

103 097  
0171  
А.Ф. САФРОНОВ

ГЕОЛОГИЯ  
И ПЕРСПЕКТИВЫ  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО  
ПРОГИБА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

А. Ф. САФРОНОВ

# ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Ответственный редактор  
чл.-корр. АН СССР Н. В. ЧЕРСКИЙ



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК • 1974

В книге описывается геологическое строение и дается оценка перспектив нефтегазоносности северной части Предверхоянского прогиба. На основе комплекса геолого-геохимических исследований рассматриваются условия накопления и катагенного преобразования рассеянного органического вещества в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях. Выделяется пять потенциально нефтегазоносных комплексов, каждый из которых в силу особенностей строения своего разреза, условий залегания, пространственного распределения коллекторов и покрышек отличается по характеру возможной нефтегазоносности.

Рассматриваются условия формирования и размещения залежей нефти и газа. Приводится дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских — мезозойских отложений и даются практические рекомендации по поисково-разведочным работам на нефть и газ.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами геологии и геохимии нефтегазоносных территорий.

---

## ВВЕДЕНИЕ

---

Директивами XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства страны (1971—1975 гг.) предусматривается дальнейшее повышение экономического потенциала восточных районов страны. Важное значение в этой связи имеет развитие сырьевых отраслей и топливно-энергетической базы. Неизбежность увеличения удельного веса нефтепродуктов в топливном балансе по мере роста производительных сил обуславливает необходимость ускорения поисково-разведочных работ на нефть и газ и расширения их географии.

Одним из наиболее перспективных, но еще малоизученных регионов Западной Якутии является северная часть Предверхоянского прогиба, входящая в состав Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции. Исследования, в той или иной степени касавшиеся вопросов нефтегазоносности этого региона, проводились главным образом Институтом геологии Арктики (НИИГА). Геология и перспективы нефтегазоносности пермских и мезозойских отложений низовьев р. Лены изучались Т. М. Емельянцевым, А. И. Кравцовой, П. С. Пуком (1960), Д. С. Сороковым (1963). В отдельных работах И. П. Атласова, В. А. Виноградова, Д. А. Вольнова, И. С. Грамберга, В. Л. Иванова, Н. М. Джиноридзе, В. В. Колпакова, Д. В. Лазуркина, Л. М. Натапова, В. В. Панова и др. при рассмотрении различных проблем геологии северной части Предверхоянского прогиба частично затрагиваются и вопросы нефтегазоносности. Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества и битумоидов пермских отложений низовьев р. Лены приведена А. Г. Войцеховской и А. И. Данюшевой (1969).

В основу монографии положен фактический материал, собранный автором в 1965—1968 гг. из обнажений по р. Лене (от пос. Жиганска до пос. Тит-Ары) и ее притокам — рекам Хоруонгке, Менгкере, Чубукулаху, Буотару, Балаганнаху, Хатыстаху, Булкуру, а также керновый материал Бахывайской и Джарджанской опорных скважин и разведочных скважин Р-2, Р-4 Китчанской площади.

Все это и обобщения ранее проведенных исследований с возможной степенью детальности позволили рассмотреть: геологическое строение региона, условия накопления рассеянного органического вещества (РОВ), метаморфизм РОВ, отдельные геохимические характеристики битумоидов и некоторые вопросы формирования залежей нефти и газа.

Аналитические исследования осуществлялись в Центральной лаборатории ЯТГУ (люминесцентно-битуминологические), в ИГ ЯФ СО АН и в отделе геохимии осадочных образований СНИИГГиМСа (химико-битуминологические), в ИГ ЯФ СО АН (химические). Рентгеноструктурный анализ глин выполнен Л. Г. Ивановой. Расшифровка ИКС битумоидов сделана И. Н. Зуевой. Физические свойства пород определялись автором совместно с Д. Г. Дьяконовым и В. М. Коноваловым. Определения фауны производились А. С. Каширцевым (каменноугольные и пермские брахиоподы), В. А. Муромцевой и В. В. Кузнецовым (пермские пелециподы), В. Ф. Возиным (триасовые аммоноидеи и пелециподы), А. С. Дагисом (триасовые брахиоподы), В. Г. Даниловым (юрские аммоноидеи и пелециподы).

Ценные советы и консультации были получены от А. А. Трофимука, Е. И. Бодунова, К. В. Боголепова, В. С. Вышемирского, А. Э. Конторовича, К. Б. Мокшанцева, И. А. Олли, Г. С. Фрадкина и др. Всем перечисленным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность. Автор считает приятным долгом принести глубокую благодарность чл.-корр. АН СССР Н. В. Черскому — руководителю работы и редактору рукописи. Автор благодарен также сотрудникам лаборатории геологии и геохимии нефти и газа ИГ ЯФ СО АН, постоянно оказывавшим помощь в проведении исследований.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

### СТРАТИГРАФИЯ

История геологического развития северной части Предверхоаянского прогиба, сформировавшейся на месте верхнепалеозойского — нижнепалеозойского перикратонного опускания, непосредственно связана с развитием Верхоаянской геосинклинальной зоны, поэтому нами рассматриваются отложения начиная с нижнего карбона (визе) по нижний мел включительно.

#### ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

О характере строения и составе верхнепалеозойских отложений северной части Предверхоаянского прогиба, в первую очередь его внутреннего борта, можно судить по верхнепалеозойскому разрезу западного крыла Верхоаянского мегантиклинория.

Верхнепалеозойские отложения, слагающие нижнюю часть (до 6000 м и более) верхоаянского комплекса на западном крыле мегантиклинория, представлены литологически однообразной толщей переслаивания терригенных пород — песчаников, алевролитов и аргиллитов. Для разреза характерны значительная фациальная изменчивость и почти полное отсутствие маркирующих горизонтов. Если к этому добавить недостаточную изученность своеобразного палеонтологического материала, неясность распределения фауны по разрезу, то становятся вполне объяснимыми трудности, встречающие геологов при составлении местных литолого-стратиграфических схем, не говоря уже о применении единой ярусной шкалы, использование которой на настоящем уровне изученности, по крайней мере преждевременно.

Несмотря на сравнительно большой объем имеющихся исследований, еще не сформировано единых представлений о стратиграфии верхнепалеозойских отложений. Проводившиеся в 60-х годах геологические съемки среднего масштаба и тематические исследования на территории Верхоаянского мегантиклинория показали, что принятая на Якутском стратиграфическом совещании (1963 г.) стратиграфическая схема приемлема в основном только для Западного Верхоаянья. В 1968 г. в Ленинграде на заседании Постоянной комиссии МСР по пермским отложениям было принято решение о создании литолого-стратиграфических схем для верхнепалеозойских отложений по отдельным фациальным зонам. Эти схемы легли в основу легенды верхоаянской серии листов геологической карты среднего масштаба. В пределах рассматриваемой территории были выделены две зоны — Северо-Орулганская (междуречье Бесюке — Сынча) и Южно-Орулганская (междуречье Сынча — Юндюлюнт). Стратиграфия верхнепалеозойских отложений нами и приводится отдельно по этим фациальным зонам. Отдельно рассматривается также верхнепалеозойский разрез Северного Хараулаха.

## Каменноугольная система

### ЮЖНО-ОРУЛГАНСКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

#### Нижний отдел

Былыкатская свита — выделена Л. А. Мусалитиным (1961) в бассейне р. Собопол по рч. Былыкат. В пределах рассматриваемой фацальной зоны отложения былыкатской свиты, представленные образованиями лагунно-континентальных и прибрежно-морских фаций, являются наиболее древними в современном эрозионном срезе, поэтому вопрос о нижней границе свиты и характере подстилающих отложений остается неясным.

На западном крыле мегантиклинория былыкатская свита представлена толщей разнородных песчаников, содержащих прослой аргиллитов, алевролитов, а также редкие прослой и линзы каменных углей и конгломератов. Видимая мощность в самых западных разрезах 420—500 м. Для отложений свиты характерна флора, преимущественно плауновых: *Tomiodendron persikovi* Schwed., *Angarodendron tetragonum* (Chachl. Radcz.) и др.

#### Средний отдел

Сетачанская свита — выделена Р. В. Соломиной и Л. А. Мусалитиным (1966) по рч. Сетачан в бассейне р. Судьялхан. Ее отложения в междуречье Собопол—Сыпча представлены лагунно-континентальными фациями, которые вверх по разрезу в восточном направлении часто сменяются прибрежно-морскими и морскими фациями. Литологически это ритмичное, часто грубое, чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. В большинстве разрезов четко выражено их регрессивное строение — вверх по разрезу увеличивается количество песчаников. Для отложений сетачанской свиты, в отличие от былыкатской, характерны повышенная пиритизация пород и почти полное отсутствие углистого материала. Мощность сетачанской свиты здесь составляет 1200 м.

В нижней, большей части разреза встречены флористические остатки. В бассейне р. Собопол в верхних 200 м разреза сетачанской свиты встречены брахиоподы: *Cancrinella* cf. *cancriniformis* (Tschern.), *Balachonia insinuata* (Girty), *Jakutoproductus taimyrensis* Ustr. и гониатиты *Jakutoceras aldanicum* Libr., *Aldanites rotundatus* Popow, свидетельствующие о среднекаменноугольном возрасте.

Юпечинская свита — впервые выделена геологами ВАГТа в 1963 г. Преимущественно аргиллитово-глинистый состав, темная окраска пород, частые глинистые конкреции, сильная пиритизация пород и характерная фауна *Jakutoceras* позволяют в пределах хр. Орулган сравнительно легко распознавать породы, относимые к данной свите. В отложениях наблюдается значительная фацальная изменчивость; в широтном направлении — с запада на восток — резко уменьшается песчаность отложений. В этом же направлении увеличивается мощность свиты: по данным Р. В. Соломиной и Л. А. Мусалитина (1966), в разрезах западного крыла мегантиклинория она составляет 1150 м. В отложениях свиты содержится многочисленная фауна брахиопод *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *J. taimyrensis* Ustr., *Stenosisma sibirica* Abr. и др., а также гониатитов *Aldanites rotundatus* Popow., *Jakutoceras triangulum bilicatum* (Popow).

## Средний — верхний отделы нерасчлененные

Суорганская свита — впервые выделена Р. В. Соломиной и В. И. Осташкиной в 1965 г. по рч. Суорган-Хайдыбыт (Соломина, Музалитин, 1966). Ее отложения представлены на западном крыле Верхоянского мегантиклинория прибрежно-континентальными и морскими отложениями; при этом наблюдается увеличение роли глинистых пород как при движении на восток, так и на север. Образования свиты в прибрежно-континентальных фациях установлены только в бассейне среднего течения р. Собопол (мощность около 700 м). Западные разрезы свиты представлены толщей существенно песчаникового состава и охарактеризованы флористическими остатками *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal.

Халданская свита. В пределах рассматриваемой фациальной зоны отложения свиты представлены прибрежно-морскими и морскими фациями, причем первые не известны севернее бассейна р. Собопол. В большинстве разрезов халданская свита сложена толщей существенно алевролитового состава с постепенным увеличением вверх по разрезу количества песчаного материала. Песчанистость разреза также несколько увеличивается при движении на запад. В самых западных разрезах нижняя часть свиты охарактеризована флористическими остатками: *Gondwanidium sibiricum* (Fetunn.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal. и др. Мощность свиты в западных разрезах колеблется в пределах 320—360 м.

## СЕВЕРО-ОРУЛГАНСКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

### Нижний отдел

Агакуканская свита — выделена А. И. Наумовым (1964). Ее отложения выходят на дневную поверхность в междуречье Джарджан — Ага-Кукал, тяготея пространственно к «Орулганскому надвигу». Литологически это сложно построенная толща переслаивания известняков, песчаников, алевролитов и конгломератов мощностью от 80—100 до 245 м.

Былыкятская свита. В пределах южной половины этой фациальной зоны отложения былыкятской свиты также представлены преимущественно образованиями лагунно-континентального происхождения. Контакт свиты с нижележащей агакуканской (там, где он наблюдается) четкий, ровный или слабоволнистый.

Литологически это толща средне-мелкозернистых, иногда крупнозернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов, мощностью до 300 м и более. В отложениях свиты собраны остатки плауновых: *Angarodendron obrutchevi* Zal., *Tomiodendron* aff. *kemerovensis* (Chachl.) и др.

### Средний отдел

Сетачанская свита. Как и в южной фациальной зоне, в разрезе свиты преобладают образования лагунно-континентальных фаций, которые в верхних горизонтах разреза сменяются прибрежно-морскими и морскими отложениями. Литологически это регрессивно построенная толща мощностью до 1000 м и более ритмичного переслаивания серых и зеленовато-серых средне-мелкозернистых песчаников и темно-серых, черных алевролитов.

Юпенчинская свита — представлена монотонной толщей алевролитового состава, в нижней части которой встречаются шарообразные конкреции известково- и песчано-глинистого состава. Для отложений свиты характерна фауна гониатитов: *Jakutoceras triangulum-bilicatum* (Porow), *Stenopronotus uralensis* (Karp.), а также многочисленные брахиоподы.

Сиэдерская свита — по данным В. К. Дорофеева (1969), сложена черными глинистыми и темно-серыми песчанистыми алевролитами, содержащими прослой средне-мелкозернистых песчаников. Местами в основании свиты наблюдаются линзы и пласты кварцитовидных песчаников и мелкогалечных конгломератов. В разрезе свиты собраны гониатиты (*Jakutoglyphyrites involutus* Popow) и брахиоподы (*Stenosozisma sibirica* Abr., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch. и др.), указывающие на средне-позднекаменноугольный возраст. В. К. Дорофеев (1969) сопоставляет сиэдерскую свиту с суорганской и халданской свитами южной зоны. Однако в этом случае нижнюю границу сиэдерской свиты следует опустить ниже на 300—500 м, поскольку на этом уровне в разрезах нижележащей юпенчинской свиты (бассейн р. Джарджан) появляются гониатиты *Eoshumardites artigenis* Popow, *Jakutoglyphyrites involutus* Popow и др., характерные для суорганской свиты южной фациальной зоны. Кстати, и на коллоквиуме по брахиоподам и гониатитам среднего, верхнего карбона и нижней перми Таймыра, Верхоянья и Северо-Востока СССР (Ленинград, 1965) было отмечено, что эти гониатиты, выделенные во второй комплекс, характерны для отложений, перекрывающих юпенчинскую свиту.

## СЕВЕРНЫЙ ХАРАУЛАХ

Наиболее полный разрез каменноугольных отложений вскрывается в приустьевой части р. Лены.

## Нижний отдел

Атырдахская свита (и ее полифациальные аналоги — отложения мыса Крестях и чай-аринского разреза). Разрез атырдахской свиты (в 18 км от устья р. Лены, по правому берегу), залегающей без видимого перерыва на известняках бастахской свиты, представлен толщей ритмичного переслаивания аргиллитов, спонголитов, алевролитов и песчаников с линзами конгломератов.

На мысе Крестях в аргиллитах, залегающих на «крестяхских конгломератах», нами собран комплекс брахиопод смешанного турне-визейского облика: *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Schelwienella burlingtonensis* Well. *Schuchertella valentinae* Sok., *Echinoconchus elegans* (M'CoY), *Marginifera burlingtonensis* (Hall.), *Tolmachoffia robusta* (Tolm.), *Spirifer snjatkovi* Abr., *Brachythyris tyra* Hall, *Punctoaspirifer* ex gr. *kinjebaevi* Litv.

Присутствие в хараулахских разрезах представителей родов *Tolmachoffia* и *Brachythyris*, широко представленных в нижневизейском подъярусе Сетте-Дабана (Абрамов, 1965), а также наличие многих видов, развитых в турнейских отложениях Сетте-Дабана и Хараулаха, позволяют сделать вывод о ранневизейском возрасте вмещающих отложений. Не противоречат этому и остатки фораминифер, имеющие, по данным О. И. Богуш и др. (1966), также смешанный турне-визейский возраст. Мощность атырдахской свиты и ее аналогов в низовьях р. Лены составляет 240—300 м.

Тиксинская свита — в 1965 г. совместными исследованиями автора и др. (Каширцев А. С. и др., 1966) (разрез по правому берегу р. Лены в 19 км выше устья) по литологическим признакам и на основе выявленных комплексов брахиопод была подразделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита представлена ритмично чередующимися терригенно-карбонатными породами, известковистыми алевролитами и аргиллитами мощностью 712 м. В нижней части разреза подсвиты (разрез в 1,5 км выше мыса Крестях) автором собран комплекс брахиопод, близ-

кий к верхневизейскому брахиоподовому комплексу чугучанской свиты Б. С. Абрамова (Сетте-Дабан): *Rhipidomella altaica* Tolm., *Chonetes* cf. *longispinus* Rom., *Buxtonia* aff. *scabriculoides* ((Paeck.), *Spirifer snjatkovii* Abr., *Syringothyris typa* Winch., *S. halli* Well. и др. В верхней части разреза подсвиты (разрез у м. Крестях и в 19 км выше устья р. Лены) нами собраны брахиоподы: *Echinoconchus taimyrensis* Einor, *Productus concinnus* Sow., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Dictyoclostus* (?) *ovlatchanica* Abr., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Matr. (sp. nov.), *Sp.* aff. *snjatkovii* Abr., *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Martinia glabra* (Mart.), которые в основном известны в намюрских отложениях Сетте-Дабана и Казахстана. В этих слоях отмечено массовое распространение *Spirifer* sp. nov., относящегося к группе *Sp. trigonalis*, представители которого широко развиты в визе-намюрских отложениях Подмосковья, Донбасса, Западной Европы и Сетте-Дабана.

Из этой же части разреза Р. В. Соломиной и др. (1970) приводятся брахиоподы *Rhipidomella michellini* (Ev.), *Eomarginifera migai* (Tschernjak), *Linoproductus polaris* Sok. и др., также указывающие на нижнекаменноугольный возраст вмещающих пород.

Как видно из приведенных данных, в отложениях нижнетиксинской подсвиты присутствуют два комплекса брахиопод: верхневизейский, встреченный нами в низах подсвиты, и комплекс, близкий к выделенному на вышеупомянутом коллоквиуме по брахиоподам и гониатитам (Ленинград, 1965 г.). В решениях коллоквиума отмечено, что в комплексе, встреченном в верхах тиксинской свиты, возраст которого определен как среднекаменноугольный, наряду с формами, известными из среднего, верхнего карбона и низов перми других регионов, присутствует и большое количество раннекаменноугольных видов *Eomarginifera migai*, *Echinoconchus taimyrensis*, *Torinifer pseudolineatus asiaticus* Chao и др. Нашими исследованиями установлено, что граница между ниже- и верхнетиксинской подсвитами является естественным рубежом, выше которого не поднимаются отмеченные раннекаменноугольные формы, а также спирифериды группы *Trigonalis*. Таким образом, в комплексе, выделенном на упомянутом коллоквиуме в верхах тиксинской свиты, нижнекаменноугольные формы достаточно четко обособляются от более молодых.

#### Нижний (?) — средний отделы

Верхнетиксинская подсвита мощностью 215 м представлена ритмичным чередованием аргиллитов и алевролитов темно-серого цвета с редкими пластами органогенных глинистых известняков. Автором в отложениях подсвиты собрана многочисленная фауна брахиопод: *Echinoconchus* cf. *ekatchanensis* Abr., *Krotovia* aff. *karpinskiana* Yan., *Buxtonia* cf. *tenuicostata* (Ustr.), *Linoproductus* cf. *zimkini* Abr., *L.* cf. *latiplanus* Ivan., *Dictyoclostus* ex gr. *uralensis* Step., *D.* ex gr. *inflatifomis* Ivan., *Brachythyrina byrangi* Tschernjak, *B. sibirica* Tschernjak. В этом комплексе присутствуют формы, известные в нижнекараковском горизонте Таймыра, а также в средне-верхнекаменноугольных отложениях Сетте-Дабана. Таким образом, этот комплекс достаточно определенно указывает на среднекаменноугольный возраст вмещающих пород.

В то же время, по данным О. И. Богуш и О. В. Юферова (1966), визейская микрофауна встречена в 39—66 м от кровли тиксинской свиты. Находка в 100—115 м ниже кровли свиты гониатита *Neoglyphioceras* sp. nov. свидетельствует, по мнению В. Н. Андрианова (1970), о намюрском возрасте нижележащих отложений. По-видимому, не исключена возможность ниже-среднекаменноугольного возраста выделенной нами верхнетиксинской подсвиты.

Вопрос о присутствии в верхах разреза тиксинской свиты среднекаменноугольных (башкирских) слоев в настоящее время решен однозначно. Но при этом весьма существенны расхождения в их объеме. Это связано

с тем, что визейская (по Богуш, Юферову) или намюрская (по Сосипатовой) микрофауна по разрезу прослеживается значительно выше того уровня, на котором происходит смена раннекаменноугольного комплекса брахиопод более молодым комплексом.

Детальное изучение контакта верхнетиксинской подсвиты и перекрывающей ее тугасирской свиты (разрез выше руч. Кысам) позволило нам сделать вывод о несогласии между этими толщами пород по разрывному нарушению типа надвига (Каширцев и др., 1966). Следовательно, можно предполагать выпадение какой-то части разреза. Наличие стратиграфического несогласия на контакте тиксинской и тугасирской (верхоаянской) свит в этом разрезе предполагал В. И. Устрицкий (1962). В. Н. Андрианов (1970) указывает на возможность существования скрытых угловых несогласий в этой части разреза.

Тугасирская свита — выделена в 1966 г. А. С. Каширцевым из нижней части верхоаянской свиты А. А. Межвилка (Каширцев и др., 1966). По составу это преимущественно алевролитовая толща мощностью 480 м, содержащая значительное количество полевошпатово-кварцевых песчаников. В верхней части разреза отмечаются пачки флишоподов и валунно-галечных конгломератов. В нижних 60—120 м М. Д. Булгаковой, В. Н. Андриановым, Р. В. Соломиной в разные годы встречены гониатиты, указывающие, по мнению определявших В. Н. Андрианова и Ю. Н. Попова, на среднекаменноугольный возраст вмещающих пород (верхнебашкирский подъярус — московский ярус, по В. Н. Андрианову). В вышележащей части разреза свиты собран комплекс брахиопод *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Pseudosyrinx tukulaensis* Kasch. и гониатитов *Pennoceras (?) globosum* (Popow), *Jakutoceras trianguliumbilitatum* (Popow), указывающий на средне-верхнекаменноугольный возраст тугасирской свиты.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и Р. В. Соломиной (1966) нижняя часть верхоаянской свиты также была выделена в новую свиту (соубольскую) среднекаменноугольного возраста. Объем ее меньше тугасирской — верхняя граница проводится по подошве пачки серых песчаников, в основании которой залегает прослой валунно-галечного конгломерата. На этом уровне по фораминиферам устанавливается граница между пермью и карбоном. Следует, однако, заметить, что О. И. Богуш и В. В. Юферов (1966) комплекс фораминифер из этой же части разреза считают средне-позднекаменноугольным, а типично нижнепермская фауна (*Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.) появляется только в 150—180 м выше по разрезу.

Граница между карбоном и пермью, приурочиваемая к кровле тугасирской свиты, весьма условна вследствие слабой фаунистической охарактеризованности верхней части разреза. Судя же по имеющемуся палеонтологическому материалу, тугасирская свита, вероятно, соответствует юпенчинской, суорганской и, возможно, халданской свитам южной фациальной зоны хр. Орулган.

Рассмотренные особенности строения каменноугольного разреза западного крыла Верхоянского мегантиклинория позволяют сделать некоторые выводы:

1. Мощность каменноугольных отложений (начиная с визе) на западном крыле рассматриваемой части Верхоянского мегантиклинория сокращается от 6000 м (междуречье Собопол—Сынча) — 4500—3000 м (междуречье Ньолон—Унгохта) до 1800 м (Северный Хараулах, причем здесь не исключено выпадение отдельных горизонтов среднего — верхнего карбона). В этом же направлении возрастает глинистость отложений.

2. Наблюдаемое замещение морских отложений лагунно-континентальными и континентальными при движении с востока на запад, погружение осадков, уменьшение мощности в этом же направлении, позволяют предполагать развитие в пределах внутренней зоны прогиба, за исключением Туорасисского выступа и прилегающих с запада территорий

(палеоленекское поднятие) в основном грубозернистых, песчаных отложений континентального и прибрежно-морского происхождения. Не исключается развитие здесь юпенчинской свиты в морских фациях.

## Пермская система

### ЮЖНО-ОРУЛГАНСКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

#### Нижний отдел

Мегенская свита — выделена геологами ВАГТа по руч. Меген (бассейн р. Собопол). Отложения свиты согласно залегают на образованиях халданской и на западной крыле мегантиклинория представлены ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами; аргиллиты имеют резко подчиненное значение. В западных разрезах песчаники более грубозернисты, часты прослой гравелитов и конгломератов. Характерно массовое появление *Jakutproductus verchoyanicus* (Fred.), *Anidantus boikovi* (Step.) и др. Мощность 210—250 м.

Эчйская свита — представлена в этой зоне черными и темно-серыми алевролитами с редкими маломощными пластами известковых песчаников. Характерны прослой крупных караваеобразных стяжений и конкреций известково-песчаного состава и сильная пиритизация пород. Мощность свиты в бассейне р. Собопол, по данным Л. А. Мусалитина и Р. В. Соломиной и др. (1970), 100—150 м, в бассейне р. Сыпча, по Г. М. Покровскому, — 300—400 м. В отложениях собрана обильная фауна брахиопод *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Jakutproductus verchoyanicus* (Fred.), *Anidantus boikovi* (Step.), *Leiorhynchus ripheicus* Step. и др., однозначно указывающая на нижнепермский возраст вмещающих пород.

Халджинская свита — представлена толщей равномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с отдельными прослоями каменного угля.

В западных разрезах (мощностью 400 м), представленных континентальными и лагуно-континентальными фациями, встречены многочисленные остатки флоры и пресноводные пелециподы.

#### Верхний отдел

Сюренская свита. На западном крыле мегантиклинория ее разрез представлен существенно песчаниковой толщей с редкими прослоями алевролитов. Мощность свиты здесь достигает 700 м. В западных разрезах встречены флористические остатки *Paraschizoneura* aff. *sibirica* (Neub.), *Noeggerathiopsis* cf. *latifolia* Neub. (Соломина, 1969).

Дулгалахская свита — залегают согласно на сюренской свите. В западных разрезах этой фациальной зоны представлена песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, иногда углистых. Характерны пласты и линзы каменного угля. Мощность свиты здесь до 300 м. В западных разрезах встречены флористические остатки: *Noeggerathiopsis aequalis* (Schm.) Zal., *Phyllotea* ex gr. *eliaschewitschi* Radcz.

### СЕВЕРО-ОРУЛГАНСКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

#### Нижний отдел

Унгуохтахская свита — выделена В. К. Дорофеевым (1969) в бассейне р. Улахан-Унгуохтах. Сложена ритмично чередующимися глинистыми и песчанистыми алевролитами и песчаниками с резким преобладанием песчаников. Залегают согласно на сиздерской свите. В отложениях собраны многочисленные *Jakutproductus verchoyanicus* (Fred.),

*Leiorhynchus ripheicus* Step. и др. Мощность 1100—1200 м. Соответствует мегенской и эчийской свитам южной зоны.

**Халджинская свита** — сложена грубо переслаивающимися темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками и темно-серыми и черными алевролитами. В нижних горизонтах в наиболее западных разрезах отмечаются скопления растительного детрита и стволы деревьев. В основании разреза свиты (по данным В. К. Дорофеева) по р. Хому-Сыалы-алах встречена *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor. Мощность 1200 м.

### Верхний отдел

**Хараулахская свита** — залегает согласно на породах халджинской свиты. Нижняя граница разреза на западном крыле мегантиклинория, по данным В. К. Дорофеева, проводится по подошве пачки серых и желтовато-серых песчаников (300 м). Сложена массивными, часто горизонтально- и косослоистыми, содержащими примазки углистого вещества и растительный детрит, песчаниками. В верхних частях разреза встречены многочисленные колымии, указывающие на позднепермский возраст вмещающих отложений. На западном крыле мегантиклинория мощность свиты составляет 700 м.

### СЕВЕРНЫЙ ХАРАУЛАХ

Пермская часть разреза верхоянской свиты А. С. и В. А. Каширцевыми (1966) по литологическим признакам и фаунистическим комплексам была подразделена на две самостоятельные свиты — кубалахскую и тугорасисскую. В объеме хараулахской свиты А. А. Межвилка, А. С. и В. А. Каширцевыми (1966) были выделены сахаинская, соубольская и чинкская свиты.

В нижнененском разрезе (пермские отложения по правому берегу р. Лены, ниже пос. Тит-Ары) граница между нижним и верхним отделами располагается, по-видимому, в верхней части соубольской свиты, где встречен верхнепермский комплекс лихареви.

**Кубалахская свита** — залегает без видимых следов перерыва на тугасирской свите. Сложена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами. В средней части разреза редкие прослойки мелкозернистых песчаников. В нижней части — горизонты шаровых сидерит-кальцитовых конкреций. Многочисленные брахиоподы *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.) f. *lata* Kasch., *J. protoverchoyanicus* Kasch. и др. свидетельствуют о нижнепермском возрасте. Мощность 300 м.

**Тугорасисская свита** — представлена толщей (440 м) ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. В основании разреза залегает пачка среднезернистых полимиктовых песчаников (14 м). Кверху возрастает песчанность. В отложениях свиты собраны: *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., *Chonetes brama* Fred., *Canocrinella janischewskiana* Step. и др. (Каширцевы А. С. и В. А., 1966); В. Н. Андриановым (1966) здесь обнаружены амmonoидеи: *Agaticeras* sp., *Neoglaphyrites* sp.

**Сахаинская свита.** Литологически это ритмично построенная толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Нижняя граница проводится по подошве пачки (24 м) массивных светло-серых песчаников. Комплекс брахиопод, собранный в отложениях свиты, — *Pseudosyrinx kolymaensis* (Tolm.), *Neospirifer subfasciger* (Lich.), *Licharewia* sp. по заключению А. С. Каширцева характерен для верхнепермских отложений. О. И. Богуш и О. В. Юферов (1969) по фораминиферам также указывают на верхнепермский возраст. В. Н. Андрианов, ссылаясь на находку гониатитов *Tumaroceras* в отложениях вышележащей соуболь-

ской свиты, считает возраст этих двух свит нижнепермским. Мощность сахаянской свиты 230 м.

Соубольская свита — представлена 460—470-метровой толщей чередования мощных пачек песчаников и пачек ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. В основании свиты обнаружены *Tumaroceras sobolense* Popow, *T. sp.* В верхах разреза свиты (50 м от кровли) встречены *Licharewia stuckenbergi* (Netsch.), *L. sp.*

Чинкская свита — сложена преимущественно глинистыми породами — аргиллитами и алевролитами. Комплекс брахиопод, встреченный в этой свите, — *Canocrinelloides obrutchevi* (Lich.), *Strophalosia grandis* (Tolm.), *S. sibirica* Lich., *Licharewia stuckenbergi* (Netsch.) — по мнению А. С. Каширцева, характерен для верхнего подотдела перми. Видимая мощность 300—320 м.

## ТУОРАСИССКИЙ ВЫСТУП

### Нижний отдел

В пределах Туорасисского выступа нижнепермские отложения трансгрессивно перекрывают карбонатные породы кембрия.

В основании разреза залегает базальная пачка темно-серых и темно-коричневых полимиктовых битуминозных песчаников мощностью до 10 м, которая, по-видимому, синхронна 14-метровой пачке песчаников, залегающей в основании туорасисской свиты нижнеленского разреза.

В нижнем течении р. Чубукулах к нижней перми относится ритмично построенная толща переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, мощность которой, по данным И. С. Грамберга и др. (1961), составляет 670 м. В нижней части разреза, относимой И. С. Грамбергом к артинскому ярусу, преобладают брахиоподы *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., и др. В 1965 г. А. Н. Наумовым в этой же части разреза был также встречен гониатит *Paragastrioceras aff. kirghisorum* Voïn. В вышележащей части разреза, по данным И. С. Грамберга, обнаружена фауна брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Paeckelmannia rotundata* (Toula), *Cancrinella janischewskiana* (Step.), амmonoидей *Uraloceras ex gr. belguschkenze* Ruzh.

Нижнепермский разрез на мысе Чекуровском, реках Балаганнах, Хатыстах, Булкур представлен толщей (350—400 м) неравномерного ритмичного переслаивания темно-серых до черных, мелкооскольчатых аргиллитов, серых, часто ожелезненных, алевролитов и серых, светло-серых мелко-среднезернистых песчаников, содержащих иногда рассеянную плоскую гальку аргиллитов. В 40—50 м от подошвы разреза на северном и южном окончаниях Чекуровского мыса автором были собраны брахиоподы *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Leiorhynchus variabilis* Stuck., *Phricodothyris asiatica* Chao и в этих же слоях Т. М. Емельянцевым и др. (1960) — *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Rhynchopora cf. hofmani* Krot. По мнению А. С. Каширцева, встреченный здесь комплекс брахиопод характеризует верхнюю половину нижнепермского разреза (аналог эчийской свиты Западного Верхоянья и туорасисской свиты Северного Хараулаха).

По правому берегу р. Лены, несколько ниже о. Тит-Ары литологический состав, фаунистические комплексы и мощность нижнепермских отложений (в основании лежит туорасисская свита) близки к таковым нижнеленского разреза.

### Верхний отдел

В нижнем течении р. Чубукулах, по данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, верхнепермский разрез представлен 540-метровой толщей ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников (содержащих

линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов, приуроченный к плоскостям наслоения растительный детрит) и темно-серых до черных алевролитов и аргиллитов, прослоями обогащенных конкрециями сидерита.

На северной оконечности Чекуровского мыса к верхней перми нами относится толща (120 м) ритмичного переслаивания темно-серых до черных аргиллитов и серых, темно-серых алевролитов. В алевролитах часты конкреции пирита, а в нижней части разреза в них появляются глинисто-карбонатные конкреции. Редко встречаются пласты серых, массивных, мелкозернистых песчаников. Нижняя граница отдела здесь условно проводится по подошве 30-метровой пачки серых мелкозернистых песчаников, содержащих на плоскостях наслоения валеты углистого материала и маломощные линзочки (5—10 см) мелкогалечного конгломерата. В аналогичных отложениях на южной оконечности Чекуровского мыса нами встречена *Licharewia* sp.

Верхнепермский разрез на западном крыле Булкурской антиклинали (реки Булкур, Хатыстах) литологически сходен с чекуровским. Граница между отделами по подошве пачки (30—35 м) мелкозернистых песчаников содержащих гальку аргиллитов. На плоскостях напластования — примазки углисто-глинистого материала. В средней части этой пачки нами собраны многочисленные *Atomodesma mytiloides* Beurich., *A. tenuilineata* Muromc. et Kuzn. sp. nov. (in litt.), а также колымии. Выше залегает толща ритмичного переслаивания темно-серых, до черных, мелкооскольчатых аргиллитов и алевролитов (по-видимому, аналог чинкской свиты), содержащих конкреции пирита, видимая мощность которой 95 м. В 7 м от основания этой толщи в пласте (0,5 м) глинистого органогенного известняка автором собраны верхнепермские *Rhyncopora lobjaensis* Tolm., *Licharewia growingki* (Netsch.), *L. cf. stuckenbergi* (Netsch.), *Brachythyrina* (?) *sibirica* Tschernjak, *Cleothyridina cf. pectinatites* (Sow.).

#### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Неширокая полоса пермских отложений, залегающих на различных горизонтах нижнего карбона, кембрия, рифея и представленных континентальными фациями, развита вдоль восточного склона Сибирской платформы от бассейна р. Молодо на север.

По данным Ю. И. Хабардина, в бассейне р. Молодо (р. Муогдан) в пермском разрезе выделяются (снизу вверх): песчаная пачка (80 м), сложенная светло-серыми тонкозернистыми песками, песчаниками с редкими прослоями серых вязких глин и серых, светло-серых алевролитов с прослойками углистых сланцев; песчано-глинистая пачка (50 м), представленная переслаивающимися серыми алевролитами и темно-серыми глинами и редкими прослоями светло-серых песков. В данных отложениях встречены флористические остатки.

Далее на север строение пермского разреза сохраняется: нижняя часть песчаная, верхняя преимущественно глинистая. В бассейне рек Усунку и Буор-Эйзкит песчаная пачка (мощность 70—140 м), в основании которой прослеживается прослой (до 2 м) мелкогалечного конгломерата, сложена слабцементированными светло-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими многочисленные линзовидные прослои углисто-глинистого материала, обломки окаменелой древесины, конкреции пирита и сидерита. Характерно присутствие рассеянной мелкой гальки кремней, кварца и метаморфических пород, а также линз каменного угля. Глинисто-алевролитовая пачка мощностью 60 м представлена переслаивающимися аргиллитоподобными глинами, алевролитами и песчаниками, для которых также характерно обилие обугленных остатков, линзочек углей и конкреций пирита и сидерита (Дмитриев, 1968). Спорово-пыльцевой анализ указывает на верхнепермский возраст.

В районе Сололийского сводового поднятия мощность пермских отложений, залегающих на нижнепротерозойских образованиях, составляет 60—80 м. В основании разреза прослеживаются два горизонта конгломератов мощностью до 4—5 м. Выше по разрезу — косослоистые песчаники и гравелиты с прослойками и линзочками углей, чередующиеся с алевролитами, аргиллитами и глинами.

Джарджанской опорной скважиной пермские отложения вскрыты в интервале 1343—1518 м. На нижнепротерозойских образованиях залегают преимущественно песчаниковая толща, содержащая прослой гравелитов и алевролитов.

\* \* \*

Рассмотренные выше особенности строения пермского разреза западного крыла Верхоянского мегантиклинория, примыкающего к северной части Предверхоянского прогиба, — закономерное замещение в сторону прогиба морских отложений образованиями субконтинентального происхождения (исключение, возможно, составляют аналоги эчийской свиты), увеличение песчаности образований и одновременное сокращение мощностей в том же направлении, — позволяют предполагать развитие в пределах прогиба преимущественно песчано-алевритовой толщи, в основном континентального происхождения, верхняя часть которой, возможно, является угленосной. Подтверждение этого предположения в какой-то степени можно видеть в разрезах Джарджанской скважины и северо-восточной окраины Сибирской платформы.

О мощности этих отложений в пределах внутренней и осевой зон прогиба и ее градиентах можно судить по характеру изменения мощностей в пределах Туорасисского выступа — в восточных разрезах мощность достигает 1400 м, а в западных не превышает 400—500. Следует, однако, учитывать, что здесь это обусловлено, по-видимому, не только конседиментационным фактором, но и неравномерностью предраннетриасового перерыва.

## МЕЗОЗОЙ

### Триасовая система

Триасовые отложения в пределах рассматриваемой части прогиба выходят на поверхность неширокими полосами по краевой моноклинали Верхоянской складчатой зоны, в передовых складках и на внешнем крыле прогиба, вдоль восточного склона Оленекского поднятия; кроме того, триасовые отложения вскрыты Джарджанской и Бахынайской опорными скважинами.

### НИЖНИЙ ТРИАС

Индский ярус. Индские отложения достоверно известны только в зоне сочленения прогиба с мегантиклинорием. Они залегают на верхнепермских образованиях, как правило, без видимых следов перерыва, но в некоторых частных разрезах наблюдаются прослой конгломератов. Тем не менее вопрос о полноте индского разреза остается неясным.

Фаунистически охарактеризованные индские отложения известны только на юге описываемого региона и в бассейне р. Унгуохтах. В междуречье Соболах-Маян — Сынча индские отложения по литологическим признакам подразделяются на три части: нижнюю — пестроцветную мощностью 180—220 м, сложенную переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками и туфопесчаниками, среднюю, представленную

толщей (105—110 м) светло-серых и зеленовато-серых песчаников, и верхнюю, сложенную черными алевролитами, аргиллитами и вишнево-красными, малиновыми и зелеными песчаниками. Мощность верхней части изменяется в пределах зоны сочленения с запада на восток от 25—36 до 130—150 м. По всему разрезу, по данным геологов ВАГТа, встречены индские филлоподы.

В бассейне р. Ыларысах к индскому ярусу А. П. Кропачевым и М. Н. Вавиловым (1971) отнесена 120-метровая толща песчано-глинистых пород, в нижней части которой обнаружены *Myalina schamarae* Bittner, *Anodontophora canalensis* Wissm.

На северо-восточном склоне Оленекского поднятия, в пределах описываемого региона, на дневную поверхность выходят ниже-триасовые отложения, нижняя часть которых, по-видимому, относится к индскому ярусу. В бассейне р. Эйэжит к нижнему триасу относится 100-метровая толща, в нижней части которой (50-метровая алеврито-песчаная пачка) Р. А. Биджиевым собраны конхостраки. Они однозначно не определяют возраст этих пород, но присутствие в обнаруженном выше по разрезу комплексе цератитов представителя рода *Prothychites*, известного в индских отложениях ряда районов СССР, позволяет с некоторой долей условности отнести эти отложения к индскому ярусу.

На остальной территории фаунистически достоверные индские образования не установлены, хотя их присутствие допустимо в некоторых разрезах. Например, по рекам Чубукулах, Бесюке ниже пласта битуминозного известняка оленекского яруса 10—15-метровая пачка переслаивания темно-серых с зеленоватым оттенком алевролитов, алевритистых песчаников и аргиллитов может оказаться индской.

О л е н е к с к и й я р у с. Отложения оленекского яруса распространены значительно шире и известны как в зоне сочленения прогиба с мегантиклинорием, так и во внешней зоне.

Хорошая охарактеризованность оленекских разрезов описываемого региона аммонитовой фауной позволяет выделить следующие зоны.

*Зона Paranorites.* Отложения этой зоны представлены наиболее широко и установлены на внешнем и внутреннем крыльях прогиба. В междуречье Соболах-Маян — Сыпча к этой зоне относится 180—230-метровая толща, которая, по данным М. В. Сусова и Р. А. Биджиева (ВАГТ), литологически подразделяется на две части. Нижняя, мощностью 110—120 м (р. Соболах-Маян) — 80—90 м (р. Сыпча), представлена переслаивающимися темно-серыми алевролитами и песчаниками. Верхняя мощностью 100—110 м сложена в основном средне-мелкозернистыми песчаниками. В нижней толще по рекам Соболах-Маян и Сыпча в известковистых конкрециях, по данным К. Ф. Клыжко и др. (1963), М. В. Сусова и Р. А. Биджиева, встречены аммониты *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Clypeoceras gantmani* Popow, *Paranorites kolyimensis* Popow, *P. kolyimensis* var. *costata* Popow, *P. olenekensis* (Kipar.), *P. ultraradiatus* Popow, *Submehkoceras mushbachanum* (White) и др., по р. Сыпча прослеживается тонкий пласт известняка с *Posidonia olenekensis* Popow (Клыжко и др., 1963).

В северной половине описываемого региона к зоне Paranorites относится горизонт битуминозного известняка, в котором В. А. Виноградовым в бассейне р. Таас-Юрях собраны *Paranorites* sp., *Metopficeras* sp. Мощность пласта известняка здесь составляет 3 (бассейн р. Бесюке) — 3,5 м (р. Чубукулах). По р. Чубукулах к этой же зоне, по-видимому, следует отнести и залегающую выше по разрезу толщу (85 м) переслаивания глинистых алевролитов и аргиллитов, над которой залегают отложения, относимые к зоне Dieneroceras.

