	✓
<i>Прокопенко А. И.</i> Количественная оценка продуктивности локальных поднятий восточной части Енисей-Хатангского прогиба	110	✓
<i>Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И., Степаненко Г. Ф.</i> Геохимические критерии нефтегазонасыщенности севера Сибирской платформы	119	✓
<i>Гребенюк В. В., Луговцов А. Д., Москвин В. И.</i> Особенности формирования зон нефтегазонакопления в мезозое Енисей-Хатангского регионального прогиба	132	✓
<i>Прокопенко А. И.</i> Связь структур мезозойского осадочного чехла с геофизическими аномалиями в пределах Енисей-Хатангского прогиба	141	✓

CONTENTS

<i>Karogodin Yu. N.</i> Peculiarities of structure of rockstrata associations (cyclites) of Triassic masses of northern troughs of Central Siberia.	3
<i>Dagis A. S., Kazakov A. M.</i> Stratigraphy of the Triassic sediments of the eastern part of the Enisei-Khatangsk and Lena-Anabar troughs	16
<i>Levchuk M. A., Karogodin Yu. N., Shurygin B. N.</i> Structure and stratigraphical volume of strata associations (cyclites) in the sections of the Anabar region Jurassic	29
<i>Kazakov A. M., Dagis A. S., Kurushin N. I.</i> The main features of paleogeography of North Central Siberian Triassic	54
<i>Shurygin B. N., Levchuk M. A.</i> Low-middle Jurassic sediments of the Tsvetkov Cape (eastern Taymyr)	75
<i>Dagis A. A., Dagis A. S.</i> Stratigraphical importance of Low-Triassic conodonts	89
<i>Kazakov A. M.</i> Geochemical characteristic of the formation conditions of the Triassic sediments of Eastern Taymyr	99
<i>Prokopenko A. I.</i> Numerical estimations of the productivity of local elevations of the eastern part of the Enisei-Khatangsk trough	110
<i>Polyakova I. D., Kolganova M. M., Soboleva E. I., Stepanenko G. F.</i> Geochemical criteria of the presence of oil and gas of the north of the Siberian Platform	119
<i>Grebennyuk V. V., Lugovtsov A. D., Moskvina V. I.</i> Peculiarities of the creation of oil and gas accumulation in the Mesozoic Enisei-Khatangsk regional trough	132
<i>Prokopenko A. I.</i> Connection of structures of the Mesozoic sedimentary cover with the geophysical anomalies within the Enisei-Khatangsk trough	141

УДК 551.3.051:551.76:553.98 (571.511 + 571.56)

Карогодин Ю. Н. **Особенности структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) триасовых толщ северных прогибов Центральной Сибири.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 3—15.

Впервые рассмотрена структура и дано обоснование стратиграфического положения мезоциклитов в составе триасовых толщ севера Центральной и Восточной Сибири. Показаны закономерности положения в них региональных резервуаров и экранов, а также перерывов, имеющие важное значение при разработке стратегии прогноза основных зон нефтегазоаккумуляции.

Ил. 3, библиогр.: с. 15 (9 назв.).

УДК 551.761 (571.5 = 16)

Дагис А. С., Казаков А. М. **Стратиграфия триасовых отложений восточной части Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 16—29.

Рассмотрена стратиграфия триасовых отложений восточной части Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. По четырем структурно-фаціальным законам (Восточно-Таймырской, Усть-Анабарской, Лено-Оленекской, Буур-Оленекский) даны краткая литологическая характеристика нижнего, среднего и верхнего отделов системы с выделением литостратиграфических подразделений и зональное биостратиграфическое расчленение разрезов. Приведены списки основных групп фауны.

Ил. 3, библиогр.: с. 28—29 (21 назв.).

УДК 551.3.051:551.762 (571.511)

Левчук М. А., Карогодин Ю. Н., Шурыгин Б. Н. **Структура и стратиграфический объем слоевых ассоциаций (циклитов) в разрезах юры Анабарского района.** — В кн.: Геология нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 29—53.

На основании системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций описана структура элементарных и мезоциклитов, уточнен их биостратиграфический объем. Рассмотрены и сопоставлены два основных разреза юрских отложений юго-восточной части Енисей-Хатангского прогиба (р. Анабар и Анабарский залив).