В бассейне р. Эйэжит в низах 50-метровой пачки песчано-алевролитового состава Р. А. Биджиевым и др. встречены цератиты *Clypeoceras gantmani* (Kipar.), *C. costatus* Popow, *Prothychites latisellatus* Popow,

*Paranannites* sp. Присутствие в этом комплексе *Prophytychites latisellatus* — представителя рода, более типичного для отложений индского яруса, указывает, по-видимому, на самые нижние пограничные слои оленекского яруса.

В остальных известных разрезах нижнего триаса рассматриваемого района фауна зоны *Paranorites* пока не обнаружена.

*Зона Dieneroceras*. Отложения, включаемые в эту зону, установлены только в самой северной части рассматриваемой территории.

По р. Чубукулах к зоне относится 75-метровая пачка, сложенная в нижней части глинистыми песчаниками и соответствующая выделенному здесь И. С. Грамбергом и др. (1961) ритму третьего порядка. Отнесение этого ритма к зоне *Dieneroceras* весьма условно, так как находки *Dieneroceras demokidovi* Porow, *Nordophtceras* cf. *karpinskii* (Mojs.) не привязаны точно к разрезу и, по данным И. С. Грамберга, относятся либо к низам этого ритма, либо к верхам нижележащего. На западном крыле Булкурской антиклинали (реки Булкур, Хатыстах) под наносами скрыта нижняя часть разреза нижнего триаса (примерно 60 м по мощности), которая различными исследователями относилась к индскому и оленекскому ярусам. Выше этого перерыва залегает толща темно-серых и черных аргиллитов, в нижней части которой, по данным Т. М. Емельянцева и др. (1960), в шарообразных конкрециях обнаружены *Koninckites posterius* Porow, *Dieneroceras demokidovi* Porow, указывающие на принадлежность этих слоев к зоне *Dieneroceras*. Видимая мощность отложений, относимых к этой зоне, около 60 м. Верхняя граница проводится по кровле пачки переслаивания темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. Большая часть скрытого разреза, по-видимому, принадлежит к зоне *Paranorites*.

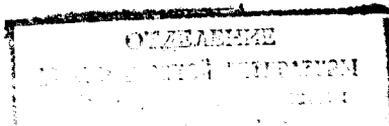
На приплатформенном крыле, в бассейне р. Таас-Эйкит (Попов, 1958) к оленекскому ярусу относится пачка (70—80 м) песчаников, часто косослоистых, с прослоями глинистых пород. В нижней части разреза, в линза хракушника Р. А. Ростовым встречены *Xenodiscus karpinskii* Mojs., характерные для зоны *Dieneroceras*.

*Зона Olenekites*. Отложения, относимые к этой зоне, также известны только в северной половине рассматриваемого региона, в разрезах внутренней зоны прогиба.

В бассейне р. Ыарысах в верхней части песчано-глинистого разреза (360—375 м) оленекского яруса (Кропачев, Вавилов, 1971) присутствуют *Olenekites spiniplicatus* (Mojs.), *Hemiprionites typus* (Waagen.) и др., характерные для этой зоны. То же можно сказать о цератитах *Keyserlingites middendorfi* (Keys.), *Parasibirites* sp., встреченных, по данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, в бассейне р. Бесюке в средней части 160—170-метровой толщи ожелезненных аргиллитов, содержащих известково-глинистые конкреции. Следует отметить, что к оленекскому ярусу здесь, вероятно, относится и значительная часть глинистых алевролитов мощностью 120—130 м, не охарактеризованных фаунистическими остатками.

В бассейне р. Чубукулах к зоне относится третий ритм разреза оленекского яруса И. С. Грамберга и др. (1961), представленный в нижней половине разреза аргиллитами и глинистыми алевролитами, а в верхней — ритмичным переслаиванием их с мелко-среднезернистыми песчаниками. В нижней части разреза (20 м) встречены, по данным И. С. Грамберга и др., *Keyserlingites middendorfi* (Keys.). Мощность отложений 105 м.

На западном крыле Булкурской антиклинали к зоне *Olenekites* относится пачка (40—45 м) темно-серых аргиллитов с прослоями алевролитов в верхней части разреза. В низах этой пачки в сидеритизированных конкрециях Т. М. Емельянцевым и А. Ф. Сафроновым встречены (реки Булкур, Хатыстах) цератиты *Keyserlingites middendorfi* (Keys.), *Olenekites* cf. *spiniplicatus* (Mojs.), *Taimyrites karpinskii* (Mojs.), *Svalbardiceras schidti* (Mojs.), *Mecoceras* cf. *sibiricum* Mojs., а также брахиоподы *Orbiculoidea*



*sibirica* Mojs. В самых верхах этой пачки Т. М. Емельянцевым в конкреции встречен *Taimyrites karpinskii* (Mojs.).

На восточном крыле Булкурской антиклинали Д. С. Сороковым (1958) в пачке переслаивания алевролитов и аргиллитов видимой мощностью 35 м в шарообразных конкрециях также встречены цератиты, характерные для этой зоны: *Olenekites spiniplicatus* (Mojs.), *O. altus* Mojs. и др.

Джарджанской опорной скважиной в интервале 1278—1298 м вскрыты рыхлые темно-зеленые аргиллиты, которые, по-видимому, относятся к нижнему триасу.

## СРЕДНИЙ ТРИАС

В северной части описываемого региона в пределах пригеосинклинального крыла по фаунистическим данным выделяются отложения анизийского и ладинского ярусов.

**А н и з и й с к и й я р у с.** Разрез анизийских отложений обоих крыльев Булкурской антиклинали весьма сходен с таковым западного крыла Чекуровской антиклинали. По нашим данным, это 85—100-метровая толща ритмичного переслаивания алевритистых аргиллитов и средне-мелкозернистых песчаников. По р. Хатыстах в основании разреза прослеживается прослой (5—15 см) конгломерата, непосредственно выше которого встречены *Arctochungarites* sp., *Gervillia* sp. Для средней части характерно присутствие уплотненных конкреций глинисто-карбонатного состава. В верхней части прослеживаются 4—5 прослоев известковистого песчаника, переполненного битой ракушкой и иглами морских ежей. Разрез завершается пачкой (15—20 см) серых мелкозернистых песчаников, содержащих обугленные растительные остатки. В разные годы Д. С. Сороковым, Т. М. Емельянцевым, А. Ф. Сафроновым и др. по всему разрезу встречены *Arctochungarites triformis* Mojs., *A. involutus* Kipar., *A. sonini* Popow, *Beyrichites* cf. *falciformis* Smith., *Parapopanoceras* aff. *torelli* Mojs., *Parasphingites* cf. *janaensis* (Popow), *Myophoriopsis gregaroides* Phill., *Meleagrinnella* cf. *tasariensis* (Vog.) и др.

Южнее характер разреза анизийских отложений несколько меняется: не прослеживаются прослой, содержащие иглы морских ежей, которые на значительной территории являются хорошим маркирующим горизонтом, уменьшается количество глинисто-карбонатных конкреций и значительно возрастают мощности. По данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, проводивших здесь среднемасштабную геологическую съемку, мощности анизийского яруса возрастают с 240 (бассейн р. Чубукулах) до 400 м (бассейн р. Бесюке). Литологически это толща переслаивания крупных пачек (20—35 м) темно-серых алевролитов и зеленовато-серых песчаников.

**Л а д и н с к и й я р у с.** Отложения, относимые к ладинскому ярусу, установлены на западном и восточном крыльях Чекуровской антиклинали и в междуречье Бесюке — Эбитизм. Во всех известных разрезах это толща преимущественно песчаникового состава с редкими прослоями алевролитов, мощность которой колеблется в пределах 30—120 м. По данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, разрез охарактеризован *Trigonodus* aff. *hornschuchi* Berg., *Halobia* (?) sp., *Daonella* (?) sp. В междуречье Бесюке — Эбитизм в основании толщи прослеживается прослой мелкогалечного конгломерата.

## ВЕРХНИЙ ТРИАС

Верхнетриасовые отложения развиты (так же, как и среднетриасовые) только в пределах пригеосинклинального крыла прогиба. В пределах северной части в верхнетриасовом разрезе по фаунистическим данным устанавливаются образования карнийского яруса; отложения норийского

и рэтского ярусов здесь не установлены. В южной половине региона, судя по разрезам зоны сочленения прогиба с мегантиклинорием, в пределах внутренней зоны развита мощная толща преимущественно континентального происхождения (бегиджанская свита), возраст которой, в основном по положению в разрезе, определяется как средне-верхнетриасовый.

Бегиджанская свита — представлена в междуречье Соболах-Маян — Сынча, по данным Р. А. Биджиева (1968), преимущественно грубообломочными породами. По литологическим признакам свита подразделяется на две толщи: нижнюю, сложенную серо-зелеными тонко-мелкозернистыми песчаниками, содержащими редкие прослои и пачки чередования алевролитов и песчаников, а также редкие прослои грубозернистых песчаников; верхнюю — более грубозернистую, представленную светло-серыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Мощность свиты в пределах зоны сочленения возрастает с запада на восток, причем в самых западных разрезах двучленное деление затруднено из-за однородности разреза. Мощность в западных разрезах достигает 500 м. В более южных районах, по рекам Сеймчан и Бегиджан, в нижней части разреза встречены остатки флоры.

На восточном крыле Булкурской антиклинали (о. Тас-Ары) Д. С. Сороковым к карнийскому ярусу отнесен ракушник из битой ракуши пелеципод и аммоноидей (мощность 0,5 м), из которых определены *Cardinia cf. subtrigona* Kipar., *Eupecten derbekensis* Kipar. и др., и пачка аргиллитов видимой мощностью 10 м. На западном крыле Чекуровской антиклинали (разрез северного и южного окончаний мыса Чекуровского) карнийские отложения представлены темно-серыми алевролитами, содержащими прослои черных аргиллитов и мелкозернистых буроватых песчаников. Мощность этой толщи, которая имеет, по-видимому, тектонические контакты, 55—60 м на северном разрезе и около 100 м — на южном, причем в последнем слое разреза более высокие и представлены темно-серыми алевролитами с горизонтном крупных (до 0,6 м в поперечнике) шаровидных стяжений глинисто-карбонатного состава. В обоих разрезах автором собраны многочисленные пелециподы *Cardinia cf. ovula* Kittl., *C. cf. borealis* Kipar., *Pleuromya* ex gr. *submusculoides* Kipar. и др.; брахиоподы *Sakawarhynchia? olenekensis* Dagys, *Orbiculoidea* sp., *Piarorhynchia yakutica* Dagys и др.

На восточном крыле этой антиклинали, по данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, мощность карнийских отложений, которые здесь также представлены алевролитами, достигает 500 м. Южнее, в междуречье Эбитиэм — Бесюке, по данным этих же геологов, к карнийскому ярусу относится толща (500—520 м) переслаивания песчаников и алевролитов.

\* \* \*

Рассмотренные выше особенности триасовых отложений в пограничных (на стыке прогиба и мегантиклинория) структурах, а также в пределах Туорасисского выступа, расположенного во внутренней зоне прогиба, позволяют предполагать широкое развитие в пределах пригеосинклинального крыла прогиба полифацциальных триасовых отложений. Их мощности уменьшаются в западном направлении, о чем можно судить по сокращению мощности триасового разреза на восточном (1000 м) и на западном крыльях (не более 600 м) Чекуровской антиклинали в пределах Туорасисского выступа.

По составу пород триасовый разрез достаточно отчетливо делится на две части — нижнетриасовую существенно глинистую и средне-верхнетриасовую, развитую, видимо, только во внутренней зоне прогиба и имеющую повсеместно преимущественно песчаниковый состав. В южной

части региона, в нижнетриасовом разрезе, региональное распространение имеют, вероятно, песчанниковые пачки, выклинивающиеся на приплатформенном крыле.

## Юрская система

Юрские отложения широко распространены на рассматриваемой территории и представлены всеми тремя отделами.

В настоящее время накоплен обширный фактический материал по стратиграфии юрских отложений северной части Предверхолянского прогиба, позволяющий с различной степенью достоверности выделять ярусы, подъярусы и биозоны. Весьма затруднительно выделение байосского яруса средней юры, поскольку биостратиграфическое расчленение средней юры в основном базируется на эндемичных формах ретроцерамов и арктотисов; достоверно байосских аммонитов на данной территории пока не встречено. Но несмотря на неопределенность фаунистической характеристики, присутствие в разрезе байосских отложений никем не оспаривается.

### Нижний отдел

Нижнеюрские отложения, представленные образованиями нижнего лейаса, плинсбахского и тоарского ярусов, в пределах рассматриваемой территории повсеместно со стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах триаса во внутренней зоне прогиба и на пермских и триасовых отложениях во внешней зоне.

Н и ж н и й л е й а с (нерасчлененные геттангский — синемюрский ярусы). Достоверно нижнелейасовые отложения установлены Р. А. Биджиевым и Ю. И. Минаевой (1961) в бассейне р. Буор — Эйэкит, где в пачке песчанников (25 м) с линзами гравелитов ими собрана фауна *Cardinia laevis* Aggass., *Oxytoma sinemuriensis* Orb., *Septaliforia walcotti* Sow. и др., характерная для геттанг-синемюрских отложений.

Во внешней зоне прогиба к нижнему лейасу Н. М. Джиноридзе (1967) условно относит пачку алевролитов (10 м) с прослойками песчанников по правому берегу р. Муны, на которой с размывом залегают песчаники с харпаксами. На остальной территории приплатформенного крыла прогиба нижнелейасовые отложения пока неизвестны.

Во внутренней зоне прогиба в южной части рассматриваемой территории (реки Тарыннах, Бегиджан, Соболох-Маян) нижнелейасовые отложения, по данным Р. А. Биджиева, М. В. Сусова, представлены существенно алевролитовой толщей, в основании которой прослеживаются маломощные прослои хорошо отсортированных кварцевых гравелитов, а в бассейне р. Сеймчан — конгломератов (1—2, реже 8—10 м). Для нижнелейасового разреза здесь характерно присутствие в верхней части разреза пласт светлого-серых крупно-грубозернистых песчанников с линзами конгломератов, мощность которого в междуречье Тарыннах — Бегиджан 18—20 м, а к югу увеличивающаяся до 90—100 м (р. Кучу). По всему разрезу Р. А. Биджиевым (1968) обнаружены нижнелейасовые *Otapiria limaeformis* Tuchk., *Modiola scalprum* Sow. и др. Мощность геттанг-синемюрских отложений увеличивается с запада на восток. Так, по р. Бегиджан на расстоянии около 8—9 км она возрастает с 180—200 до 260—280 м, при этом фаунальные изменения почти не заметны.

П л и н с б а х с к и й я р у с. Отложения среднего лейаса широко развиты на территории прогиба.

Плинсбахские отложения на большей части приплатформенного крыла прогиба, от Жиганска до бассейна р. Эйэкит, достаточно четко подразделяются на две уверенно прослеживающиеся по площади части: нижнюю — алевроито-песчаную и верхнюю, имеющую более песчаный

состав (рис. 1). По данным Б. И. Тест и др. (1962), в скв. 65 нижняя толща, залегающая на кембрийских известняках, сложена тонко переслаивающимися алевритистыми глинами, алевроелитами и алевролитами серого и темно-серого цвета и имеет мощность 55 м; верхняя часть разреза (105 м) представлена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

К северу мощности сокращаются. Так, в междуречье Муна — Моторчуна (Тест и др., 1962) мощность нижней части 40 м, а верхней — 94 м. Еще севернее в бассейне рек Сюнгюдэ, Молодо, Усунку мощность нижней части 40—60 м, а верхней — 85—93 м. В целом толща здесь имеет более тонкозернистый состав. В данных отложениях Р. О. Галаболой, Б. И. Тест, Н. М. Джиноридзе, Ю. И. Хабардиным в разные годы собраны: *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. arcticus* Kosch., *Harpax terquemi* Desl. и др. В Джарджанской опорной скважине к домеру относится толща неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (136 м). Песчаники преобладают в нижней половине разреза. В верхней половине толщи — прослой известняков (0,1 м).

Во внутренней зоне прогиба в самой южной части рассматриваемой территории разрез плицбахских отложений по литологическим признакам делится на три части (по М. В. Сузову): нижнюю — алевролитовую, среднюю — песчаниковую и верхнюю — алевролитовую. Нижняя часть (50—80 м) представлена темно-серыми песчанистыми алевролитами с многочисленными прослоями и линзами тонкозернистых темно-серых песчаников и аргиллитов. Средняя — сложена песчаниками мелкозернистыми, реже средне-грубозернистыми, часто косослоистыми, содержащими линзы конгломератов и рассеянную гальку. Мощность средней части 250—350 м. Верхняя часть (50—100 м) представлена темно-серыми, часто ожелезненными алевролитами с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. Характерно присутствие в самых верхах разреза септарий, размеры которых в диаметре достигают 0,5—0,6 м. По всему разрезу встречен *Harpax terquemi* Desl., а в верхней части *Amaltheus arcticus* Kosch., а также *Harpax laevigatus* Orb., *H. spinosus* Sow. и др. Далее на север разрез среднего лейаса становится еще более глинистым. Нерасчлененные средне-верхнелейасовые отложения (510 м) выделяются в междуречье Ньюлон — Джарджан, где они представлены зеленовато-серыми, серыми пиритизированными алевролитами, содержащими караваеобразные и шаровидные конкреции известково-глинистого состава.

Неясен объем среднелейасовых отложений в бассейне рек Бесюке — Бэрис — Эбитизм, где, по данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, на фаунистически охарактеризованных отложениях карнийского яруса залегают толща переслаивания алевролитов и аргиллитов (250—300 м), в верхних слоях которой ими встречены *Harpax terquemi* Desl., *Oxytoma* sp. Не исключено, что нижняя часть этой толщи относится к нижнему лейасу.

На южной оконечности Чекуровского мыса к среднему лейасу относится, по нашим данным, толща темно-серых до черных оскольчатых аргиллитов (70—75 м), содержащих шаровидные, округлые конкреции и линзовидные прослой сидеритизированных аргиллитов, нижний и верхний контакты которой тектонические. В 25 м от основания толщи в прослой сидеритизированных аргиллитов встречена *Terebratula* sp., а несколько выше по разрезу — *Harpax* sp.

**Т о а р с к и й я р у с.** Повсеместно на рассматриваемой территории прогиба верхнелейасовые отложения представлены глинистыми породами, насыщенными белемнитами.

В Жиганском разрезе наиболее полный разрез яруса вскрыт скв. 65. Он представлен здесь в основном аргиллитами и аргиллитоподобными глинами черного, редко коричневатого цвета (интервал 385—326 м).

Тоарские отложения, сохраняя свой литологический облик, прослеживаются до самой северной границы региона, однако вследствие плохой обнаженности на всем этом протяжении известны неполные разрезы,

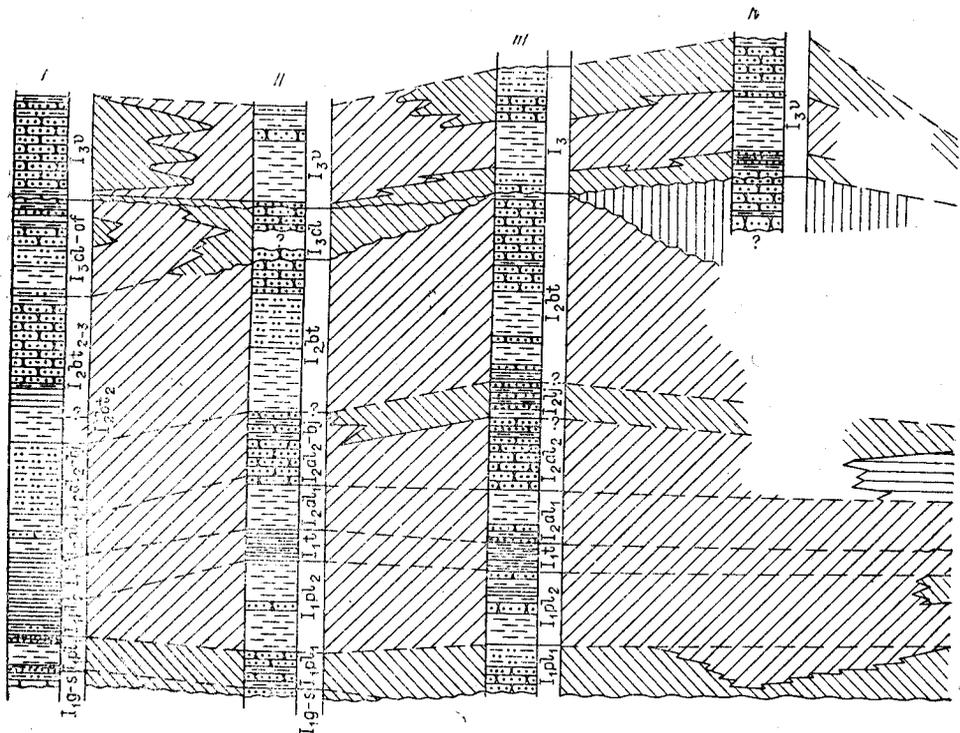


Рис. 1. Литолого-фациальный профиль юрских отложений при-  
 Фация: 1 — лагунные; 2 — прибрежно-морские; 3 — морские мелководные; 4 — континентальные.  
 ку (по Натопову, 1961; Рыбченкову, 1959); III — Джарджанская опорная свадина (по Забелину,  
 р. Менгере (по Тест и др., 1962; Биджиеву, 1962); VI — м. Кыстатым (по Биджиеву, 1962);  
 Тест и др.,

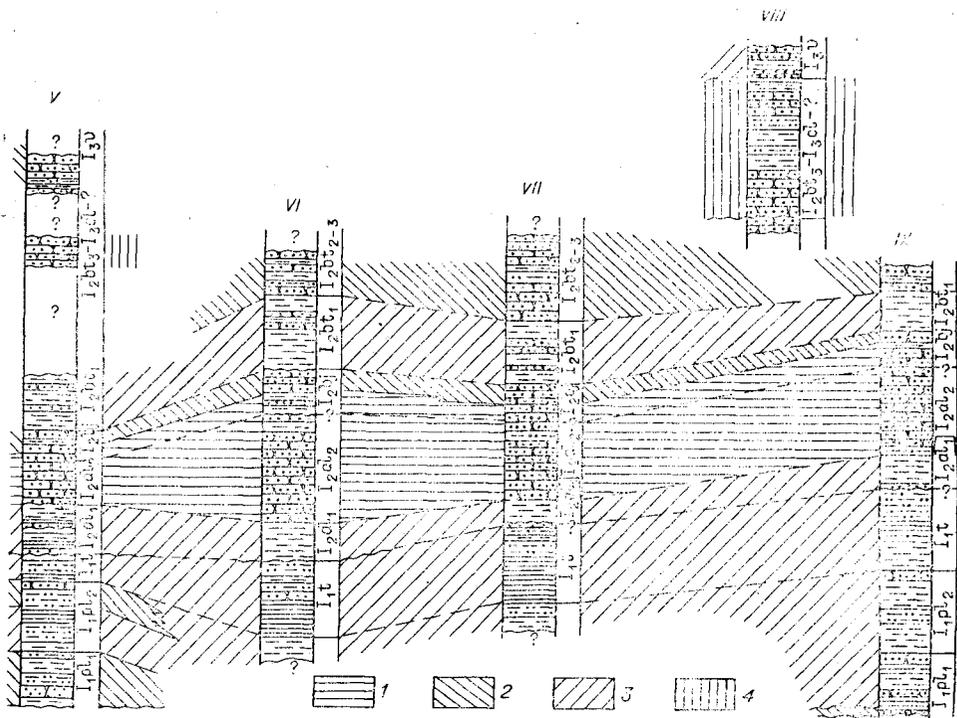
охарактеризованные белемнитовой фауной. Наиболее полный разрез известен в бассейне р. Буор - Эйэжит, где тоарские отложения, чрезвычайно схожие с домерскими, представлены монотонной толщей глин и глинистых алевролитов (50—60 м), содержащей линзы и стяжения известняков. В данных отложениях собраны многочисленные белемниты.

Во внутренней зоне прогиба мощность тоарских отложений значительно увеличивается, но характер не меняется, — это существенно глинистые породы с белемнитами.

В бассейне р. Соболах-Маян, по данным М. В. Сусова, тоарские отложения постепенно сменяют плинсбахские. Нижняя граница тоара проводится внутри алевролитовой толщи по появлению белемнитов. Верхнелейасовые отложения здесь представлены 100-метровой толщей темно-серых до черных аргиллитов и алевролитов с редкими пластинами песчаников. Часты округлые стяжения скрытокристаллических известняков и сидеритов. По р. Соболах-Маян в данных отложениях встречены *Hastites clavatus* Schl., *H. cf. compactus* Kolb.

В бассейне рек Бекчерен — Бёсюке, Тикан — Берис к тоару условно относится 70-метровая толща черных и темно-серых аргиллитов (р. Тирэх-Тээх), залегающая на породах с *Narax* (?) sp. и содержащая ростры белемнитов плохой сохранности.

Из-за слабой обнаженности и отсутствия фаунистических остатков неясен объем нижней юры на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей. Судя по отдельным разрозненным выходам нижнеюрские отложения здесь представлены преимущественно темно-серыми и черными мелкооскольчатыми аргиллитами, содержащими мелкие овалы конкреции сидеритизированных аргиллитов. В 30—35 м по разрезу выше среднезернистых буроватых песчаников, отнесенных к ладинскому



платформенного крыла северной части Предверхоинского прогиба.

I — р. Эйakit (по Биджиеву, 1961; Джиноридзе, 1965); II — между ечье Арылах-Сээнэ — Усун-1964); IV — р. Огонер-Юрях (по Биджиеву, 1965); V — между речье Муна — Моторчуна, устье VII — скв. 42 (по Тест и др., 1962); VIII — скв. 42 (по Тест и др., 1962); IX — скв. 65 (по 1962).

ярусу, на левобережье р. Булкур в обнажении темно-серых до черных аргиллитов, мощностью около 20 м, по данным Т. М. Емельянцева и др. (1960), обнаружена среднеяасовая микрофауна. Выше по разрезу после перерыва в обнажении (70—75 м) в 25-метровой пачке аргиллитов в конкрециях сидеритизированных аргиллитов автором встречены *Naagra* (?) sp.

### Средний отдел

Отложения средней юры в пределах рассматриваемой территории развиты широко и представлены морскими, лагунными и прибрежно-континентальными осадками. В среднеюрском разрезе выделяются ааленский, байосский и батский ярусы.

**Ааленский ярус.** На приплатформенном крыле прогиба по литологическим признакам ааленские отложения подразделяются на две части — нижнюю, песчано-глинистую, и верхнюю — песчаную, выделяемые в настоящее время как нижний и верхний подъярусы ааленского яруса.

**Нижний подъярус.** Ааленские отложения повсеместно с постепенным переходом залегают на тоарских и нижняя граница средней юры проводится по находкам фауны ретроцерамов и по появлению в разрезе прослоев песчаника.

В Жиганском районе (скв. 65) отложения, относимые к нижнему аалену, представлены (Тест и др., 1962) мелкозернистыми песчаниками, слагающими интервал 326—301 м, и переслаивающимися алевролитами, аргиллитистыми глинами и песчаниками (интервал 301—261 м). В разрезе прослеживаются пласты песчаников, обогащенных шамозитом.

Состав и мощность нижнеааленских отложений в пределах приплатформенного крыла остаются на всем протяжении постоянными: 45—50-метровая преимущественно алевролитовая толща, содержащая редкие прослойки песчаников, аргиллитов, известняков и конгломератов, охарактеризована фауной ретроцерамов (*Retroceramus menneri* Kosch., *R. ussuriensis* Vor.), белемнитов; в нижнем течении р. Сюнгююде в 1958 г. Р. А. Биджиевым и Ю. И. Минаевой встречены *Leioceras* sp. (cf. *götzendorffensis* Dorn.), *Phylloceras* sp., аммониты в нижнем аалене встречены также Ю. И. Хабардиным в бассейне р. Молодо — *Pseudolioceras* aff. *m'clintocki* (Haugh.); по р. Буор-Эйэжит *Leioceras* ex gr. *opalinum* (Rein.) Р. А. Биджиевым.

Во внутренней зоне прогиба, в междуречье Соболах-Маян — Менгкере, по данным М. В. Сусова, Г. М. Покровского, к нижнему аалену относится алевролитовая толща (83—130 м) с прослоями тонкозернистых песчаников со знаками ряби на поверхности напластования. Нижнеааленский возраст этой толщи определен по положению в разрезе и путем литологического сопоставления с более южными разрезами (р. Кюндюдей и др.), где, по данным Р. А. Биджиева, встречен нижнеааленский комплекс ретроцерамов и арктотисов.

Севернее нижнеааленские отложения входят в состав келимьярской свиты.

Верхний подъярус. На приплатформенном крыле прогиба от района Жиганска до междуречья Усунку — Арылах-Сээнэ отложения, относимые к верхнему аалену, отделяются от нижележащих по литологическим признакам, хотя фаунистически их принадлежность к верхнему аалену не доказана. Достоверные верхнеааленские отложения установлены в бассейне р. Келимьяр, где в образованиях келимьярской свиты встречены *Ludwigia* cf. *concava* Sow. (Сороков, 1958).

В Жиганском районе, по Б. И. Тест и др. (1962), к верхнему аалену отнесены серые, светло-серые мелкозернистые песчаники, в которых наблюдаются редкие прослойки алевролитов, глин и стяжения терригенно-карбонатного состава. Все эти породы со значительным количеством обугленного растительного материала. Севернее, до бассейна р. Усунку, характер разреза верхнего подъяруса сохраняется. Мощность разреза колеблется от 90 до 100 м.

В отложениях верхнего аалена Р. А. Биджиевым, Л. М. Натаповым, Н. М. Джиноридзе, Ю. И. Хабардиным и др. в разные годы встречены: *Phylloceras* sp., *Retroceramus formosulus* Vor., *R. aldanensis* Kosch. и др.

Севернее, в междуречье Усунку — Арылах-Сээнэ и бассейне р. Буор-Эйэжит между фаунистически охарактеризованным нижним ааленом и нижним батом залегает нерасчлененная толща верхнеааленского — байосского возраста. В междуречье рек Усунку — Арылах-Сээнэ эта толща (85 м) представлена слабосцементированными песчаниками с шаровидными стяжениями сильно ожелезненных песчаников. В верхней части разреза встречены *Retroceramus* ex gr. *formosulus* Vor., *R. subambiguus* (Psel.). В бассейне р. Буор-Эйэжит эта часть разреза представлена, по данным Р. А. Биджиева и Ю. И. Минаевой (1961), 80—90-метровой толщиной переслаивания темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Здесь ими собран обширный комплекс ретроцерамов.

На данном участке внешнего крыла прогиба, видимо, происходит постепенное замещение прибрежно-морских отложений, в которых возможно литологическое отделение отложений байоса (?) от верхнего аалена, морскими, входящими на севере в состав келимьярской свиты.

Во внутренней зоне прогиба верхний аален выделяется также условно и определяется по положению в разрезе. В междуречье Соболах-Маян — Менгкере к верхнему аалену М. В. Сусов и Г. П. Покровский относят 115—145-метровую толщу серых, светло-серых средне-мелкозернистых, часто косослоистых песчаников со знаками ряби на поверхности напластования, содержащих редкие прослойки темно-серых алевролитов.

Севернее широты р. Унгудхтах прибрежно-морские песчаные отложения постепенно замещаются глинистыми образованиями келимярской свиты (аален-верхнебатского возраста), разрез которой наиболее полно обнажается по правому берегу р. Булкур, на западном крыле Булкурской антиклинали. Свита представлена монотонной толщей переслаивания черных мелкооскольчатых аргиллитов и алевроитистых аргиллитов (180—190 м). Примерно в 55 м от основания толщи в разрезе появляются линзовидные прослои и караваеобразные, шаровидные конкреции сидеритизированных аргиллитов. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество песчаного материала, последние 20 м разреза представлены переслаивающимися серыми мелкозернистыми песчаниками и зеленоватосерыми алевролитами, содержащими прослойки песчаного материала. По разрезу встречены *Retroceramus* sp. очень плохой сохранности, а в верхней (песчаной) части разреза найдена *Cyprina oleneki* Ersch.

На южной оконечности Чекуровского мыса породы свиты по разрывному нарушению контактируют с породами плинсбаха, причем из разреза выпадают не только тоарские отложения, но и нижняя (ааленская?) часть свиты, на что указывает находка *Retroceramus* aff. *porrectus* (Eichw.) непосредственно в приконтактовой части. Разрез (140—150 м) здесь более песчаный по сравнению с булкурским. Аналогичные отложения вскрываются и по р. Буотар на северной оконечности Чекуровского мыса (неполная мощность около 120 м). Здесь автором были встречены немногочисленные *Arctcephalites* cf. *buotarensis* Ersch., *Retroceramus* ex gr. *porrectus* (Eichw.), указывающие на среднебатский возраст вмещающих отложений.

Б а й о с с к и й я р у с (?). Объем отложений этого яруса в Предверхоянском прогибе до настоящего времени неясен, хотя его присутствие вследствие непрерывности разреза бесспорно.

На внешнем борту северной части прогиба от Жиганска до бассейна р. Усунку ниже характерной «черной» пачки нижнебатского возраста залегает литологически отличающаяся от сходных по составу пород верхнего аалена, своеобразная преимущественно песчаная пачка мощностью до 45 м, для которой характерен комплекс ретроцерамов (Кошелкина, 1963): *Retroceramus elongatus* Kosch., *R. lenaensis* Kosch., *R. lucifer* (Eichw.) и др.

В скважинах 42 (интервал 180—220 м) и 65 (интервал 120—165 м) к байосу (?) относится пачка светло-серых с желтоватым оттенком мелкозернистых песчаников, в которых иногда наблюдается тонкая косая слоистость.

На мысе Кыстатым Р. А. Биджиев (1968) относит к байосу 41—43-метровую пачку серых тонко-мелкозернистых песков с пластами темно-серых глин и глинистых алевролитов, линзовидными прослоями конгломератов и рассеянной многочисленной галькой и мелкими валунами. Контакт с нижележащими верхнеааленскими отложениями волнистый, в основании разреза (10—15 см) прослеживается прослой галечника. В данных отложениях Э. В. Кошелкиной (1963), Р. А. Биджиевым и др. в разные годы собран комплекс ретроцерамов.

Севернее одновозрастные отложения становятся более глинистыми: происходит замещение прибрежно-континентальных фаций прибрежно-морскими и морскими в самой северной части, входящими в состав келимярской свиты.

Во внутренней зоне прогиба байосские (?) отложения выделяются условно по положению в разрезе и по аналогии с разрезами внешней зоны прогиба.

В бассейне р. Соболах-Маян к байосу условно относится пачка переслаивания мелкозернистых песчаников и часто ожелезненных алевролитов (25—30 м), в основании которой залегает пласт песчаников, содержащий многочисленную гальку. По р. Бегиджан М. В. Сусовым в этой пачке встречены *Retroceramus arkagaensis* Kosch., *R. cf. borealis* Kosch. и др.

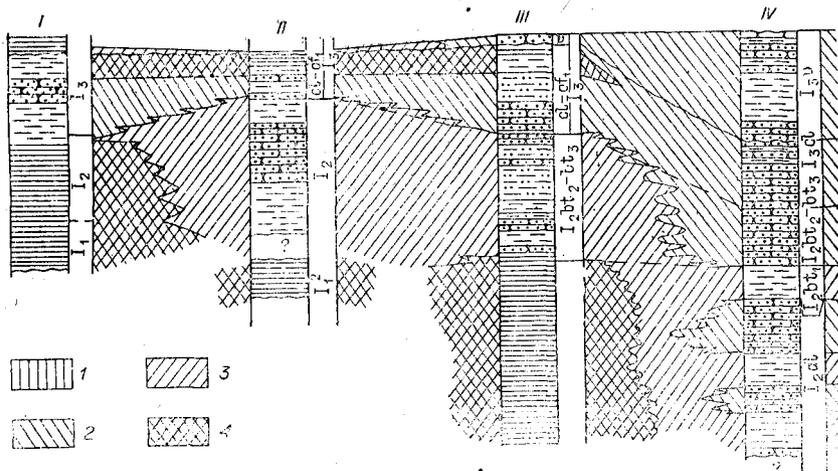


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль юрских отложений пригеосинклинали Предверхоинского

Фаши: I — континентальные; 2 — прибрежно-морские; 3 — морские мелководные; река Булкур, Хатыстах (по Сафронову, 1967); II — южное окончание мыса Чеку-III — р. Эбитием (по Джиноридзе, 1965); IV — междуречье рек Барысах — Норидзе, 1965); V — р. Джарджан (по Дорофееву, 1966); VI — междуречье Джард-1964); VII — р. Менгкере (по Покровскому, 1963); VIII — р. Соболах-Маян (по Сус-

Севернее, в бассейне р. Менгкере, к байосу (?) относится 15-метровая пачка переслаивания массивных песчаников и алевролитов, содержащих *Retroceramus* aff. *tshubuculachensis* Kosch., *R. porrectus* (Eichw.).

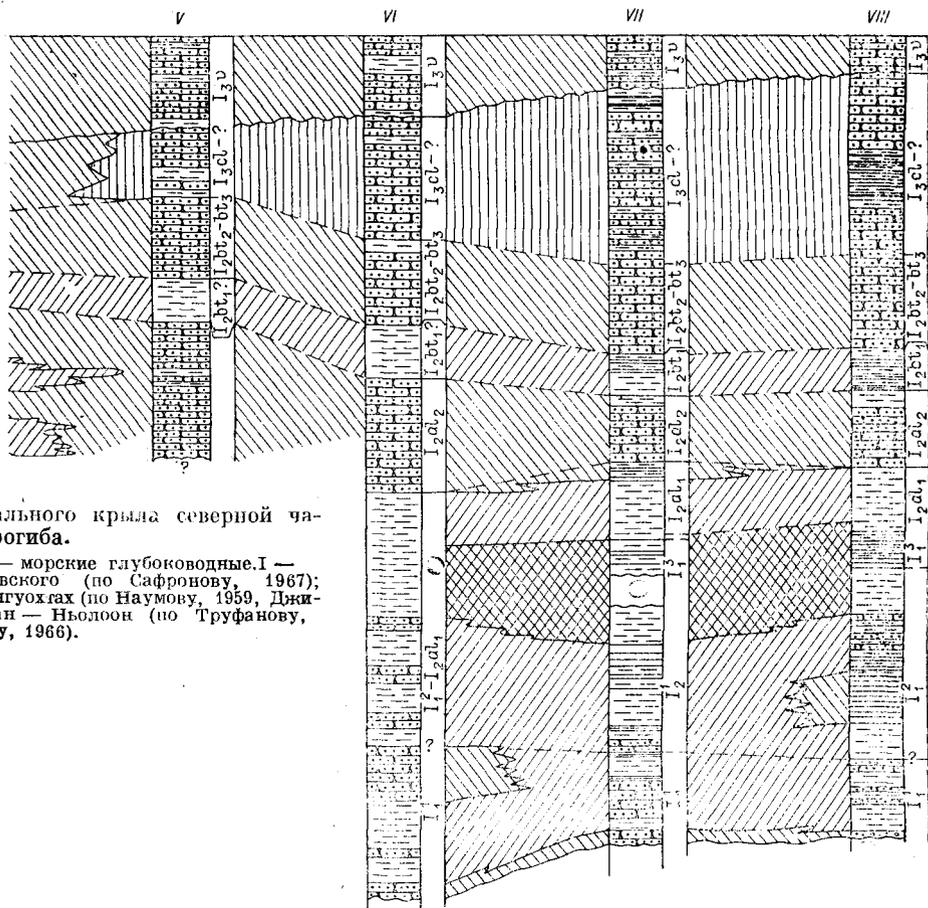
Батский ярус. В северной части Предверхоинского прогиба в составе этого яруса выделяются нижний, средний и верхний подъярусы (В. А. Басов и др., 1967; Р. А. Биджиев, 1965, 1968; Н. М. Джиноридзе, 1967). В южной половине развиты отложения джаской свиты, нижние слои которой имеют, видимо, верхнебатский возраст.

Нижний подъярус. К нижнему бату относится своеобразная глинистая толща («черная пачка»), нижнебатский возраст которой фаунистически определяется только в бассейне р. Сюнгююдэ, где по р. Улахан-Орусуока Ю. И. Минаевой в 1960 г. был встречен *Lissoceras psilodiscus* (Schl.) (Биджиев, 1965).

В Жиганском районе (скв. 42, 65, мысы Кыстатым, Хоронгхо) к нижнему бату по положению в разрезе относится глинисто-алевролитовая толща мощностью до 80 м. При движении на север разрез нижнего бата становится более глинистым, мощность его сокращается до 30 м (бассейн рек Эйэкит, Арылах-Сээнэ). Здесь эти отложения входят в состав келимлярской свиты.

Во внутренней зоне прогиба нижний бат выделяется по литологическим признакам и положению в разрезе. В междуречье Соболах-Маян — Менгкере к нему относится толща переслаивания темно-серых аргиллитов и алевролитов (80—100 м). Севернее, в междуречье Ньюлоон — Джарджан, литологическое строение разреза сохраняется — 120-метровая толща темно-серых алевролитов с многочисленными известковистыми конкрециями.

Средний — верхний подъярусы. Четкое выделение каждого подъяруса затруднено отсутствием полных разрезов в обнажениях и недостаточными сборами аммонитов, находки которых эпизодичны и иногда точно не привязаны к разрезу. К среднему бату в северной части Предверхоинского прогиба Р. А. Биджиев (1965, 1968), В. А. Басов и др. (1967), Н. М. Джиноридзе (1967) относят слои с *Cranoccephalites*, а к верхнему — с *Arctoccephalites*. Кроме того, имеются случаи (р. Эйэкит) совместного нахождения *Cranoccephalites* и *Arctoccephalites* (Джиноридзе, 1966). В этой связи отложения среднего и верхнего бата описаны нами как объединенные.



нального крыла северной ча-  
прогиба.

4 — морские глубоководные. I —  
ровского (по Сафронову, 1967);  
Унгуогах (по Наумову, 1959, Джи-  
жан — Ньюлоон (по Труфанову,  
ову, 1966).

В Жиганском районе (мысы Хоронгхо, Кыстатым, скв. 42, 65) отложения среднего — верхнего бату представлены песчаниками, часто косо-слоистыми, с редкими тонкими прослоями и линзами алевролитов. Наиболее полный разрез на м. Хоронгхо: в средней части толщи здесь наблюдаются несколько прослоев внутриформационных конгломератов; в верхних 15—20 м разреза Е. А. Кононовой и В. Я. Сычевым, В. А. Вахрамеевым, Ю. М. Пущаровским, Б. И. Тест и др., Р. А. Биджиевым, Н. М. Джиноридзе собраны, в основном, в конкрециях сидеритизированных песчаников: *Cranoccephalites pompekji* (Mads.), *Cr. furcatus* Spath., *Arctoccephalites cf. arcticus* Newt. и др.

К северу мощность разреза возрастает и увеличивается количество глинистого материала. По данным Р. А. Биджиева (1965), в низовьях р. Молодо к среднему — верхнему бату относится толща переслаивания серых песков и песчаников с алевролитами мощностью 147 м. З. В. Кощелкиной (1963) по р. Молодо, в 12 км выше устья р. Усунку, в алевролитах встречен *Cranoccephalites ex gr. vulgaris* Spath. По р. Арылах-Сээнэ Н. М. Джиноридзе (1967) к среднему — верхнему бату относит 120—140-метровую толщу переслаивания алевролитов и песчаников. Нижняя граница проводится им по находке *Cranoccephalites* sp. В бассейне р. Эйкит характер разреза и мощность сохраняются.

Отложения среднего — верхнего подъяруса бата во внутренней зоне прогиба выделяются по положению в разрезе, а также по единичным находкам аммонитовой фауны. По р. Соболах-Маян к среднему — верхнему бату относится 200—220-метровая однообразная толща (по М. В. Сузову) светло-серых и зеленовато-серых песчаников с редкими прослоями

алевролитов, в которой встречен *Cranoccephalites* sp. В бассейне р. Унгуо-тах в 1958 г. А. Н. Наумовым в мелкозернистых светло-серых с зеленоватым оттенком песчаниках мощностью 80 м были собраны *Cranoccephalites* cf. *vulguris* Spath.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения широко распространены на рассматриваемой территории. По фаунистическим данным, в северной половине выделяются образования келловейского, оксфордского (нижний подъярус) и волжского ярусов.

Д ж а с к о й с к а я с в и т а. В южной части района примерно до широты р. Джарджан на пригеосинклинальном крыле прогиба, а на приплатформенном крыле — до бассейна р. Муны развиты угленосные отложения этой свиты.

В приплатформенном крыле свита (мощностью от 95 до 130 м в береговых обрывах по р. Лене и 145 м в скважине К-16) по петрографическим признакам подразделяется на три части (Тест и др., 1962; Биджиев, 1967). Нижняя, залегающая с незначительным размывом на различных слоях с краноцефалитесами, сложена серыми косослоистыми мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими линзовидные прослои темно-серых алевролитов и глин, а также обломки окаменелой древесины, стяжения и конкреции сидерита. Мощность этой части 30—65 м. Средняя (угленосная) часть (45—50 м, по Биджиеву) представлена переслаивающимися темно-серыми алевролитами и глинами с подчиненными прослоями светло-серых песчаников, стяжений песчаников и пластами каменного угля. Верхняя часть (15—20 м) сложена серыми средне-крупнозернистыми песками, переслаивающимися с серыми, темно-серыми алевролитами и глинами, содержащими линзовидный пласт каменного угля мощностью до 2,8 м (мыс Джаской).

На пригеосинклинальном крыле свита залегает согласно на песчаниках бата с краноцефалитесами. Здесь она, имея мощность 360—380 м, представлена в основном светло-серыми мелко-средне-крупнозернистыми песчаниками, содержащими обильный обугленный растительный детрит. Прослои каменного угля мощностью до 1,5 м приурочены к пачкам переслаивания темно-серых и серых алевролитов и аргиллитов, которые в большинстве разрезов тяготеют к верхним горизонтам.

Возраст свиты большинство геологов считают верхнеюрским (Тест и др., 1962; Джиноридзе, 1967; и др.). На основании находок В. А. Виноградовым в разрезе на мысе Джаской пресноводных пелеципод верхнебатского — нижнеоксфордского возраста высказывались предположения, что начало формирования свиты — верхи бата. Р. А. Биджиев (1968) считает ее среднеюрской.

Из перечисленных выше точек зрения наиболее правомерна, на наш взгляд, вторая. В дополнение к находкам пресноводных пелеципод, свидетельствующих о батском возрасте нижних слоев свиты, можно отметить почти повсеместное залегание отложений на песчаниках, охарактеризованных среднебатскими краноцефалитесами. Из этого вытекает, что нижние слои джаской свиты здесь скорее всего верхнебатские.

К е л л о в е й с к и й я р у с. В подавляющем большинстве разрезов северной части региона проведение границы между средним и верхним отделами юрской системы вызывает определенные трудности из-за литологического однообразия пограничных слоев средней и верхней юры, а также из-за слабой фаунистической охарактеризованности.

По рекам Булкур и Хатыстах к келловейю относится преимущественно алевролитовая толща (110—120 м), содержащая в нижних 50—60 м шаровидные (до 30 см в диаметре) конкреции известково-глинистого состава. В этой части разреза по р. Хатыстах нами встречены нижнекелловейские

*Arcticoceras ischmae* Keys., *A. excentricum* Vor., *Bureiamia tshubuculachensis* Vor., *B. aff. tongusensis* *B. aff. gresslifformis* Vor., *B. aleutica* Eichw., *Retroceraemus* ex gr. *porrectus* (Eichw.). В верхней части разреза часты обугленные растительные остатки, иногда крупные (до 1 м в длину). По всему разрезу (р. Хатыстах) собраны многочисленные пелециподы *Bureiamia* cf. *tzaregradskii* Vor., *B. cf. orientalis* Vor., *B. aleutica* Eichw. В 7—8 м от кровли встречен *Cadoceras* sp. inb. Т. М. Емельянцевым в этой части разреза найдены *Cadoceras elatmae* Nik., *C. excelsus* Vor. Д. С. Сороковым примерно из этих же слоев по левому берегу р. Лены в 1,5 км выше пос. Кумах-Сурт приводятся *Arcticoceras* aff. *rierdonensis* Imlay., *Bureiamia* cf. *tshubuculachensis* Vor., *B. aleutica* Eichw., *Cadoceras* cf. *similans* Spath. и др. При отсутствии в разрезах кадоперасов указывает на нижнекелловейский возраст вмещающих пород. По р. Булкур рассматриваемая часть келловейского разреза обнажена очень плохо. Здесь нами также встречена раковина *Cadoceras* (?) sp. плохой сохранности.

На северной и южной оконечностях Чекуровского мыса разрез келловей несколько иной. По данным Д. С. Сорокова, М. С. Месежникова, Н. М. Джиноридзе, к келловей относится верхняя часть (124 м) чекуровской свиты, представленная переслаивающимися светло-серыми песчаниками и темно-серыми алевролитами, обогащенными обугленным растительным материалом, в которой встречен *Arcticoceras ischmae* Keys. Выше по разрезу в темно-серых алевролитах нами собран комплекс бюреамий, аналогичный собранному по р. Хатыстах. В верхней части этого слоя автор обнаружил *Cadoceras* sp., свидетельствующий о нижнекелловейском возрасте вмещающих отложений. К келловей условно относится и залегающая выше 10-метровая пачка темно-серых до черных аргиллитов, в которых обнаружены пелециподы и гастроподы плохой сохранности. Близкий к этому разрез прослеживается и на северном окончании Чекуровского мыса, по р. Буотар.

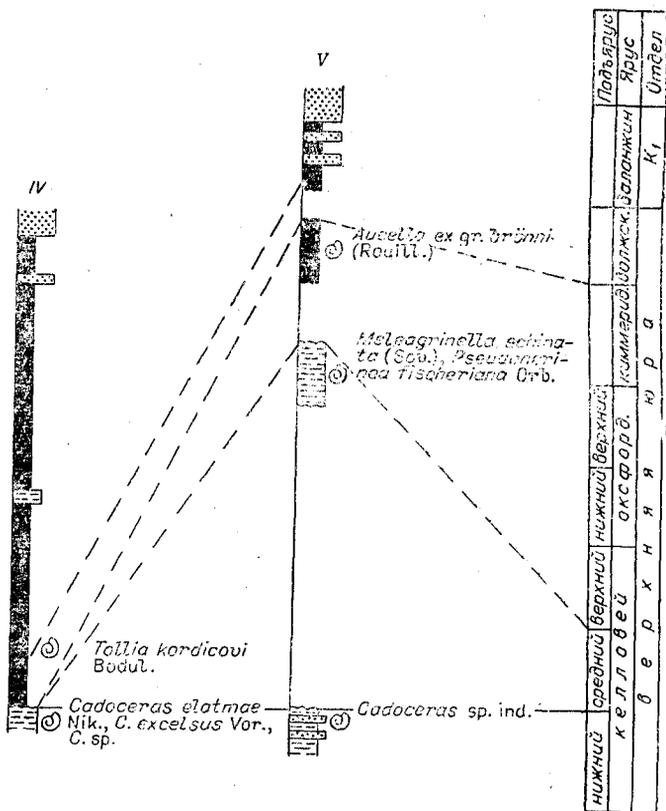
Верхнекелловейские отложения фаунистически устанавливаются на мысе Чуса (рис. 3), где в темно-серых, до черных, ожелезненных аргиллитах (10 м), залегающих на темно-серых мелкозернистых известковистых песчаниках (в которых встречен нижнекелловейский *Cadoceras* aff. *falsum* Vor.), автором собраны *Quenstedticeras* sp., *Bureiamia* aff. *tzaregradskii* Vor., *B. aff. propria* Vor., *B. aff. extenda* Vor., *B. aff. tshubuculachensis* Vor. и др. В этих же отложениях в разные годы З. В. Кошелкиной, Н. М. Джиноридзе, Д. С. Сороковым собраны *Quenstedticeras holtedahli* Salf. et Freb., *Longaeviceras* cf. *novosemelicum* Bodul. и др., характерные для верхнего келловей.

На приплатформенном крыле келловейские отложения достоверно выделяются в самой северной части региона, от р. Арылах-Сээнэ на север. На р. Арылах-Сээнэ, по данным Р. А. Биджиева (1968), к келловей относится 15—17-метровая пачка ржаво-бурых песков и песчаников с *Cadoceras elatmae* Nik., *C. aff. comma* Imlay.

Оксфордский ярус. В северной части рассматриваемого региона на пригеосинклинальном крыле прогиба фаунистически доказан нижнеоксфордский подъярус, к которому относятся слои с *Cardioceras*.

На мысе Чуса нами к нижнему оксфорду относится пласт (1,5—1,8 м) темно-серых мелкозернистых песчаников (нижний контакт которого с подстилающими аргиллитами верхнего келловей неровный) и залегающая выше 9-метровая пачка темно-серых до черных аргиллитов, содержащих шаровидные и линзовидные конкреции сидеритизированных песчаников. В этой пачке автором встречены *Cardioceras* sp. З. В. Кошелкиной, Д. С. Сороковым, И. С. Грошиным, Н. М. Джиноридзе в разные годы в этих аргиллитах была собрана также нижнеоксфордская фауна: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. jakuticum* Pavl., *C. cf. anabarensis* Pavl., *Aucella bronni* (Rouill.).





стая пачка мощностью до 13 м, сложенная серыми и темно-серыми алевролитами и глинами. В отложениях свиты встречены (Тест и др., 1962) *Aucella mosquensis* (Buch.), *A. terebratuloides* Lah., *A. gracilis* Pavl. и др. Ее мощность 43—60 м. Р. А. Биджиев (1968) считает возраст сытогинской свиты ниже-средневожским. В частности, на м. Чонок в разрезе вожского яруса встречены *Subdichotomoceras* sp., *Dorsoplanites flavus* Spath. (Джиноридзе, 1967). По данным геологов ВАГТа и НИИГА, свита на пригеосинклинальном крыле представлена главным образом серыми и зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими обильные обугленные растительные остатки. В северном направлении в разрезе возрастает роль глинистых образований. Мощность увеличивается с юга (80—90 м в бассейне рек Бегиджан и Соболах-Маян) на север (180 м в междуречье Ньолон—Джарджан). В отложениях встречены *Aucella rugosa* Fisch., *A. cf. mosquensis* (Buch.) и др.

Севернее, на правобережье р. Лены у устья р. Менгкере отложения нижнего подъяруса, видимо, размыты, так как в основании разреза вожских отложений встречены в базальных конгломератах: *Pavlovia* sp. (Джиноридзе, 1967), а в вышелегающей преимущественно песчаной пачке мощностью около 40 м — *Dorsoplanites panderi* Orb., *Chetaites* sp.

Наиболее полные разрезы нижнего и среднего подъярусов вожского яруса прослеживаются по левым притокам р. Лены между устьями рек Моторчуну и Молодо. По данным Р. А. Биджиева и Н. П. Михайлова (1966), к нижнему подъярису относится толща (90—100 м) преимущественно глинистого состава с базальными конгломератами в основании, в которой были встречены *Subplanites ex gr. sokolovi* Illov. и др. Средневожской фауной (комплекс дорсопланитесов) охарактеризована пачка преимущественно песчаного состава (45—50 м). Разрез завершается 10—15-метровой пачкой темных глин, в которой встречены редкие *Laugeites ex gr. groenlandicus* Spath. Близкие по составу и мощностям отложения

волжского яруса прослежены западнее в районе р. Молодо и севернее — в бассейне р. Усунку.

Севернее р. Молодо (примерно до широты р. Буор-Эйэки) происходит резкое уменьшение мощности (80—90 м) и существенное изменение строения разреза (Биджиев, Минаева, 1961; Биджиев, 1965; Биджиев, Михайлов, 1966). Основную роль здесь играют зеленовато-серые средне-мелкозернистые песчаники и пески. В основании прослеживаются базальные конгломераты, иногда содержащие переотложенные келловейские аммониты (*Longaeviceras* sp.). На присутствие ниже-средневожских отложений указывают находки аммонитов *Subplanites* cf. *sokolovi* Шлов. в нижней части разреза (р. Еврашка-Сээнэ), а в верхней части — *Dorsoplanites* cf. *sibiriakovi* (Шлов.), emend. Mich., D. ex gr. *panderiformis* Mich. По р. Еврашка-Сээнэ Р. А. Биджиевым в верхних слоях волжского яруса был встречен *Craspedites* sp.

На пригеосинклинальном крыле (реки Унгуохтах, Ыларысах и др.) к волжскому ярусу (Джиноридзе, Меледина, 1966) относится толща (190—230 м) переслаивания темно-серых, серых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевролитов, в нижней части (140—160 м) которой собраны *Subplanites* ex gr. *sokolovi* Шлов., *Aucella* ex gr. *fischeriana* (Orb.); выше по разрезу встречены *Dorsoplanites* ex gr. *flavus* Spath. и др. Далее на север мощность волжских отложений резко уменьшается. На мысе Чуча к волжскому ярусу нами отнесена 11-метровая пачка темно-серых и светло-серых мелкозернистых песчаников и аргиллитов (см. рис. 3). Нижний контакт с подстилающими нижеоксфордскими отложениями неровный. В слое черных аргиллитов (3 м), в средней части пачки, автором встречены волжские *Chetaites?* sp., *Aucella volongensis* Sok., *A.* cf. *rugosa* (Fisch.).

На южной оконечности Чекуровского мыса к волжскому ярусу относится, видимо, большая часть (20 м) 25-метровой пачки темно-серых мелкооскольчатых, ожелезненных аргиллитов и серых, очень крепких алевролитов. В 8 м от основания пачки нами собраны *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch.), *Pleuromya* sp., в 20 м — *Aucella volgensis* Lah., *Ammonites* gen. ind., свидетельствующие о волжском возрасте вмещающих пород.

На западном крыле Булкурской антиклинали между фаунистически охарактеризованной толщей нижнего келловя и 40—45-метровой пачкой песчаников, условно отнесенной Т. М. Емельяновым и др. (1960) к валанжину, залегает аргиллитовая толща (55—60 м), возраст которой им был определен как верхнекелловейский — волжский. Однако, как показали наши исследования, эта глинистая толща не является синхронным образованием и в разных разрезах (реки Булкур, Хатыстах) имеет различный возраст.

По р. Хатыстах, по нашим данным, к верхней юре относятся только нижние 7 м разреза данной аргиллитовой толщи, выше которых встречена валанжинская фауна. Близкий к данному разрез описан Д. С. Сороковым по левому берегу р. Лены, в 1,5 км выше пос. Кумах-Сург. Здесь, также на алевролитах, содержащих нижнекелловейскую фауну, со следами размыва залегает аргиллитовая толща, в основании которой Д. С. Сороковым собраны волжские *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch.); в 9 м от основания толщи им же встречена валанжинская фауна.

Глинистая толща на р. Булкур, также отнесенная к аналогу сытинской свиты, имеет другой возраст по сравнению с вышеописанными разрезами. В верхней части разреза, в 15—20 м от кровли толщи, нами в буровато-красных, очень крепких алевролитах встречены *Meleagrinnella echinata* (Sow.), *Zeileria* aff. *lagenalis* (Schl.), *Entolium* (?) sp., *Pseudonerinea* aff. *fischeriana* Orb. Данная фауна характерна для среднего келловя. Выше, в 8 м по разрезу, в темно-серых, до инсиня черных мелкооскольчатых аргиллитах, содержащих шарообразные конкреции глинисто-карбонатного состава, нами встречены *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouill.), харак-

терные для оксфорда — киммериджа. Следовательно, большая (нижняя) часть этой глинистой толщи имеет келловейский возраст (к сожалению, из-за плохой обнаженности и отсутствия фаунистических сборов неясен возраст подстилающих данную толщу песчано-алевролитовых отложений). Если отнести к валанжину песчаную пачку, перекрывающую эту аргиллитовую толщу, то самые верхние слои последней (8—6 м), по аналогии с вышеописанными разрезами, могут быть скорее валанжинскими, чем волжскими.

Таким образом, мощность волжских отложений на западных крыльях Чекуровской и Булкурской антиклиналей не превышает 20 м и сокращается в северном направлении до полного выклинивания, видимо, на р. Булкур.

Рассмотренные выше особенности строения верхнеюрских разрезов на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей позволяют заключить, что аргиллитовая толща, залегающая на контакте отложений юрской и меловой систем, имеет келловейский — валанжинский возраст и не может рассматриваться в качестве аналога сытогинской свиты, как это полагал Т. М. Емельянец и др. (1960).

\* \* \*

Отличительной чертой юрских отложений, пользующихся наиболее широким площадным распространением, является чрезвычайная близость строения разрезов (особенно средне-верхнелейасовой и среднеюрской частей) на приплатформенном и пригеосинклинальном крыльях. Для внутренней и внешней зон прогиба характерны уменьшение мощности юрских отложений в северном направлении (во внутренней зоне с 1800—1900 м на юге до 900—1000 м в междуречье Бесюке — Эбитизм и во внешней зоне от 750—800 м в районе Жиганска до 600—650 м в бассейне р. Эй-эжит) и увеличение роли глинистых пород в том же направлении.

## Меловая система

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Несмотря на широкое распространение по рассматриваемой территории нижнемеловых отложений, сформировавшихся в период развития собственно краевого прогиба, строение их изучено значительно хуже, чем нижележащих отложений.

В самой северной части региона нижняя часть разреза представлена морскими образованиями нижнего и среднего валанжина.

### Н и ж н е м е л о в ы е м о р с к и е о т л о ж е н и я

На приплатформенном крыле прогиба образования морского валанжина прослеживаются от северной границы региона до бассейна р. Молодо, где далее на юг переходят в континентальные угленосные отложения ынгырской свиты.

Валанжинские отложения на всем этом протяжении, по данным геологов ВАГТа, представлены светло-серыми и зеленовато-серыми, с обильными растительными остатками песчаниками и песками, переслаивающимися с темно-серыми алевролитами, количество которых возрастает вверх по разрезу.

Граница между юрой и мелом проводится чаще всего по подошве слоев, содержащих валанжинскую фауну: *Tollia* sp. (cf. *tolli* Pavl.), *Paracraspedites* sp., *Aucella okensis* Pavl., *A. crassicollis* Keys. и др. Мощ-

ность валанжинских морских отложений увеличивается с юга на север от 130 до 140—160—200 м (р. Хотугу-Тигийэ).

В пределах пригеосинклинального крыла прогиба морские нижнемеловые образования прослеживаются на юг до бассейна р. Джарджан. Валанжинские отложения залегают с размывом на различных горизонтах верхней юры. Характерно отсутствие в основании трансгрессивной серии грубообломочных образований; более того, граница во многих разрезах (западные крылья Булкурской и Чекуровской антиклиналей) проходит внутри алеврито-глинистой пачки.

Большинством исследователей граница между юрой и мелом проводилась условно по литологическим признакам по подошве мощной пачки песчаников. Однако, как уже отмечалось выше, валанжинская фауна встречена во многих разрезах (м. Чекуровский, левый берег р. Лены, выше пос. Кумах-Сурт, р. Хатыстах) в основании залегающей ниже песчаников глинисто-алевролитовой пачки (сборы Д. С. Сорокова, Э. В. Кошелкиной, А. Ф. Сафронова). В этой связи граница нами проводится внутри глинисто-алевролитовой пачки по появлению валанжинской фауны.

В разрезе морского валанжина преобладают светло-серые средне-мелкозернистые песчаники, обогащенные обугленными растительными остатками. В средней части его прослеживается глинисто-алевролитовая толща, сложенная темно-серыми алевролитами и аргиллитами с мощностью по рекам Булкур, Хатыстах до 80 м; южнее она сокращается до 30 м (мысы Чекуровский, Чуча) и менее. В глинистой части разреза нами встречены многочисленные ауцеллы: *Aucella crassicollis* Keys., *A. volgensis* Lah., *A. aff. crassa* Pavl., *A. keyserlingi* Lah. и др. Суммарная мощность морских валанжинских отложений 330—340 м (реки Булкур, Хатыстах) — 370 м (м. Чуча), при движении далее на юг — до 250—300 м.

Переход к вышезалегающим угленосным образованиям постепенный, выражается проявлением прослоев каменного угля и переслаиванием слоев с морской фауной и континентальных образований (кигиляхская свита).

Нижнемеловые континентальные отложения. Наиболее полно в пределах северной части прогиба изучен разрез нижнемеловых угленосных отложений в Булунской впадине. Первая полная стратиграфическая схема угленосных отложений была разработана в этом районе А. И. Гусевым в 1933—1934 гг. В ее основу был положен принцип выделения угольных и безугольных свит. П. И. Глушинским песчаниковым свитам схемы Гусева были присвоены географические названия. И. С. Грошин и Ф. Ш. Хасанов, подробно изучавшие (1960—1963 гг.) нижнемеловые угленосные отложения Булкурской впадины, внесли некоторые изменения в схему Гусева — Глушинского, выделив новую песчаниковую свиту (надкигиляхскую) и пересмотрев объемы некоторых свит.

*Кигиляхская свита*, представленная серыми, зеленовато-серыми, иногда ожелезненными, мелко-среднезернистыми песчаниками и серыми, темно-серыми алевролитами, содержащими значительное количество (15—17) пропластков и пластов каменного угля и углистых алевролитов, является переходной между морской и континентальной частями нижнемелового разреза и в нижней части образована переслаиванием морских осадков с континентальными. Мощность свиты в районе Атырканского порога (бассейн р. Тигийэ) 140 м; южнее, на мысе Чекуровском — 180, на мысе Чуча — 225 м. В бассейне р. Эйжит мощность свиты 35—45 м, на этой же широте, ближе к осевой части прогиба, — 120—150, а на пригеосинклинальном крыле — 200—250 м.

*Надкигиляхская свита* выделена из состава кигиляхской свиты в объеме повсеместно распространенной однообразной песчаниковой толщи. Сложена серыми и зеленовато-серыми среднезернистыми песчани-

ками, для которых характерны пятнистость и полосчатость. В бассейне р. Тигийэ мощность свиты 100 м; на южной оконечности мыса Чекуровского — 115, на мысе Чуча — 70 м; далее на юг в пределах пригеосинклинального крыла (реки Тикан, Бэсюке) — 80—100 м; в пределах внешнего крыла мощность увеличивается до 120—150 м.

*Кююрская свита* представлена чередованием пачек неравномерного переслаивания алевролитов и песчаников с углем и углистым алевролитом (угленосных пачек) и крупных песчаниковых пачек мощностью до 25—40 м. Песчаники мощных пачек обладают более грубой косою слоистостью и большей зернистостью. В нижней части свиты преобладают алевролиты с пропластками угля, а в верхней — песчаники. С севера на юг в разрезе увеличивается количество песчаников, вследствие чего в этом же направлении растет мощность свиты: р. Тигийэ — 250 м, мыс Чекуровский — 350, мыс Чуча — 400, бассейн Бэсюке — Тикан — Берис — 450—500 м. На приплатформенном крыле мощность не превышает 80—100 м.

*Надкююрская свита* сложена сравнительно однообразной толщей массивных, иногда обладающих грубой косою слоистостью песчаников, обогащенных обугленным растительным детритом. Часты караваяобразные стяжения сидеритизированных песчаников, скопления обугленных и окаменелых древесных остатков. Максимальные мощности (500 м) наблюдаются в пределах приплатформенного крыла; на пригеосинклинальном крыле — 200—300—400 м.

*Булунская свита*, характеризующаяся значительной фациальной изменчивостью, представлена переслаиванием алевролитов, тонко-мелкозернистых песчаников, углей и углистых алевролитов. Угленосные отложения на север прослежены до широты южной оконечности Чекуровского мыса: мощность на мысе Чуча 55—60 м. При движении на юг мощность свиты возрастает, достигая на пригеосинклинальном крыле 200—250 м, а на приплатформенном — 200 м.

*Надбулунская свита* сложена светло-серыми крупнозернистыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми массивными песчаниками, обогащенными углисто-глинистым материалом. В разрезе свиты появляется рассеянная галька, как отмечает Ф. Ш. Хасанов, «чуждых району пород». Мощность свиты в пределах внешнего крыла прогиба составляет 300 м. На юго-востоке Булунской впадины песчаники этой свиты выклиниваются, переходя в однообразную толщу угленосных отложений нерасчлененных булунской, надбулунской и огонер-юряхской свит.

*Огонер-юряхская свита* по характеру переслаивания угленосных пачек с мощными пачками песчаников близка к кююрской свите. Отличительной же особенностью является присутствие в породах большого количества округлых, караваяобразных и лепешковидных конкреций сидерита, размеры которых достигают 40 см по длинной оси. В песчаниках встречается хорошо окатанная галька и валуны песчаников. Мощность свиты на внутреннем крыле возрастает с севера (300 м — район пос. Кююра) на юг (450 м — бассейн рек Бэсюке — Тикан — Берис), на приплатформенном крыле она не превышает 250 м.

*Лукумайская свита* в низовьях Лены и Оленека делится на 5 чередующихся песчаных и угольных подсвит, из которых, по мнению указанных выше авторов, на рассматриваемой территории присутствует только нижняя песчаниковая (литологически похожая на песчаниковые надкююрскую и надбулуную свиты). В основании свиты наблюдаются линзы валуно-галечных конгломератов и разрозненные, хорошо окатанные валуны песчаников и алевролитов, видимо, верхоянского происхождения.

Суммарная мощность нижнемеловых угленосных отложений в Булунской впадине не превышает 2500 м. Весьма интересен факт появления в разрезе гальки, видимо, верхоянского происхождения, по меру с начала апта.

В последнее время геологи ВАГТа попытались распространить булунскую схему на всю северную часть Предверхоанского прогиба. На основе разреза по р. Сайата (приток р. Мёнгерере) Б. Н. Леоновым и Г. М. Покровским (1968) была составлена схема расчленения нижнемеловых угленосных отложений. Отличием между булунским разрезом и разрезом р. Сайата является отсутствие в основании последнего морских отложений, что обусловлено особенностями геологического развития Булунской и Собопольской нижнемеловых впадин. Принцип выделения был сохранен тот же — чередование угольных и безугольных свит.

*Сайатинская свита* представлена чередованием угленосных и песчаных пачек. Угленосные пачки сложены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и углями. Мощность угольных пластов до 0,5 м. Мощность свиты 240 м. Выше Б. Н. Леоновым и Г. М. Покровским выделяется *кююрская свита*, которая ими подразделена на две подсвиты: нижнюю существенно песчаниковую и верхнюю — угленосную. Однако нам кажется правильнее выделять их в качестве самостоятельных свит: во-первых, песчаниковая подсвита разделяет две угленосные толщи, а во-вторых, выдерживается принцип чередования угольных и безугольных свит. Тем более, что песчаниковая часть разреза ранее Б. Н. Леоновым выделялась в качестве самостоятельной свиты — *надсайатинской*; исходя из этого, за рассматриваемой частью разреза остается ее старое наименование. *Надсайатинская свита* представлена монотонной толщей светлых массивных песчаников с очень четкой слоистостью. Углистых включений немного, но в средней части разреза залегают несколько прослоев сажистого угля. Мощность 270 м. Данную свиту можно параллелизовать с надкигиляхской свитой булунской схемы. *Кююрская свита*, соответствующая верхней подсвите кююрской свиты Леонова и Покровского, по описанию последних (1968), представлена чередованием песчаных и угольных пачек. Угленосные пачки здесь менее мощные, чем в сайатинской свите. В песчаниках, среди которых появляются разности зеленовато-серой окраски, наблюдается увеличение количества углистого материала. Мощность свиты в разрезе по р. Сайата 400 м. *Чонкогорская свита* представлена монотонной толщей серых, светло-серых песчаников с редкими прослоями алевролитов, углистых сланцев и тонких прослоев углей. Песчаники часто косослоистые, с включениями углистого материала. Мощность 685 м. *Булунская свита* характеризуется сравнительно мощными (25—40 до 80 м) угленосными пачками, переслаивающимися с пачками массивных серых с зеленоватыми оттенками песчаников, иногда обогащенных углистым материалом. Мощность 650 м. *Балхская свита* нацело состоит из мощных пачек песчаников и пачек переслаивания песчаников и песков. Мощность 1315 м. *Джарджанская свита* сложена пачками серых песчаников, белесых песков и угленосных пачек. Последние сложены переслаивающимися алевролитами и песчаниками, содержащими углистое вещество и пропластки угля. В песчаниках и алевролитах большое количество стяжений сидерита (как и в параллелизуемой с ней огонер-юряхской свите в Булунской впадине). Мощность 1100. *Мёнгеренская свита*, завершающая разрез, представлена ярко-желтыми, иногда оранжевыми песками, содержащими округлые стяжения известковистого состава, диаметр которых достигает 5 м. (Снова элементы сходства со свитами Булунской впадины — известковистые стяжения известны в лукумайской свите). Мощность превышает 300 м.

Разрез по р. Сайата (мощность непрерывно обнажающейся толщи 4230 м, а суммарная мощность, как полагают Б. Н. Леонов, Г. М. Покровский, за счет более высоких горизонтов приближается к 5000 м) характеризуется резким преобладанием песчаного материала по сравнению с другими разрезами в пределах Собопольской впадины. Судя по данным В. В. Колпакова, М. В. Сусова, и др., мощности нижнемеловых отложений,

близкие к мощностям сайатинского разреза, выдерживаются при движении на юг к центральным частям прогиба. В междуречье Соболах-Маян — Бегиджан мощности свит таковы: сайатинская — 170 м, надсайатинская — 130, кюсюрская — 400, чонкогорская — 630, булунская — 650, бахская — 1300, джарджанская — 1100, менгкеренская — 200 м. При движении к центральной части прогиба от восточного борта впадины возрастает угленасыщенность разреза — вдоль восточного борта прогиба мощность отдельных прослоев угля не превышает 0,3—0,6 м (Леонов, Покровский, 1968), а в центральных частях прогиба мощности пластов угля в междуречье Соболах-Маян — Бегиджан достигают 3 м и более. Ими же отмечается повышенная песчаность нижнемеловых разрезов вдоль восточного борта по сравнению с более западными районами.

На основании изучения литологических особенностей и петрографического состава обломочной части нижнемеловых отложений по р. Сайата Б. Н. Леонов и Г. М. Покровский (1968) разделили разрез на две части. Нижняя его часть (сайатинская — булунская свиты) мощностью 2245 м характеризуется сравнительной выдержанностью пластов. Верхняя часть (бахская — менгкеренская свиты), мощность которой превышает 2500 м, отличается значительной невыдержанностью мощностей слоев, наличием косой слоистости, появлением большого количества гальки пород верхоянского происхождения (вверх по разрезу содержание ее достигает 64%). Отмеченная закономерность, судя по данным В. В. Колпакова и М. В. Сузова, характерна и для разрезов Соболах-Маян-Бегиджанского междуречья. В разрезе бахской свиты появляются линзовидные прослои мощностью до 1 м, цепочки галек и рассеянная галька. Вверх по разрезу (джарджанская, менгкеренская свиты) количество рассеянной гальки возрастает. При этом следует отметить, что процентное содержание верхоянских галек в одноименных свитах выше в разрезах, расположенных ближе к мегантиклинорию.

Этот факт имеет принципиальное значение для расшифровки истории геологического развития Предверхоянского прогиба. Строение нижнемелового угленосного разреза Собопольской впадины достаточно убедительно доказывает, что примерно с начала апта (по унифицированной схеме возраст надбулунской (бахской) свиты соответствует нижней части аптского яруса) Собопольская нижнемеловая впадина Предверхоянского прогиба являлась компенсационной по отношению к растущему складчатому сооружению Верхоянья. В ее пределах сформировалась мощная (около 3 км) толща, сложенная в основном песками и песчаниками, в которых встречаются маломощные прослои конгломератов, и вверх по разрезу увеличивается количество гальки верхоянского происхождения. Относительно Булунской нижнемеловой впадины следует заметить, что значительно меньшие мощности разреза и большая угленасыщенность обусловлены характером тектонического режима (значительно меньшее интенсивное погружение территории прогиба и воздымание смежных участков антиклинория).

Р. О. Галабала (1971) на основании анализа распространения по нижнемеловому разрезу валунно-галечного материала верхоянского происхождения делает вывод о еще более раннем времени поднятия Верхоянья (баррем или конец готерива — чонкогорская свита). Нижнемеловой этап складко-горообразования, по его мнению, фиксируется баррем-альбской молассой.

В свете изложенных представлений процесс складко-горообразования Верхоянья в нижнем мелу протекал прерывисто: эпохи интенсивного формирования складчатости, горообразования (которые фиксируются в разрезе преимущественно песчаными толщами) сменялись эпохами затухания — формированием в прогибе угленосных свит.

## ТЕКТОНИКА

Вследствие крайне слабой изученности северной части Предверхоанского прогиба многие вопросы строения этого региона приходится решать, опираясь в основном на материалы геологических съемок с использованием данных буровых и геофизических работ, незначительных по объему.

В тектоническом отношении рассматриваемая территория представляет собой наложенную на северо-восточную окраину Сибирской платформы мезозойскую отрицательную структуру, выполненную мощной толщей верхнепалеозойских — мезозойских отложений. От центральной части Предверхоанского прогиба северная ветвь отделена Жиганско-Юндюлюнским поперечным поднятием (Мокшанцев и др., 1968), образованным сопряженными Мунским сводовым поднятием и Юндюлюнским выступом основания прогиба. Северная граница с Лено-Анабарским прогибом проводится по Атырканскому порогу. Западная условно чаще всего проводится по линии современного распространения юрских отложений. Структурно же она фиксируется по появлению большого количества параллельных разрывных нарушений (Галабала, 1962), по которым происходит постепенное ступенчатое погружение восточных блоков.

Граница со складчатой зоной выражена более отчетливо. В современном структурном плане сочленение прогиба и мегантиклинория — это сложно построенная тектоническая зона, связанная с Западно-Верхоанским разломом, отделявшим восточную окраину Сибирской платформы от геосинклинальной области (Мокшанцев, 1968). Сочленение прогиба и антиклинория происходит по крупным зонам надвигов, по которым верхнепалеозойские образования западного крыла Верхоанского мегантиклинория контактируют с мезозойскими отложениями прогиба. В зоне сочленения иногда (междуречье Соболах-Маян — Менгкере) прослеживается крутая флексура, срезанная надвинутыми верхнепалеозойскими отложениями, которая часто называется «краевой моноклиалью». В пределах этой моноклинали слои испытывают резкое погружение ( $60-80^\circ$ ) в сторону прогиба и на незначительном расстоянии (первые километры) происходит погружение триасовых и юрских отложений под нижнемеловые. Эта структура, по-видимому, представляет собой западное крыло срезанной надвигом линейной антиклинальной складки верхоанского простираения зоны сочленения прогиба с мегантиклинорием. Подобные структуры прослеживаются непосредственно севернее, в междуречье Ньолон—Джарджан.

Осадочный чехол в пределах прогиба подразделяется на три структурных комплекса: нижний — рифейский, средний — вендский — среднепалеозойский и верхний — верхнепалеозойский — кайнозойский (Мокшанцев, Рожков, 1962; и др.). Наиболее полно представлен верхний структурный комплекс, отложения которого со стратиграфическим несогласием залегают на образованиях среднего и нижнего комплекса, а в отдельных районах непосредственно на кристаллическом фундаменте.

### КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

В местах выхода на дневную поверхность (бассейн рек Молодо и Буор-Эйкит), а также в Джарджанской опорной скважине фундамент представлен метаморфизованными сланцами и песчаниками эйэкинской серии раннего протерозоя.

Косвенные данные относительно возраста фундамента могут быть получены из анализа геомагнитного поля территории. Так, установлено, что к юго-востоку от Анабарского щита протягивается широкая полоса развития анабаро-ломуйской, хапчанской и далдынской серий архея

(Лутц и др., 1962), находящая отражение в аэромагнитных картах (интенсивность магнитного поля до 1500—2000 гамм). В рассматриваемом районе, на долготе 125° (широта пос. Жиганск) картина меняется — здесь магнитное поле слабо дифференцированное, спокойное, с интенсивностью не более 300 гамм. Оно характеризует практически всю остальную площадь региона. При этом интенсивность поля примерно одинакова как в осевой зоне Булульской впадины, где фундамент, по данным сейсморазведки (Абельский, Дмитриева, 1968), погружен на глубину до 6 км, так и в районе Джарджанской опорной скважины (глубина залегания кристаллического фундамента 1,5 км). Независимость характеристики магнитного поля от глубины залегания кристаллического фундамента, отмечаемая многими геологами, свидетельствует, по-видимому, об относительной однородности состава последнего, представленного здесь, вероятнее всего, нижнепротерозойскими образованиями.

Широкое развитие в теле кристаллического фундамента разломов различного времени заложения, по которым в разные периоды геологической истории происходили дифференцированные движения отдельных блоков, предопределило современную структуру региона. Блоки фундамента ограничены, видимо, поперечными и диагональными (чаще всего северо-западного простирания) разломами, которые иногда фиксируются по магнитным аномалиям, обусловленным внедрившимися по разломам интрузиями. Погружение блоков неравномерное, ступенчатое, что часто фиксируется по сгущению изоаномал силы тяжести.

Так, по гравиметрическим данным, от устья р. Менгере в юго-восточном направлении прослеживается глубокий желоб (Усть-Собопольский, по В. В. Ганшкевичу), выполненный, по-видимому, доюрскими терригенными отложениями. На основании гравиметрических измерений глубина залегания подошвы терригенного комплекса здесь изменяется на протяжении 100 км от 2000 м в северо-западной части до 5200 м в юго-восточной.

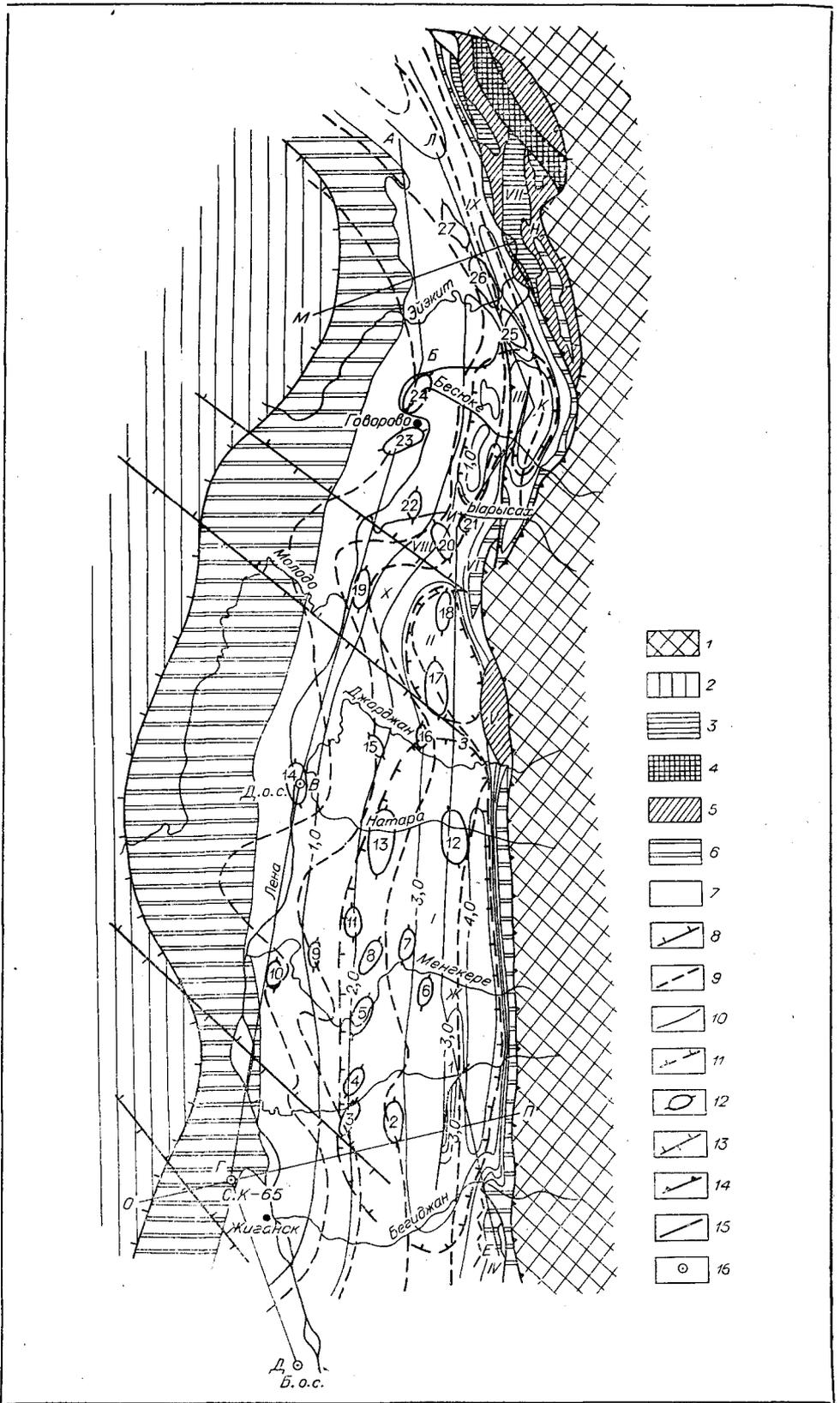
На большей части приплатформенного крыла прогиба залегание кристаллического фундамента не превышает, по-видимому, 2—4 км. Наибольшая глубина (до 10 км и более) предполагается в Собопольской впадине.

## ДОВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Данные о характере распространения отложений рифейского и вендского — среднепалеозойского структурных комплексов на рассматриваемой территории крайне ограничены. По характеру распространения и составу доверхнепалеозойских осадочных образований в пределах описываемого региона можно выделить три зоны.

Северная зона, в пределах которой (судя по разрезам Оленекского поднятия и Туорасисского выступа) развиты терригенные и карбонатные, рифейские, вендские и кембрийские отложения, располагается севернее Кютюндинского грабена. Суммарная мощность этих отложений не превышает 1800 м в своде Оленекского поднятия и резко увеличивается при движении на восток (на Туорасисском выступе мощность видимой части разреза рифея, венда и кембрия 3,7 км).

В средней зоне — в зоне Кютюндинского грабена — мощность доверхнепалеозойского осадочного чехла, судя по геофизическим данным (Кутейников, Истратов, 1963), постепенно возрастает в восточном направлении. Помимо раннекембрийских — нижнепалеозойских образований, возможно присутствие в разрезе и девонских пестроцветных и гипсоносных отложений, которые установлены на западном крыле Верхоянского мегаантиклинария в междуречье Джарджан — Ага-Кукан (атырканская и артыганская свиты, по А. Н. Наумову).