Ил. 4, библиогр.: с. 53 (16 назв.).

УДК 551.8:551.761 (571.5—16)

Казаков А. М., Дагис А. С., Курушин Н. И. **Основные черты палеогеографии триаса севера Средней Сибири.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 54—75.

На основании литологических, геохимических и палеонтологических, главным образом палеоэкологических, критериев рассмотрены палеогеографические особенности характера седиментации триасовых отложений севера Средней Сибири (Енисей-Хатангский — восточная часть и Лено-Анабарский прогибы) для веков, частей их и фаз. Приведены главные параметры среды осадконакопления — батиметрия, гидродинамика, солёность, геохимическая обстановка в придонных слоях воды и осадке, газовый режим. Указаны области сноса, степень зрелости пород, проявления вулканизма, тип климата.

Ил. 4, библиогр.: с. 74—75 (32 назв.).

УДК [552.12 + 551.7]:551.762 (571.511)

Шурыгин Б. Н., Левчук М. А. **Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр).** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 75—89.

Приведено детальное литологическое описание нижне-среднеюрских отложений северо-восточной части Енисей-Хатангского прогиба на примере разреза мыса Цветкова. Впервые на основании анализа комплексов двустворок в рассматриваемой части бассейна установлены геттанг-синемюрские отложения. Выделен ряд слоев с двустворками. Проведено сопоставление с хорошо изученными разрезами юры на севере Сибири и Северо-Востоке СССР.

Табл. 1, библиогр.: с. 89 (12 назв.).

УДК 56.016. 3:551.761

Дагис А. А., Дагис А. С. **Стратиграфическое значение нижнетриасовых конодонтов.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 89—99.

На основании новых данных по нижнетриасовым конодонтам севера Сибири и обзора литературы даны анализ стратиграфического пространства конодонтов, оценка их реальной значимости для детальной стратиграфии. Отмечена неодинаковая степень обоснованности и валидности зон конодонтового стандарта, обсуждаются основные нерешенные задачи.

Библиогр.: с. 97—99 (34 назв.).

УДК 550.4:551.761 (571.511—11)

Казаков А. М. **Геохимическая характеристика условий формирования триасовых отложений Восточного Таймыра.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 99—110.

Рассмотрены закономерности распределения форм Fe рассеянного $C_{орг}$, их соотношения по типам пород и литостратиграфическим подразделениям триасовой системы Восточного Таймыра. Триас представлен осадками различного генезиса — от нормально морских до континентальных. Геохимические параметры изучались как возможные индикаторы палеообстановок осадконакопления в мезозойских прогибах Сибирской платформы. Установлена высокая достоверность методики Н. М. Страхова для реконструкции условий седиментации триасовых отложений Восточного Таймыра. Наибольшее фаціальное значение имеет распределение по разрезу $Fe_{пир}$, $Fe_{вал}$, величина коэффициента $Fe_{пир}/C_{орг}$.

Табл. 2, ил. 1, библиогр.: с. 110 (5 назв.).

УДК 519.24:551.243.3:553.98 (571.511)

Прокопенко А. И. **Количественная оценка продуктивности локальных поднятий восточной части Енисей-Хатангского прогиба.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 110—118.

Рассмотрены вопросы, связанные со сравнительной оценкой перспектив нефтегазоносности локальных поднятий мезозойского осадочного чехла восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Выводы базируются на результатах анализа структурных параметров антиклинальных ловушек, выполненных по известной методике, в которую автор внес дополнения.

Табл. 2, ил. 1, библиогр.: с. 118 (12 назв.).

УДК 550.4:553.98(571.5—17)

Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И. Степаненко Г. Ф. **Геохимические критерии нефтегазоносности севера Сибирской платформы.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 119—132.

Проанализированы основные закономерности распределения $S_{орг}$, битумоидов, детальные изменения их состава и степени катагенетической превращенности ОВ в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях северных краевых депрессий Сибирской платформы. На этой основе и в связи с историей геологического развития депрессий рассмотрены особенности нефтегазообразования и генетическая природа нефтей и газов.

Табл. 2, ил. 4, библиогр.: с. 131—132 (17 назв.).

УДК 551.94:553.061(571.751—17)

Гребенюк В. В., Луговцов А. Д., Москвин В. И. **Особенности формирования зон нефтегазоаккумуляции в мезозое Енисей-Хатангского регионального прогиба.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 132—140.

На основе реконструкций истории формирования геологической структуры Енисей-Хатангского регионального прогиба, термобарического режима мезозойской толщи и истории преобразования рассеянного в породах органического вещества сделан вывод о преимущественной газоносности мезозойских отложений и ограниченном распространении земель, перспективных на нефть.

Ил. 3, библиогр.: с. 140 (17 назв.).

УДК 551.243.3:551.76:550.31(571.511)

Прокопенко А. И. **Связь структур мезозойского осадочного чехла с геофизическими аномалиями в пределах Енисей-Хатангского прогиба.** — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982, с. 141—148.

На основе детального анализа геолого-геофизических материалов выявлена степень отображения пликтивных дислокаций юрско-меловых отложений в геофизических аномалиях доюрского комплекса пород и дано сопоставление их направлений в пределах Енисей-Хатангского прогиба. Характерна близость в простирании геофизических аномалий и пликтивных дислокаций. Причем каждое тектоническое блоковое поле характеризуется типичным для него одним, реже двумя преобладающими направлениями простираний. Выявленные простирания геофизических аномалий и структур в пределах Енисей-Хатангского прогиба являются закономерными по отношению к общерегиональным направлениям дизъюнктивных дислокаций, выделенных на территории северной части СССР.

Ил. 2, библиогр.: с. 148 (7 назв.).

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО БАСЕЙНА

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор *Н.Б. Заборовская*. Редактор издательства *А.В. Копп*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*. Технический редактор *Г.И. Астахова*

ИБ № 24537

Подписано к печати 17.03.82. Т — 04269. Формат 60 × 90 1/16

Бумага офсетная № 2. Гарнитура Литературная (Фотонабор)

Печать офсетная. Усл. печ. л. 9,5 + 1,0 вкл.

Уч.-изд. л. 13,1. Усл. кр. отт. 10,6. Тираж 750 экз. Тип. зак. 834. Цена 2 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