В южной зоне (южнее Кютюнгинского грабена), в отличие от первых двух зон, по-видимому, на значительной части территории доверхнепалеозойские отложения отсутствуют и терригенные отложения верхнего палеозоя залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. На Мунском сводовом поднятии суммарная мощность рифея (?) — кембрия не превышает 1—1,5 км; в сторону внутренней зоны прогиба она сокращается до полного выклинивания (Мокшанцев и др., 1964).

## ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Широкое развитие пермских отложений в складчатой зоне и полоса их выходов вдоль восточного склона Сибирской платформы от бассейна р. Молодо на север свидетельствует о вероятном наличии пермских отложений на всей прилегающей территории прогиба.

В самой северной части рассматриваемой территории, на северо-восточном склоне Оленекского поднятия мощность пермских отложений составляет 340 м, а на западных крыльях Чекуровской и Булкурской антиклиналей — 400—450 м, несколько южнее, по р. Чубукулах, мощность пермских отложений уже достигает 1200 м, а на правом берегу р. Лены, ниже о. Тит-Ары, — 1700 м. Такое распределение мощностей свидетельствует о существовавшем здесь конседиментационном разломе, протягивавшемся в субмеридиональном направлении, и об усилении в верхнем палеозое дифференцированных движений по нему. Этим разломом, по-видимому, ограничивалось с востока Сололийское сводовое поднятие, существовавшее здесь не только в нижнем и среднем палеозое (Атласов, 1958, Атласов, Польшкин, 1969), но и носившее характер конседиментационной структуры в верхнем палеозое и мезозое. В пределах поднятия в течение этого периода накапливались осадки меньшей мощности по сравнению с прилегающими территориями (рис. 5, 6).

Более низкие горизонты верхоянского комплекса (каменноугольные отложения) присутствуют, видимо, в пределах современной внутренней зоны прогиба. В. А. Виноградов (1967, 1970) и А. А. Межвилк (1967), отмечая шовный характер сочленения Сибирской платформы и геосинклинального бассейна в верхнем палеозое, считают, что в пределах прогиба каменноугольные отложения отсутствуют, а пермские отложения на большей его территории залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента. Однако результаты некоторых среднемасштабных геологических съемок свидетельствуют об обратном. В междуречье Джарджан — Ага-Кукан в каменноугольном разрезе, по данным В. К. Дорофеева, по различиям в гранулометрическом составе отложений и по мощностям выделяются две структурно-фациальные зоны, разделенные «Орул-

Рис. 4. Структурно-тектоническая схема северной части Предверхоанского прогиба (составлена по материалам ВАГТа, НИИГА, IV ГУ, ЯТГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР).

1 — Верхоянский мегантиклинорий; 2 — Сибирская платформа; 3 — выступ платформенного основания прогиба (рифей — кембрий); 4 — наложенная палеогеновая впадина; структурные ярусы верхнепалеозойского — мезозойского структурного комплекса: 5 — средний карбон — нижний триас, 6 — средний триас — средняя юра, 7 — верхняя юра — нижний мел; 8 — внешняя граница прогиба; 9 — изогипсы по кровле кристаллического фундамента (2,0; 3,0; 4,0; 6,0 км соответственно слева направо по карте); 10 — изогипсы по подошве нижнего мела (км); 11 — границы нижнемеловых впадин; 12 — брахиантиклинали; 13 — глубинные разломы; 14 — надвиги, развитие в зоне глубинных разломов; 15 — разрывные нарушения; 16 — глубокие скважины. Д. о. с. — Джарджанская опорная скважина, Б. о. с. — Бахынайская опорная скважина; С. К-65 — скважина К-65.

Впадины: I — Соболевская, II — Джарджанская, III — Булкурская. Выступы (поднятия) основания прогиба: IV — Юндюлюнгский, V — Джарджанский; VI — Куранахский; VII — Турасисский; VIII — Бярысахский свод; IX — Атырканский порог; X — Кютюнгинский грабен. Брахиантиклинали (обведены): 1 — Соболюх-Маянский вал, 2 — Соболевская, 3 — Агдай-Ньимингинская, 4 — Мохоголохская, 5 — Оймяконская, 6 — Джюэджесингинская, 7 — Токурская, 8 — Саха-Юргинская, 9 — Балаганнахская, 10 — Усть-Менткеринская, 11 — Алакьтская, 12 — Натарская, 13 — Улахан-Тирехтахская, 14 — Джарджанская, 15 — Шапкинская, 16 — Дьэлбиргелэхская, 17 — Юэл-Сиктяхская, 18 — Селикская, 19 — Приленская, 20 — Сиктяхская, 21 — Бярысах-Унгуохтахская, 22 — Анна-Артыгинская, 23 — Говоровская, 24 — Бессюкинская, 25 — Кюсюрская, 26 — Сетасская, 27 — Дьаппальская. АВВГД, ЕЖЗИКЛ, МН, ОП — линии разрезов.

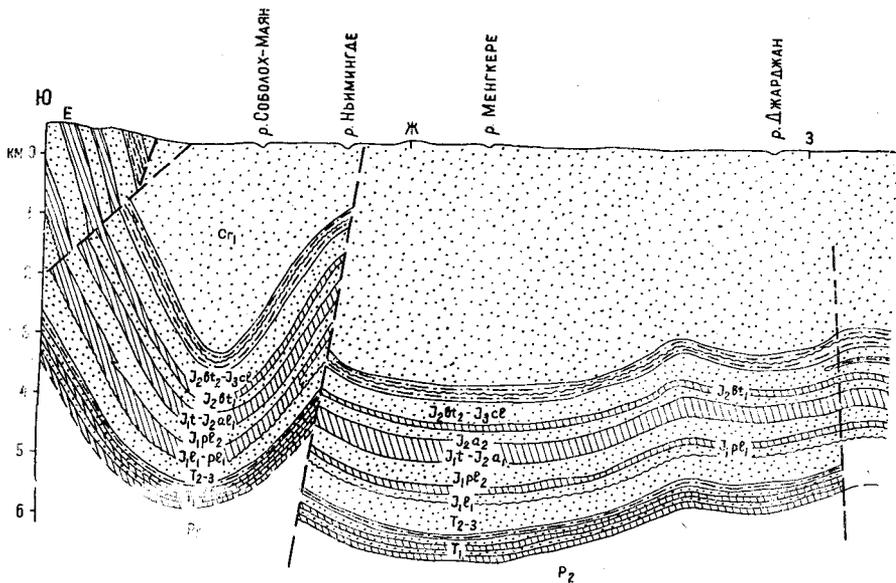


Рис. 5. Схематический профиль по пригеосинклинальному крылу северной части Предверхоанского прогиба (линия АБВГД на рис. 4). Усл. обозн. см. рис. 5.

ганским надвигом». Западная зона характеризуется более грубообломочным составом пород и значительно меньшей мощностью (мощность каменноугольных отложений 1400—1500 м) по сравнению с разрезами восточной зоны (мощность карбона более 4000 м). По нашим предположениям, в западной зоне, представляющей собой поднятый по крутопадающим разрывным нарушениям блок, вскрывается разрез каменноугольных отложений внутренней зоны прогиба, а в восточной — разрез западного крыла Верхоянского мегантиклинория. Наличие двух типов верхнепалеозойских разрезов в зоне сочленения прогиба и складчатой области убедительно доказывает существование конседиментационного глубинного разлома (Западно-Верхоанского) и указывает на распространение каменноугольных отложений западнее этого разлома, в пределы пригеосинклинального крыла прогиба. При этом следует отметить, что разрез каменноугольных отложений в рассматриваемом тектоническом блоке, возможно, имеет большую мощность по сравнению с прилегающими территориями пригеосинклина-

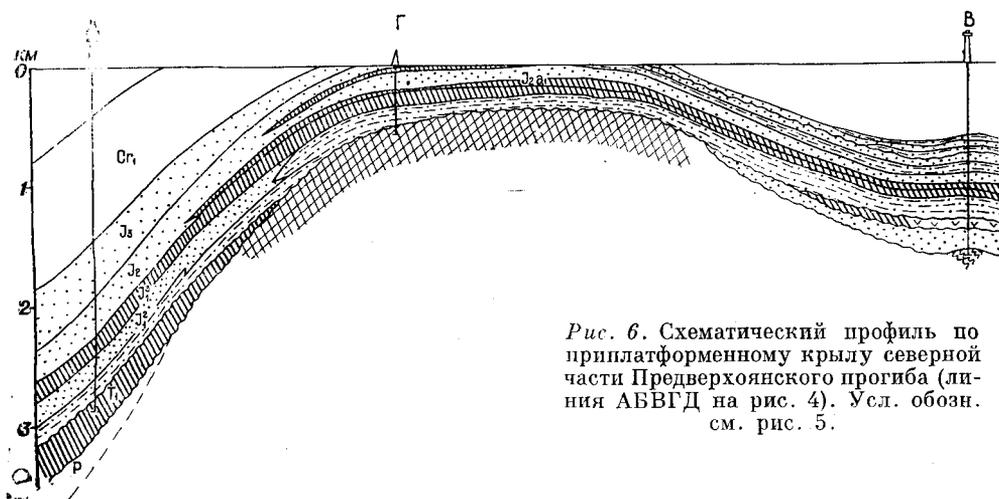
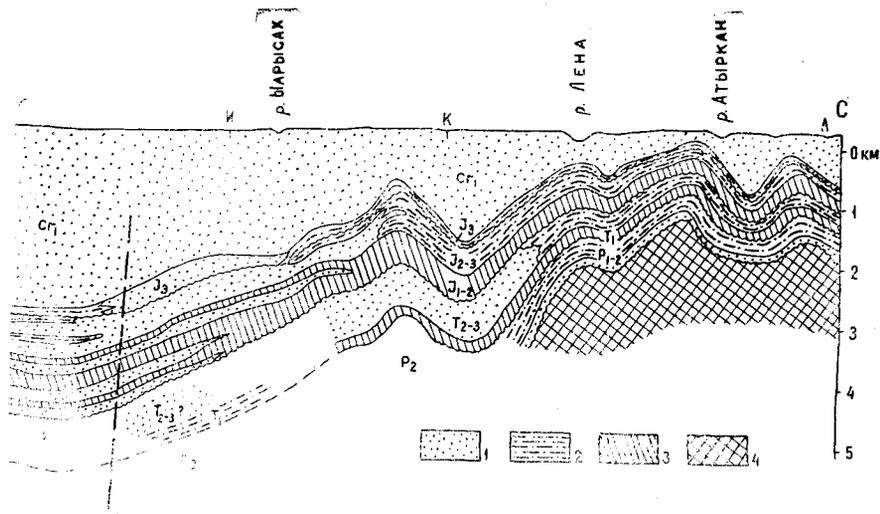
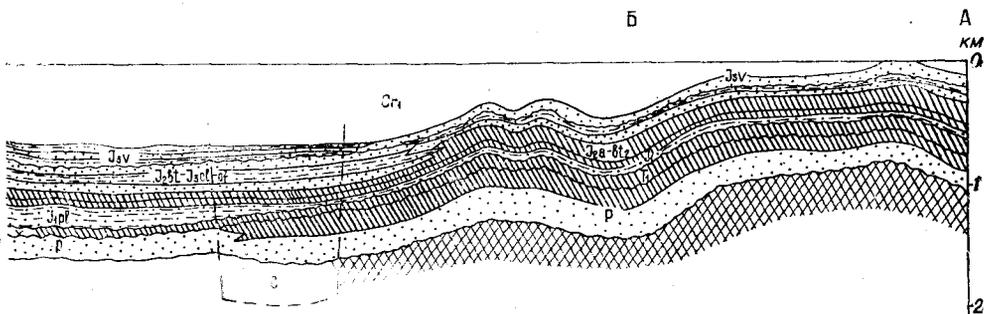


Рис. 6. Схематический профиль по приплатформенному крылу северной части Предверхоанского прогиба (линия АБВГД на рис. 4). Усл. обозн. см. рис. 5.



части Предверхоанского прогиба (линия ЕЖЗИКЛ на рис. 4).  
 алевроитовые толщи; 4 — верхнекембрийские — нижнепалеозойские отложения.

ного крыла, поскольку предполагается продолжение сюда Кютюнгинского грабена (Кутейников, Истратов, 1963). Движения по Западно-Верхоанскому глубинному разлому, по крайней мере в верхнем палеозое, носили циклический характер — этапы усиления дифференцированных движений блоков по разлому чередовались с периодами их стабилизации и выравнивания тектонического рельефа. Так, в междуречье Джарджан — Ага-Кукан мощность былыкатовской и ньолонской свит в западной зоне 160—185 м, а в восточной — 1200—1400 м; мощность юпенчинской свиты соответственно 750—810 — 1000—1500 м, а сиздэрской — 450—1230 м. В залегающих выше нижнепермских отложениях дифференциация разрезов по вещественному составу и мощностям практически отсутствует (Дорофеев, 1969). Следует также заметить, что именно с этим разломом связаны излияния основных лав в нижнетриасовое время, тела которых наблюдаются в зоне сочленения прогиба и антиклинория.



В поперечном сечении Предверхоанский прогиб имеет ступенчатое строение. Внешнее крыло прогиба слабо наклонено на восток и ограничено резким флексуобразным уступом, по-видимому, связанным с древней зоной глубинных разломов (Мокшанцев и др., 1964). Внутреннее крыло прогиба, в пределах которого развиты каменноугольные отложения и резко увеличивается мощность пермских и мезозойских отложений, с востока ограничено краевым швом (Западно-Верхоанский разлом), по ко-

тому в современном структурном плане сочленяются прогиб и антиклинорий. Так, по данным гравиметрической съемки, в бассейнах рек Улахан-Тирехтях, Натара, Огонер-Юряге на расстоянии примерно в 50 км с запада на восток происходит снижение значений силы тяжести на 60—70 мгл, обусловленное в первую очередь увеличением мощностей осадочного чехла. Анализ мощностей меловых и юрских отложений, вскрывающихся по рекам Соболах-Маян и Менгкере, показывает, что мощности юрских и меловых отложений в осевой части прогиба и в «краевой моноклинали» достаточно близки; в первую очередь, это характерно для юрских отложений (мощности средней и верхней юры на восточном крыле Соболах-Маянской антиклинальной структуры 1020 м, мощность этих же отложений в «краевой моноклинали» по р. Соболах-Маян 1050—1150 м). Следовательно, наращивание мощностей терригенных отложений в пределах осевой зоны прогиба происходит, по-видимому, за счет верхнепалеозойских, триасовых и меловых отложений.

В северной части региональный флексурный перегиб, расположенный в осевой части прогиба и связанный с глубинным разломом, по данным И. С. Грошина и Ф. Ш. Хасанова, проявляется в ряде мест на поверхности по рекам Эбитизм, Бэрис, Тикээн, Симчирээн и др., где в однообразной толще нижнемеловых угленосных пород наблюдаются многочисленные разрывные нарушения. Наличие глубинного разлома в центральной части прогиба, контролирующего распределение мощностей и фаций верхнепалеозойских и мезозойских отложений, фиксируется в южной части рассматриваемой территории, по данным съемки ВАГТа. Это подтверждается и геофизическими материалами. В этом районе на долготе 125° происходит изменение характера магнитного поля — западнее аномалии имеют в основном платформенное, северо-западное простирание, а восточнее этой долготы направленность их почти субмеридиональная. По данным проведенной здесь же в 1956 г. гравиметрической съемки под руководством М. Г. Чурзина, гравиметрический минимум располагается в восточнее долготы 125°. Примерно по этой же линии Г. И. Штех, проводивший в 1964 г. маршрутные исследования по р. Соболах-Маян, по данным гравиметрических наблюдений, показывает скачкообразное увеличение глубины залегания поверхности фундамента.

Отмеченная выше асимметричность строения прогиба обуславливает выделение внешнего (приплатформенного) и внутреннего (пригеосинклинального) крыльев (Пушаровский, 1955, 1960). Приплатформенное крыло, занимающее по площади большую часть прогиба, имеет значительно меньше, по сравнению с пригеосинклинальным, мощности верхнего палеозоя и мезозоя и пологое моноклинальное падение пород к осевой части прогиба. Приплатформенное крыло прогиба осложнено складками и разрывными нарушениями, пространственное расположение которых часто находится в связи со структурным планом доверхнепалеозойского основания прогиба. Структуры приплатформенного крыла чаще изометричной (брахиантиклинальной) формы, иногда с гребневидным поперечным профилем. Размеры складок до 40—50 км по длинной оси, при амплитудах от первых десятков до 300 м. Ориентировка складок параллельна оси прогиба; ближе к осевой части прогиба складки иногда расположены под углом к общему простиранию прогиба. Углы падения на крыльях от 2—4° до 10°, реже 16°.

Узкое пригеосинклинальное крыло ограничено с запада и востока разрывными нарушениями, носящими глубинный характер. В его пределах резко возрастает мощность верхнепалеозойских — мезозойских отложений (по данным среднемасштабной съемки ВАГТа, в междуречье Менгкере — Сайата мощность мезозойских отложений свыше 6 км). Осложнено оно, в основном, линейными складками верхоянского простирания с крутыми углами (до 80°) наклона крыльев, с амплитудой до 1000 и более метров.

В северной части Предверхоанского прогиба выделяются Собопольская, Джарджанская и Булунская впадины (Мокшанцев и др., 1964), разделенные относительно приподнятыми поперечными поднятиями, которые образованы выступами мезозойского основания прогиба и сопряженными с ними положительными структурами на восточной окраине Сибирской платформы. В пределах этих поперечных поднятий мощности мезозоя, по сравнению с прилегающими впадинами, сокращены, главным образом за счет нижнемеловых отложений. Ниже отдельно рассмотрены основные положительные и отрицательные структуры прогиба.

### ВЫСТУПЫ ОСНОВАНИЯ ПРОГИБА

От центральной части прогиба его северная часть, как уже отмечалось, отделяется поперечным поднятием, образованным сопряженными Мунским структурным носом и Юндюлюнским выступом.

**Юндюлюнский выступ** состоит из крупной Тирехтяхской антиклинали, моноклинальное восточное крыло которой надвинуто на сводовую часть. Западное крыло этой структуры (30—40×130 км) осложнено узкими кулисообразно расположенными гребневидными антиклиналями верхоянского простиранья, разделенными широкими спокойными синклиналями. Антиклинали сложены среднетриасовыми — среднеюрскими отложениями; иногда в ядрах складок выходят верхнепермские образования. Западное крыло Тирехтяхской антиклинали граничит по линии надвига (?) с Алысардахской синклиналью.

**Куранахский выступ** расположен в междуречье Согуру-Чомполой-Барысах и представлен крупной Куранахской антиклиналью (Снятков, 1958). Это крупная сжатая остроугольная антиклинальная складка с подвернутым западным крылом; ядро ее сложено среднеюрскими отложениями. Подвернутое западное крыло (углы падения на восток 58—85°) наблюдается в верховьях рек Согуру-Чомполой, Аччыгый-Чомполой и севернее, в бассейне р. Унгуохтах. При движении на юг, куда полого погружается шарнир складки, структура становится нормальной, слегка асимметричной (на западном крыле углы падения 40°, на восточном 35°). Протяженность складки более 50 км при ширине по юрским отложениям 2,5—3 км. На север от верховьев р. Аччыгый-Чомполой восточное крыло Куранахской антиклинали срезается «Орулганским надвигом», по которому юрские отложения приведены в тектонический контакт с пермскими. Северная периклиналь Куранахской складки срезана в долине р. Барысах «Барысахским надвигом», на продолжении которого глубоко в Булунскую впадину вдается Барысахская антиклиналь.

Куранахский выступ на западе сопряжен с Куранахским поперечным поднятием (Барысахский свод, по Л. М. Натапову), который четко фиксируется по выходам пологозалегающих пород бахской свиты нижнего мела среди отложений джарджанской и менгкереенской свит, распространенных как к северу, так и к югу от поднятия. Здесь наблюдается также сокращение мощностей отдельных толщ нижнего мела к осевой части поднятия. Геологами ВАГТа методами дешифрирования и морфометрии выявлено несколько положительных структур (Барысах-Унгуохтахская, Вторая Сиктяхская, Сэликская и др.), осложняющих Куранахское поднятие.

**Туорасисский (Хараулахский) выступ**, как выступ основания пригеосинклинального крыла прогиба, впервые был выделен Ю. М. Пущаровским (1955, 1969). В отличие от Юндюлюнского и Куранахского выступов, сопряженных с положительными структурами восточной окраины Сибирской платформы, Туорасисский выступ является частью доверхнепалеозойского Оленекского (Солоолийского, по И. П. Атласову) поднятия, протягивавшегося на восток, по крайней мере, до границы прогиба со складчатой зоной в современном структурном плане. Хараулахский (Туорасисский) выступ, расположенный в приустьевой части р. Лены, сложен

рифейскими, вендскими, кембрийскими и перекрывающими их без углового несогласия верхнепалеозойско-мезозойскими отложениями, которые собраны в крупные асимметричные, кулисообразно расположенные антиклинальные и синклинальные складки. Наиболее крупная из них — Чекуровская антиклиналь, ядро которой сложено карбонатными породами верхнего докембрия и нижнего палеозоя и которая протягивается на расстояние 75 км от р. Кюсюр на юге до бассейна р. Кенгдей, где северная периклиналь ее срезается Кенгдейским наложенным грабеном. В средней части, на широте мыса Чекуровского, простирание складки с северо-северо-западного на юге меняется на субмеридиональное. Наибольшая ширина ее по выходам карбонатных пород нижнего палеозоя 12 км. В поперечном сечении это асимметричная коробчатая складка с более крупным западным крылом. На южном окончании Чекуровского мыса (западное крыло) кембрийские породы залегают вертикально, а пермские и триасовые отложения опрокинуты на запад — слои падают на северо-восток под углами 80—85°; западное крыло здесь разбито серией ступенчатых взбросов, сместители которых имеют падение на запад (60—65°). На северной оконечности мыса Чекуровского кембрийские, пермские и триасовые отложения погружаются на северо-запад под углами 60—45°. В отложениях юрского возраста падение выполаживается до 30—25° по р. Буотар. На восточном крыле углы падения не превышают 45°. Кулисообразно расположенная к ней Булкурская антиклиналь имеет северо-северо-западное простирание. Ядро складки сложено породами венда и кембрия. В поперечном сечении складка также асимметрична — по р. Булкур на западном крыле северной периклинали складки на контакте кембрийских и пермских отложений слои залегают почти вертикально; при движении на запад слои выполаживаются — падение не более 40°. На восточном крыле складки по р. Булкур падение не превышает 30°. Размеры складки по подошве терригенных отложений 50×8 — 6 км. Расположенные в центральной части выступа Тасаринская и Чубукулахская синклинали (Снятков, 1958) сопряжены соответственно с Булкурской и Чекуровской антиклиналями.

Анализ мощностей показывает, что в течение пермского, триасового и юрского периодов это поднятие существовало как конседиментационная структура, на которой накапливались осадки значительно меньшей мощности. В верхнем палеозое и нижнем мезозое она разделяла области Предверхоаянского и Лено-Анабарского прогибов. Северная граница поднятия фиксируется по увеличению мощности разреза, в основном за счет триасовых, юрских и меловых отложений, в северо-восточном направлении от Келимьярской и Дьяпальской антиклиналей (Абельский, Дмитриева, 1968). По увеличению мощностей пермских, триасовых и юрских отложений в восточном и юго-восточном направлении фиксируются восточная и юго-восточная границы этого поднятия. Сопоставление мощностей пермских, триасовых и юрских отложений на западных крыльях Чекуровской и Булкурской антиклиналей с более восточными разрезами (пермь — западные крылья 450—400 м — разрез по правому берегу р. Лены ниже о. Тит-Ары более 1500 м; триас — западные крылья около 400 м — разрез по р. Чубукулах приблизительно 1000 м; нижняя юра — западные крылья 210 м, восточное крыло Чекуровской антиклинали — р. Укта 200—250 м) указывает на постоянную стабилизацию дифференцированных движений в начале юрского периода в данном районе; отмеченное явление в общем характерно для всего рассматриваемого региона.

#### ВПАДИНЫ

Собопольская нижнемеловая впадина (самая крупная в пределах северной части Предверхоаянского прогиба) расположена севернее Юндюлогского выступа. Восточная ее граница совпадает с границей прогиба, запад-

ная весьма условна и различными авторами проводится по-разному. Амплитуда прогибания в Собопольской впадине по подошве нижнемеловых отложений, по данным среднемасштабной съемки ВАГТа, превышает 4 км (см. рис. 4, 5). В пределах Собопольской впадины в настоящее время, в основном работами геологов ВАГТа, выявлено несколько антиклинальных структур. Наиболее крупная по размерам и амплитуде — Соболах-Маянская антиклиналь, в присводовой части которой по разрывному нарушению на дневную поверхность выведены средне-верхнеюрские отложения. Крылья структуры сложены нижнемеловыми образованиями. Наличие ее по р. Соболах-Маян впервые было отмечено В. А. Рущковым в 1953 г., а полностью она оконтурена геологами ВАГТа. Данную структуру, с протяженностью 130—150 км при размахе крыльев до 15 км, целесообразно называть валом, что и будем делать в дальнейшем. Соболах-Маянский вал представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении структуру, ось которой погружается на юг и на север. Амплитуда его уменьшается от 5500 м по р. Соболах-Маян до 250—300 м к северу по р. Менгкере и до 1000—1200 м к югу по р. Бегиджан (Колпаков, 1966). В поперечном сечении структура имеет асимметричное строение — западное крыло более крутое (до 70°), чем восточное (30—50°). По данным В. В. Колпакова, по р. Соболах-Маян вал осложнен крутопадающим надвигом, который связан, видимо, с глубинным разломом (рис. 7). На наличие здесь глубинного разлома, разделяющего внутреннюю и внешнюю зоны прогиба, указывает характер магнитного поля — к западу от структуры аномалии имеют северо-западное простирание, а восточнее направленность аномалии субмеридиональная. Южная часть Соболах-Маянской структуры выражена в гравитационном поле — валу соответствует положительная гравитационная аномалия; последняя смещена относительно предполагаемой оси складки на 2—5 км к востоку, что, вероятно, свидетельствует о смещении центральной части поднятия с глубиной. Данный вал по строению и положению в современной структуре прогиба идентичен Томпорокской антиклинали (валу) Томпонской впадины южного крыла Предверхоанского прогиба (Мокшанцев и др., 1964).

Вдоль западного борта Собопольской впадины развиты небольшие по амплитуде (не более 200 м) локальные брахиантиклинали: Мохсоголохская, Оймяконская, Саха-Юрегинская, Менгкереченская, Алакитская; Улахан-Тирехтяхская. Наиболее крупные — Улахан-Тирехтяхская и Оймяконская. Улахан-Тирехтяхская брахиантиклиналь, выделенная по выходам пород огонер-юряхской свиты среди отложений лукумайской свиты, расположена в междуречье Улахан-Тирехтях—Натара; в долине р. Улахан-Тирехтях обнажаются западное и восточное крылья (углы падения 1°). На южной периклинали структуры в долине р. Натара слои погружаются на северо-запад и юго-восток под углами 16°. Размеры складки по нижнемеловым отложениям 35×15 км, амплитуда 120 м. Судя по простиранию магнитных и гравитационных аномалий, Улахан-Тирехтяхская брахиантиклиналь имеет субмеридиональное простирание. По р. Менгкере геологами ВАГТа комплексным методом дешифрирования и морфометрического анализа выявлена и подтверждена в поле Оймяконская брахиантиклиналь, в ядре которой обнажаются низы бахской свиты. Углы падения на крыльях складки 4—6°. Амплитуда 80 м. По данным аэромагнитометрии, складке соответствует положительная магнитная аномалия. В северо-восточной части Собопольской впадины, в бассейнах рек Улахан-Тирехтях и Натара расположена крупная Натарская брахиантиклиналь, установленная Г. М. Покровским по выходам огонер-юряхской свиты в поле развития пород лукумайской свиты, ее размеры 40—35×15 км. Углы падения на крыльях 1—2°, амплитуда 80 м.

Вдоль восточного борта впадины, в зоне ее сочленения с Верхоянским антиклинорием, развиты узкие линейные складки верхоянского простирания с углами падения на крыльях до 80°. Наиболее крупная из них —

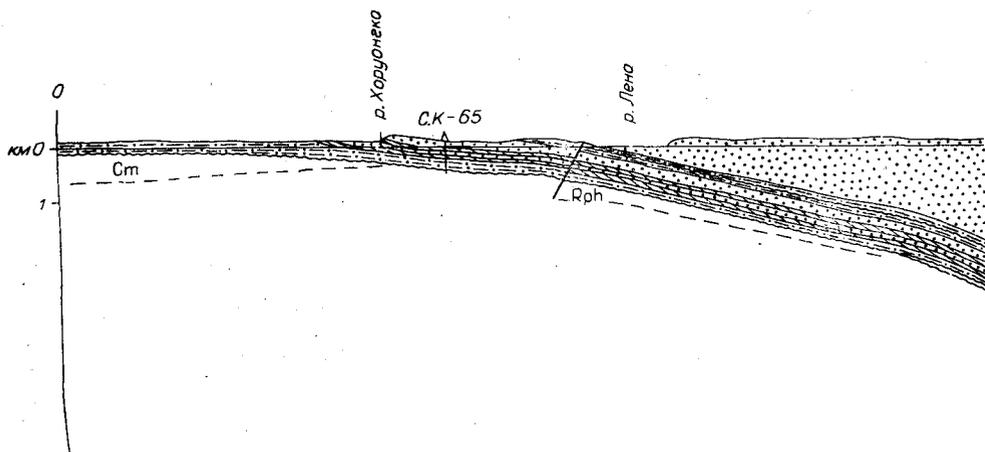
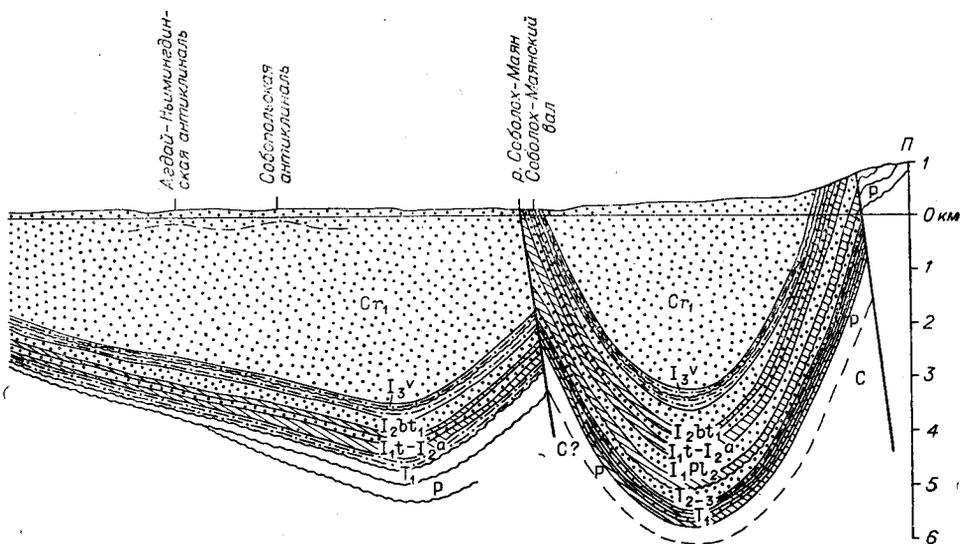


Рис. 7. Схематический профиль по линии 0—П

Нижне-Сетегейская антиклиналь (по Г. В. Труфанову), протягивающаяся от р. Ньолоон до р. Джарджан, в ядре которой выходят нижнеюрские отложения, а крылья сложены средне-верхнеюрскими породами. Ширина складки 5—6 км.

Севернее Собопольской расположена Джарджанская нижнемеловая впадина, размеры которой в субмеридиональном направлении, видимо, предопределены протягивающимся до складчатой зоны Кютюнгинским грабеном. Максимальная амплитуда прогибания по подошве меловых отложений значительно меньше, чем в Собопольской впадине, и составляет 2500—3000 м. В поперечном сечении у впадины также асимметричное строение — западное крыло погружается под углом 2—3°, а восточное — под углом 10—15° (Виноградов, 1965). В настоящее время в пределах впадины в бассейнах рек Джарджан и Юэль-Сиктях известны несколько брахиантиклинальных структур, установленных геологами ВАГТа: Юэль-Сиктяхская, Дьэлбиргэлэхская, Шапкинская. В ядрах всех этих структур выходят породы джарджанской свиты. Углы падения на крыльях не более 5—7°. Амплитуды не превышают 120 м.

Восточное крыло Джарджанской впадины в зоне сочленения прогиба с антиклинорием осложнено блоковой структурой, которая часто включается в состав Джарджанского или Куранахского выступа, разделяющего Джарджанскую и Булунскую впадины. Как показывает анализ данных среднемасштабной съемки НИИГА, этот ограниченный с запада и востока крупнопадающими разрывными нарушениями тектонический блок, в пределах которого выходят на поверхность каменноугольные и нижнепермские отложения, правильное выделять как самостоятельную структуру. По данным В. К. Дорофеева, в пределах этой структуры характерно заметное усложнение складчатых форм, с запада на восток — на западе простые, сравнительно пологие складки (углы падения на крыльях 20—60°), а на востоке, вблизи ограничивающего в востока надвига, крутые, иногда резко асимметричные складки с углами падения на крыльях 60—80°. Ранее (Наумов, 1962) этот тектонический блок считался надвинутой частью западного крыла Верхоянского мегантиклинория. В последнее время самим же А. Н. Наумовым и В. К. Дорофеевым установлено, что Джарджанский блок, в пределах которого каменноугольные и нижнепермские отложения по гранулометрическому составу и мощностям сильно отличаются от таковых же на западном крыле мегантиклинория, имеет



(см. рис. 4). Усл. обозн. см. рис. 5.

не шарьяжную природу, а представляет собой поднятый по крутопадающим разрывным нарушениям блок, который можно рассматривать как выступ верхнепалеозойского основания прогиба. В современном структурном плане с востока Джарджанский выступ ограничен крупным разрывным нарушением, известным в геологической литературе как «Орулганский надвиг» (Наумов, 1962). Следует отметить, что по характеру движений и по залеганию сместителя (падение на восток не менее  $60^\circ$ ) данное разрывное нарушение не соответствует типично надвиговому. Оно протягивается в северо-северо-западном направлении от р. Джарджан до р. Унгуохтах, далее его простирание меняется на северо-северо-восточное; этот отрезок до р. Бесюке известен как «Ыарысахский надвиг» (Снятков, (1958). В долине р. Джарджан отложения нижнего карбона западного крыла мегантиклинория приведены в соприкосновение с юрскими и нижнемеловыми породами прогиба — амплитуда вертикального перемещения не менее 7 км. Отложения среднего карбона и нижней перми Джарджанского выступа на востоке контактируют с девонскими — нижнекаменноугольными отложениями; здесь амплитуда относительного перемещения 3—4 км. Севернее р. Атыркан породы нижней перми западного крыла мегантиклинория надвинуты на нижнемеловые отложения Джарджанской впадины. Далее на север амплитуда перемещений уменьшается, и в бассейне р. Бесюке разрывное нарушение затухает.

Севернее Куранахского поперечного поднятия расположена Булунская нижнемеловая впадина, амплитуда прогибания которой по подошве меловых отложений не превышает 2500 м. Вдоль ее западного борта геологами ВАГТа выделены локальные брахиантиклинали: Бесюкинская, Говоровская, Анна-Арытинская, Элиэтибизмская. Наиболее крупная из них — Говоровская брахиантиклиналь. Она слегка вытянута в северо-восточном направлении; в ядре ее по р. Крестях обнажаются песчаники нерасчлененных кигиляхской и кюсюрской свит. На юго-восточном крыле падение слоев 2— $3^\circ$ . Размеры ее по контуру угленосных отложений кигиляхской — кюсюрской свит 17—18×11—12 км. Амплитуда 200 м. Северо-восточнее, в коленообразном изгибе р. Лены, в устье р. Бесюке по выходам угленосных отложений кигиляхской — кюсюрской свит среди пород надкигиляхской свиты устанавливается Бесюкинская антиклиналь. Базальные горизонты юрских отложений в этих структурах располагаются приблизительно на глубине 1000 м. В верховьях р. Эли-

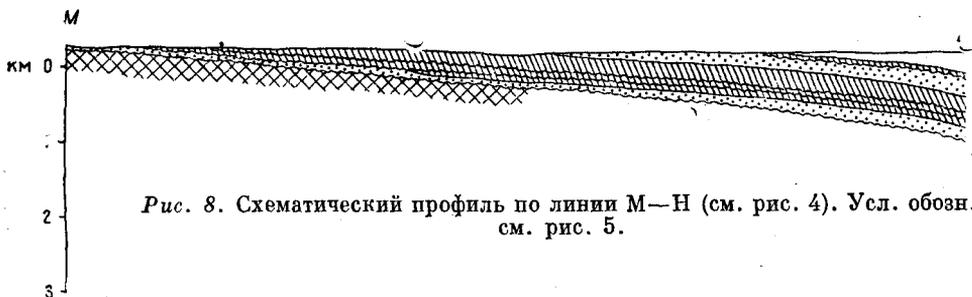
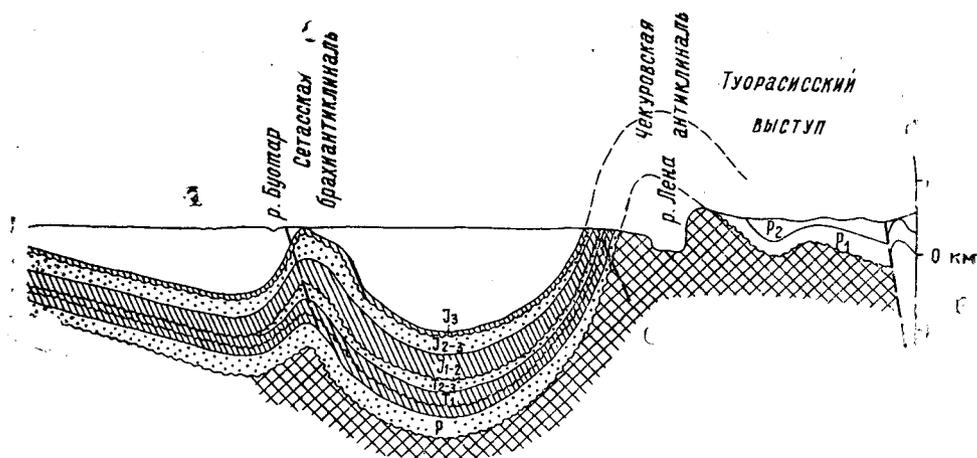


Рис. 8. Схематический профиль по линии М—Н (см. рис. 4). Усл. обозн. см. рис. 5.

этибиз расположена Элиэтибизмская брахиантиклиналь северо-западного простирания, размеры которой по выходам кигиляхской — кюсюрской свит  $6-7 \times 2-3$  км. На восточном и юго-западном крыльях углы падения  $1^\circ$ , на северо-восточном они увеличиваются до  $3-5^\circ$ .

В центральной части Булунской впадины развиты сильно вытянутые частогребневидные антиклинальные складки. Крайнее юго-западное положение занимает Нижне-Бесюкинская (Виноградов, 1965; Хасанов, 1967) антиклиналь, расположенная в междуречье Бесюке—Бекчерен, углы падения на крыльях которой составляют: на западном до  $25^\circ$ , а на восточном —  $15^\circ$ . Амплитуда складки около 1000 м. Центральное положение занимает Ыарысахская антиклиналь длиной 75 м, шириной от 2 на севере до 8 км на юге, расположенная на продолжении Ыарысахского надвига и протягивающаяся в субмеридиональном направлении. Западное крыло антиклинали более крутое ( $25-50^\circ$ ), чем восточное ( $15-20^\circ$ ). Западнее Ыарысахской антиклинали расположены протягивающиеся в субмеридиональном направлении, кулисообразно расположенные антиклинали: Хоту-Бекчеренская, Право-Бесюкинская, Терпейская с амплитудами до 1000 м с углами падения на крыльях  $20-30^\circ$ . В этом же районе наблюдается серия субмеридиональных разломов надвигового характера. Все синклинали здесь относятся к типу широких коробчатых складок с пологими днищами, переходящими в крутые крылья. Наиболее крупная из них — Тиканская синклиналь (Снятков, 1958), расположенная в восточной части впадины и протягивающаяся от р. Унгуохтах на север до низовьев р. Тикан. В южной части в мульде складки развиты отложения огонерюряхской свиты; севернее р. Бесюке, где структура сильно расширяется, в мульде появляются отложения лукумайской свиты.

В северной части Булунской впадины расположены две брахиантиклинали — Кюсюрская и Сетасская. Размеры Кюсюрской складки, ядро которой сложено породами одноименной свиты, по подошве надбулунской свиты  $30 \times 7-8$  км. Северо-западное крыло структуры несколько круче ( $18-20^\circ$ ) юго-восточного ( $12-16^\circ$ ). Сетасская структура протягивается в субмеридиональном направлении от р. Эйжит до р. Атыркан; размеры ее по контуру выходов надкигиляхской свиты  $41 \times 5-8$  км. Складка расширяется с юга на север, в этом же направлении возрастает амплитуда складки — в долине р. Буотар вскрываются верхнеюрские отложения. Структура также слегка асимметрична — более круто падают слои на западном крыле (углы падения  $40-60^\circ$ ). К востоку от Сетасской антиклинали расположена Булунская синклиналь, отделяющая структуры прогиба от структур Туорасисского выступа. От р. Атыркан до широты южного окончания Чекуровского мыса складка фиксируется по выходам отложений надкюсюрской свиты, здесь подошва мела расположена на глубинах 600—900 м; южнее структура резко погружается в сторону центральной части Булунской впадины — мульда складки выполнена отложениями от булунской до лукумайской свит. Складка также асимметрична — на западном крыле угла падения  $16-18^\circ$ , на восточном слои погружаются под углами  $30-60^\circ$ .



Вдоль восточного борта Булунской впадины, в сочленении прогиба с мегантиклинорием, в междуречье Бесюке—Тикан—Берис расположена узкая (ширина до 5,5 км) зона мелких интенсивно дислоцированных складок, сложенных триасовыми и юрскими отложениями. С востока эта зона ограничена разрывными нарушениями типа надвигов, по которым пермские отложения западного крыла мегантиклинория приведены в тектонический контакт с мезозойскими образованиями прогиба. Западная граница этой зоны носит характер «краевой моноклинали», где юрские и валанжинские отложения резко (углы падения до 80°) погружаются под угленосные образования нижнего мела.