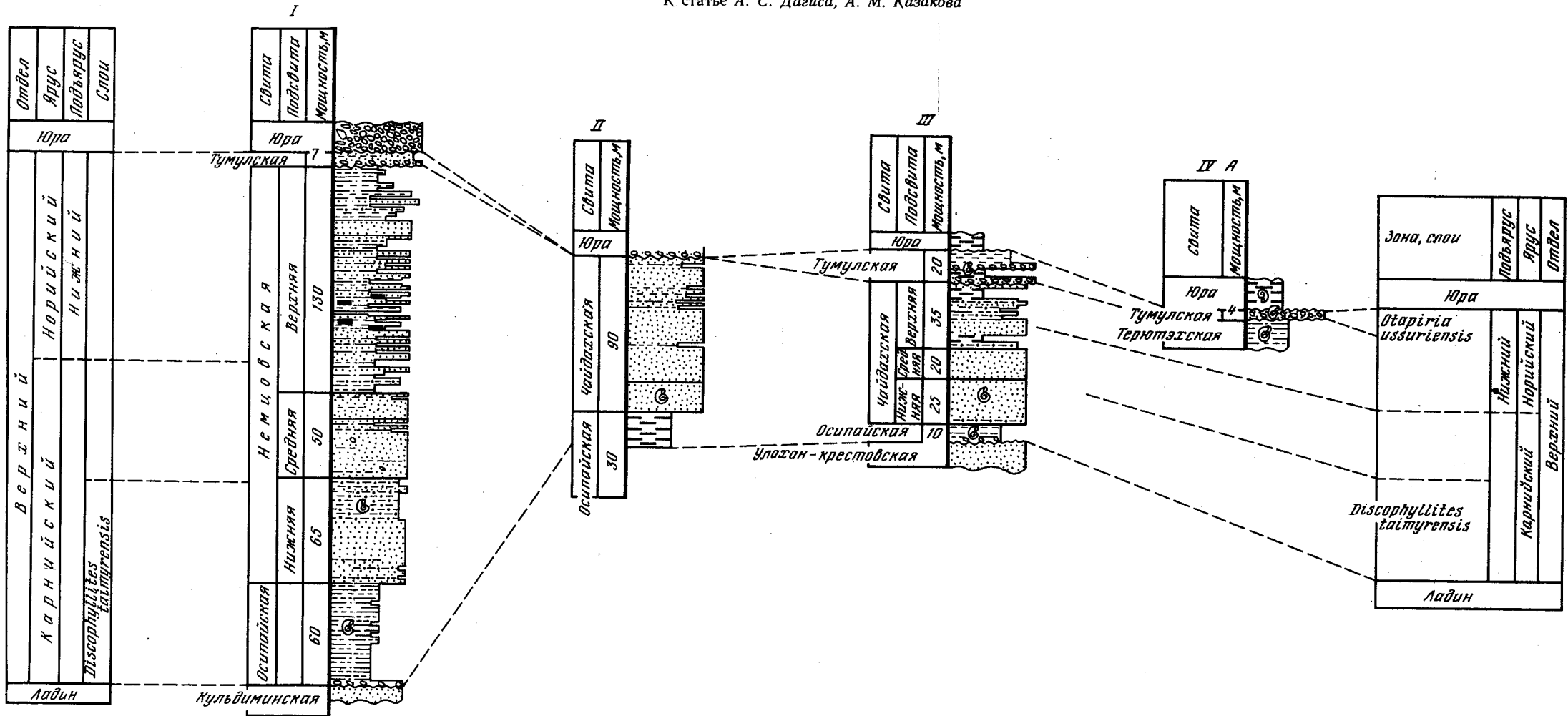


Рис. 3. Корреляция разрезов верхнего триаса

Условные обозначения см. на рис. 1

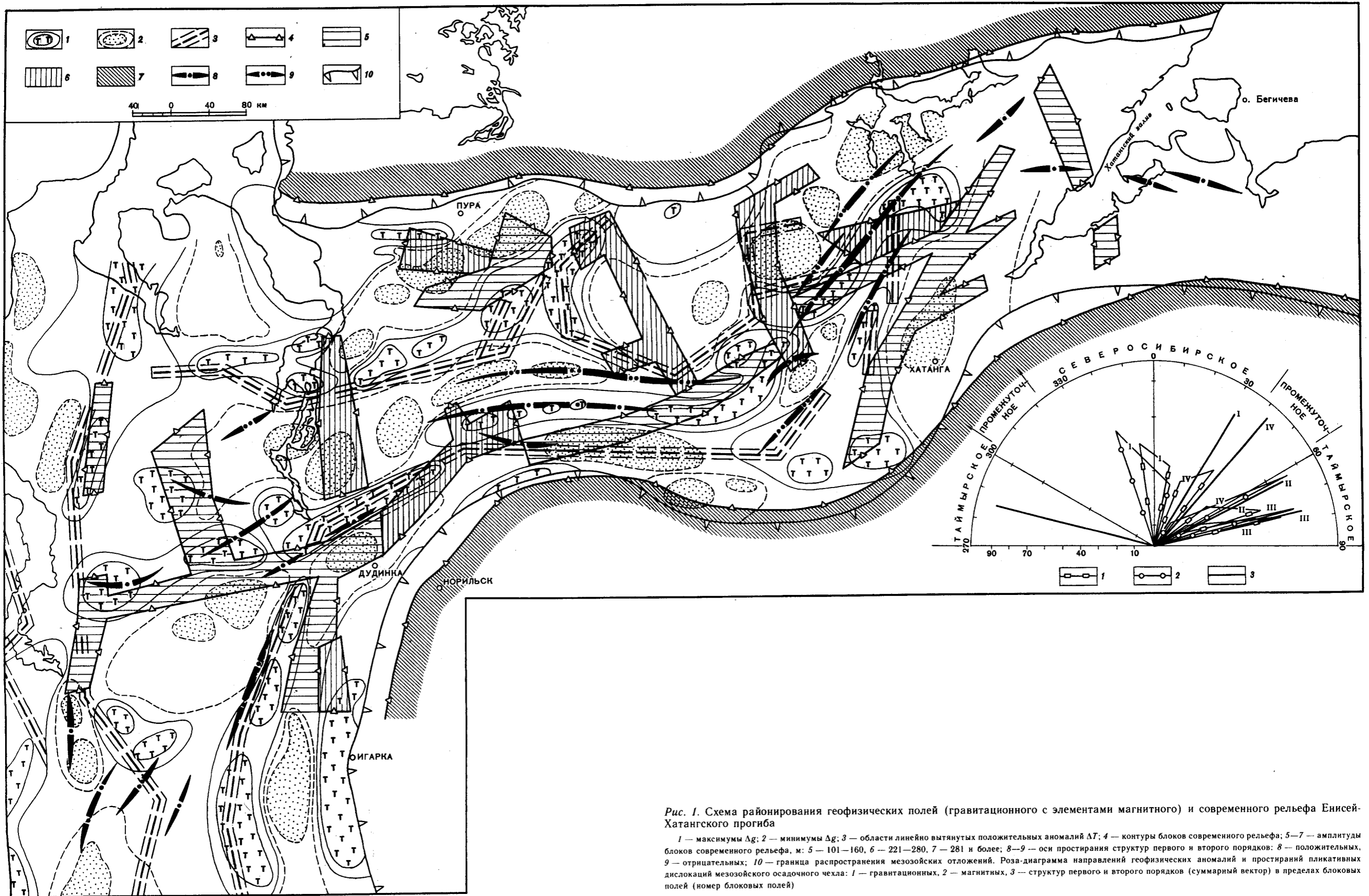


Рис. 1. Схема районирования геофизических полей (гравитационного с элементами магнитного) и современного рельефа Енисей-Хатангского прогиба

1 — максимумы Δg ; 2 — минимумы Δg ; 3 — области линейно вытянутых положительных аномалий ΔT ; 4 — контуры блоков современного рельефа; 5—7 — амплитуды блоков современного рельефа, м: 5 — 101—160, 6 — 221—280, 7 — 281 и более; 8—9 — оси простираания структур первого и второго порядков: 8 — положительных, 9 — отрицательных; 10 — граница распространения мезозойских отложений. Роза-диаграмма направлений геофизических аномалий и простирааний пликтивных дислокаций мезозойского осадочного чехла: 1 — гравитационных, 2 — магнитных, 3 — структур первого и второго порядков (суммарный вектор) в пределах блоковых полей (номер блоковых полей)

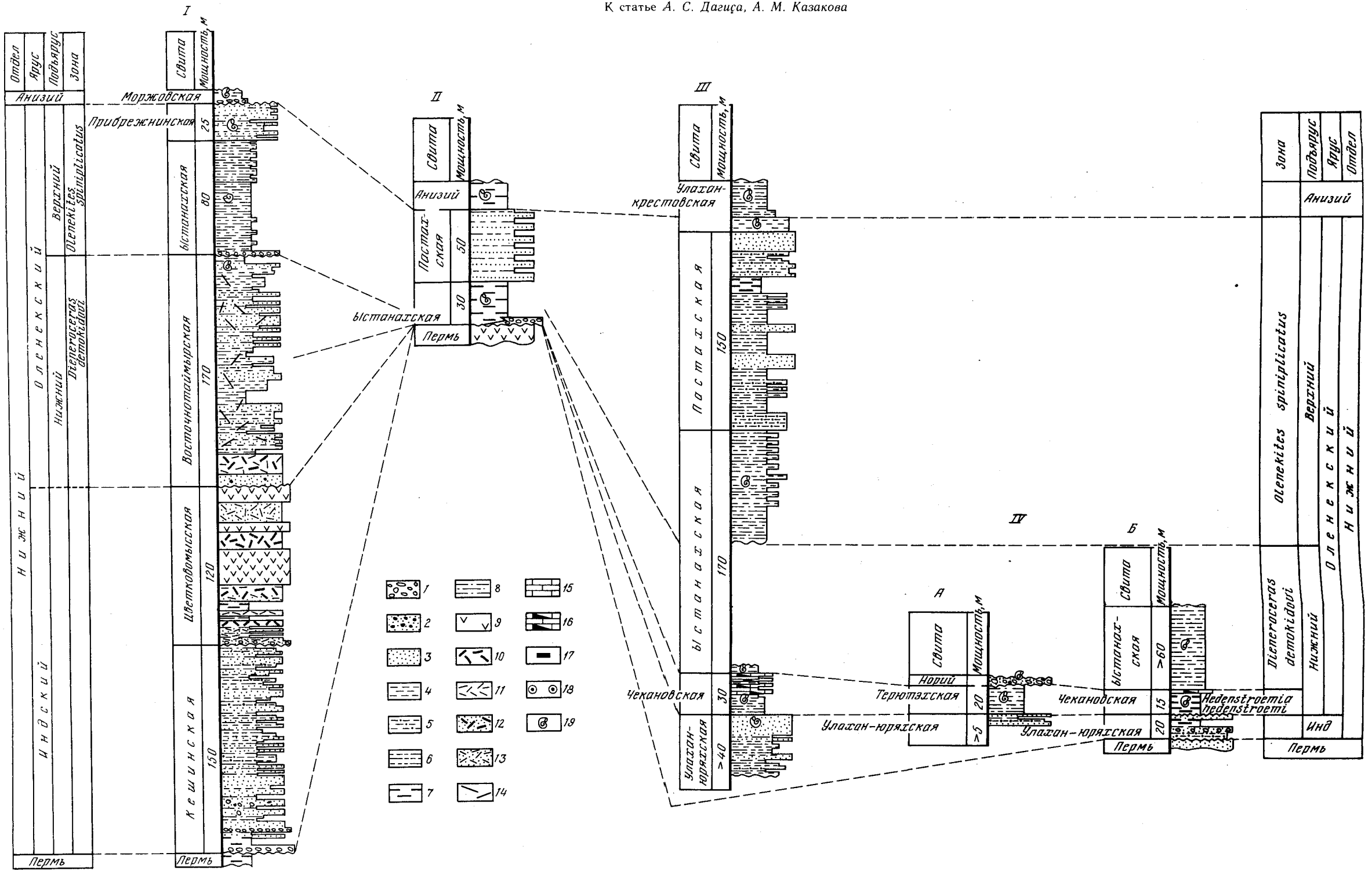


Рис. 1. Корреляция разрезов нижнего триаса

Зоны: 1 — Восточно-Таймырская (мыс Цветкова), II — Усть-Анабарская (устье р. Анабар), III — Лено-Оленекская (пос. Ысганах-Хочо), IV — Буур-Оленекская (А — реки Вендьярки, Улахан-Хос-Терюттээх, Б — реки Тойон-Уйолаах, Ныккаабыт). 1 — конгломераты; 2 — песчаники средние, крупно-разнозернистые; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — алевролиты; 5 — алевролиты крупнозернистые; 6 — алевролиты мелкозернистые глинистые; 7 — аргиллиты, глины; 8 — аргиллиты алевролитовые; 9 — основные эффузивы; 10 — туфы крупно- и среднеобломочные; 11 — туфы мелкообломочные; 12 — туффы крупно- и среднеобломочные; 13 — туффы мелкообломочные; 14 — примесь пирокластического материала; 15 — известняки; 16 — известняки бутуминозные; 17 — угленосные пласты и линзы углей; 18 — оолиты железистые; 19 — руководящая фауна