Между Оленекским поднятием и Хараулахским выступом на широте р. Кэрэтин-Агата расположено Кэрэтинское или Атырканское поперечное поднятие, по которому в современном структурном плане происходит сочленение Предверхоанского и Лено-Анабарского прогибов. Атырканское поднятие фиксируется по выходам угленосных пород кюсюрской свиты среди более молодых угленосных отложений в осевой части прогиба. Здесь подошва меловых отложений располагается на глубинах 500—600 м. На Атырканском поперечном поднятии расположены Дьапальская и продолжающаяся на приплатформенном крыле Келимярская брахиантиклинали, которые И. С. Грошиным и Ф. Ш. Хасановым вместе с Сетасской и Кюсюрской антиклиналями объединены в Сетасскую зону складок — составную часть крупного Кюсюрско-Куогастахского вала, протягивающегося в северо-западном направлении с пригеосинклинального крыла Предверхоанского прогиба на приплатформенное крыло Лено-Анабарского прогиба. Дьапальская брахиантиклиналь, углы падения на крыльях которой составляют 6—8°, сейсмическими исследованиями (Абельский, Дмитриева, 1968) подтверждена на глубину до 2 км. При этом отмечено несовпадение структурных планов — в кембрийских отложениях длинная ось складки ориентирована в субширотном направлении. По подошве кюсюрской свиты размеры складки 13,5×3,5 км. Келимярская антиклиналь, по данным тех же авторов, — вытянутая в северо-западном направлении складка, имеющая по замкнутой изогипсе минус 750 м размеры 3×14 км при амплитуде по кровле кембрия 150—200 м. В ней отмечено совпадение структурных планов по юрским, триасовым, пермским и кембрийским отложениям.

Из вышеизложенного следует, что северная часть Предверхоанского прогиба — это тектонически сложная зона, в пределах которой к настоящему времени с различной степенью достоверности выявлено около 30 локальных антиклинальных структур. Устанавливается различный характер пликативных дислокаций в Собопольской и Джарджанской впадинах, с одной стороны, и в Булунской — с другой. В первых двух линейные

антиклинальные структуры верхоянского простирания развиты только в зоне сочленения прогиба со складчатой областью. В самих впадинах отмечаются локальные брахиантиклинали, размеры которых уменьшаются в сторону платформы, а амплитуды не превышают, как правило, первые сотни метров. В Булунской впадине, в осевой ее зоне, складчатость промежуточного характера (линейность, кулисообразное расположение, гребневидный профиль антиклиналей и коробчатый — синклиналей, крутые углы падений) с амплитудами до 1000 м и более. Брахиформные структуры здесь развиты только на приплатформенном крыле прогиба.

Формирование ряда локальных структур осадочного верхнепалеозойского—мезозойского чехла, вероятно, связано с разломами кристаллического фундамента и платформенного основания. Значительная часть этих структур, в первую очередь приплатформенного крыла, может оказаться конседиментационными, т. е. возникшими над выступами фундамента в результате дифференцированного их погружения. В частности, на это указывают: дискордантный характер локальных структур в районе коленообразного изгиба р. Лены (Говоровская, Бесюкинская и др.); секущий характер Кюсюрско-Куогастахского вала по отношению к общему простиранию региона. Перспективность подобных складок в формировании в них массивных и пластовых залежей нефти и газа определяется длительностью и скоростью конседиментационного роста складок. В этом плане выделяются структуры, осложняющие западные борта нижнемеловых впадин, где режим дифференцированного погружения блоков фундамента был наиболее длительным. На приплатформенном крыле прогиба также предполагается развитие перспективных зон выклинивания и триасовых отложений.

Наличие четко выраженных ловушек структурного, литологического и стратиграфического типов в данном регионе создает благоприятные тектонические предпосылки для поисков нефти и газа, хотя неоднородное строение прогиба, различия в генезисе структур и пространственном их расположении обуславливают различную степень перспективности.

В этой связи целесообразно выделение в прогибе трех продольных зон: внутренней — пригеосинклинального крыла, осевой и внешней — приплатформенного; две последние разделены условно изогипсой — 2,0 км по подошве нижнего мела в Джарджанской и Булунской впадинах и изогипсе — 1,0 км в Булунской (см. рис. 4).

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФТИ И ГАЗА В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ — МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ \*

### НАКОПЛЕНИЕ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Масштабы процессов нефтегазообразования, состав генерируемых углеводородов, как отмечают В. А. Успенский (1963, 1970), Н. Б. Васюкович (1967, 1969), А. Э. Конторович (1970), А. Э. Конторович и др. (1967, 1968), С. Г. Неручев (1969) и др., в значительной степени контролируются составом и количеством исходного рассеянного органического вещества (РОВ), условиями его захоронения. Для объективной оценки перспектив нефтегазоносности в региональном плане немаловажно знать условия накопления, фоссилизации и дальнейшего преобразования РОВ.

Палеогеографические реконструкции производились как по литологическим и палеонтологическим показателям, так и по геохимическим данным. В частности, морские отложения от пресноводных отличались по отношению  $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$  (Страхов, Залманзон, 1955), а также по балансу аутигенно-минералогических форм серы и железа. При определении геохимических обстановок на анаэробной стадии диагенеза использовалась классификация Л. А. Гуляевой (1955, 1956). По балансу аутигенно-минералогических форм серы и железа выделялись геохимические фации (Конторович и др., 1967). Определение затрат  $C_{\text{орг}}$  на анаэробной стадии диагенеза на редукцию окисных форм серы и железа проводилось по методике, общепринятой (Страхов, Залманзон, 1955) и отличающейся от нее (Сафронов, 1969). Суть последней состоит в следующем. Определялась (по И. А. Юркевичу, 1958) восстановительная емкость (ВЕ), дающая представление о суммарном эффекте окислительно-восстановительных процессов, протекающих в диагенезе. Известны соотношения между восстановленными формами железа, серы и органическим углеродом: на каждую весовую единицу  $Fe^{+++}$  для превращения ее в  $FeCO_3$  требуется 0,054 весовой единицы  $C_{\text{орг}}$ , а для превращения  $Fe^{+++}$  и  $SO_3$  в  $FeS_2$  нужна затрата 0,805 весовой единицы  $C_{\text{орг}}$  на весовую единицу пиритного железа (Успенский, 1963, 1970), на окисление 100 мг пирита до конечных продуктов ( $Fe_2O_3$ ,  $SO_3$ ) — около 100 мг кислорода, 100 мг сидерита — около 7 мг кислорода (Юркевич, 1958). Следовательно, зная содержание в породе пирита и сидерита (как и Н. М. Страхов, принимаем, что все закисное растворимое в слабой соляной кислоте железо находится в виде  $FeCO_3$ ), можно путем несложных пересчетов определить  $C_{Fe+S}$ .

Для оценки количества  $C_{\text{орг}}$ , израсходованного на образование газообразных продуктов в зоне катагенеза, мы пользовались формулой, предложенной А. Э. Конторовичем:

$$C_{\text{кат}} = \frac{1-x}{x} \cdot M, \text{ где } M = \frac{C_{\text{орг.сст}}}{C^r},$$

а величина  $x$  для сапропелево-гумусового ОВ определяется расчетным путем (Конторович, Рогозина, 1967).

\* В главе рассматриваются некоторые геологические и геохимические предпосылки генерации углеводородов, образования нефти и газа.

Значения потерь  $C_{\text{нат}}$  и  $C_{\text{Fe+S}}$  суммировались с остаточным (аналитическим)  $C_{\text{орг}}$  для получения представления о количествах рассеянного  $C_{\text{орг}}$  на момент вступления осадка в анаэробную стадию диагенеза.

**Каменноугольная эпоха.** В начале визейского века в связи с заложением Верхоянской миогеосинклинальной зоны происходит существенная перестройка турнейского эпиконтинентального морского бассейна. Пестрота вещественного состава визейских отложений (Булгакова, 1970) свидетельствует об активизации тектонических движений, о сложном строении дна седиментационного бассейна, о появлении новых, часто близко расположенных источников сноса.

В дальнейшем с развитием геосинклинали северо-восточный край Сибирской платформы начинает постепенно опускаться. В погружение вовлекается, по-видимому, территория, ограниченная с запада зоной глубинных разломов, на которой в современном структурном плане проводится граница между внешним и внутренним крыльями прогиба (исключение составляет Сололийское сводовое поднятие). В течение средне-позднекаменноугольных эпох эта территория представляла собой, по-видимому, прибрежную аллювиальную равнину, периодически затапливаемую морем (фашии лагун и прибрежно-морские). Максимальная трансгрессия, вероятно, связана с юпенчинским временем. Наиболее глубоко каменноугольный бассейн проникал на запад по заложившемуся в начале рассматриваемой эпохи Кютюнгинскому грабену. На северо-востоке территории (тиксинская и тугасирская свиты) накопление ОВ происходило главным образом в прибрежно-морских и морских условиях, на что указывают как находки морской фауны, так и отношения  $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$  (0,2—0,6). Для алевролитов и аргиллитов тиксинской и тугасирской свит характерны слабовосстановительная и восстановительная обстановки на анаэробной стадии диагенеза (содержание пиритной серы в алевролитах 0,12—0,23%; в аргиллитах 0,14—0,59%)\*. Затраты  $C_{\text{орг}}$  на редукцию окислов серы и железа составили 0,20—0,61%.

Фашиальный облик каменноугольных отложений (в основном континентальных и прибрежно-морских) позволяет предполагать накопление в эту эпоху преимущественно аллохтонного гумусового материала.

**Нижнепермская эпоха.** В прогибание вовлекается значительно большая по площади краевая часть платформы. Максимальная трансгрессия связана с эчийским временем.

В течение этой эпохи на медленно прогибавшейся территории (соответствует в современном структурном плане примерно приплатформенному крылу прогиба) преобладал лагунно-континентальный режим осадконакопления. Район представлял собой, по-видимому, аккумулятивную аллювиальную равнину, изредка покрываемую водами опресненных заливов и лагун. Об этом свидетельствует преимущественно песчаный, часто грубозернистый состав нижнепермской толщи, прослеживающейся от бассейна р. Молодо до. р. Буор-Эйэжит и характерные для нее грубая косая слоистость и минерализованные обломки древесины. На это также указывают значения  $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ , равные 0,05—0,09 в разрезе Джарджанской опорной скважины. Отложения морского генезиса в разрезе этой скважины, судя по значениям  $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$  (0,1—0,2), представлены отдельными глинистыми породами.

В пределах пригеосинклинального крыла прогиба большая часть раннепермского песчано-алевролитового разреза, по-видимому, представлена также осадками лагунно-континентального происхождения. Прибрежно-морские условия осадконакопления в течение всей рассматриваемой эпохи существовали в северо-восточной части региона (Туорасиский выступ). Об этом можно судить по литологическим особенностям пород и фаунистическим остаткам, а также по отношению  $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$  (0,1—

\* Использованы образцы, любезно предоставленные В. А. Каширцевым.

0,6). На морской режим седиментации в этом районе, носящем следы опреснения, указывает, по данным И. С. Грамберга и др. (1961), относительный состав поглощенных катионов (хлористо-аммонийные вытяжки). По-видимому, аналогичный режим осадконакопления существовал и в более южных районах (эчийская, халджинская свиты).

Континентальный режим осадконакопления на приплатформенном крыле (по керновому материалу Джарджанской скважины) не способствовал развитию процессов восстановления окислов железа и сульфатной серы в осадке. Об этом свидетельствуют невысокие (0,03—0,07%) содержания пиритной серы и отсутствие ее в некоторых образцах песчаников. Для пресноводных отложений здесь характерны окислительная и субокислительная геохимические обстановки на стадии диагенеза. Восстановительная емкость пород колеблется в пределах 0,30—0,44 мг  $O_2$  (среднее 0,39); затраты  $C_{орг}$  в диагенезе 0,33—0,65%. Первоначальное содержание  $C_{орг}$  в осадке с учетом потерь на газообразование составляло 1,01—1,73%. Для осадков прибрежно-морского происхождения характерны, судя по содержанию пиритной серы 0,10—0,17%, слабовосстановительная геохимическая обстановка. Восстановительная емкость 0,60—0,45 мг  $O_2$  (среднее 0,56). Затраты  $C_{орг}$  на редукцию восстановленных форм железа 0,33—0,61%, первоначальное содержание  $C_{орг}$  в осадке 1,06—1,26%.

На пригеосинклинальном крыле, судя по содержанию пиритной серы в породах на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей (средние содержания ее в песчаниках 0,12%, в алевролитах 0,19, в аргиллитах 0,22%), для морских осадков характерны геохимические обстановки от слабовосстановительной до резковосстановительной. Для морских и прибрежно-морских осадков здесь характерны, судя по балансу аутигенно-минералогических форм серы и железа, существенно сидеритовая, пирито-сидеритовая геохимические фации.

**Верхнепермская эпоха.** С началом эпохи связана трансгрессия, вследствие которой на значительной территории низовьев р. Лены устанавливается устойчивый морской режим (Грамберг и др., 1961).

Верхнепермские отложения в районе Булкурской и Чекуровской антиклиналей представлены преимущественно мелководными морскими осадками, несущими следы опреснения в основном в верхней части разреза (Емельянцева и др., 1960; Грамберг и др., 1961). Несмотря на морские условия седиментации и более высокие концентрации РОВ, процессы пиритообразования были развиты в них слабее, чем в нижнепермских осадках: в песчано-алевролитовых 0,14% пиритной серы, а во многих прослоях фиксируются только ее следы. В глинистых осадках содержание этой серы в общем несколько выше, но не превышает 0,21%. Реакционноспособного железа во всех случаях больше 1%. На анаэробной стадии диагенеза в алевролитопесчаных осадках преобладала субокислительная обстановка, а в глинистых — слабовосстановительная.

В южной половине рассматриваемой территории, судя по верхнепермским разрезам западного крыла мегантиклинория, в пределах пригеосинклинального крыла прогиба преимущественно развиты образования прибрежно-морского и континентального происхождения, возможно, с более высокой степенью угленасыщения по сравнению с разрезами складчатой зоны. Преимущественно песчаный состав, многочисленные знаки ряби, следы размывов свидетельствуют о накоплении осадков в прибрежной зоне. Об условиях их образования можно судить по результатам проведенных исследований кернового материала с Китчанской площади (скв. Р-4), где были вскрыты верхнепермские отложения, представленные серыми, светло-серыми средне-мелкозернистыми песчаниками, переслаиваемыми с углистыми алевролитами и темно-серыми до черных аргиллитами. В нижней части разреза (интервал 2720—2847 м) переслаиваются прибрежно-морские и континентальные отложения. Слои морского генезиса (значения  $F_{пир}/C_{орг}$  0,1—0,2) представлены аргиллитами, для которых

характерна слабовосстановительная геохимическая обстановка в диагенезе (содержание пиритной серы 0,14—0,17%). Восстановительная емкость данных пород колеблется в пределах 0,64—0,17 мг  $O_2$  (среднее 0,82). Затраты  $C_{орг}$  на анаэробной стадии диагенеза 0,60—1,1%, а первоначальное содержание его 1,36—3,09%. Для континентальных отложений характерны субокислительная и окислительная геохимические обстановки. Емкость восстановительных процессов 0,13—0,53 мг  $O_2$ , потери  $C_{орг}$  на редукцию восстановленных соединений 0,16—0,78%. Первоначальное содержание в осадке 1,10—2,84%.

К концу позднепермской эпохи море постепенно покидает большую часть рассматриваемой территории. Мелководный характер седиментационного бассейна создает благоприятные условия для заболачивания. В южной части территории в это время формируется угленосная толща (аналог дулгалахской свиты).

Разнообразие фациальных осадков породило пестроту состава РОВ, захороненного в пермских осадках. В континентальных отложениях приплатформенного крыла прогиба накапливались сносившиеся с континента высшие растения (в основном кордаитовые), давшие как рассеянные, так нередко и гомогенные скопления преимущественно гумусового вещества, а в прибрежно-морских и морских отложениях — по-видимому, автохтонное сапропелевое органическое вещество и аллохтонный гумусовый материал. В РОВ пермских отложений Булкурской и Чекуровской антиклиналей (Войцеховская, Данышевская, 1969) преобладают бурые и черно-бурые бесформенные сгустки, неравномерно насыщающие цемент. В остаточном органическом веществе — больше коричневато-бурых однородных обломков, представляющих, по мнению Г. М. Парпаровой, сапропелево-гумусовую молекулярно-дисперсную смесь (сапрогумомикстинит). Отмечаются единичные, плохо просвечивающие красновато-коричневые обломки витрена, черные фюзенизированные обломки бесклеточной структуры, светло-желтые пленки. Некоторые из них по изометрической форме напоминают водоросли, другие — по отдаленным очертаниям — кутикулу.

В пермских отложениях приплатформенного крыла (керновый материал Джарджанской опорной скважины) ОВ также представлено как сапропелевыми, так и гумусовыми разностями. Наблюдающиеся в шлифах под люминесцентным микроскопом в проходящем свете сгустки шоколадно-коричневого и коричневатого-серого свечения — по-видимому, сапропелевый материал (Баранова, 1968; Дж. Грант, 1968). Черно-коричневые и черные сгустки и фрагменты гумусовой природы.

**Нижнетриасовая эпоха.** В начале индского века большая часть описываемой территории представляла собой сушу (Граumberг и др., 1961). В отдельных районах приплатформенного крыла суша сохраняется вплоть до оленекского века.

Оленекский век знаменуется широкой трансгрессией моря, наступавшего с востока на Сибирскую платформу. В эту эпоху в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна формируется существенно глинистая темноцветная толща пород с обильной фауной головоногих моллюсков в нижней части разреза.

Во время максимальной трансгрессии в спокойных гидродинамических условиях формировались тонкогоризонтальнослоистые осадки редко с косой и пологоволнистой слоистостью. Осадки формировались в среде с резко изменчивым характером солености, на что указывают значительные колебания содержания бора (Ивановская, 1967) и резкие колебания  $Fe_{пир}/C_{орг}$  от 0,1—0,3 до 0,02—0,06.

Несмотря на морской режим осадконакопления, нижнетриасовые породы в северной части данного региона бедны пиритом. Содержание пиритной серы не превышает в аргиллитах 0,18%, в алевролитах — 0,09%. В песчаниках пирит не встречается. Отношение  $Fe_{пир}/C_{орг}$  для

алевролитов и аргиллитов колеблется в пределах 0,1—0,3; для песчаников это отношение аномально низкое (0,02—0,06). Судя по содержаниям пиритной серы, для глинисто-алевролитовых осадков нижнего триаса были характерны субокислительная и слабовосстановительная геохимические обстановки.

В породах приплатформенного крыла прогиба (р. Беркекит, бассейн р. Эйэжит) в балансе аутигенно-минералогических форм серы и железа преобладает окисное (в отдельных образцах до 70%) и сидеритовое (25—90%) железо. Здесь осадки на анаэробной стадии диагенеза формировались в существенно окисной, окисно-сидеритовой и существенно сидеритовой фациях (рис. 9).

Близость строения нижнетриасового разреза пригеосинклинального крыла южной части рассматриваемого региона к таковому центральной части Предверхоаянского прогиба (пестроцветные индские отложения, аналоги мономской свиты) предполагает сходные условия седиментации, накопления и захоронения РОВ. Индские отложения (зерновыи материал Китчанской площади), представленные преимущественно лагунно-континентальными образованиями, характеризуются слабым развитием процессов пиритообразования (значения  $Fe_{\text{пир}}^{++}/C_{\text{орг}}$  0,05—0,09). Песчаники индского яруса не содержат пирита (окислительная фация), а аргиллиты и алевролиты усть-кельтерской свиты по содержанию пиритной серы (редко более 0,1%) относятся к субокислительной обстановке. Восстановительная емкость этих пород очень низкая и колеблется в пределах 0,01—0,42 мг  $O_2$  (среднее 0,20 мг). Затраты  $C_{\text{орг}}$  на анаэробной стадии диагенеза в песчаниках 0,01—0,22%, в алевролитоглинистых разностях 0,17—0,60%. Для отложений мономской свиты характерны слабовосстановительная и восста-

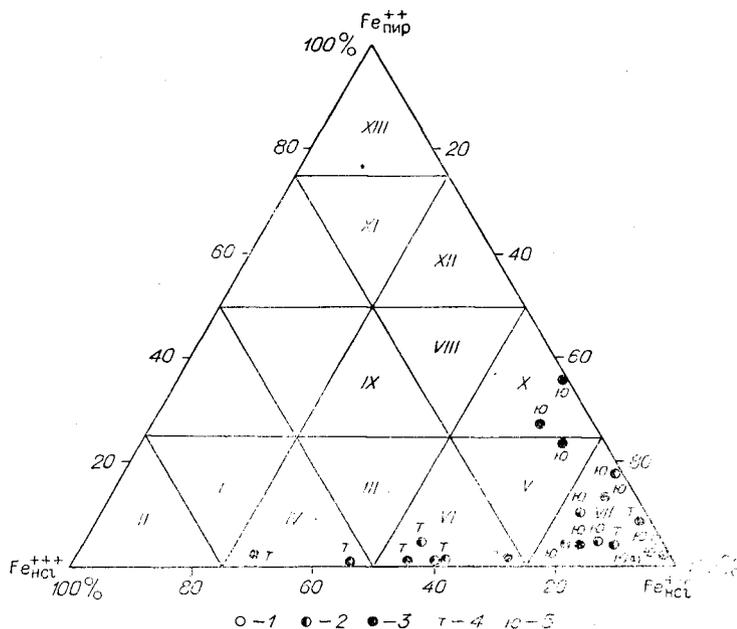


Рис. 9. Геохимические фации юрских и триасовых отложений приплатформенного крыла северной части Предверхоаянского прогиба.

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит. Образцы: 4 — триасовые; 5 — юрские. Фаии I — окисная; II — существенно окисная; III — окисно-сидеритовая или сидерито-окисная; IV — сидерито-окисная; V — сидеритовая; VI — окисно-сидеритовая; VII — существенно сидеритовая; VIII — сидерито-пиритовая или пирито-сидеритовая; IX — пирито-сидерито-окисная или окисно-сидерито-пиритовая; X — пирито-сидеритовая; XI — пиритовая; XII — сидерито-пиритовая; XIII — существенно пиритовая (классификация А. Э. Конторовича и др., 1967).

новительная обстановки на анаэробной стадии диагенеза (содержание пиритной серы достигает 0,27%). Затраты  $C_{орг}$  на редукцию восстановленных соединений 0,61—0,84%. Породы сыгинканской свиты по геохимическим показателям близки к породам усть-кельтерской свиты — окислительная, субокислительная обстановки на анаэробной стадии диагенеза. Затраты  $C_{орг}$  на редукцию окислов серы и железа 0,15—0,56%. Первоначальные содержания органического углерода (с учетом потерь при газообразовании) в осадках составляли 0,21—1,74%.

Данных о типе РОВ в нижнетриасовых отложениях северной части прогиба пока нет. Формирование же их в прибрежно-морских условиях и в условиях мелководного эпиконтинентального морского бассейна, по-видимому, обусловило накопление смешанного сапропелево-гумусового материала. В частности, в одновозрастных отложениях восточной части Вилуйской синеклизы, сформировавшихся в близких палеогеографических условиях, по данным С. С. Филатова и др., РОВ представлено гумито-сапропелитами и сапропелито-гумитами с преобладанием последних.

**Средне-верхнетриасовая эпоха.** С началом этой эпохи связана регрессия моря. Морской режим седиментации в средне-верхнетриасовое время сохранился в северной части рассматриваемого региона — на пригеосинклинальном крыле прогиба. Однако, в отличие от нижнетриасовой эпохи, на этой территории накапливаются осадки преимущественно прибрежно-морского происхождения (песчаный состав, значительная примесь гравийно-галечного материала с обилием галек и желваков фосфоритов, прослой и линзы ракушнякав, образованные скоплениями игл морских ежей, пелеципод, реже остатками аммонитов, прослой песчаников с косою слоистостью и пр.).

На остальной территории рассматриваемого региона в начале средне-триасовой эпохи устанавливается континентальный режим седиментации (преимущественно фации опресненных лагун, озер и аллювиальных речных долин). Эта обширная прибрежная равнина, располагавшаяся примерно южнее широты междуречья Унгуохтах—Джарджан, периодически, по-видимому, заливалась морем, и осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях. В частности, об этом свидетельствуют геохимические показатели пород района Китчанской площади.

Средне-верхнетриасовый разрез этой площади представлен в основном лагунными и озерно-болотными образованиями, сформировавшимися в окислительной и субокислительной геохимических обстановках (полное отсутствие пиритной серы, а также невысокое содержание ее — не более 0,1%). Затраты  $C_{орг}$  на редукцию соединений железа на анаэробной стадии диагенеза не превышали 0,32%. Судя по значениям  $Fe_{пир}/C_{орг}$  (0,1—0,2), отдельные прослой глинистых и песчаных пород (интервал 1204—1243 м; 1672—1879 м — скв. Р-2) представлены прибрежно-морскими фациями, для которых характерна слабовосстановительная геохимическая обстановка (содержание пиритной серы 0,05—0,15%). Затраты  $C_{орг}$  на анаэробной стадии диагенеза 0,11—0,65%.

**Нижнеюрская эпоха.** К началу юрского периода территория современной северной части Предверхоанского прогиба представляла собой континентальную равнину, на большей части которой, по-видимому, аккумуляции осадков не происходило.

В раннелейасовое время восточная окраина Сибирской платформы начинает постепенно погружаться. На территории современной внутренней зоны прогиба устанавливается морской режим седиментации. Здесь накапливаются песчаные и песчано-алевролитовые осадки с примесью галечного материала. Значительное количество гальки в основании раннелейасовых, а также среднелейасовых (на приплатформенном крыле) отложений говорит о достаточно сильной расчлененности территории прогиба в ранне-среднелейасовую эпоху. В среднем лейасе вследствие крупной трансгрессии вся территория прогиба оказывается ниже уровня моря. Преимущест-

венно песчано-алевролитовый состав осадков на приплатформенном крыле прогиба, наличие мелкой косо́й слоистости, линзовидный характер прослоев, битые створки ракушки свидетельствуют о накоплении их в мелководной прибрежной зоне. По преимуществу алевролитовому составу отложений верхней части плинбасхского разреза во внутренней зоне прогиба фиксируется постепенное углубление морского дна.

В тоарское время, в эпоху максимальной трансгрессии, на рассматриваемой территории повсеместно устанавливается относительно глубоководный режим седиментации. Формирование осадков происходило в условиях нормально соленого (район Жиганска — Тест и др., 1962) или носившего следы опреснения (низовья р. Лены — Емельянцева и др., 1960) бассейна.

Существование морского режима седиментации в нижней юре подтверждается относительно высокими значениями  $Fe_{\text{дир}}/C_{\text{орг}}$  (выше 0,1—0,2, в единичных случаях достигающие 1). Морские условия и обилие органического вещества в осадке способствовали интенсивной редукции окислов железа и сульфатной серы в диагенезе. Для нижнеюрских осадков показательны слабовосстановительная, восстановительная и резковосстановительная геохимические обстановки на анаэробной стадии диагенеза (содержание пиритной серы в аргиллитах колеблется в пределах 0,03—2,08%; в алевролитах — 0,2—1,17%; в песчаниках — 0,04—0,12%).

Тоарская глинистая пачка сформировалась (по керновому материалу Бахынайской и Джарджанской опорных скважин) в восстановительной и резковосстановительной геохимических обстановках. Восстановительная емкость составляет 0,37—4,35 мг  $O_2$  (среднее 1,62 мг  $O_2$ ); среднее содержание пиритной серы в аргиллитах 0,71%; затраты  $C_{\text{орг}}$  в диагенезе 0,84—2,33%. Первоначальное содержание  $C_{\text{орг}}$  в глинистых осадках с учетом  $C_{\text{нат}}$  2,07—4,61%. Для среднелейасовых глинистых отложений (по керновому материалу Бахынайской и Джарджанской опорных скважин и скв. Р-2 Китчанской площади), также отличающихся высоким содержанием пиритной серы (среднее содержание 0,62%), характерны слабовосстановительная, восстановительная и резковосстановительная геохимические обстановки. Значения ВЕ колеблются в пределах 0,09—4,18 мг  $O_2$  (среднее 1,37). Затраты  $C_{\text{орг}}$  на редукцию восстановленных форм железа и серы 1,16—2,20%. Для алевролитовых разностей (среднее содержание пиритной серы 0,62%) среднего лейаса типичны геохимические обстановки от слабовосстановительной до резковосстановительной; ВЕ составляет 0,30—2,71 мг  $O_2$  (среднее 1,49), затраты  $C_{\text{орг}}$  в диагенезе 0,30—2,71%. У песчаных отложений (среднее содержание пиритной серы 0,06%) в диагенезе субокислительные и слабовосстановительные геохимические обстановки. Восстановительная емкость песчаных осадков 0,26—1,67 мг  $O_2$  (среднее 0,71). Нетрудно заметить, что восстановительные емкости глинисто-алевролитовых разностей по всему нижнеюрскому разрезу находятся примерно на одном уровне.

Нижнеюрские породы содержат значительные количества реакционноспособного железа, причем основная роль принадлежит закисному, растворимому в слабой соляной кислоте; содержание пиритного железа чаще всего составляет 10—25% от всего реакционноспособного, иногда достигая 40%; на окисное — приходится не более 15%. Баланс аутигенно-минералогических форм серы и железа свидетельствует о формировании нижнеюрских осадков в условиях сидеритовой, существенно сидеритовой, пирито-сидеритовой геохимических фаций (классификация Конторовича и др., 1967).

В нижнеюрских осадках, формировавшихся в условиях мелководного эпиконтинентального морского бассейна и в прибрежно-морской зоне, накапливалось органическое вещество, как привносимое с материка аллохтонное преимущественно гумусовое, так и автохтонное сапропелевое.

**Среднеюрская эпоха.** Начало эпохи характеризуется некоторой активизацией тектонических движений (линзовидные прослои конгломератов и рассеянная галька в разрезах нижнего аалена на приплатформенном крыле прогиба).

Постепенная смена в южной половине региона существенно морских ааленских отложений, уже несущих, судя по данным гидрохимических исследований (Тест и др., 1962), следы некоторого опреснения, песчано-алевролитовыми осадками байосского и батского ярусов, сформировавшихся в условиях резкого обмеления, свидетельствует о постепенной регрессии морского бассейна на территории южнее широты рек Усунку — Унгухтаах. На фоне этого процесса в результате кратковременной трансгрессии здесь сформировалась глинистая пачка нижнего бата.

На рубеже средней и верхней юры южная половина региона представляла собой, по-видимому, аллювиальную равнину, в пределах которой накапливалась преимущественно песчаниковая толща (джаскойская свита), содержащая пачки глинистых, алевролитовых пород с отдельными пластами угля мощностью до 3 м. Накопление последних происходило при смене аллювиальных условий осадконакопления на озерно-болотные.

В северной половине региона морские условия седиментации (существенно глинистая келимьярская свита) сохранились до конца батского века, когда, вследствие активизации тектонических движений, резко возрастает пиритнос обломочного материала, происходит обмеление бассейна (чекуровская свита).

Несмотря на повышенные, по сравнению с нижней юрой, содержания  $C_{орг}$  (табл. 1) в осадках средней юры, процессы восстановления соединений железа и серы были развиты слабее. Следует заметить, что содержание реакционноспособного железа в среднеюрских породах, так же как и в нижнеюрских, значительно и достигает 4,14%. Отношение  $Fe_{пир}/C_{орг}$  составляет 0,1—0,3, а в некоторых алевролитах и песчаных прослоях — 0,01—0,04 (по керновому материалу Бахынайской и Джарджанской опорных скважин). Судя по содержаниям пиритной серы (в алевролитах 0,02—0,18%, в песчаниках — 0,01—0,09%), для среднеюрских отложений характерны субокислительная и слабовосстановительная геохимические обстановки. Баланс аутигенно-минералогических форм серы и железа свидетельствует о преобладании существенно сидеритовой геохимической фации.

Значения  $VE'$  намного ниже, чем в нижнеюрских — 0,20—1,28 мг  $O_2$ , среднее — 0,63. Затраты  $C_{орг}$  на редукцию окислов железа и сульфатной серы составили 0,09—0,96% (по керновому материалу Бахынайской и Джарджанской скважин). Первоначальные содержания  $C_{орг}$  в алевролитах составляли 1,27—3,38%, в песчаниках — 0,69—2,76%.

**Верхнеюрская эпоха.** В южной половине территории в течение значительного времени происходило формирование джаскойской слабоугленосной толщи. По-видимому, на протяжении оксфордского и киммериджского

Содержание  $C_{орг}$  в верхнепалеозойских — мезозойских

Порода	Возраст			
	$P_1$	$P_2$	$T_1$	$T_{2-3}$
Песчаники . . . . .	$\frac{0,03-1,89}{0,38}$ (60)	$\frac{0,52-0,80}{0,64}$ (22)	$\frac{0,05-0,45}{0,15}$ (14)	$\frac{0,08-0,50}{0,20}$ (23)
Алевролиты . . . . .	$\frac{0,21-0,64}{0,43}$ (10)	$\frac{0,19-0,83}{0,60}$ (13)	$\frac{0,08-0,48}{0,15}$ (10)	$\frac{0,24-0,60}{0,48}$ (8)
Аргиллиты . . . . .	$\frac{0,62-2,44}{1,31}$ (14)	$\frac{0,18-2,02}{0,86}$ (20)	$\frac{0,18-0,60}{0,30}$ (12)	$\frac{0,61-1,30}{0,87}$ (12)

Примечание. В числителе—пределы содержаний; в знаменателе—среднее; в скобках

го веков эта толща интенсивно размывалась. В волжском веке в результате расширения верхнеюрской трансгрессии морские условия устанавливаются и в пределах этого района. Здесь в прибрежной зоне происходило накопление песчано-алевролитовых осадков (сытогинская свита). Для верхнеюрских отложений характерно почти полное отсутствие пирита (керновый материал Бахынайской опорной скважины). Слабое развитие процессов пиритообразования характерно и для верхнеюрских отложений, вскрытых Джарджанской опорной скважиной.

В течение всей верхнеюрской эпохи в северной части региона существовал морской режим седиментации. Песчано-алевролитовые отложения чекуровской свиты (верхний бат — низы келловея), образовавшиеся в условиях регрессирующего морского бассейна, сменились глинисто-алевролитовыми осадками нижнего келловея — нижнего оксфорда. Высокая концентрация глауконита, лептохлоритов и фосфоритов свидетельствует о сравнительно небольшой глубине бассейна седиментации, значительной подвижности водной среды и о слабом привносе обломочного материала (Грамберг и др., 1961). Залегание различных горизонтов волжского яруса на глубоко эродированной поверхности батского, келловейского и оксфордского ярусов, значительные изменения мощностей отдельных его частей на малых расстояниях свидетельствуют о сохранении значительной тектонической мобильности с конца средней юры в течение всей верхнеюрской эпохи. Несмотря на морской режим седиментации и высокие содержания  $S_{орг}$  и реакционноспособного железа, процессы пиритообразования в осадках были развиты слабо (средние содержания пиритной серы: 0,13% — в песчаниках, 0,14% — в алевролитах, 0,35% — в аргиллитах), вследствие чего отношение  $Fe_{пир}/S_{орг}$ , в отдельных случаях равное 0,1—0,4 (чаще всего для алевролитов и аргиллитов), в большинстве случаев характеризуется аномально низкими значениями.

Для верхнеюрских осадков северной части рассматриваемой территории характерны субокислительная и слабовосстановительная геохимические обстановки; для южной половины территории, где преобладал континентальный режим осадконакопления, — окислительная и субокислительная. Затраты  $S_{орг}$  в процессе диагенеза (по керновому материалу Бахынайской и Джарджанской опорных скважин) равны 0,08—0,48%. Исходное содержание  $S_{орг}$  в осадке составляло 0,38—7,23%.

**Нижнемеловая эпоха.** В валанжинский век морской режим седиментации сохранился только в самой северной части рассматриваемой территории (севернее бассейна р. Унгуохтах). Здесь в условиях мелководной части шельфа и в прибрежной зоне формировались глинисто-алевролитово-песчаные осадки, содержащие в обилии тонкостенные раковины ауцелл.

Начало нижнемеловой эпохи в южной части региона сопровождается окончательным отступлением моря. В течение всей эпохи здесь располагалась огромная аккумулятивная равнина, на которой господствовал конти-

Таблица 1

отложениях северной части Предверхоанского прогиба

$I_1$	$I_2$	$I_3$	$S_{г}$
$\frac{0,13-0,28}{0,21}$ (30)	$\frac{0,03-0,72}{0,32}$ (32)	$\frac{0,08-3,16}{0,43}$ (26)	$\frac{0,23-1,28}{0,49}$ (25)
$\frac{0,49-1,07}{0,65}$ (19)	$\frac{0,13-1,43}{0,57}$ (37)	$\frac{0,34-5,19}{1,29}$ (16)	$\frac{0,45-0,72}{0,57}$ (8)
$\frac{0,79-1,98}{0,73}$ (37)	$\frac{0,59-1,63}{0,91}$ (24)	$\frac{0,52-2,77}{1,21}$ (10)	$\frac{0,73-2,94}{1,39}$ (7)

количество образцов, по которым определялось среднее содержание.

ментальный режим седиментации. В пределах этой равнины в реках и дельтах накапливались преимущественно песчаные отложения с многочисленными растительными остатками. Глины и алевролиты, слагающие довольно мощные пачки переслаивания, формировались в озерах, старицах или приморских лагунах. На заболоченных участках произрастали разнообразные гинкговые, хвойные, папоротниковые хвощи, служившие источником для образования углей, пласты которых приурочены к пачкам переслаивания глин и алевролитов.

В конце валанжинского века эти условия распространились на всю рассматриваемую территорию.

Континентальные условия осадконакопления обусловили слабое развитие процессов пиритообразования (большинство образцов не содержит пиритного железа) — окислительная и субокислительная геохимические обстановки. Значения ВЕ в общем значительно ниже, чем в более древних отложениях (кernовый материал Джарджанской и Бахынайской опорных скважин) — 0,04—0,53 мг  $O_2$  (среднее 0,23 мг). Затраты  $C_{орг}$  на редукцию восстановленных соединений серы и железа на анаэробной стадии диагенеза колеблются в пределах 0,10—0,78%.

## МЕТАМОРФИЗМ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БИТУМОИДОВ

Зависимость между процессами литификации осадочных пород и нефтегазообразования установлена давно. В катагенную стадию литификации основные процессы преобразования РОВ обеспечивают новообразование широкой гаммы углеводородных соединений. Рост метаморфизма РОВ, по мере усиления катагенеза, сопровождается значительными изменениями его состава и структуры: увеличивается доля хлороформенного битумоида (ХБ) в органическом веществе; в составе битумоидов возрастает концентрация масляных компонентов, а у асфальтово-смолистых веществ она уменьшается; в элементарном составе ХБ увеличивается содержание углерода, гетероэлементов — уменьшается; в составе керогенной части также возрастает количество углерода при одновременном уменьшении серы и кислорода. Эти закономерности изменений РОВ в зависимости от геологических условий установлены на примерах многих нефтегазоносных бассейнов страны (Никонов В. Ф., Конторович А. Э., Нестеров И. И., Филатов С. С. и др. — по Западно-Сибирской низменности; Неручев С. Г., Родионова К. Ф. и др. — по Волго-Уральской области; Вассоевич Н. Б., Жабров Д. В., Ларская Е. С. и др. — по Западному Предкавказью; Дробот Д. И. и др. — по югу Сибирской платформы и др.).

Начало процессов нефтегазообразования в породах связывается с достижением РОВ поздней буроугольной или начальной каменноугольной стадий метаморфизма. Максимум образования «нейтральных» (хлороформенный битумоид) компонентов приходится, по данным одних авторов, на стадию метаморфизма РОВ, переходную от буроугольной к длиннопламенной (Аммосов, 1961, 1968; Родионова, 1968; и др.), по данным других (Вассоевич, 1967; Конторович, 1964, 1970; и др.) — от длиннопламенной к газовой.

Н. Б. Вассоевичем (1967) была выделена «главная фаза нефтегазообразования», связанная со средней стадией катагенеза (температуры 80—150° С и глубины 2—4 км) и отвечающая длиннопламенной и газовой стадиям метаморфизма углей. Правомочность выделения этой фазы была убедительно доказана А. Э. Конторовичем (1970) на обширном материале по Западной Сибири. Он, в частности, отметил, что процессы новообразования и первичной миграции битумоидов достигают максимального развития в термодинамических условиях, отвечающих примерно газовой стадии углефикации органического вещества.

В этой связи важное значение для оценки перспектив нефтегазоносности приобретают данные о метаморфизме органического вещества, которые уже сами по себе могут быть мерой масштабов генерации углеводородов (Успенский, 1970), а также служить целям картирования нефтепроизводящих отложений (Конторович, Трофимук, 1965; Гурари, Конторович, 1967; Конторович, 1970).

На рассматриваемой территории достаточно полно изучен метаморфизм ОВ в нижнемеловых и верхнеюрских отложениях. А. И. Гусевым и А. С. Запорожцевой (1960) в пределах Ленского угленосного бассейна отмечена зональность в распределении марок углей в отложениях нижнего мела: по направлению к складчатой зоне метаморфизм углей возрастает от бурогоугольной — длиннопламенной на приплатформенном крыле до газовой и паровично-жирной стадий в пограничных структурах на стыке прогиба и складчатой зоны. А. В. Александров и др. (1968) также отмечают эту зональность, объясняя ее, как предыдущие авторы, главным образом, различными глубинами погружения пород. Однако такое резкое возрастание степени метаморфизма ОВ в направлении складчатой зоны в одном стратиграфическом срезе вызывается, помимо воздействия на ОВ факторов регионального метаморфизма, наложением динамометаморфизма, нарастающего в сторону складчатой области (Вышемирский, 1963; Боголепов, 1967). Вследствие высокого геотермического градиента, обусловленного динамометаморфизмом, в прискладчатой зоне прогиба соотношение глубин погружения и степени углефикации будет отличаться от такового в приплатформенной зоне, где те же факторы проявляются слабее.

Построение карт метаморфизма ОВ для более низких горизонтов разреза осуществляется — из-за отсутствия фактического материала — по косвенным геологическим данным и методом аналогий с другими регионами.

Нами впервые для Предверхоанского прогиба построены карты для каменноугольных, пермских и нижнетриасовых и средне-верхнетриасовых отложений. Суть построений сводится к следующему. Если принять, что угли испытывают максимальное термическое воздействие в начальный период складчатости, то степень их углефикации при прочих равных условиях должна быть в конечном счете пропорциональна глубине их залегания именно в этот период (Вышемирский, 1963). Следовательно, зная степень метаморфизма ОВ в каком-нибудь слое и восстановив, с известной долей условности, глубину погружения этого слоя в начальный период складчатости, можно определить геотермический градиент, существовавший здесь в этот период. Например, каменный уголь из среднекаменноугольных отложений (сетачанская свита) на западном крыле мегантиклинория в бассейне р. Юэль-Сиктях метаморфизован до стадии ПА (табл. 2). Если принять, что переход от стадии Т к А в естественных условиях происходит предположительно при температуре около  $330^{\circ}\text{C}$  (по Н. Ф. Балуховскому), а слои эти в предынверсионный период находились (с учетом мощностей вышележащей части каменноугольного разреза, отложений перми, триаса, юры и нижнего мела) на глубине 9000 м, то геотермический градиент составит  $3,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Для верхнепермских отложений междуручья Джарджан—Собопол (каменные угли марок Ж, К, ПС, Т; глубины погружения 7000 м) он колеблется в пределах  $2,3—3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; для верхнеюрских отложений (джаскойская свита) южной части нашего региона в центральной части прогиба (каменные угли марки Д, Г, ПЖ, глубины погружения 2000—4000 м) — в пределах  $3,7—5,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Для нижнемеловых отложений градиент еще выше: угли низов джаскойской свиты на Чечумском месторождении метаморфизованы до стадии ОС, а залегающие выше на 1800 м по разрезу угли батылхской свиты находятся на жирной стадии углефикации — геотермический градиент  $8,2$ . В северной части региона эта величина для нижнемеловых углей достигает  $10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Нетрудно заметить, что величина градиента, вычисленного таким об-

## Метаморфизм углей внутренней зоны Предверхоянского прогиба

№ пп	Местоположение выходов угля, угленосных пластов	Геологический возраст	Стадия метаморфизма	Расчетные данные	
				Макс. глубина погружения, м	Палеотермический градиент, °С/100 м
1	2	3	4	5	6
1	Левый берег р. Юэль-Сиктях	Сетачанская свита (?) С <sub>2</sub>	ПА	9000	3,6
2	»	»	ПА	9000	3,6
3	Правый берег р. Сынча, в 5,3 км ниже устья руч. Тинэбдьер	P <sub>2</sub>	Ж	7000	2,3
4	Правый приток Юпенчи, в 14,4 км от устья	P <sub>2</sub>	ПС	7000	3,2
5	Верховья р. Юпенчи	P <sub>2</sub>	Т	7000	3,5
6	Левый приток р. Юпенчи, в 5 км от устья	P <sub>2</sub>	ПС	7000	3,2
7	Правый берег р. Тарыннах, в устье р. Ортоку-Юрях	P <sub>2</sub>	Т	7000	3,5
8	Правый берег верховьев р. Сыраан	P <sub>2</sub>	К	7000	3,1
9	Правый берег р. Бирехсенде, в 11 км от устья (приток Юндюлонга)	P <sub>2</sub>	К	7000	3,1
10	Левый берег р. Юндюлонг	P <sub>2</sub>	К	7000	3,1
11	Правый склон долины р. Джабада	P <sub>2</sub>	Т	7000	3,5
12	Правый берег р. Кучу, в 15 км выше устья р. Сыраан	J <sub>3</sub>	ПЖ	3000	4,7
13	Верховье рч. Эмэгэллэ (правый приток р. Юндюлонг)	J <sub>3</sub>	Т	3500	4,7
14	Левый берег р. Лены, к югу от пос. Булун	СГ <sub>1</sub> <sup>9-b</sup>	ПЖ	2000	8,2
15	Левый склон долины р. Эбигизем, в приустьевой части	СГ <sub>1</sub> <sup>ab</sup>	ПЖ	1600	10,3
16	Среднее течение р. Б. Абалахаан	СГ <sub>1</sub> <sup>9-b</sup>	ПЖ	2500	6,6
17	Левый берег р. Унгуохтах, в 28 км выше устья	СГ <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	ПЖ	2000	8,2
18	Правый берег р. Атырхан, в 14,5—16 км от впадения в р. Юэль-Сиктях	СГ <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	ПЖ	2000	8,2
19	Правый берег р. Согуруньо-Куқан, в 7,2 км от устья	СГ <sub>1</sub> <sup>al</sup>	ПЖ	1800	9,1
20	Правый берег р. Натара, в 72 км от устья	СГ <sub>1</sub> <sup>al</sup>	ПЖ	2000	8,2
21	Правый берег р. Ньолон, в 6 км ниже рч. Курунг-Юрях	СГ <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	ПЖ	2500	6,6
22	Правый берег р. Джиоэджесинда, в 55 км от устья	СГ <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	ПЖ	2500	6,6
23	Правый берег р. Сайата, в 19 км от устья	СГ <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	ПЖ	2500	6,6
24	Правый берег р. Сынчи, в 7 км выше устья р. Эгэлях	J <sub>3</sub>	ПЖ	4500	3,7
25	Правый берег р. Сеймчан (приток Бегиджана), в 8 км от устья	J <sub>3</sub>	ПЖ	3500	4,7
26	В 4 км от устья на левом берегу ручья, впадающего в р. Сеймчан слева, четвертым снизу	J <sub>3</sub>	ПЖ	3500	4,7
27	Верховье рч. Кэтэх-Юлегир (правый приток р. Юндюлонг)	СГ <sub>1</sub> <sup>al</sup>	ПЖ	2000	8,2
28	Правый берег р. Лямпески, в 23—25 км от устья	J <sub>3</sub>	Г	2700	4,8
29	Левый берег р. Лямпески, в 35 км от устья	J <sub>3</sub>	Г	2700	4,8

1	2	3	4	5	6
30	В развилке р. Бюрю (лев. приток р. Дя- нышка), в 6 км от устья	J <sub>3</sub>	Г	2700	4,8
31	Левый берег р. Лямпески, в 5 км выше устья р. Кутурги	J <sub>3</sub> -C <sub>Г1</sub>	Г	2700	4,8
32	Правый берег р. Лямпески, в 5 км выше устья р. Сыгынкан	C <sub>Г1ap</sub>	Г	2000	6,6
33	Левый берег р. Буруолах, в 20—24 км от впадения в р. Лямпеску	J <sub>3</sub>	Г	2700	4,8
34	Правый берег р. Лунхубуй, в 3,5 км от устья	J <sub>3</sub>	Д	2000	4,9
35	Левый берег р. Лунхубуй, в 24 км от устья р. Кутурги	C <sub>Г1ap</sub>	ПЖ	1800	9,1
36	Правобережье р. М. Буруолах (по ручью, впадающему в первый правый приток реки слева)	J <sub>3</sub>	ПЖ	3000	5,5
37	Чечумское месторождение	J <sub>3</sub>	ОС	3200	6,0
38	Чечумское месторождение	C <sub>Г1,9-b</sub>	Ж	2000	8,2

Примечание. Порядковая нумерация соответствует нумерации на рис. 10. Данные по метаморфизму углей заимствованы из рукописных отчетов геологов А. П. Атласова и др., Г. С. Борумко, П. И. Глушицкого и др., Н. И. Гогина и др., А. П. Иванова, А. И. Княжо и др., Я. Г. Дифица, В. В. Мельникова, и др., А. И. Наумова и др., М. Б. Першуткина и др., В. А. Рущкова и др., В. Н. Рыбченкова и др.

разом, резко увеличивается от более древних отложений к молодым. В геотермически напряженных зонах с увеличением глубины залегания сам градиент уменьшается, а интенсивность роста углефикации снижается (Вышемирский, 1963). Следовательно, приведенные выше значения в какой-то мере отражают действительную геотермическую обстановку в начальный период складчатости\*. На основании полученных нами значений (см. табл. 2) был построен график зависимости (рис. 10), из которого при построении карт метаморфизма ОВ различных частей разреза нами в зависимости от глубины максимального залегания использовались значения геотермического градиента.

Карты метаморфизма ОВ играют также важную роль при оценке перспектив нефтегазоносности. Согласно известной теории «углеродного коэффициента» Д. Уайта, отражающей связь между катагенными изменениями нефтей и углей, нефть не образует (или редко образует) скопления в отложениях, где ОВ находится на стадиях Ж и более высоких стадиях метаморфизма (Вышемирский, 1963; Конторович и др., 1967; и др.). В силу этого верхнепалеозойские — мезозойские отложения пригеосинклинального крыла прогиба, в которых органическое вещество находится на жир-

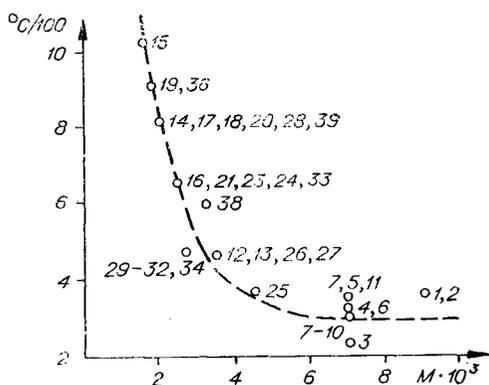


Рис. 10. Зависимость между максимальной глубиной погружения и палеогеотермическим градиентом во внутренней зоне Предверхоанского прогиба (цифровые обозначения на кривой соответствуют нумерации, принятой в табл. 2).

\* Сокращение мощностей глинистых толщ в процессе уплотнения (до 30% и более) определенным образом должно сказаться на величинах палеоградиентов. Отмечавшееся возрастание глинистости мезозойских отложений в северной части региона — в большей степени относительное, поэтому разница в увеличении значений палеоградиентов для северных и южных районов будет незначительной и существенно не повлияет на характер наших построений.

ной и более высоких стадиях карбонизации, относятся к бесперспективным на нефть. При столь жестких термодинамических условиях в этих отложениях могли сохраниться только газоконденсатные и газовые залежи.

В комплексе широкого круга вопросов, с которыми приходится сталкиваться при оценке перспектив нефтегазоносности той или иной территории, геохимическое изучение РОВ занимает далеко не последнее место. Цель этих исследований в конечном счете сводится к выявлению нефтегазопроизводящих отложений, к определению масштабов первичной миграции углеводородов и к оценке объемно-генетическим методом прогнозных запасов нефти и газа.

Диагностика генетических типов битумоидов, являющихся основным критерием для выявления нефтепроизводящих отложений, проводилась по схеме, предложенной К. А. Черниковым и И. А. Зеличенко (1969). Отсутствие определений генетической принадлежности ОВ делает эту диагностику в известной мере условной.

Помимо химических методов установления процессов перемещения углеводородных компонентов в породах использовался также метод люминесцентной микроскопии. Изучение под люминесцентным микроскопом битуминозных веществ базируется на их способности люминесцировать под влиянием ультрафиолетовых лучей в различных областях видимой части спектра. Диагностика основывается на цвете и интенсивности свечения (Флоровская, Овчинникова, 1960; Колпенский, 1958, 1959; и др.).

Характер взаимоотношения битуминозных веществ или их компонентов с отдельными структурными элементами (трещины, поры, цемент и др.) или отдельными участками породы позволяет судить об эпигенетичности или сингенетичности битуминозных веществ.

Рассмотрение этих вопросов по определенным стратиграфическим диапазонам обусловлено как общностью геохимических характеристик РОВ, так и степенью изученности отдельных частей разреза.

**Каменноугольные отложения.** Органическое вещество в каменноугольных отложениях внутренней зоны прогиба метаморфизовано до стадий К — ПС (рис. 11). Самая высокая стадия (Т), по нашим построениям, характерна для отложений наиболее прогнутой части Собопольской впадины. В зоне Кютюнгинского грабена, где предполагается развитие значительной части каменноугольного разреза, степень углефикации уменьшается в сторону платформы до бурогоугольной стадии. Известные нам данные по метаморфизму ОВ в каменноугольных отложениях ограничены. Как уже отмечалось, каменный уголь из среднекаменноугольных отложений в бассейне р. Юэль-Сиктях метаморфизован до стадии ПА (см. табл. 2). Органическое вещество в терригенно-карбонатных породах тиксинской свиты также отличается высокой стадией метаморфизма. Не исключено, что какая-то часть его принадлежит твердым метаморфизованным высокомолекулярным соединениям типа пиробиту-

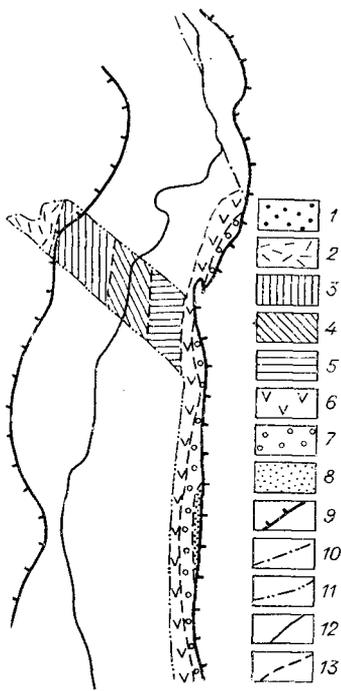


Рис. 11. Метаморфизм ОВ в каменноугольных отложениях северной части Предверхоанского прогиба.

Стадии углефикации: 1 — Б; 2 — В—Д; 3 — Д; 4 — Т; 5 — Ж; 6 — К; 7 — ПС; 8 — Т; 9 — границы прогиба. Границы современного распространения отложений: 10 — достоверные, 11 — предполагаемые. Границы зон с различными стадиями углефикации: 12 — достоверные; 13 — предполагаемые.

мов. В частности, А. А. Межвилк (1955) относил к шунгитам органическое вещество, наблюдавшееся в породах тиксинской свиты в виде включений в кварцево-кальцитовых жилах и в тонкорассеянном состоянии.

Содержание  $C_{орг}$  в известковистых аргиллитах нижнетиксинской подсвиты (низовья р. Лены) колеблется в пределах 0,34—0,57%. В аргиллитах верхнетиксинской подсвиты содержание  $C_{орг}$  несколько выше и составляет 0,57—1,0%. В породах тугасирской свиты содержание  $C_{орг}$  колеблется в следующих пределах — 0,19—0,22% в песчаниках, 0,20—0,57 в алевролитах и 0,68—1,04% в аргиллитах.

Содержание ХБ в аргиллитах тиксинской свиты невысокое и составляет 0,003—0,015% (коэффициент битуминозности 0,32—2,88%). Также невысоки его содержания в породах тугасирской свиты (0,007—0,015% в песчаниках, 0,01—0,015 в алевролитах и 0,004—0,011% в аргиллитах). Коэффициент битуминозности не превышает 1,5%. Отсутствие необходимых данных не позволяет оценить нефтегазопроизводящий потенциал каменноугольных отложений, но тем не менее очевидно, что эти породы в ходе геологической истории пребывали в термодинамических условиях, определяющих главную фазу нефтегазообразования.

**Пермские отложения.** Органическое вещество пермских отложений приплатформенной части прогиба углефицировано от длиннопламенной (Д) до жирной (Ж) стадии. Во внутренней зоне прогиба степень метаморфизма еще выше — от Ж до коксовой (К) стадии (рис. 12). В наиболее прогнутой части Собопольской впадины предполагается, что органическое вещество углефицировано до стадии паровично-спекающихся углей (ПС). По данным А. В. Александрова и др. (1966), на западном крыле мегантиклинория, в междуречье Собопол — Сынча, каменные угли в нерской свите метаморфизованы от коксовых до переходных от тощих к антрацитам\*.

Пермские отложения северной части Предверхолянского прогиба характеризуются относительно высокими содержаниями РОВ: в нижнепермских образованиях средние содержания  $C_{орг}$  составляют 0,38% в песчаниках, 0,43 в алевролитах и 1,31% в аргиллитах; в верхнепермских они несколько выше — соответственно 0,64; 0,60 и 0,86%. В нижнепермских отложениях большие содержания  $C_{орг}$  в песчаниках и аргиллитах в пределах пригеосинклинального крыла — на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей в песчаниках 0,50%, в аргиллитах 2,10, а в Джарджанской опорной скважине на приплатформенном крыле соответственно — 0,44 и 0,67%.

Наиболее заметная битуминозность (на отдельных участках даже визуальная) в низовьях р. Лены приурочена к базальному горизонту песчаников нижней перми, который прослеживается по простиранию от р. Чубукулах до р. Булкур на расстоянии около 150 км. Содержание ХБ в этих песчаниках колеблется обычно в пределах сотых-десятых долей процента.

На эпигенетичность этих битумоидов указывают многократное (до 8 раз) превышение хлороформной фракции над спирто-бензольной и цвета хлороформенных (желтые) и спирто-бензольных

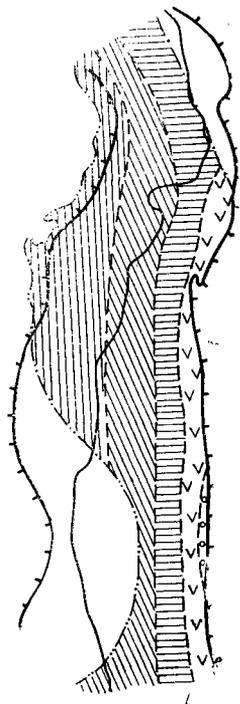


Рис. 12. Метаморфизм РОВ в пермских отложениях северной части Предверхолянского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 11.

\* По устному сообщению В. И. Фролова,  $R^a$  каменного угля из  $P_2$  отложений по правому берегу р. Лены, в 20 км ниже о. Тит-Ары составляет 10.2 (стадия ОС).

Таблица 3

Битуминологическая характеристика ХБ из нижнепермской базальной пачки песчаников на западном крыле Булкурской антиклинали

№ образца	Место взятия	Литонологическая характеристика	Местоположение в разрезе пачки	Н.О.	в % на породу			β ХБ	Элементарный состав			С/Н	$\frac{C+H}{N+S+O}$
					С <sub>орг.</sub>	ХБ	ОВ		С	Н	N+S+O		
VIII-2	р. Балаганнах, 2 км выше устья	Песчаник темно-серый, с коричневатым оттенком, мелкозернистый, слабоцементированный	В 3 м от контакта с кембрием	90,07	0,68	0,012	0,904	1,33	82,65	11,33	6,02	7,29	15,6
VIII-3	р. Балаганнах, в 3,5 км от устья	То же	В 4 м от контакта с кембрием	85,04	0,30	0,133	0,399	33,33	84,77	11,15	4,08	7,60	23,5
VIII-5	р. Балаганнах, в 3,5 км от устья	Песчаник темно-серый, неравномернозернистый, слабоцементированный	В 8,5 м от контакта с кембрием	95,19	0,41	0,199	0,545	36,51	81,47	11,53	7,00	7,06	13,2
VIII-7	То же	Песчаник темно-серый, мелкозернистый, плотный	В 11 м от контакта с кембрием	69,79	0,29	0,101	0,386	26,17	81,35	11,44	7,91	7,11	11,8
VIII-8	«	Песчаник светло-серый, мелкозернистый	В 0,2 м от контакта с кембрием	86,80	0,35	0,014	0,466	3,00					
VIII-9	р. Балаганнах, в 600 м выше устья	Песчаник серый, мелкозернистый, слабоцементированный	В 2,5 м от контакта с кембрием	97,34	0,30	0,142	0,399	35,59	80,74	11,50	7,76	7,02	11,8
II-1	р. Хатыстах, правый берег, в 2 км от устья	Песчаник серый, средне-мелкозернистый	В 4—5 м от контакта с кембрием	94,55	0,13	0,013	0,173	7,51					
VI-1	р. Булкур, в 2 км выше устья	Песчаник темно-серый, среднезернистый, однородный, крепкий	В 8—9 м от контакта с кембрием	92,21	0,14	0,013	0,190	6,85					

Примечание. Все анализы табл. 3, 4 выполнены в СНИИГГМСе. С/Н подсчитываются по формуле А. Ф. Добрянского  $\frac{C-(N+S+O) \cdot 0,187}{N-(N+S+O) \cdot 0,0625}$ .

(синевато-серые, сероватые) экстрактов. О вторичном характере говорят и довольно резкие колебания содержания ХБ по простиранию пачки: наибольшими (до 0,3—0,4%, по данным Емельянцева и др., 1960) характеризуются песчаники в обнажениях по р. Балаганнах, где они обладают отчетливым нефтяным запахом.

По элементарному составу ХБ из этой пачки (табл. 3) соответствуют классу малът и асфальтов, т. е. эти битумы являются продуктом гипергенного превращения нефти, когда-то насыщавшей эти песчаники. Проведенное А. Г. Войцеховской и А. И. Данюшевской (1969) детальное изучение объединенной пробы из этих песчаников (мыс Чекуровский) до уровня кольцевого состава также подтвердило эпигенетичный характер битумоидов.

В породах вышележащей части пермского разреза (западные крылья Булкурской и Чекуровской антиклиналей) содержание ХБ колеблется в пределах сингенетичного фона (в %): в песчаниках — 0,008—0,051 (среднее по 11 обр. — 0,018); в алевролитах — 0,007—0,062 (среднее по 10 обр. — 0,025); в аргиллитах — 0,016—0,066 (среднее по 9 обр. — 0,031). Коэффициент битуминозности составляет: в песчаниках — 2,13—76,12 (среднее 18,03), в алевролитах — 1,65—6,69 (среднее — 3,48), в аргиллитах — 2,39 — 5,79 (среднее — 4,54%). Соотношение между  $C_{орг}$  и  $\beta$  здесь соответствует известной закономерности — Вассоевича.

По элементарному составу ХБ из аргиллитов западного крыла Булкурской антиклинали (табл. 4) относятся к СБ и СОБ. Образец VI-20 по элементарному составу соответствует синбитумоиду сапропелито-гумитов на стадии метаморфизма Ж (классификация А. Э. Конторовича, 1970). Остальные образцы относятся к СОБ, которые характеризуются следующим составом (в %): С — 77,37—82,60; Н — 8,50—10,02; NSO — 8,90—12,47. Значительные пределы колебаний обусловлены тем, что остаточный характер их определяется не только процессами эмиграции, но и значительной их окисленностью в зонах крипто- и идиоhipергенеза. Наиболее сильной деградации в процессе гипергенеза подверглись битумоиды в алевролитах и песчаниках (например, обр. II-8, табл. 4). Некоторые из них по своим характеристикам приближаются к битумам классов окси- и гуминокеритов (продуктов субаэрального выветривания). Образец песчаника II-10 (см. табл. 4) по совокупности характеристик ( $\beta$  — 76,12%, элементарный состав) следует, видимо, отнести к эпигенетичным остаточным (ЭОБ).

Таблица 4

Битуминологическая характеристика ХБ пермских отложений западного крыла Булкурской антиклинали

№ образца	Литологическая характеристика	Н.О.	В % на породу			$\beta$ ХБ	Элементарный состав			С/Н	$\frac{C+H}{N+S+O}$
			$C_{орг}$	ХБ	ОВ		С	Н	$\frac{N+S+O}{+O}$		

*Р. Хатыстах в 2,5 км от устья по прямой*

II-2	Аргиллит . . . . .	88,78	0,74	0,036	0,984	3,66	78,60	9,83	12,47	8,8	7,0
II-4	Глинистый алевролит . . . . .	90,67	0,42	0,027	0,559	4,83	75,96	9,61	14,43	7,9	5,9
II-8	Алевролит . . . . .	94,30	0,22	0,007	0,293	2,39	67,89	8,75	23,36	7,7	3,2
II-9	Аргиллит . . . . .	90,40	3,0	0,066	3,99	1,65	80,41	9,10	10,49	8,8	8,5
II-10	Песчаник . . . . .	91,40	0,05	0,051	0,607	76,12	70,35	10,26	19,39	6,8	4,2
II-12	Глинистый алевролит . . . . .	90,03	1,01	0,062	1,343	4,62	82,27	10,01	7,72	8,2	11,9

*Р. Булкур в 5 км от устья по прямой*

VI-7	Аргиллит . . . . .	91,10	0,71	0,038	0,944	4,03	82,60	8,50	8,90	9,7	10,2
VI-8	» . . . . .	90,69	0,76	0,017	1,011	1,68	77,37	10,02	12,61	7,7	6,9
VI-11	» . . . . .	89,10	1,02	0,031	1,357	2,28	76,17	9,03	14,80	8,4	5,7
VI-18	Алевролит . . . . .	91,65	0,27	0,021	0,36	5,84	78,10	10,20	11,70	7,5	7,6
VI-20	Аргиллит . . . . .	33,34	0,84	0,035	1,117	3,13	84,29	9,11	6,60	9,2	14,1

Органическое вещество в пермских отложениях, судя по характеру свечения, представлено как гумусовыми, так и сапропелевыми разностями. Гумусовое органическое вещество представлено нелюминесцирующими углистыми остатками, которые часто ассоциируют с люминесцирующими ярко-желтым свечением микрокомпонентами (кутикулы, микроспоры, смоляные тела). Преимущественно в глинистых породах фиксируются сгустковые массы, обладающие шоколадно-коричневым — коричнево-серым свечением. По данным Т. Э. Барановой (1968), Дж. Гранта (1968), такой характер люминесценции свойствен сапропелевым разностям.

По данным химико-петрографических исследований Г. М. Парпаровой (Войцеховская, Данюшевская, 1969), остаточное органическое вещество базальных песчаников представляет собой сапропелево-гумусовую молекулярно-дисперсную смесь — сапрогумомикстинит.

Особенности распространения битуминозных компонентов в песчаниках базальной пачки (р. Балаганнах), выявленные под люминесцентным микроскопом, говорят о том, что основная масса битуминозного вещества находится в равномерно-рассеянном состоянии и приурочена к глинистому цементу. В песчаниках с повышенными содержаниями хлороформенного битумоида тесной ассоциации битуминозных компонентов, приуроченных чаще всего к глинисто-хлоритовому цементу, с органическим веществом не наблюдается. И в проходящем, и в отраженном свете в шлифах преобладают буроватые тона люминесценции, характерные для тяжелых смолистых компонентов битуминозного вещества. Легкие битуминозные компоненты наиболее четко фиксируются в отраженном свете, а в проходящем они нередко имеют буровато-желтое и буроватое свечение. Отмечалось (Флоровская, Овчинникова, 1960), что люминесцирующие буроватыми тонами высокомолекулярные смолы и асфальтены ослабляют яркость более легких битуминозных компонентов. Этим явлением и можно объяснить наблюдаемое в шлифах ослабление яркости свечения (вплоть до бурого свечения) легких битуминозных компонентов в проходящем свете. В песчаниках с содержанием хлороформенного битумоида, не превышающим фонового, битуминозные компоненты находятся в равномерно-рассеянном состоянии и приурочены к цементу, чаще всего глинистого состава. Распределение битуминозных компонентов, интенсивность и цвета их люминесценции в аналогичных породах Джарджанской опорной скважины близки к упоминавшимся выше песчаникам с низкими содержаниями хлороформенного битумоида.

Изучение шлифов песчано-алевроитовых пород Китчанской площади показало, что распределение битуминозных веществ в породе прежние — основная часть их приурочена к межзерновому пространству, иногда целиком заполняя его. Судя по желтоватому свечению в отраженном свете, оно состоит в основном из смолистых компонентов. РОВ в этих отложениях метаморфизировано до стадии Ж и выше. Это позволяет предположить, что в песчано-алевроитовых разностях фиксируется в настоящее время остаточное битуминозное вещество, представленное в основном высокомолекулярными смолистыми компонентами и асфальтенами.

В аргиллитах описываемой части разреза битуминозное вещество находится в равномерно-рассеянном состоянии. Легкие битуминозные компоненты в отраженном свете фиксируются реже, чем в песчано-алевроитовых разностях. Значительное преобладание смолисто-асфальтеновых компонентов позволяет предположить, что битуминозное вещество — остаточного характера. Наблюдающиеся в шлифах легкие битуминозные компоненты (желтоватые и желтовато-зеленые тона люминесценции) в виде небольших по размерам скоплений, заполняющих межзерновые пространства, следует, видимо, рассматривать в большинстве случаев (там, где заведомо отсутствуют эпигенетичные битумоиды) как результат естественного обособления компонентов, составляющих битуминозное вещество (масла, смолы, асфальтены), или процесса естественного фракционирования. Этот

процесс, являющийся начальным этапом первичной миграции, можно назвать протомиграцией. Генетически такие битумоиды следует относить к категории паравтохтонных (по Н. Б. Вассоевичу). У этих битумоидов большая, по сравнению с сингенетичными, нейтральность состава и ослабленная сорбционная связь с материнским рассеянным органическим веществом.

Присутствие в пермских отложениях битумоидов различных генетических типов, особенности взаимоотношения битуминозных компонентов с материнским ОВ и структурными элементами вмещающих их пород определенным образом указывают на существование в пермских породах процессов нефтегазообразования: преобразований битумоидной и керогенной составляющей РОВ, различных форм перемещения элементов битумоидной составляющей, начиная от процессов дифференциации РОВ до первичной миграции углеводов.

**Нижнетриасовые отложения.** Характер пространственного размещения зон различной степени углефикации РОВ в рассматриваемых отложениях незначительно отличается от такового в пермских образованиях (рис. 13). Предполагаемые зоны несколько смещены к востоку.

Нижнетриасовые отложения содержат значительно меньше  $C_{орг}$  и битумоидов, чем пермские. Содержание  $C_{орг}$  на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей колеблется в пределах: 0,80—0,45% в песчаниках, 0,36—0,48% в алевролитах. По данным Д. С. Сорокова (1963), в песчаниках и крупнозернистых алевролитах на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей среднее содержание ХБ 0,002%, а в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах 0,05%. На Китчанской площади среднее содержание хлороформенного битумоида (люминесцентно-битуминологические данные) в песчаниках 0,015%, в аргиллитах 0,08%. В песчаниках отношение хлороформенного битумоида к спиртобензольному составляет 2 : 1 и 1 : 1, что свидетельствует о значительной восстановленности битуминозного вещества в нижнетриасовых породах.

ХБ из нижнетриасового аргиллита (р. Хатыстах) по элементарному составу (С — 86,56%, Н — 11,42%, NSO — 2,02%) соответствует СБ класса сапропелитов на стадии Ж (классификация А. Э. Конторовича, 1970). Коэффициент битуминозности 1,32% ( $\alpha_{ХБ}$  — 0,004%). Битуминозное вещество в песчаниках и алевролитах находится в большинстве случаев в равномерно-рассеянном состоянии; оно имеет буровато-желтое и бурое свечение, свидетельствующее о преобладании в породе смолистых компонентов. Отдельные участки песчано-алевритовых пород насыщены битуминозным веществом, люминесцирующим желтоватым и желтовато-зеленым светом в отраженном свете и приуроченным к цементу, и различного рода пустотами. В проходящем свете желтоватое свечение сохраняется, однако появляются сгустковые участки буроватого свечения.

Аргиллиты нижнего триаса (керновый материал с Китчанской площади) содержат в основном смолистые битуминозные вещества. Наблюдающиеся в аргиллитах в отраженном свете легкие битуминозные компоненты, сконцентрированные в микрослойки, обладают ярко-желтым и желтовато-зеленым свечением, что следует рассматривать как результат естественного фракционирования — выделение и обособление низкомолекулярных смол и масел. Толщина слойков обычно не превышает 0,1 мм, конфигурация часто очень причудливая. У подавляющего большинства их в проходящем свете буроватое свечение, что объясняется упоминавшимся выше свойством тяжелых битуминозных веществ смещать световой фон люминесценции в длинноволновую область спектра. В этой связи присутствующее в породах битуминозное вещество можно рассматривать как сингенетичное остаточное, а нижнетриасовые отложения внутренней и осевой зон прогиба, органическое вещество которых метаморфизовано до стадий Г—Ж, следует отнести к использовавшим свой нефтегазоматеринский потенциал. В абсолютном выражении он, по-видимому, значительно

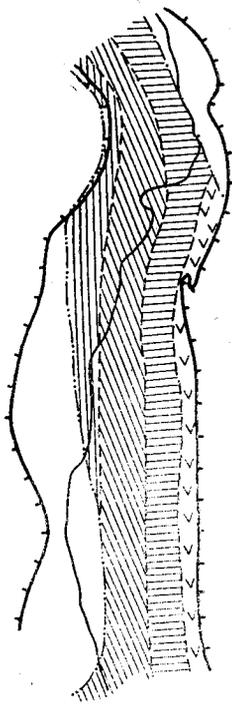


Рис. 13. Метаморфизм РОВ в нижнетриасовых отложениях северной части Предворонежского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 11.

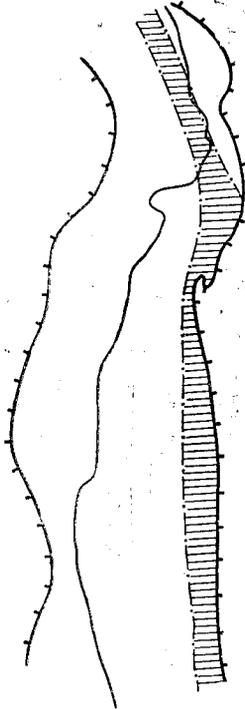


Рис. 14. Метаморфизм РОВ в средне-верхнетриасовых отложениях северной части Предворонежского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 11.

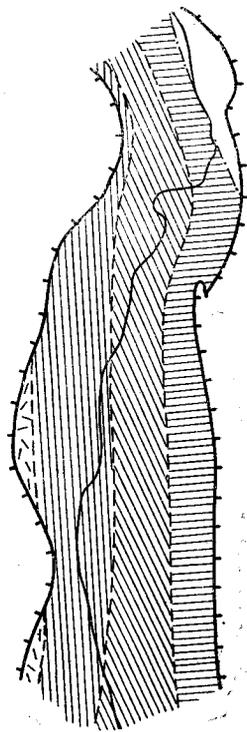


Рис. 15. Метаморфизм РОВ в нижнеюрских отложениях северной части Предворонежского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 11.

ниже, чем у пермских образований, вследствие более низких содержаний как самого РОВ, так и битумоидов.

**Средне-верхнетриасовые отложения.** В средне-верхнетриасовых отложениях, развитых, по-видимому, только в пределах пригеосинклинального крыла прогиба, РОВ находится на жирной стадии карбонизации (рис. 14).

Содержание  $C_{орг}$  в средне-верхнетриасовых отложениях несколько выше, чем в нижнетриасовых. Содержания органического углерода в зоне морской седиментации (Туорасисский выступ — 0,28% в песчаниках, 0,49% в алевролитах) практически не отличаются от таковых в образованиях континентального происхождения (Китчанская площадь) — 0,22% в песчаниках, 0,31% в алевролитах и 0,87 в аргиллитах.

Сведения о содержании битумоидов в средне-верхнетриасовых отложениях северной части Предворонежского прогиба весьма скудны и отрывочны. По данным Д. С. Сорокова (1963), в песчаниках и крупнозернистых алевролитах на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей среднее содержание хлороформного битумоида 0,01%, а в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах — 0,23%. На Китчанской площади среднее содержание хлороформного битумоида в песчаниках 0,005%, в алевролитах — 0,024%, в аргиллитах — 0,005%.

Состав и характер распределения битуминозных компонентов практически не отличаются от нижнетриасовых. Средне-верхнетриасовые песчаники и алевролиты с глинистым и гидрослюдистым цементом также характеризуются преобладанием в битуминозном веществе смолистых компонентов, обладающих желтовато-буроватым свечением. Легкие битуми-

позные компоненты находятся в тонкорассеянном состоянии, не образуя крупных скоплений. Однако в отдельных шлифах (песчаники и алевролиты рогоджинской свиты с глубины 1943—1949 м — скв. Р-2, Китчаны) наблюдаются их скопления, люминесцирующие и в отраженном, и в проходящем свете желтоватым свечением. Органическое вещество в основном представлено черными и черно-коричневыми сгустками гумусового вещества.

Пребывание средне-верхнетриасовых отложений в ходе геологической истории в термодинамических условиях, соответствующих стадиям Д и Г карбонизации РОВ, характер распределения битуминозных компонентов в породах позволяют предполагать реализацию этими образованиями своих нефтематеринских свойств. Пока нет данных судить о масштабах генерации углеводородов, можно лишь предположить, что средне-верхнетриасовые отложения могли генерировать в основном газообразные углеводороды, и в первую очередь метан.

**Нижнеюрские отложения.** Степень углефикации РОВ в нижнеюрских отложениях, как и других срезах, увеличивается в сторону складчатой зоны. Метаморфизм РОВ возрастает от стадии БД во внешней зоне до стадии Ж в прикладчатой (рис. 15).

В нижнеюрских отложениях северной части Предверхоанского прогиба содержание  $C_{орг}$  выше, чем в триасовых: 0,32% в песчаниках, 0,79% в алевролитах 1,03% в аргиллитах; причем в тоарских отложениях наблюдаются более высокие содержания: в песчаниках 0,42%, в аргиллитах — 1,16%. Для среднелейасовых отложений отмечены несколько большие содержания  $C_{орг}$  на пригесосинклинальном крыле по сравнению с приплатформенным соответственно в песчаниках 0,31 и 0,28%; в аргиллитах — 1,06 и 0,92%. Первоначальные содержания  $C_{орг}$  на момент вступления осадка в анаэробную стадию диагенеза достигали 4% и более.

Содержание хлороформенного битумоида в нижнеюрских отложениях колеблется в широких пределах: от десятитысячных долей процента до десятых. Однако большое количество люминесцентно-битуминологических определений сделано из поверхностных образцов в самой западной части прогиба (где нижнеюрские отложения в ходе геологического развития региона вряд ли достигали глубин 1000—1500 м), вследствие чего процессы битумообразования здесь были, надо полагать, слабо развиты.

Среднее содержание ХБ (по материалам бурения Джарджанской и Бахынайской опорных скважин и скв. 65 в районе пос. Жиганси) — 0,04% в аргиллитах, 0,027% в алевролитах и 0,02% в песчаниках (люминесцентно-битуминологические данные). В плиисбахских отложениях по р. Эсэлэх-Юрях (приток Менгкере, внутренняя зона прогиба) среднее содержание ХБ в аргиллитах 0,016% ( $\beta$  — 0,97—4,57), в алевролитах — 0,028 ( $\beta$  — 3,73—9,78), в песчаниках — 0,01% ( $\beta$  — 2,98—6,73). В тоарских аргиллитах (реки Эсэлэх-Юрях, Сайата) содержание ХБ равно 0,037 ( $\beta$  — 1,25—9,88)\*. На Китчанской площади среднее содержание ХБ составляют: 0,03% в аргиллитах, 0,027% в алевролитах и 0,02% в песчаниках (данные люминесцентно-битуминологических анализов).

Степень метаморфизма РОВ в нижнеюрских отложениях позволяет предполагать существенные катагенные превращения его, выражающиеся в изменении коэффициента битуминозности и состава битумоидов. Характер изменения этих величин в ходе прогрессирующего литогенеза установлен и прослежен во многих районах страны (Конторович и др., 1967; Неручев, 1962, 1969; и др.).

Достаточно четко изменения этих величин фиксируются в верхнелейасовых аргиллитах нашего региона. В Бахынайской опорной скважине

\* По образцам, любезно предоставленным Н. Н. Алексеевым и Ю. Л. Сластеновым.

ХБ из аргиллитов (2 обр. — глубина 2350 м) по элементарному составу соответствуют СБ (С — 81,90%, Н — 11,08, NSO — 9,02%) и СОБ (С — 78,72%, Н — 11,14, NSO — 10,28%) гумито-сапропелитов на стадии карбонизации Д (по генетической классификации К. А. Черникова и И. А. Зеличенко, 1969). Коэффициенты битуминозности соответственно 3,8 и 4,13%. В Джарджанской опорной скважине ХБ из аргиллита соответствует СБ (С — 82,69%, Н — 11,51, NSO — 5,80%) сапропелитов на стадии карбонизации БД — Д (по той же классификации). Коэффициент битуминозности 0,82% ( $\alpha_{ХБ} = 0,0085\%$ ).

Во внутренней зоне прогиба (обнажения по рекам Сайата и Эсэлх-Юрях), где тоарские отложения испытали погружение на глубины до 5000—5500 м, большинство ХБ из аргиллитов по генетическому типу относятся к СОБ и ЭОБ. Для СОБ характерны содержания (в %) С — 69,55—79,65, Н — 7,28—11,22, NSO — 11,79—21,84. К ЭОБ отнесены ХБ с более высокими содержаниями (в %) углерода (78,81—81,82), Н (11,39—12,60) и пониженными NSO (8,37—10,64). Один образец отнесен к СБ (С — 82,4%, Н — 10,77, NSO — 6,99%) сапропелито-гумитов на стадии метаморфизма «К» (по классификации А. Э. Конторовича, 1970). Несколько окисленный облик приведенных битумоидов по сравнению с характеристиками генетических типов обусловлен влиянием процессов гипергенеза. Коэффициент битуминозности сингенетичного битумоида равен 8,27%, а средний  $\beta$  для СОБ (9 обр.) — 4,53%.

Сравнение  $\beta$  сингенетичных битумоидов внешней и внутренней зон прогиба (3,8 и 8,27% соответственно) свидетельствует о росте этого коэффициента с глубиной погружения пород. Изменение этого показателя для СОБ (4,13, и 4,53%), на наш взгляд, хорошо согласуется с известной «закономерностью Неручева». Последняя гласит о снижении с глубин 1,5—2,5 км коэффициента битуминозности в связи с эмиграционными процессами. Причем снижение это тем более ярко выражено, чем больше скорость эмиграции по сравнению с новообразованием битумоида.

Соотношение элементарного состава сингенетичных битумоидов внешней и внутренней зон прогиба соответствует установленной динамике (Конторович, 1964, 1970) изменения их состава в зоне катагенеза (увеличение содержания углерода и уменьшение — гетероэлементов). Изменения элементарного состава СОБ говорят об интенсификации процессов эмиграции углеводородов с глубиной (следует, однако, заметить, что в образцах из обнажений во внутренней зоне прогиба существенные пределы колебания содержания гетероэлементов обусловлены не только эмиграцией, но и влиянием процессов гипергенеза).

О соотношении масштабов эмиграции углеводородов из тоарских отложений двух различных в тектоническом отношении зон можно судить по коэффициентам нефтеотдачи (К), вычисленным по уравнению материального баланса процессов нефтеотдачи (Неручев, 1962, 1969). Во внешней зоне прогиба, где рассматриваемые аргиллиты (Бахынайская скважина) в ходе геологического развития, видимо, не погружались на глубины более 2500 м (с учетом неотектонических восходящих движений), они составляют:  $K_c = 0,39$ ,  $K_{NSO} = 0,27^*$ . Во внутренней зоне прогиба (глубины погружения до 5000—5500 м)  $K_c = 0,81$ ,  $K_{NSO} = 0,70$ . По этим коэффициентам можно, в первом приближении, судить о нефтематеринском потенциале верхнеелайсовых отложений внешней и внутренней зон прогиба. Уместно, однако, заметить, что высокие К во внутренней зоне прогиба отражают, как отмечает В. А. Успенский, «не столько высокую степень подвижности битумоида, сколько совокупность всех изменений в органическом веществе, обеспечивающих пополнение количеств битумоида за счет новообразования» (1969, с. 214).

\* Элементарный состав эмиграционного битумоида взят по В. А. Успенскому (1969).

Люминесцентно-микроскопическое изучение нижнеюрских пород указывает на наличие вещественных следов катагенных преобразований битумоидной составляющей РОВ. В них преобладают гумусовые разности (нелюминесцирующие углистые фрагменты, гомогенные скопления, а также форменные элементы). Однако, как уже отмечалось, роль сапропелевого материала весьма значительна (особенно в тоарских породах) — это однородные аморфные соединения, люминесцирующие в коричневых тонах. В частности, ХБ из тоарского аргиллита (Джарджанская скважина, обр. Д-41), по данным ИКС, относится к СБ класса сапропелитов на стадии БД. В составе средней молекулы битумоида важную роль играют группы  $\text{NH}_2$  ( $1465 \text{ см}^{-1}$ ,  $720 \text{ см}^{-1}$ ) и  $\text{NH}_3$  ( $1378 \text{ см}^{-1}$ ), а также группы  $\text{C}=\text{O}$  сложных алифатических эфиров и альдегидов, кетонов, кислот и ароматических эфиров ( $1720 \text{ см}^{-1}$ ). Количество ароматических колец ( $1610 \text{ см}^{-1}$ ,  $820 \text{ см}^{-1}$ ,  $745 \text{ см}^{-1}$ ) незначительно.