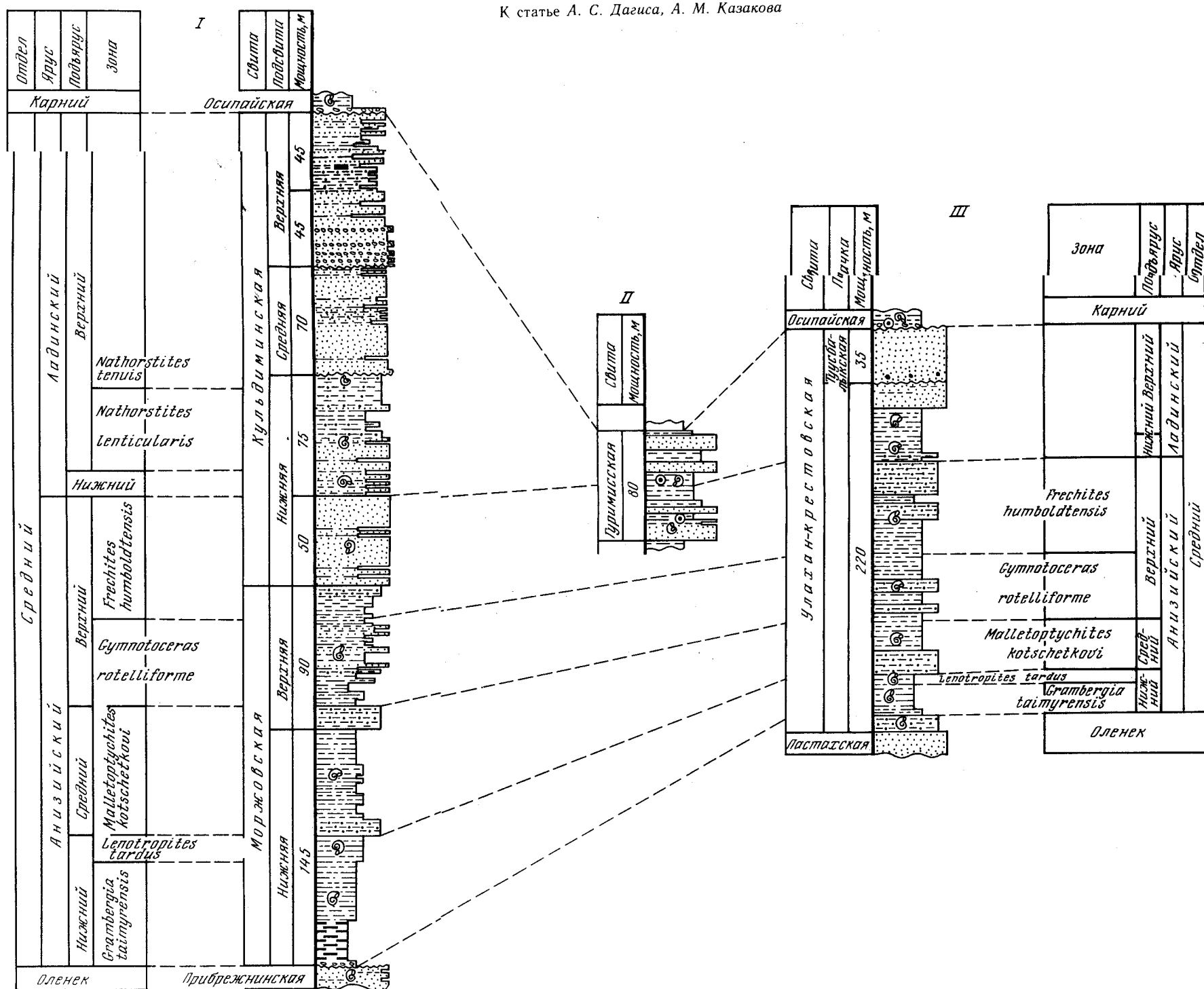
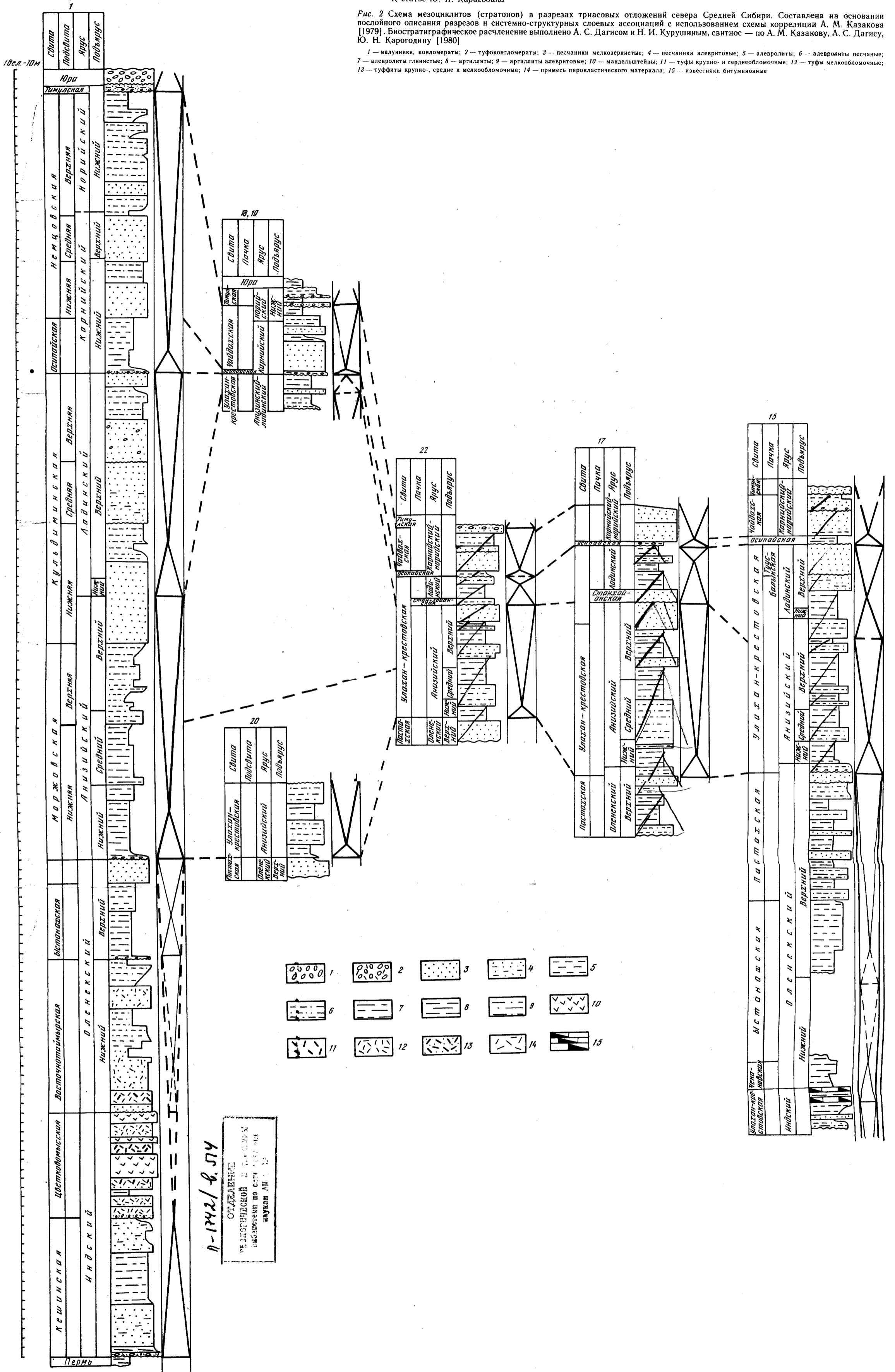


Рис. 2. Корреляция разрезов среднего триаса

Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 2 Схема мезоциклов (стратонов) в разрезах триасовых отложений севера Средней Сибири. Составлена на основании послыжного описания разрезов и системно-структурных слоевых ассоциаций с использованием схемы корреляции А. М. Казакова [1979]. Биостратиграфическое расчленение выполнено А. С. Дагисом и Н. И. Курушиным, свитное — по А. М. Казакову, А. С. Дагису, Ю. Н. Карагодину [1980]

1 — валуники, конгломераты; 2 — туфоконогломераты; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — песчаники алевроитовые; 5 — алевролиты; 6 — алевролиты песчаные; 7 — алевролиты глинистые; 8 — аргиллиты; 9 — аргиллиты алевроитовые; 10 — мандельштейны; 11 — туфы крупно- и среднеобломочные; 12 — туфы мелкообломочные; 13 — туффиты крупно-, средне и мелкообломочные; 14 — примесь пирокластического материала; 15 — известняки битуминозные



1-1742/8.574
 ОТДЕЛЕНИЕ
 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ
 ИСТИСЛЕНЕ ПО СЕТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
 НАУЧНОГО ЦЕНТРА ИГиГ СО АН ССРС