Для нижнеюрских аргиллитов Бахынайской скважины характерно преобладание смолисто-асфальтовых компонентов, о чем свидетельствует буроватое свечение в проходящем свете. Иногда фиксируется отчетливая ассоциация битуминозных компонентов с остаточным органическим веществом (темно-бурое свечение в проходящем свете). Весьма характерна концентрация легких битуминозных компонентов, люминесцирующих желтовато-голубоватым и желтоватыми цветами, в микрослойки, ориентированные в основном по слоистости. Они отчетливо фиксируются в отраженном свете; в проходящем — битум, заполняющий трещину, имеет буроватое свечение. Наблюдается значительное количество черных гумусовых образований наряду с фрагментами кутикул и буровато-коричневыми сгустками сапропелевого вещества. Очень часто форменные элементы окаймляются легкими битуминозными компонентами, сконцентрированными в микрослойки. Толщина слоев обычно не превышает 0,1 мм, конфигурация их часто причудливая и повторяет очертания форменных элементов и фрагментов. В отраженном свете наблюдаются также неправильной формы скопления, имеющие зональное строение, — оторочка люминесцирует желтым и желтовато-голубым цветами, а центральная часть скопления заполнена либо люминесцентными компонентами, обладающими буроватыми цветами люминесценции в проходящем свете, либо остаточным органическим веществом.

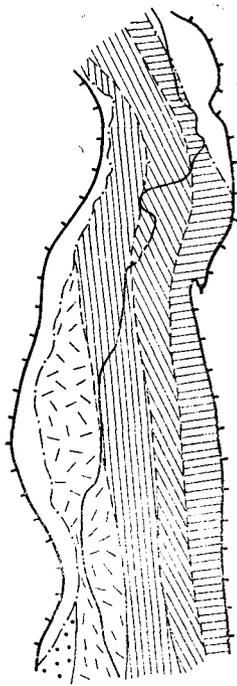
Для нижнеюрских аргиллитов из Джарджанской опорной скважины, залегающих на глубинах 1000—1100 м, масштабы обособления легких битуминозных компонентов в микрослойки и выделения значительно меньше по сравнению с аргиллитами из Бахынайской скважины. В большинстве случаев битуминозное вещество в них имеет желтоватое свечение в отраженном свете, а в проходящем практически сливается с общим буроватым фоном.

Отмеченные выше особенности распределения битуминозных компонентов в однообразных, характеризующихся сходными геохимическими условиями, но погруженных на различные глубины образованиях, на наш взгляд, подтверждают важность глубинного фактора в процессах преобразования рассеянного органического вещества. В этом плане показательно сравнительное изучение нижнеюрских аргиллитов Бахынайской и Джарджанской опорных скважин, расположенных на приплатформенном крыле, с нижнеюрскими аргиллитами Китчанской площади, находящейся на пригеосинклинальном крыле. В битуминозном веществе последних преобладают смолисто-асфальтовые компоненты, о чем свидетельствует буроватое свечение в проходящем свете. Микрослойков легких битуминозных компонентов значительно меньше, чем в скважинах приплатформенного крыла. Преобладание высокомолекулярных смолистых компонентов позволяет считать битуминозное вещество нижнеюрских аргиллитов Китчанской площади сингенетичным остаточным.

Состав и характер распределения битуминозных компонентов в песчано-алевролитовых разностях несколько иной, чем в аргиллитах. В большинстве случаев эти компоненты находятся в породах в равномерно-рассеянном состоянии, что наиболее отчетливо фиксируется в отраженном свете. На отдельных участках наблюдаются легкие битуминозные компоненты (желтоватое и желтовато-зеленоватое свечение), цвет люминесценции которых сохраняется и в проходящем, и в отраженном свете, что определенно свидетельствует о преобладании масляной фракции и низкомолекулярных смол. Скопления легких битуминозных компонентов, насыщающие отдельные участки пород следует, видимо, считать либо паравтохтонными, либо эпигенетическими. В песчаниках и алевролитах микровыделений легких битуминозных компонентов значительно меньше, чем в аргиллитах, и большее их количество приурочено (в разностях, характеризующихся значительным содержанием  $C_{орг}$ ) к углистым прослойкам.

Таким образом, битуминологические особенности РОВ и характер размещения битумоидной части его в породах достаточно убедительно свидетельствуют о реальности генерации углеводородов и их первичной миграции в отложениях нижней юры рассматриваемого региона. Нефтематеринский потенциал этих образований увеличивается при движении от внешней зоны прогиба к внутренней, что обусловлено не только возрастанием степени метаморфизма РОВ, но также и увеличением мощности продуцирующих толщ.

**Средне-верхнеюрские отложения.** Метаморфизм РОВ в верхней части рассматриваемого разреза незначительно отличается от такового в нижнеюрских отложениях. Сохраняется закономерное нарастание метаморфизма РОВ к складчатой области. Зоны углефикации смещены к востоку, зона жирной стадии карбоцизации более узкая, чем в подстилающем комплексе (рис. 16).



По данным химико-битуминологических исследований, содержание ХБ в аргиллитах и алевролитах внешнего крыла прогиба (керповый материал Бахынайской и Джарджанской скважин) колеблется в пределах 0,004—0,03% (среднее по 8 образцам — 0,017%). На внутреннем крыле содержание ХБ заметно выше: в алевролитах и аргиллитах — 0,012—0,086% (среднее по 16 обр. — 0,057%), в песчаниках — 0,002 — 0,043% (среднее по 8 обр. — 0,015%). В отложениях присутствуют сингенетические, сингенетично-остаточные, смешанные, эпигенетические и эпигенетично-остаточные битумоиды (последние три только во внутренней зоне прогиба).

В табл. 5 приведены битуминологические характеристики сингенетических и сингенетично-остаточных ХБ класса сапропелито-гумитов из среднеюрских отложений прогиба. Весьма показательное сравнение СБ из внешней и внутренней зон прогиба — битумоид из пригеосинклинального крыла (р. Буотар), где степень метаморфизма РОВ выше стадии Г, отличается от битумоидов Бахынайской скважины (стадия Д) более высоким  $\beta$ , повышенным содержанием углерода и пониженным — гетероэлементов в элементарном составе, большим количеством масел, бензольных смол и меньшим спирто-бензольных смол и асфальтенов в групповом составе.

Рис. 16. Метаморфизм РОВ в средне-верхнеюрских отложениях северной части Предкавказского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 11.

Характеристика СБ и СОБ класса саурпелито-гумитов из среднеюрских отложений Предверхоанского прогиба

Геохимические показатели		Внешнее крыло прогиба		Внутреннее крыло прогиба						
		Бахынайская опорная скважина		Бассейн р. Менгере			р. Буотар			
		Аргиллиты нижнего аалена		Ааленский ярус		Аргиллиты нижнего бата	Аргиллиты нижнего (?) бата			
		СБ	СОБ	Аргиллиты и алевролиты	Песчаники	СОБ	СБ			
Содержание, %	на ОВ	на породу	Сорг	$\frac{0,13-0,66}{0,39}$ (2)	$\frac{0,14-0,77}{0,42}$ (4)	$\frac{0,26-1,30}{0,68}$ (4)	$\frac{0,14-0,47}{0,30}$ (2)	$\frac{0,41-1,49}{0,77}$ (4)	0,66	
			$\alpha$	$\frac{0,01-0,03}{0,02}$	$\frac{0,004-0,03}{0,018}$	$\frac{0,02-0,078}{0,04}$	$\frac{0,002-0,043}{0,022}$	$\frac{0,012-0,024}{0,018}$	0,055	
Элементарный состав, %	на ОВ	на породу	$\beta$	$\frac{4,23-6,10}{5,16}$	$\frac{2,47-5,04}{4,88}$	$\frac{3,67-5,72}{4,70}$	$\frac{1,53-6,88}{4,20}$	$\frac{1,25-2,85}{2,35}$	6,2	
			С	$\frac{79,55-80,23}{79,89}$	$\frac{77,38-79,21}{78,17}$	$\frac{72,37-81,31}{76,01}$	$\frac{69,20-73,84}{71,52}$	$\frac{56,05-78,64}{72,17}$	86,60	
Элементарный состав, %	на ОВ	на породу	Н	$\frac{9,54-10,44}{9,99}$	$\frac{7,62-9,85}{9,11}$	$\frac{7,86-9,18}{8,49}$	$\frac{7,39-9,49}{8,44}$	$\frac{4,92-10,56}{8,18}$	9,39	
			NSO	$\frac{10,01-10,23}{10,12}$	$\frac{11,23-14,40}{12,71}$	$\frac{10,22-19,77}{15,49}$	$\frac{18,77-21,30}{20,03}$	$\frac{11,61-39,03}{19,65}$	4,01	
Элементарный состав, %	на ОВ	на породу	C/H	$\frac{7,79-7,93}{7,86}$	$\frac{8,34-11,20}{9,23}$	$\frac{8,85-10,37}{9,75}$	$\frac{7,99-11,29}{9,64}$	$\frac{7,57-11,41}{9,94}$	9,39	
			$\frac{C+H}{N+S+O}$	$\frac{8,77-8,99}{8,88}$	$\frac{5,94-7,92}{6,93}$	$\frac{4,06-8,77}{5,68}$	$\frac{3,70-4,46}{4,08}$	$\frac{1,56-7,61}{5,29}$	27,49	
Групповой состав, %	на ОВ	на породу	масла	$\frac{27,27}{(обр. Б-25)}$	—	—	—	—	30,43	
			бенз. смолы	3,64	—	—	—	—	10,86	
			спирто-бенз. смолы	34,54	—	—	—	—	—	29,07
			асфальтены	34,54	—	—	—	—	—	29,61

В отношении СОБ картина обратная: во внутренней зоне уменьшается  $\beta$ , повышается содержание гетероэлементов, понижается — углерода. Такие соотношения для СБ свидетельствуют об интенсификации катагенных превращений РОВ в зоне катагенеза, а для СОБ — о преобладании в интервале Д—Г выше эмиграции УВ над процессами их новообразования.

В углеводородном составе СБ (р. Буотар) преобладает (69,45% метапо-нафтенная фракция (содержание УВ на РОВ — 1,48%, на битумоид — 23,65%, на масла — 77, 73%). В составе СОБ, по данным ИК-спектроскопии, преобладают окисленные компоненты, что позволяет рассматривать остаточный характер битумоидов как суммарный эффект эмиграционных и гипергенных процессов.

ХБ из верхнеюрского песчаника на р. Хатыстах (в %:  $\alpha$  — 0,186;  $\beta$  — 33,9;  $\gamma$  — 86,12; Н — 12,13; SO — 1,75) близок, судя по элементному составу, к нефти. Спектр его является типичным для эпибитумоидов. Средняя молекула его представлена, главным образом, группами  $\text{C}_n\text{H}_2$  (1465  $\text{cm}^{-1}$ , 1455  $\text{cm}^{-1}$ ) и  $\text{C}_n\text{H}_4$  (1378  $\text{cm}^{-1}$ , 1460  $\text{cm}^{-1}$ ), которые могут входить в состав длинных метановых цепей (720  $\text{cm}^{-1}$ ) и нафтенных колец (970  $\text{cm}^{-1}$ ).

Распределение битуминозных компонентов в алевролитах, аргиллитах среднеюрского разреза по сравнению с нижнеюрскими остается прежним. В среднеюрском разрезе Бахынайской скважины наиболее насыщены легкими битуминозными компонентами песчаники, залегающие на аргиллитовой пачке тоара. Последнее — свидетельство эмиграции компонентов из подстилающих тоарских отложений. В отдельных образцах песчаников в углестоглинистых прослойках в отраженном свете микрослойки заполнялись легкими битуминозными компонентами.

Распределение битуминозных компонентов в глинисто-алевролитовых породах средней юры свидетельствует о достаточно высокой степени «зрелости» битуминозного вещества. Значительно меньшая степень превращенности битуминозного вещества в породах Джарджанской скважины (интервал 723—1079 м) по сравнению с геохимически однотипными породами Бахынайской скважины (1970—2282) указывает на решающую роль глубинного фактора (и связанных с ним температуры и давления) в процессе нефтегазогенерирования.

Битуминозные компоненты в верхнеюрских породах по сравнению с нижне- и среднеюрскими отличаются меньшей степенью дифференцированности. В алевролитах и аргиллитах (керновый материал Бахынайской и Джарджанской опорных скважин) легкие компоненты, люминесцирующие желтоватым цветом, находятся в тонкорассеянном состоянии. Микроскопленей, наблюдающихся в отраженном свете, в верхнеюрских разностях значительно меньше, чем в среднеюрских, причем эти микровыделения фиксируются только в аргиллитах и алевролитах Бахынайской скважины (интервал 1495—1972 м). В песчаниках легкие битуминозные компоненты находятся также в незначительных количествах, не образуют сколько-нибудь заметных микроскопленей и фиксируются в отраженном свете.

Не исключено, что наблюдаемое распределение битумоидной фракции РОВ в верхнеюрских породах обусловлено природой исходного органического вещества. В органическом веществе, fossilized в верхнеюрских отложениях, резко преобладают гумусовые разности, обедненные по сравнению с сапропелевым органическим веществом битумоидами. Причем обедненность эта может быть не только первичная (обусловленная составом исходного материала), но и вытекающая из динамики новообразования битумоидов (по А. Э. Конторовичу (1970), в гумусовом ОБ этот процесс наиболее интенсивен на газовой стадии). Исходя из этого можно предположить, что на буроугольной и длиннопламенной стадиях метаморфизма степень дифференцированности РОВ, наблюдае-

мая под люминесцентным микроскопом, будет ярче выражена в породах, содержащих большое количество сапропелевого материала.

Характер изменения некоторых геохимических показателей ХБ, особенности распределения в породах битуминозных компонентов РОВ свидетельствуют о возможности реализации средне-верхнеюрскими отложениями при достижении оптимальных термодинамических условий нефтегазоматеринских свойств. Нефтегазоматеринский потенциал этих отложений также возрастает во внутренней зоне прогиба.

**Нижнемеловые отложения.** По сравнению с нижележащими образованиями метаморфизм ОВ здесь изучен наиболее полно. Именно в этих отложениях было установлено резкое его возрастание в восточном направлении.

Степень углефикации ОВ изменяется от бурогоугольной на приплатформенном крыле до жирной прискладчатой области стадий (рис. 17). На отдельных участках внутреннего крыла прогиба каменные угли метаморфизованы до коксовой стадии.

Средние содержания  $C_{орг}$  в нижнемеловых континентальных отложениях северной части Предверхооянского прогиба достаточно высокие: 0,49% в песчаниках, 0,57 — в алевролитах и 1,39% в аргиллитах.

Содержание хлороформенного битумоида в нижнемеловых угленосных отложениях, по данным люминесцентно-битуминологических исследований, колеблется в широких пределах от следов до тысячных, реже сотен и десятков долей процента. По групповому составу битумы преимущественно легкие, реже средние, осмоленные (последние две группы чаще встречаются в отложениях внутренней зоны прогиба).

Люминесцентно-микроскопическим изучением песчано-алевролитовых разностей пород нижнего мела (кernовый материал Бахынайской опорной скважины, стадия метаморфизма РОВ—Б, Д) установлена близость характера распределения битумоидной фракции РОВ к такому в верхнеюрских породах.

Степень метаморфизма РОВ показывает, что на значительной части территории нижнемеловые отложения пребывали (и пребывают) в термодинамических обстановках, определяющих главную фазу нефтегазообразования (по Н. Б. Вассоевичу). Преимущественно гумусовый характер РОВ позволяет предполагать здесь генерацию в основном газообразных углеводородов и, главным образом, метана.

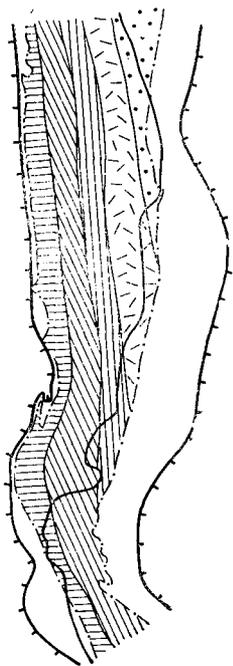


Рис. 17. Метаморфизм РОВ в нижнемеловых отложениях северной части Предверхооянского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 14.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ — МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

### ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В предыдущей главе были даны описания условий накопления и геохимических особенностей органического вещества, которые в определенной мере характеризуют масштабы процессов нефтегазообразования в верхнепалеозойском — мезозойском разрезе северной части Предверхооянского прогиба.

Одна косамо по себе наличие углеводородов (УВ) еще не определяет нефтегазоносности той или иной территории. Как известно, необходимым условием аккумуляции этих углеводородов в сложном и многообразном процессе их перемещения в пределах осадочных пород являются наличие и определенное сочетание в разрезе легкопроницаемых (коллекторов) и непроницаемых (покрышек) слоев. Регионально выдержанные изолирующие горизонты обуславливают существование относительно изолированных гидродинамических систем, динамические и гидрохимические характеристики которых, в основном, и определяют концентрацию и рассеяние УВ в литосфере. Наличие регионально выдержанной глинистой толщи рассматривается как основной критерий выделения в разрезе комплексов (гидродинамических систем), отличающихся по характеру возможной нефтегазоносности.

В разрезе северной части Предверхооянского прогиба выделяются комплексы: пермский, нижнетриасовый, средне-верхнетриасовый — нижнеюрский, средне-верхнеюрский и нижнемеловой. В силу отсутствия данных о площадном распространении каменноугольные отложения условно включены в состав пермского комплекса. Объем последнего также условен, поскольку нет никаких данных о характере строения пермского разреза на большей части рассматриваемой территории (получение таких данных, возможно, позволит в дальнейшем сделать детальное деление этого разреза).

#### ПЕРМСКИЙ КОМПЛЕКС

Насколько можно судить по имеющимся данным, по значительной части описываемой территории пермские отложения перекрываются глинистыми образованиями нижнего триаса. В южной части региона его, по-видимому, перекрывают индские отложения, а в северной, где индские отложения либо отсутствуют, либо присутствуют в незначительных мощностях, — оленекские. Таким образом, пермский комплекс достаточно надежно изолирован от вышележащих отложений.

Подосва данного комплекса на значительной территории налегает на различные горизонты кристаллического фундамента, рифея, венда, кембрия и нижнего карбона в пределах приплатформенного крыла прогиба, а во внутренней зоне прогиба пермские отложения, по-видимому, залегают на средне-верхнекаменноугольных образованиях.

Максимальные мощности рассматриваемого комплекса (видимо, до 1000—1500 м и более) развиты в пределах пригеосинклинального крыла прогиба, откуда они уменьшаются к западу в сторону приплатформенного крыла (мощность пермских отложений, вскрытых Джарджан-

ской опорной скважиной, 175 м). Повышенные мощности этого комплекса, судя по геофизическим данным и исходя из общегеологических построений, в пределах приплатформенного крыла ожидаются в Кютюндинском грабене.

К востоку от выходов на поверхность пермских отложений кровля комплекса быстро погружается (в Джарджанской скважине — 1343 м). Исходя из общегеологических построений глубина залегания кровли в большей части приплатформенного крыла не превышает 1500—2000 м (рис. 18). При этом она уменьшается в северном направлении — в сводовых частях Говоровской и Бесюкинской антиклиналей кровля комплекса залегает на глубине 1100—1200 м. Наибольшие глубины возможны в пределах внутренней зоны Соболювской впадины (до 7—8 км). Наименьшая — ожидается здесь в сводовой части Соболюв-Маянской антиклинальной структуры (2000—2500 м). Значительно меньшие глубины (не более 2500 м) можно предполагать в сводовых частях антиклинальных структур Булунской впадины, а в пределах Сетасской зоны складок кровля комплекса поднимается до глубины 1000 м (см. рис. 5, 18).

Особенности состава и строения пермского разреза западного крыла Верхоянского мегантиклинория в пределах хр. Орулган, а также закономерное замещение в сторону прогиба морских отложений образованиями лагунно-континентальных и континентальных фаций, увеличение песчаности отложений в том же направлении позволяют предполагать развитие в пределах прогиба преимущественно песчано-алевролитовой толщи, верхняя часть которой, возможно, угленосная. Предполагается распространение в пределы внутренней и осевой зон прогиба аналогов глинистой эчийской свиты, которые могут быть достаточной покрывкой. Другим потенциальным изолирующим горизонтом можно считать распространенную в пределах Туорасского выступа глинистую чинкскую свиту.

Для предварительной оценки распространения коллекторов региона попытаемся сопоставить имеющиеся в нашем

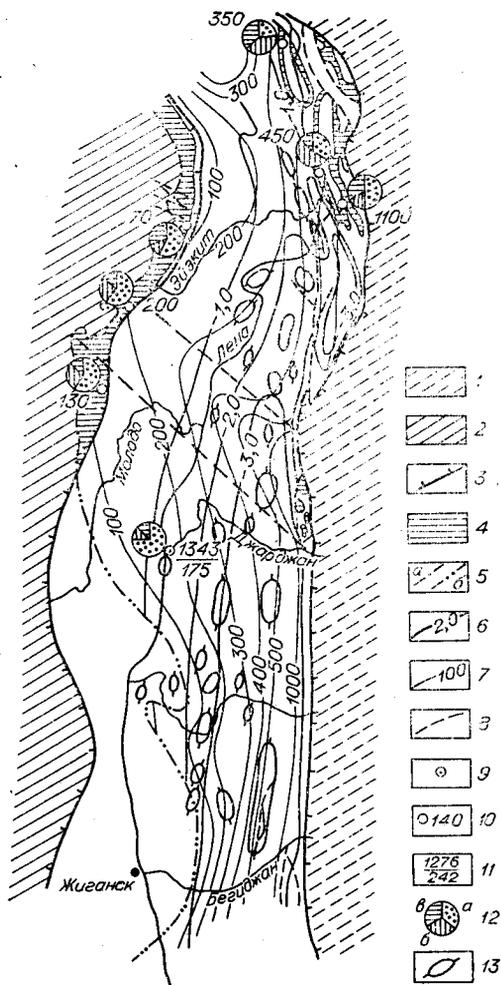


Рис. 18. Глубина залегания кровли и распределение мощностей пермского комплекса.

1 — Верхоянский мегантиклинорий; 2 — Сибирская платформа; 3 — граница прогиба; 4 — выходы на дневную поверхность отложений данного комплекса; 5 — современная граница распространения отложений комплекса на приплатформенном крыле прогиба (а — достоверная, б — предполагаемая); 6 — изогипсы по кровле комплекса; 7 — изолинии равных мощностей комплекса; 8 — разрывные нарушения; 9 — глубокие скважины; 10 — мощность сводного разреза по обнажениям; 11 — разрез по скважине (в числителе глубина залегания кровли, в знаменателе — мощность разреза комплекса); 12 — диаграмма литологического состава (а — песчаники, б — алевролиты, в — аргиллиты); 13 — брахиантиклинали.

распоряжении данные по метаморфизму РОВ и по физическим свойствам пород. Есть известная доля условности в таких построениях, поскольку степень катагенетической измененности сама по себе не определяет емкостных и фильтрационных свойств. Последние при прочих равных условиях зависят от гранулометрического состава породы, количества глинистой примеси, типа и состава цемента, степени окатанности, сортировки терригенного материала и других факторов.

Судя по разрезам западного крыла мегантиклинория, во внутренней и осевой зонах прогиба в пермском разрезе развиты преимущественно кварцево-полевошпатовые средне-мелкозернистые песчаники, в которых РОВ метаморфизовано до жирной и более высоких стадий (см. рис. 12). Открытая пористость таких песчаников на крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей, по нашим данным, колеблется в пределах 2—4%, редко достигаая 5%, при абсолютной газопроницаемости в сотые и десятые доли миллиардари. Более высокие коллекторские свойства песчаников базального горизонта на западном крыле Булкурской антиклинали — пористость до 8—13%, газопроницаемость до 134 мДарси (Емельянцеv и др., 1960).

В Джарджанской опорной скважине (внешняя зона прогиба, степень метаморфизма РОВ — Д) открытая пористость средне-крупнозернистых песчаников нижней половины разреза составляет 16,18—17,65% (интервал 1494—1502 м) при газопроницаемости 0,72—28,87 миллиардари; емкостные и фильтрационные свойства мелкозернистых песчаников верхней части разреза несколько ниже; открытая пористость 7,5—18,1%, а газопроницаемость 1,6—11,8 мДарси.

Прекрасными коллекторскими свойствами обладают пермские породы на северо-восточном и восточном склонах Оленекского поднятия (стадия углефикации Д — БД). Здесь отдельные прослои средне-крупнозернистых песчаников, залегающие в основании пермского разреза, почти не содержат минерального цемента — пористость их превышает 15—20%, а проницаемость составляет несколько сот миллиардари. Выше лежащие песчаники также обладают высокими емкостными и фильтрационными свойствами. Отдельные образцы крупнозернистых песчаников — с проницаемостью до 14 000 мДарси (Калинко, 1959).

Гидрогеологическая обстановка в рассматриваемой части разреза в значительной степени определяется мощной толщей вечномерзлых пород. Н. В. Черским (1959) впервые было отмечено, что основной причиной аномально низких пьезометрических уровней многих водоносных комплексов на территории Якутии является наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород, которая изолировала водоносные горизонты как от поверхностных источников питания, так и от областей питания. Величина, определяющая дефицит пластовых давлений, в конечном счете зависит от мощности толщи мерзлых пород, гипсометрического положения области питания и пространственного расположения областей разгрузки и питания относительно распространения зоны вечной мерзлоты.

Породы пермского комплекса вскрыты Джарджанской опорной скважиной. По геофизическим данным, для опробования в пермском разрезе было выделено четыре горизонта. Притоки минерализованных вод получены из первого, второго и четвертого горизонтов. Вскрытые водоносные горизонты характеризуются большим дефицитом гидростатического напора. Приведенные пьезометрические уровни в абсолютных отметках для первого и второго горизонтов составляют соответственно минус 189 и минус 179 м (четвертый горизонт испытан некачественно). В этой связи можно считать наличие аномально низких пластовых давлений в пермских отложениях северной части Предверхоанского прогиба установленным. Причина этого — в изоляции пермских водоносных горизонтов толщей вечномерзлых пород от областей питания и разгрузки. Последние, видимо, располагались в пределах шельфа арктических мо-

рей. В пользу этого, на наш взгляд, говорят данные гидрогеологических исследований в пределах Лено-Анабарского прогиба. В Нордвикском районе большинство пермских водоносных горизонтов характеризуется аномально низкими пластовыми давлениями. Относительно высокие пластовые давления нижележащих нижнепермских, каменноугольных и девонских водоносных горизонтов (Калинко, 1959) могут быть объяснены высказанным Н. В. Черским (1959) положением о том, что находящиеся в пределах шельфа области разгрузки подземных гидравлических систем, отрезанных толщей многолетнемерзлых пород от областей питания, становятся источником напора пластовых вод. Иллюстрацией этого положения может служить вскрытая на Улахан-Юряхской площади скв. К-308 на глубине 519 м в пермских отложениях горизонта, обладающего значительной водообильностью (дебит достигал 600 м<sup>3</sup>/сутки) и высоким напором вод (высота фонтана до 25 м), содержащих растворенный газ (газ и вода, вероятно, поступали из нижележащих горизонтов по зоне тектонического нарушения, высокий водонапорный режим в которых создается в пределах непромороженной части шельфа).

При испытании четвертого горизонта Джарджанской скважины был получен приток воды с растворенным горючим газом (содержание  $\text{CH}_4$ —79%). По химическому составу воды опробованных горизонтов относятся к хлоркальциевому типу и имеют минерализацию 44,9 (I горизонт), 48,4 (II горизонт) и 12,65 г/л (IV горизонт). Слабая минерализация вод IV горизонта, по данным В. В. Забелина, по-видимому, связана с разбавлением их пресной водой, поступающей в инструмент из затрубья при подъеме испытателя. По химическому составу воды однотипны. В анионном составе резко преобладает хлор. Среди катионов преобладает Са, характерно полное отсутствие магния, а также железа. Отношение  $\text{Na/Cl}$  равно 0,51—0,60. В водах I и II горизонтов отмечается повышенное содержание гидрокарбонатного иона (до 360 мг/л). Гидрохимические характеристики пластовых вод, полученных в скважине из пород фундамента с глубины 1546—1555 м, указывают на отсутствие изолированности пермских водоносных горизонтов снизу. В водах всех горизонтов присутствуют микроэлементы — бром, йод, бор, аммоний.

Пермские воды Джарджанской скважины в высокой степени метаморфизованы и находятся в условиях затрудненного водообмена, что, в общем, свидетельствует о благоприятных условиях для сохранения залежей нефти и газа.

Геологические предпосылки в сочетании с установленной промышленной газоносностью (Вилуйская синеклиза) и полупромышленной нефтеносностью (п-ов Нордвик) пермских отложений, а также наличие реликта гигантской Оленекской нефтяной залежи \* позволяют высоко оценивать потенциальную нефтегазоносность пермских отложений.

## НИЖНЕТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения данного комплекса на приплатформенном крыле прогиба, а также в северной половине региона на пригеосинклинальном крыле залегают на пермских образованиях с региональным перерывом; на пригеосинклинальном крыле в южной части региона, судя по разрезам зоны сочленения прогиба и мегантиклинория, перерыва, вероятно, нет.

Объем комплекса, вследствие особенностей строения нижнетриасового разреза, не остается постоянным. Во внутренней зоне прогиба южной части региона он включает в себя индские отложения и аргиллитовую

\* Пермские отложения северного и северо-восточного склонов Оленекского поднятия на протяжении почти 200 км насыщены битумом (содержание его обычно превышает 1%, редко достигая 10%). Это уникальное скопление битумов, прогнозные запасы которого, по данным разных исследователей, составляют 2,5—6,5 млрд. т, является реликтом вскрытой современным эрозионным срезом гигантской нефтяной залежи.

толщу оленекского яруса (аналог мономской свиты), а в северной части — индские (там, где они сохранились после предоленинского размыва) и оленекские образования в полном объеме.

От нижележащего комплекса нижнетриасовый отличается значительной глинистостью разреза. Максимальные мощности (до 500 м) устанавливаются в зоне сочленения прогиба с мегантиклинорием в бассейне р. Соболах-Маян. В северном направлении мощности уменьшаются и в междуречье Эбитизм — Бесюке не превышают 300 м, а на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей — не более 200 м. В этом же направлении уменьшается общая песчаность разреза — в южной части района она составляет 35%, а в северной не превышает 15% при мощности отдельных пластов песчаников не более 4—5 м. В северной части региона комплекс теряет, по существу, самостоятельное значение и играет роль покрывки для пермских отложений.

Региональное распространение в пределах рассматриваемой территории имеет аргиллитовая толща оленекского яруса. Мощность ее в разрезах зоны сочленения в южной части 90—100 м. Литологически это довольно однородная толща темно-серых и черных аргиллитов с зеленоватым оттенком. Минералогический состав глинистых пород бассейна нижнего течения р. Лены, по данным А. В. Ивановской (1967), довольно однообразен: частично разбухающий хлорит, гидрослюда и каолинит.

В южной части региональное распространение имеет, видимо, и пестроцветная толща переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, залегающая в основании разреза индского яруса, с мощностью в разрезах «краевой моноклинали» до 180—220 м. Между этими двумя покрывками заключена 105—110-метровая пачка песчаников.

По характеру строения разреза нижнетриасового комплекса в южной части региона очень близок к таковому нижнетриасового комплекса восточной части Вилуйской синеклизы. Существенным отличием между этими двумя разрезами, имеющим первостепенное значение для сохранения залежей нефти и газа, является литологическая однородность глинистой толщи оленекского яруса в северной части Предверхоанского прогиба.

От западной границы региона отложения быстро погружаются на восток (в Джарджанской опорной скважине кровля комплекса располагается на глубине 1267 м); глубина залегания кровли нижнетриасовых отложений в пределах приплатформенного крыла достигает 1500—2000 м (рис. 19). Глубины уменьшаются в северном направлении — по нашим расчетам, в сводовых частях Говоровской и Бесюкинской брахiantiклинелей кровля комплекса располагается на глубине 1000—1100 м. Во внутренней зоне прогиба эти образования залегают значительно глубже — до 7—8 км в Собопольской впадине. Меньшие глубины (порядка 3—4 км) можно предполагать в Булунской впадине. Лишь в сводовых частях крупных антиклинальных структур кровля комплекса поднимается до 2000 м, на взброшенном крыле Соболах-Маянской структуры — до 1000—1500 м, на гребневидных антиклиналях осевой зоны Булунской впадины до 2000—2500 м, в сводках структур Сетасской зоны до 800—1500 м (см. также рис. 5).

В северной части региона, во внутренней зоне прогиба, преобладают средне-мелкозернистые песчаники граувакково-кварцевого, олигомиктово-кварцевого и грауваккового состава. Цемент гидрослюдистый, глинисто-регенерационно-кремнистый и карбонатный. На стыке кристаллов наблюдается регенерация обломков кварца, реже — полевых шпатов (Ивановская, 1967). Пористость таких песчаников на западном крыле Булкурской антиклинали не превышает 7% при проницаемости в десятые доли миллидарси (Емельянец и др., 1960). В южной части региона, во внутренней зоне, открытая пористость песчаников не превышает 8,5% (Натапов и др., 1968).





турного анализа, глинистая фракция пород верхнего лейаса на приплатформенном крыле прогиба (керновый материал Бахынайской и Джарджанской скважин) представлена хлорит-гидрослюдисто-каолининовой ассоциацией. Во внутренней зоне прогиба, в низовьях р. Лены количество каолинита уменьшается (каолинит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация).

Условия залегания отложений рассматриваемого комплекса близки к нижележащему. На большей части пригеосинклинального крыла кровля его погружена на 3 км и более. В сводовой части Соболах-Маянской антиклинальной структуры кровля аргиллитовой пачки залегает на глубинах от 150—200 (восточное крыло в долине р. Соболах-Маян) до 1500—2000 м в бассейне р. Нымингде. В Булунской впадине в сводовых частях крупных антиклинальных структур (Барысахская и др.) глубина залегания кровли нижнеюрского комплекса обычно, по нашим расчетам, не превышает 2000 м; в Сетасской зоне складок кровля поднимается до 250—300 и не опускается ниже 1500 м (см. рис. 5, 20).

В низовьях р. Лены, в триасовой части разреза комплекса, преобладают средне-мелкозернистые олигомиктово-кварцевые и полимиктовые песчаники с хлорит-биотитовым и кремнисто-карбонатным цементом базального и порового типа (Емельянцева и др., 1960). В юрской части комплекса развиты аркозовые и граувакково-аркозовые песчаники. По данным В. И. Семенова и В. Ю. Ивенсена (1970), в южной части региона в разрезе бегиджанской свиты, преобладают олигомиктово-кварцевые и кварцевые, часто сливные, песчаники.

Открытая пористость песчаников среднего триаса на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей (стадия метаморфизма—Р0В) колеблется в пределах 4—7%, а газопроницаемость составляет сотые и десятые доли миллиарда. Несколько выше коллекторские свойства бегиджанских песчаников в южной части района — открытая пористость колеблется в пределах 5,5—11,2%, а газопроницаемость от 10—12 до 25—40 мДарси (Натапов и др., 1968).

Во внешней зоне прогиба (стадия углефикации органического вещества Д) емкостные и фильтрационные свойства коллекторов значительно выше. В Бахынайской скважине песчаники, слагающие верхнюю часть разреза среднего лейаса, по данным Э. О. Тарасовой, обладают открытой пористостью 16—21,7% и газопроницаемостью от 17,7 до 295,5 мДарси. В Джарджанской скважине открытая пористость домерских песчаников составляет 14,2%.

Притоки минерализованных вод с растворенным горючим газом ( $\text{CН}_4$ —67%) были получены в Джарджанской опорной скважине из домерских песчаников. Опробование было проведено некачественно. Нижнеюрские пластовые воды в отличие от вод нижнеюрских водоносных горизонтов Вилуйской синеклизы и центральной части прогиба имеют аномально низкое пластовое давление (приведенный пьезометрический уровень в абсолютных отметках минус 193 м). Эти воды имеют низкую минерализацию 18,3г/л и относятся к хлоркальциевому типу. В воде резко преобладают хлориды Са, что и обуславливает высокий коэффициент метаморфизации воды (по В. А. Сулину,  $\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}} = 70,5$ ). Неожиданно высокое содержание гидрокарбонатного иона (146,4 мг/л) при такой степени метаморфизации, вероятно, объясняется присутствием в разрезе домера пропластков известняка. Содержание сульфатного иона незначительно и составляет 32,91 мг/л. В водах присутствуют специфические микрокомпоненты — аммоний, бром, бор и йод, которые рассматриваются как косвенные показатели нефтегазоносности.

Воды среднелейасовых горизонтов Бахынайской опорной скважины, судя по данным А. И. Косолапова (1963), по химическому составу близки к таковым Джарджанской скважины; последние отличаются более высоким содержанием  $\text{SO}_4$ .

Пластовые воды средне-верхнетриасового — нижнеюрского комплекса восточной части Вилюйской синеклизы по гидрохимическим показателям также очень близки к водам Джарджанской скважины: минерализация колеблется в пределах 17—35 г/л (в центральной части — до 130 г/л), коэффициент метаморфизации достигает 10 в пределах Хапчагайского подвятия.

Таким образом, по гидрохимическим показателям воды среднеюрского водоносного комплекса Джарджанской скважины близки к водам такого комплекса центральной части прогиба и восточной части Вилюйской синеклизы. В то же время аномально низкое пластовое давление в первом водоносном горизонте позволяет предполагать отсутствие на сегодняшний день гидравлической связи между северной и центральной частями Предверхоанского прогиба, по крайней мере на приплатформенном крыле.

Региональное распределение глинистой верхнелейасовой толщи, наличие достаточных гранулярных коллекторов, разнообразие структурно-тектонических условий залегания отложений комплекса, благоприятная гидрогеологическая обстановка свидетельствуют о высокой перспективности данных отложений. Косвенной предпосылкой нефтегазоносности может служить и близость строения разреза комплекса южной половины региона (по-видимому, междуречье Соболах-Маян — Джарджан) к одно-возрастному разрезу восточной части Вилюйской синеклизы и центральной части Предверхоанского прогиба, промышленная газоносность которого установлена.

#### СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИЙ КОМПЛЕКС

Данный комплекс представлен чередованием глинистых и песчаных образований морского, прибрежно-морского и лагунно-континентального происхождения. В южной половине рассматриваемого региона он охватывает средне-верхнеюрские отложения. На севере в него включены нижние слои валанжинского яруса нижнего мела. Основанием для включения морских валанжинских отложений в данный комплекс послужил верхнеюрский — валанжинский возраст аргиллитовой пачки мощностью до 60 м (Сафронов, 1970).

Мощности средне-верхнеюрского комплекса несколько сокращены по сравнению с нижележащим. Характерно, что на фоне сохранившегося плана распределения мощностей отсутствуют их резкие перепады в различных частях региона. Наибольшие наблюдаются на пригеосинклинальном крыле: на юге мощность разреза комплекса 900—1000 м (из них на долю песчаников приходится 550—600); севернее, в пределах Булунской впадины, она изменяется от 500—850 м на юге до 400—450 м на севере; на долю песчаников здесь приходится 40—50% мощности разреза. В пределах приплатформенного крыла мощности колеблются в пределах 450—550 м. В районе Жиганска суммарная песчанистость 40—50%, а в бассейне р. Эйзкит — 35—45%.

В отличие от разреза восточной части Вилюйской синеклизы и прилегающих районов Предверхоанского прогиба в северной части последнего появляется регионально выдержанная глинисто-алевролитовая толща нижнего бата мощностью до 100 м; существенно возрастает глинистость ааленских отложений. В приустьевой части р. Лены региональное распространение имеет глинистая келямьрская свита аален-среднебатского возраста. Верхнеюрский разрез в районе развития джаской свиты практически лишен изолирующих толщ, а в северной, приустьевой, части р. Лены на границе юры и мела залегает существенно глинистая толща среднекембрийского (?) — валанжинского возраста мощностью до 60 м. Если в низовьях р. Лены в кровле комплекса распола-

гается изолирующая глинистая толща, то на остальной территории верхняя граница его весьма условна и приводится по подошве разреза континентального нижнего мела.

Результаты рентгеноструктурного анализа свидетельствуют о преобладании в глинистой фракции пород келимярской свиты низовьев р. Лены гидрослюдя (каолинит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация). Минералогический состав глинистой фракции пород келимярской свиты близок к таковому верхнего лейаса, что было также отмечено А. В. Ивановской (1967).

На 3 км и более погружена кровля комплекса в пределах Собопольской впадины. По р. Соболах-Маян; в сводовой части Соболах-Маянской антиклинальной структуры, породы комплекса выходят на дневную поверхность. В сводовых частях брахиантиклинальных структур, развитых вдоль западного борта Собопольской нижнемеловой впадины (Улахан-Тирехтяхская, Оймяконская, Алаkitская и др.), кровля располагается на глубине 1000—1500 м. К северу происходит ее постепенный подъем. В Булунской впадине глубины уменьшаются с юга на север (от 2500—2000 до 500 м и менее). Верхнеюрские отложения выходят на поверхность в сводовой части Сетасской брахиантиклинали.

На приплатформенном крыле восточнее полосы выходов данных отложений кровля комплекса круто погружается под нижнемеловые отложения. В Джарджанской опорной скважине она вскрыта на глубине 590 м, а в сводовых частях Говоровской и Бесюкинской брахиантиклиналей находится на глубине 200—300 м (рис. 21).

Во внешней зоне прогиба развиты слабосцементированные аркозовые, аркозово-олигомиктовые и олигомиктово-аркозовые песчаники, сортировка которых, по данным Н. М. Джиноридзе (1967), ухудшается вверх по разрезу и при движении на север. Состав цемента в южной части региона хлоритовый, слюдисто-хлоритовый, глинистый, тип — поровый, базальный, реже — соприкосновения. На севере для волжских отложений характерен слюдистый, фосфорный, кварцевый цемент пленочного и порового типа (Ивановская, 1965; Джиноридзе, 1967).

На пригеосинклинальном крыле развиты олигомиктовые и олигомиктово-аркозовые песчаники. Состав цемента здесь, главным образом гидрослюдистый, глинисто-хлоритовый, реже карбонатный и кремнистый (регенерационно-кварцевый); тип цемента порово-пленочный, базальный и соприкосновения (Ивановская, 1965). Сортировка песчаников, так же как и во внешней зоне прогиба, ухудшается вверх по разрезу (Джиноридзе, 1967).

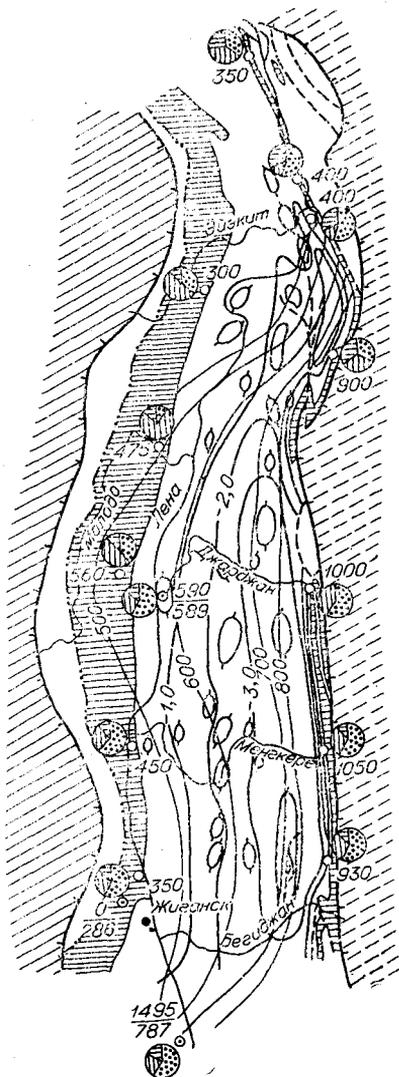


Рис. 21. Глубина залегания кровли и распределение мощностей средне-верхнеюрского комплекса. Усл. обозн. см. рис. 18.

Открытая пористость средне-верхнеюрских песчаников на западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей колеблется в пределах 3—8%, проницаемость — сотые и десятые доли миллиарда. На приплатформенном крыле прогиба, в зоне распространения углей марок Д и Б, емкостные и фильтрационные свойства песчаников значительно выше. В разрезе Бахынайской скважины, по данным Э. О. Тарасовой, открытая пористость среднеюрских песчаников 20—24% при газопроницаемости 47—270 мДарси; открытая пористость верхнеюрских песчаников (Абрамова, 1968) колеблется от 13,78 до 23,7%, проницаемость от 241,2 до 1455 мДарси. По данным бурения Джарджанской опорной скважины, открытая пористость ааленских песчаников 21,9—22,6%, газопроницаемость 50,6—167,9 мДарси, верхнеюрских — 7,6—17,4% и десятые доли миллиарда; у образца средне-верхнебатского песчаника из берегового обнажения по правому берегу р. Лены, ниже устья р. Менгкере, соответственно 34,19% и 1212,83 мДарси. По данным Р. А. Биджиева, открытая пористость среднеюрского песчаника в бассейне р. Буор-Эйэки составляет 23%, а верхнеюрского — 13%.

Более худшие коллекторские свойства верхнеюрских песчаников во внешней зоне по сравнению со среднеюрскими можно объяснить ухудшением степени сортировки верхнеюрских осадков. По данным С. Д. Дмитриева (1968), песчаники верхней юры содержат до 40% алевритового и до 15—20% глинистого материала.

Современная гидрогеологическая обстановка в рассматриваемом комплексе, как и в нижележащих, определяется наличием толщи многолетне-мерзлых пород. В Джарджанской опорной скважине по геофизическим и геологическим данным для гидрогеологического опробования было выделено два горизонта в аалене. Притоки воды не получены, отсутствие их из испытанных горизонтов, характеризующихся высокими емкостными и фильтрационными свойствами, можно объяснить возможным тампонированием порового пространства глинистым раствором.

В Бахынайской опорной скважине приток хлоркальциевых вод (минерализация 31,3 г/л) с растворенным горючим газом был получен из интервала 2254—2248 м (аален). Приведенный пьезометрический уровень в абсолютных отметках минус 52 м (Косолапов 1963). Для пластовых вод средне-верхнеюрских отложений восточной части Вилуйской синеклизы и центральной части прогиба также характерны аномально низкие пластовые давления — на 20 атм ниже гидростатических. Воды чаще всего гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией от 3 до 17 г/л.

Высокая песчаность разреза, отсутствие в большей части разреза достаточных покрышек значительно снижают перспективность данных отложений. В южной половине региона наиболее перспективна верхнеааленская — байосская часть разреза, перекрываемая глинисто-алевролитовой нижнебатской пачкой, а в северной части — верхнебатская — нижнекелловейская песчаниковая толща (чекуровская свита), перекрываемая алеврито-глинистой толщей среднекелловейского — валанжинского возраста.

### НИЖНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

Рассматриваемый комплекс представлен угленосной континентальной толщей. Наибольшие мощности отложений развиты в пределах Собопольской впадины — до 5000 м. По сравнению с нижележащими комплекс характеризуется максимальной песчаностью — до 80%; не менее показательно отсутствие регионально прослеживающихся глинистых толщ. Распределение мощностей по площади остается практически прежним — максимально они развиты во внутренней зоне прогиба, резко уменьшаясь в северном направлении — 5000 м в Собопольской, 3000 м в Джарджанской и 2200 м в Булунской впадинах. На приплатформенном

крыле прогиба мощность отложений уменьшается также в северном направлении—от 3000 м на западном борту Собопольской впадины до 1000—2000 м на западных склонах Джарджанской и Булунской впадин. Сокращение предполагается также в пределах поперечных поднятий, разделяющих впадины. В частности, установлено, что мощность угленосных нижнемеловых отложений в Собопольской впадине уменьшается до 3500 м в зоне Юндюлюнгского поднятия.

Нижнемеловая толща представляет собой чередование угленосных (алевроитово-аргиллитовых) и безугольных (преимущественно песчаниковых) свит. Песчаные свиты, по данным А. В. Ивановской (1965), сложены аркозовыми преимущественно среднезернистыми песчаниками, в составе цемента которых преобладают хлориты и гидрослюда, широко распространен кальциевый цеолит-ломонтит. Типы цементации — контактовый, пленочный, реликтивно-пленочный и кристификационный. Среди глинистых минералов угленосных свит преобладают каолинит и гидрослюда.

Коллекторские свойства нижнемеловых песчаников во внутренней зоне прогиба (стадия карбонизации РОВ до Ж), так же как и во всех нижележащих комплексах, невысоки. На западных крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей открытая пористость их колеблется в пределах 2,50—8,20%, а газопроницаемость составляет сотые и десятые доли миллиарда. В сводовой части и на крыльях Кюсюрской антиклинали открытая пористость песчаников 2,57—7,45%, а газопроницаемость от сотых долей до 2 мДарси.

Во внешней зоне прогиба, в поле развития газовых углей и переходных к длиннопламенным (обнажения по левому берегу р. Лены, в 20—25 км ниже пос. Говорова), открытая пористость песчаников кюсюрской и надкюсюрской свит составляет 9,87—17,52%, а газопроницаемость от сотых и десятых долей до 155 мДарси. В поле развития длиннопламенных и переходных к бурым емкостные и фильтрационные свойства песчаников значительно выше. В Джарджанской опорной скважине открытая пористость нижнемеловых песчаников достигает 25—31%, а газопроницаемость составляет 30—650 мДарси. По береговым обнажениям р. Лены от устья р. Молодо до пос. Жиганск и в нижнем течении р. Менгкере (16 км от устья) открытая пористость в пределах 30,08—32,07%, а газопроницаемость от 255,53 до 1181,20 мДарси. В Бахынайской опорной скважине, где буругольная стадия углефикации, открытая пористость песчаников нижнего мела, по данным Е. А. Абрамовой (1968), достигает 25,8—36,2%, а газопроницаемость 248,2—14402 мДарси.

О гидрогеологических условиях данного комплекса можно судить только по ограниченным данным (рассмотрены отдельные скважины центральной части Предверхоаянского прогиба), которые в общих чертах сводятся к следующему: для пластовых вод характерны аномально низкие пластовые давления и слабая минерализация.

Отсутствие в разрезе нижнемелового комплекса надежных и регионально выдержанных изолирующих горизонтов свидетельствует о малой вероятности обнаружения в разрезе комплекса первичных залежей нефти и газа.

\* \* \*

В целом коллекторские свойства песчаников верхнепалеозойского — мезозойского разреза северной части Предверхоаянского прогиба закономерно ухудшаются при движении от внешней зоны к внутренней. Резкое снижение емкостных и фильтрационных свойств песчаников во внутренней зоне обусловлено возрастанием их плотности (во внешней зоне прогиба для разных частей разреза она колеблется в пределах 1,72—2,46, а во внутренней 2,40—2,69 г·см<sup>3</sup>) и широким развитием вторичных процессов.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют сделать некоторые выводы о характере пространственного распространения коллекторов. Во внутренней зоне прогиба, где степень углефикации и верхнепалеозойских — мезозойских отложений достигает стадии Ж и, возможно, выше, открытая пористость средне-мелкозернистых песчаников колеблется в пределах 2—8%, а газопроницаемость составляет сотые, десятые доли миллиарда и редко первые единицы (V—VI классы коллекторов, по классификации А. А. Ханина, 1969). Для грубозернистых разностей (бегиджанская свита южной части региона) емкостные и фильтрационные свойства несколько выше (IV класс). Для отложений, где степень карбонизации РОВ соответствует газовой, открытая пористость мелкозернистых песчаников 9—17%, а газопроницаемость от сотых, десятых долей до 155 миллиарда (V, IV, III классы). В зоне распространения длиннопламенных и бурых углей открытая пористость достигает 30% и более, а газопроницаемость до 1000 мДарси и более (II и I классы коллекторов).

### ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Формирование залежей нефти и газа обусловлено сложным сочетанием многих факторов. Палеотектонические и палеогеографические обстановки определяют различные литофациальные типы отложений, которые, в свою очередь, характеризуются определенными генетическими типами РОВ. Последние контролируют масштабы и состав генерируемых в зоне катагенеза жидких и газообразных углеводородов. Оптимальные физико-химические параметры гидродинамических систем способствуют широкому развитию различных видов миграции углеводородов, аккумуляции их.

Анализ мощностей верхнепалеозойского—нижнемезозойского разреза северной части Предверхооянского прогиба и общегеологические представления об истории геологического развития этой территории позволяют достаточно определенно утверждать, что на территории современного Предверхооянского прогиба располагалась (по крайней мере в нижнемезозойскую эпоху) полого погружавшаяся в восточном направлении моноклинал, которая была западным приплатформенным крылом внешнего геосинклинального прогиба. Осевая часть этого прогиба располагалась восточнее современной границы прогиба с мегантиклинорием. В течение верхнепалеозойской и нижнемезозойской эпох эта моноклинал имела, по-видимому, весьма сложное строение (имеется в виду, главным образом, существование локальных конседиментационных поднятий, связанных с дифференциальными движениями блоков кристаллического фундамента).

Анализ имеющихся геохимических данных, условий накопления РОВ позволяет предполагать, что в верхнепалеозойских—мезозойских отложениях северной части Предверхооянского прогиба (как, впрочем, и в отложениях Вилюйской синеклизы) накапливалось гумусовое и сапропелевое органическое вещество, причем роль сапропелевого материала значительно возрастала в нижнеюрских отложениях.

Как было показано выше, РОВ в верхнепалеозойских—мезозойских отложениях метаморфизовано до стадии Д—Г и выше. На значительной части рассматриваемой территории весь верхнепалеозойский—нижнемезозойский разрез, а в отдельных районах и часть верхнемезозойского, в ходе геологического развития пребывали в термодинамических условиях, определяющих главную фазу нефтегазообразования (по Н. Б. Вассоевичу).

Н. Б. Вассоевич (1967), В. А. Соколов (1965), И. В. Высоцкий (1967) и др., рассматривая зональность нефтегазообразования с несколько различных позиций, приходят к весьма близким выводам: до глубин 1000—1500 м возможна генерация только газообразных УВ (главным образом метана), на больших глубинах образуются как жидкие, так и газообразные УВ. Их генерация на фоне прогрессирующего литогенеза продол-

жается до определенных глубин (здесь расхождения авторов существенны); погружение на большие глубины сопровождается процессами метаморфизации УВ — метанизации и образования твердых углеродистых веществ. По Н. Б. Вассоевичу (1967, 1969), И. И. Аммосову (1967, 1968) и др., последние процессы начинаются на стадиях карбонизации РОВ выше Ж.

На начальных стадиях существования элизионных водонапорных систем (их динамические характеристики определяются процессами отжимания седиментационных вод из уплотняющихся пород) в пластах-коллекторах присутствуют только газообразные УВ, которые могут переноситься восходящими потоками вод к краевым зонам седиментационных бассейнов.

На наиболее поздних этапах может возрастать роль струйной миграции газообразных УВ (масштабы латеральной миграции жидких УВ с водами несравнимо меньше). Вертикальные перетоки в этот период в выше лежащие водоносные комплексы возможны только по литологическим окнам и разрывным нарушениям. Значительное перемещение существенных масс жидких УВ было возможно, на наш взгляд, в виде ретроградных растворов — как в результате вертикальной (возможно только по разрывам), так и латеральной миграции. Перемещение их в участки с иными термодинамическими условиями сопровождалось выпадением из раствора жидких УВ (в первую очередь ароматических и нефтяных).

В свете изложенных представлений попытаемся на примере пермских отложений описать условия возможных процессов генерации и аккумуляции УВ для различных районов северной части Предверхоанского прогиба (табл. 6).

Априорно примем, что на элизионном этапе развития водонапорной системы генерируемые углеводороды в значительных количествах присутствуют в пластах-коллекторах и способны мигрировать как в пассивной, так и активной форме.

В пермскую эпоху на всей рассматриваемой территории происходит накопление преимущественно континентальных отложений, мощность которых возрастает в восточном направлении от 0 до 1500 м. К концу триасовой эпохи пермские отложения были погружены на различные глубины, определяющиеся мощностью перекрывающих их триасовых отложений. Погружение на различные глубины обусловило разную скорость и интенсивность процессов, происходящих на фоне прогрессирующего литогенеза.

Если пермские отложения в самых западных районах к началу преднижнеюрской эрозии в силу погружения на незначительные глубины находились еще на стадии превращения осадка в породу, то разновозрастные отложения осевой и внутренней зон современного Предверхоанского прогиба претерпели уже существенные изменения. Отложения здесь были погружены на глубину до 1600—2500 м. Происходит превращение уплотненных глин в аргиллиты, уплотнение песчаников, поровое пространство которых уменьшается за счет частичного растворения зерен на контактах и переотложения в порах (Карпов и др., 1969). Метаморфизм РОВ на этих глубинах достигает стадий БД — Д. Пермские отложения попадают в зону генерации УВ. Особенности строения пермского и триасового разреза — наличие регионально прослеживающихся покрышек (индская и оленекская в южной половине региона; верхнепермская и оленекская на севере) и выдержанных песчаных горизонтов (в некоторых районах суммарная песчаность 30—45%) — позволяют предполагать весьма благоприятные условия для латеральной миграции УВ вместе с седиментационными водами. Эти воды, отжимавшиеся из уплотняющихся пород, перемещались из зон максимальных мощностей к краевым частям седиментационного бассейна. В этот период происходит, главным образом, насыщение всего разреза моноклинали УВ (могли формироваться и залежи). Первые заметные объемы газообразных УВ, например, в пермских

Эпоха	Отл.	Северная половина региона (севернее широты пос. Сиктях)		
		Внешняя зона	Осевая зона	Внутренняя зона
Пермская	Р	Накопление континентальных отложений мощностью до 300 м и более	Накопление преимущественно континентальных отложений мощностью до 500 м и более	Накопление преимущественно континентальных отложений мощностью до 1000—1200 м
	Стратиграфический:			
Триасовая	Т	Накопление полифациальных отложений мощностью до 100 м и более	Накопление полифациальных отложений мощностью до 300 м и более	Накопление полифациальных отложений мощностью до 900 м и более
	Р	Погружение на незначительные глубины. Стадия диагенеза	Погружение на глубины от 300 до 800 м и более. Выжимание седиментационных вод. Стадия диагенеза	Погружение на глубины 1000—2000 м и более. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД
Преднижлеюрск. региональный перерыв		Полный смыв средневерхнетриасовых отложений (если они накапливались). Разрыв нижнетриасовых отложений. Смена седиментационных вод инфильтрационными. Окисление РОВ в аэробной обстановке	Частичный размыв средне-верхнетриасовых отложений и промыв их инфильтрационными водами. Окисление РОВ в аэробной обстановке	
Юрская	Ј	Накопление полифациальных отложений мощностью 700—900 м	Накопление полифациальных отложений мощностью 800—1000 м	Накопление полифациальных отложений мощностью до 1000—1200 м
	Т	Погружение отложений на глубины до 1000 м. Отжимание седиментационных вод. Стадия метаморфизма РОВ—Б. Начальный этап катагенеза	Погружение на глубины до 1000—1300 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б	Погружение на глубины 1000—2000 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД
	Р	Погружение на глубины до 1300 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б	Погружение на глубины 1000—2000 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД. Условия, благоприятные для миграции УВ из внутренней зоны прогиба. Региональный уклон до 2°	Погружение на глубины 2000—3200 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—БД—Д—ДГ. Зона генерации УВ. Миграция УВ в воднорастворенном состоянии. Струйная миграция. Региональный уклон до 2°
Нижнеюрская	Сг <sub>1</sub>	Накопление угленосных континентальных отложений мощностью до 1000 м.	Накопление угленосных континентальных отложений мощностью 1000—2000 м	Накопление угленосных континентальных отложений мощностью более 2000 м
	Ј	Погружение на глубины до 1900 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД. Условия для аккумуляции благоприятные в восточной части зоны	Погружение на глубины 1000—3000 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Диагенез — начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД—Д. В нижних горизонтах генерация УВ. Миграция УВ в воднорастворенном состоянии. Региональный уклон до 3°	Погружение на глубины 2000—3500 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Средний этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—БД—Д—ДГ—Г. Зона генерации УВ. Миграция в воднорастворенном состоянии. Струйная миграция. Региональный уклон до 2°

## Южная половина региона (южнее широты пос. Сиятых)

Внешняя зона	Осевая зона	Внутренняя зона
Накопление континентальных отложений мощностью до 300 м и более	Накопление преимущественно континентальных отложений мощностью до 500—600 м и более	Накопление преимущественно континентальных отложений мощностью до 1000—1500 м
перерыв		
Накопление полифациальных отложений мощностью до 100 м и более	Накопление полифациальных отложений мощностью до 300 м и более	Накопление полифациальных отложений мощностью до 1000 м и более
Погружение на незначительные глубины. Стадия диагенеза	Погружение на глубины до 900 м и более. Выжимание седиментационных вод. Стадия диагенеза	Погружение на глубины от 1000 до 2500 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД—Д. В нижних горизонтах генерация УВ
Полный смыв средне-триасовых отложений (если они накапливались). Размыв нижнетриасовых отложений. Промыв инфильтрационными водами всего разреза	Полный или частичный смыв средне-верхнетриасовых отложений. Промыв инфильтрационными водами. Окисление РОВ в аэробной обстановке	Частичный размыв средне-верхнетриасовых отложений. Внедрение инфильтрационных вод. Окисление РОВ в аэробной обстановке
Накопление полифациальных отложений мощностью 700—900 м. Локальные перерывы в J <sub>2</sub>	Накопление полифациальных отложений мощностью до 1200—1300 м	Накопление прибрежно-морских и морских отложений мощностью до 1800 м
Погружение на глубины до 1000 м. Выжимание седиментационных вод. Конечный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б.	Погружение на глубины 1200—1600 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б. Благоприятные условия для миграции УВ из внутренней зоны прогиба	Погружение на глубины до 2000—2800 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—БД—Д. Зона генерации УВ. Миграция в водорастворенном состоянии
Погружение на глубины до 1300 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б	Погружение на глубины до 2000—2200 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—БД. Благоприятные условия для миграции УВ из внутренней зоны прогиба. Региональный уклон 3°	Погружение на глубины до 3000—4500 м. Средний этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Д—Г. Условия для образования ретроградных растворов. Миграция струйная
Накопление угленосных континентальных отложений мощностью до 2000 м	Накопление угленосных континентальных отложений мощностью 2000—4000 м	Накопление угленосных континентальных отложений мощностью 3000—4000 м и более
Погружение на глубины до 2900 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Б—БД—Д. В восточной части зоны, в нижних горизонтах, генерация УВ. Условия для миграции и аккумуляции УВ. Региональный уклон до 2°	Погружение на глубины от 2000 до 5000 м и более. На глубинах до 3000 м выжимание вод из глин. Начальный и средний этапы катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—БД—Д—Г—Ж. Зона генерации УВ. На глубинах свыше 4500 м — условия для образования ретроградных растворов. Миграция в водорастворенном состоянии, струйная миграция. Региональный уклон в западной части зоны до 2°, в восточной — до 3°	Погружение на глубины от 3000 до 5000 м и более. Средний и поздний этапы катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Д—Ж. Условия для образования ретроградных растворов. Миграция струйная. В нижних горизонтах метаморфизация жидких УВ

Эпоха	Отл.	Северная половина региона (севернее широты пос. Сиктях)		
		Внешняя зона	Осевая зона	Внутренняя зона
Меловая	Т	Погружение на глубины до 2000 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД. Условия для аккумуляции неблагоприятные	Погружение на глубины 1800—3000 м и более. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—БД—Д. Условия для аккумуляции неблагоприятные для Т <sub>1</sub> части разреза. Благоприятные в кровле разреза	Погружение на глубины от 3000 до 4500 м. Начальный и средний этапы катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Д—Г. Зона генерации УВ. Струйная миграция в осевую зону прогиба
	Р	Погружение на глубины до 2000 м и более. Выжимание седиментационных вод. Начальный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Б—БД. Условия для аккумуляции УВ благоприятные	Погружение на глубины 2500—3500 м и более. Выжимание седиментационных вод из глин. Средний этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Д—ДГ—Г. Зона генерации УВ. Миграция в водонасыщенном состоянии. Условия для аккумуляции УВ благоприятные	Погружение на глубины от 4000 до 5500 м и более. Средний и конечный этапы катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Г—Ж—К. Условия для образования ретроградных растрескиваний. Струйная миграция УВ в осевую зону прогиба
Посленижнемеловая	Наложение процессов динамометаморфизма, связанных			
	Сг <sub>1</sub>	Метаморфизованы до стадий Д—Г	Метаморфизованы до стадии Г	Метаморфизованы до стадии Ж и более Условия для аккумуляции
	Ж	Метаморфизованы до стадий Д—Г Условия для аккумуляции благоприятные	Метаморфизованы до стадии Г	Метаморфизованы до стадии Ж и выше
	Т	Метаморфизованы до стадий Д—Г. Условия для аккумуляции УВ неблагоприятные	Метаморфизованы до стадий Г—Ж. Условия для аккумуляции благоприятны в верхах разреза	Метаморфизованы до стадии Ж и выше Возможно сохранение газовых залежей
Р	Метаморфизованы до стадии Д. Условия для аккумуляции благоприятные в восточной части зоны.	Метаморфизованы до стадий Г—Ж. Условия для аккумуляции благоприятны. В низах разреза в восточной части зоны только газовые залежи	Метаморфизованы до стадии К. Возможно сохранение только залежей «сухого» газа	

коллекторах рассматриваемой моноклинали могли появиться за счет миграции их из более восточных районов, расположенных на месте современного Верхоянского мегантиклинория, уже в нижнетриасовое время. Условия для латеральной миграции в пределах моноклинали в пермских коллекторах в триасовую эпоху были весьма благоприятными, поскольку степень постдиagenетических преобразований коллекторов была еще незначительной. Так, катагенетические преобразования пермских коллекторов в эту эпоху соответствовали стадиям углефикации РОВ — Б — Д, т. е. пористость песчаников составляла 20—25%. Вертикальные перетоки в этот период могли происходить только по литологическим окнам, поскольку на элизионных этапах глины в процессе своего уплотнения практически непроницаемы даже для аномальных давлений (Высоцкий, 1971).

В течение преднижнеюрского перерыва бегиджанская толща была прорыта инфильтрационными водами. Некоторые исследователи, ссылаясь на современные коллекторские свойства пород бегиджанской свиты,

Южная половина региона (южнее широты пос. Сиктях)

Внешняя зона	Осевая зона	Внутренняя зона
<p>Погружение на глубины до 3000 м. Выжимание седиментационных вод из глин. Начальный этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Б—БД—Д. В восточной части зоны, в нижних горизонтах, генерация УВ, условия для аккумуляции УВ. Региональный уклон до 2°</p>	<p>Погружение на глубины 3300—5300 м и более. Средний этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Г—Ж. Зона генерации УВ. В нижних горизонтах условия для образования ретроградных растворов. Струйная миграция. Условия для аккумуляции УВ</p>	<p>Погружение на глубины более 4500—5500 м. Конечный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—Ж. Образование ретроградных растворов. Метаморфизация жидких УВ. Струйная миграция</p>
<p>Погружение на глубины до 3000 м и более. Средний этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—БД—Д. В восточной части зоны в нижних горизонтах генерация УВ, условия для аккумуляции УВ</p>	<p>Погружение на глубины до 4000—5500 м и более. Конечный этап катагенеза. Стадии метаморфизма РОВ—Г—Ж. Зона генерации УВ. Условия для образования ретроградных растворов. Струйная миграция, условия для аккумуляции УВ</p>	<p>Погружения на глубины более 6000 м. Конечный этап катагенеза. Стадия метаморфизма РОВ—К. Метанизация газообразных УВ</p>

со складчатыми движениями в Верхоянье

<p>Метаморфизованы до стадий Б—БД—Д углеводородов неблагоприятные</p>	<p>Метаморфизованы до стадий Д—Г</p>	<p>Метаморфизованы до стадий Ж и выше</p>
---	--------------------------------------	---

<p>Метоморфизованы до стадий Б—БД—Д</p>	<p>Условия для аккумуляции, благоприятные в восточной части зоны</p>	<p>Метаморфизованы до стадий Д—Г. Условия для аккумуляции УВ благоприятные</p>	<p>Метаморфизованы до стадий Ж и выше</p>	<p>Возможно сохранение газозовых залежей</p>	
<p>Метаморфизованы до стадий БД—Д</p>		<p>Метаморфизованы до стадий Г—Ж</p>	<p>В западной части условия благоприятные для аккумуляции УВ</p>		<p>Метаморфизованы до стадий Ж и выше</p>
<p>Метаморфизованы до стадий Д</p>		<p>Метаморфизованы до стадий Г—Ж</p>	<p>В восточной части зоны возможно сохранение газозовых залежей</p>		<p>Метаморфизованы до стадий К и выше. Возможно сохранение только залежей «сухого» газа</p>

полагают, что интенсивность промыва незначительна. Однако они не учитывают того обстоятельства, что ко времени преднижнеюрского перерыва средне-верхнетриасовые осадки не претерпели существенных постдиагенетических преобразований и емкостные и фильтрационные свойства их были несравнимо выше тех, что мы наблюдаем сейчас.

Кстати, возможно в этом кроется причина получения довольно высоких значений коэффициента эмиграции для пород бегиджанской свиты по Хапчагайскому поднятию при сравнительно низком уровне карбонизации РОВ (БД на Средне-Вилуйской площади). Остаточный характер битумоидов здесь, вероятно, объясняется не только процессами эмиграции, но и выносом инфильтрационными водами легких битуминозных компонентов (выделившихся из материнского РОВ к концу триаса) во время этого перерыва.

В течение юрской эпохи пермские отложения испытывают погружение на глубины до 4500 м и более в пределах прогиба. На значительной тер-

ритории пермские отложения попадают в зону генерации УВ. Динамические характеристики пластовых вод в прогибе снижаются, ухудшаются коллекторские свойства пород (при стадии метаморфизма РОВ — Г пористость редко превышает 15% даже в мономинеральных песчаниках). Возникают условия для образования ретроградных растворов. Миграция латеральная, чаще всего струйная. В пределах моноклинали сохраняются условия для латеральной миграции УВ, поступивших сюда в триасовую эпоху, а также УВ, генерируемых *in situ*. В наиболее западных участках моноклинали емкостные и фильтрационные свойства пермских коллекторов еще весьма высокие.

Формирование нижнемеловых впадин (Собопольской, Джарджанской и Булунской) повлекло за собой коренную структурную перестройку моноклинали. Накопление осадков большой мощности и значительные градиенты мощностей (особенно в Собопольской впадине) способствовали интенсификации процессов генерации УВ в пермских отложениях на территории современного прогиба, увеличению региональных наклонов (до 3°) и повышению динамических характеристик водонапорных систем. Погружение пермских отложений в осевой зоне прогиба на глубины 4000 м и более сопровождалось явлением ретроградного испарения и переходом жидких УВ в высокомигрантную газовую фазу. Ретроградные растворы мигрировали на западные борты нижнемеловых впадин. В пределах внутренней зоны прогиба пермские отложения постепенно погружались на глубины 5000 м и более. Породы претерпевали существенные катагенные преобразования — ухудшение коллекторских свойств вследствие существенной перекристаллизации порового пространства. Подток УВ из этой зоны ослабевает и практически к концу нижнемеловой эпохи сходит на нет в наиболее погруженных горизонтах. Происходят процессы метаморфизации УВ.

Заключая изложенное, можно заметить, что проявление тех или иных процессов, которые в целом и определяют формирование залежей нефти и газа, в пределах даже одного комплекса разобщено во времени и пространстве. Течение этих процессов во всех остальных комплексах этого района принципиально происходит по такой же схеме. Естественно, предлагаемая схема не является исчерпывающей, а показывает только принципиальную картину.

В позднемезозойское время получают структурное оформление зоны нефтегазонакопления, к которым в описываемом регионе следует относить западные бортовые и склоны разделяющих эти впадины поперечных поднятий (одно из них, Ыарысахское, устанавливается достаточно четко).

Особенно перспективен, на наш взгляд, западный борт Собопольской впадины, где весьма благоприятное строение разреза — присутствуют верхнелейасовая и нижнебатская покрывки и предполагаются индская и оленекская (либо одна оленекская). Примерно в этой зоне происходит выклинивание пермских отложений, нижнетриасовых песчаниковых горизонтов, нижнелейасовых песчаников. К этой же зоне, по-видимому, приурочены и конседиментационные структуры. Условия для миграции и аккумуляции УВ здесь также весьма благоприятны — значительный региональный уклон, обусловленный резким возрастанием мощностей мезозоя и наличие ловушек структурного, литологического и стратиграфического типов.

В силу особенностей геологического развития северной части рассматриваемого региона (севернее зоны Кютюнгинского грабена), выразившихся в строении верхнепалеозойского — нижнемезозойского разреза, в накоплении значительно меньших по мощности нижнемеловых отложений существенно меньшей по масштабам представляется зона нефтегазонакопления западного и северо-западного бортов Булунской впадины. Так же, как и в рассмотренных выше примерах, в нижнемезозойскую эпоху происходило насыщение разреза УВ, а формирование зоны нефтегазо-

накопления происходило в нижнемеловую эпоху, однако существенно глинистый состав нижнетриасовых и нижнеюрских отложений (суммарная песчанность не более 15%) снижают перспективы формирования в них залежей нефти и газа, иными словами на севере практически малоперспективные два основных нефтегазосодержащих горизонта.

Пространственная дифференциация залежей нефти и газа в рассматриваемом районе определяется, по-видимому, этапностью генерации газобразных и жидких УВ, большей миграционной способностью газовой фазы, т. е. в гипсометрически наиболее высоких ловушках аккумулируется газ, газоконденсат и легкая газонасыщенная нефть метанового и метано-нафтенового состава.

Своеобразие рассматриваемого района заключается в практически заметном на всей территории влиянии динамометаморфизма. Последнее выразилось в более интенсивной степени литификации пород этого района по сравнению с разновозрастными отложениями центральной части Предверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы, находящимися в близких структурных условиях, в более высокой степени углефикации РОВ. Наложение процессов динамометаморфизма, несомненно, должно было отразиться и на свойствах и составе уже сформировавшихся залежей флюидов и выразиться либо в интенсификации фазовых превращений, либо в метаморфизации нефтей и метанизации газа. Это, возможно, должно обусловить в какой-то степени вторичную зональность пространственной дифференциации залежей нефти и газа. А исходя из комплекса предпосылок общегеологического и термодинамического (температура и давление) плана, можно предположить, что нефти рассматриваемого района должны при прочих равных условиях быть более легкими, а газы содержать меньшее количество тяжелых углеводородов, чем нефти и газы центральной части Предверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ГАЗОГИДРАТОНОСНОСТИ

Свойство газов переходить в определенной термодинамической обстановке при взаимодействии с водой в твердое агрегатное состояние было известно давно. Возможность образования гидратов природных газов в естественных условиях впервые была высказана Н. В. Черским (Мокшанцев, Черский, 1961). В конце 60-х годов реальность образования газогидратных залежей была установлена вначале экспериментально (Черский и др., 1968), а затем, после открытия Мессояхского газогидратного месторождения в Усть-Енисейской впадине, и на практике (Бубнов и др., 1970).

Существование газогидратных залежей в природе дает основание для пересмотра оценки перспектив газоносности отдельных регионов, особенно расположенных в районах развития многолетнемерзлых пород. В частности, большой интерес представляет северная часть Предверхоанского прогиба.

Возможности перехода природного газа в гидратное состояние можно оценить путем определения положения зоны гидратообразования в разрезе осадочных пород (Царев, 1970). Зона гидратообразования (ЗГО) — это интервал глубин, где при определенных температурах и давлениях возможен переход углеводородных газов в гидраты в результате их взаимодействия с пластовыми водами.

ЗГО является зоной накопления газообразных углеводородов, так как последние теряют здесь способность к миграции (Макогон и др., 1970) и могут образовать скопления — газогидратные залежи (т. е. для возникновения подобных залежей отпадает необходимость в экранирующей толще и отчасти в структурной ловушке).

Газогидратные залежи, где большая часть углеводородов находится в твердом состоянии, при бурении и испытании обычными методами могут

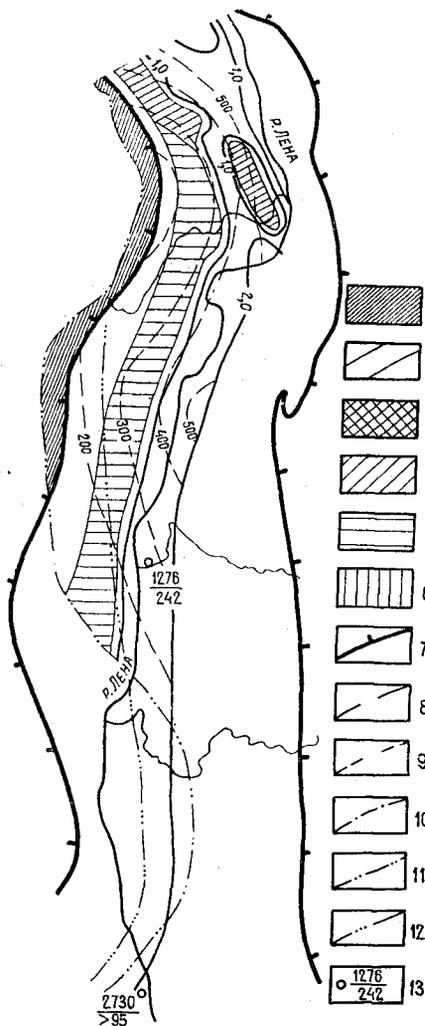


Рис. 22. Перспективы гидратоносности пермских и нижнетриасовых отложений северной части Предворхоянского прогиба.

1 — выходы рассматриваемых отложений на дневную поверхность; 2 — границы земель различной степени перспективности; 3 — земли наиболее перспективные; 4 — земли перспективные; 5 — земли невыясненных перспектив; 6 — земли бесперспективные; 7 — границы прогиба; 8 — изогипсы по кровле отложений; 9 — изолинии равных мощностей; 10 — границы современного распространения отложений; предполагаемые границы распространения; 11 — пермских отложений; 12 — нижнетриасовых отложений; 13 — разрез скважины (в числителе глубина залегания кровли, в знаменателе — мощность отложений).

возраста, видимо, также залегают в пределах ЗГО.

В средне-верхнетриасовом — нижнеюрском комплексе (см. рис. 23) площадь с оптимальными термодинамическими условиями для гидратообразования несколько больше. На приплатформенном крыле, а также вдоль западной границы прогиба протягивается неширокая полоса, которая в зоне Атырканского прогиба распространяется практически на всю ширину прогиба. Во внутренней зоне прогиба условия для образования

проявлять себя слабыми газовыделениями из-за малых скоростей разрушения гидратов. Поэтому скопления в виде гидратов, имеющие даже громадные запасы, могут быть оценены как непромысленные.

Оценка перспектив нефтегазоносности территории в зоне развития многолетней мерзлоты должна проводиться с учетом распространения ЗГО. На предлагаемых картах (рис. 22—24) выделение ЗГО производилось по методике, разработанной Н. В. Черским и В. П. Царевым (1970). На основании данных по химическому составу газов и пластовых вод, с учетом пластовых температур и давлений рассчитываются ЗГО. Для более достоверной оценки положения границ ЗГО в нашем районе привлечены данные по Тюмятинской и Чай-Тумусской площадям Лено-Оленекского района.

Верхняя граница ЗГО в исследуемом районе располагается на глубинах 300—470 м, а нижняя — 780—1200 м.

Для оценки перспектив гидратоносности весь верхнепалеозойский—мезозойский разрез расчленен на три комплекса, разделенных регионально выдержанными покровками: пермский — нижнетриасовый, средне-верхнетриасовый — нижнеюрский и средне-верхнеюрский — меловой.

В пермском — нижнетриасовом комплексе на рассматриваемой территории ЗГО распространяется следующим образом. На приплатформенном крыле прогиба она протягивается в виде неширокой (до 40 км) полосы вдоль западной границы прогиба (см. рис. 22). Зона охватывает пермские и нижнетриасовые отложения на юго-восточной окраине Кюсюрско-Куогастахского вала (Кюсюрская и Сетасская антиклинали). В наиболее приподнятой части восточного крыла Соболюх-Маянской антиклинальной структуры образования этого

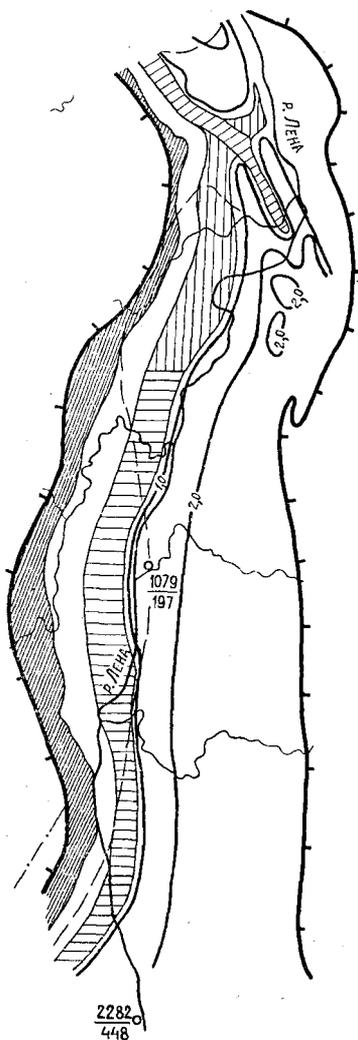


Рис. 23. Перспективы гидратоносности средне-верхнетриасовых—нижнеюрских отложений северной части Предверхоянского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 22.

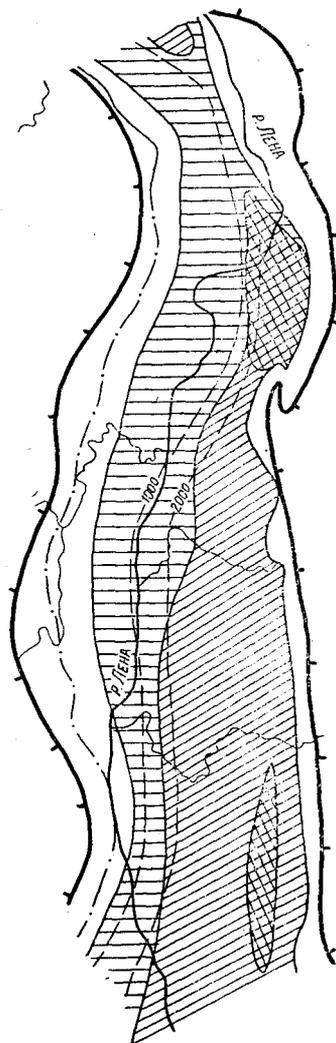


Рис. 24. Перспективы гидратоносности средне-верхнеюрских—нижнемеловых отложений северной части Предверхоянского прогиба. Усл. обозн. см. рис. 22.

и сохранения гидратов в отложениях этого возраста существуют на Кюсюрской и Сетасской брахиантиклиналях, на восточном крыле Соболюх-Маянской антиклинальной структуры.

В средне-верхнеюрском — меловом комплексе (см. рис. 24) ЗГО распространена практически на всей площади развития этих отложений.

Перспективность исследуемых территорий на обнаружение газогидратных залежей, естественно, различна. Наиболее перспективны комплексы, имевшие уже сформировавшиеся скопления газа ко времени возникновения ЗГО. Образовавшиеся при этом газогидратные залежи будут различаться по соотношению газа в твердой и свободной фазах и по характеру контактирования с водой (Макогон и др., 1970). Перспективны и районы с большим этажом газоносности на участках с проявлениями интенсивных неотектонических движений, которые способствуют

перемещению углеводородов снизу вверх, к ЗГО, с последующим переходом их в гидраты. По тем же соображениям высокоперспективны также региональные и локальные области современной разгрузки подземных вод.

Нижний комплекс перспективен на открытие газогидратных залежей на Кюсюрской и Сетасской брахиантиклиналях и в зоне, окаймляющей Оленекское поднятие с севера и северо-запада (см. рис. 22). В прилегающем непосредственно с севера Лено-Оленекском районе, по данным Царева (1970), газогидратная залежь в пермских отложениях имеется на Улахан-Юряхской структуре. Остальная территория может быть отнесена к землям с невыясненными перспективами. Однако следует отметить, что условия для аккумуляции газообразных углеводородов в силу особенностей геологического развития здесь были неблагоприятны, а те скопления гидратов, которые могли здесь образоваться в последние 200 тыс. лет (время существования толщи мерзлых пород) за счет миграции сюда из внутренних частей бассейна углеводородов, вряд ли могут быть значительными.

Перспективы гидратоносности среднего комплекса велики в зоне Кюсюрско-Куогастахского вала. В пределах Кюсюрской и Сетасской брахиантиклиналей выделяется только средне-верхнетриасовая часть разреза комплекса, поскольку нижняя юра здесь практически лишена коллекторов. По этой причине к бесперспективным землям отнесена территория, протягивающаяся к югу от зоны Кюсюрско-Куогастахского вала до верховьев р. Буор-Эйэкиг. Остальная же территория отнесена к землям с невыясненными перспективами (см. рис. 23).

Верхний комплекс (средняя — верхняя юра — мел), в разрезе которого отсутствуют регионально выдержанные покрывки, перспективен в районах, характеризующихся длительным и устойчивым прогибанием. В первую очередь, это осевые части нижнемеловых впадин (Собопольская, Джарджанская, Булунская). В областях максимального погружения пород, как правило, возрастает этаж нефтегазоносности.

С учетом особенностей миграции и аккумуляции углеводородов в районах развития многолетнемерзлых пород наибольшие перспективы для открытия газогидратных залежей должны связываться с районами, в которых вследствие неотектонических движений нарушены экранирующие свойства газонепроницаемых толщ нижележащих газоносных комплексов. В этом случае газы, перетекающие вверх по трещинам, аккумуляровались под толщей многолетнемерзлых пород и могли образовать промышленные скопления. К таковым, в первую очередь, можно отнести Соболюх-Маянскую структуру, осложненную крутопадающим надвигом, который, по-видимому, сечет весь терригенный разрез. Заслуживает внимания и осевая часть Булунской впадины, где фиксируется значительное количество дизъюнктивных нарушений, многие из которых, несомненно, глубокого заложения (см. рис. 24).

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Потенциальная нефтегазоносность рассматриваемой территории достаточно велика, о чем свидетельствует наличие геологических предпосылок (благоприятное сочетание в отдельных частях разреза возможных коллекторов и покрывок, разнообразие структурно-тектонических условий, геохимические особенности РОВ и битумоидов, свидетельствующие о происходивших процессах генерации УВ, и др.). На это также указывает близость состава, мощностей разреза триасовых и нижнеюрских отложений южной половины данного региона с разрезом восточной части

Вилуйской синеклизы и центральной части Предверхоанского прогиба, в пределах которых установлена промышленная газоносность нижнетриасовых и нижнеюрских отложений (рис. 25).

Анализ палеотектонических и палеогеографических условий, особенностей строения верхнепалеозойского — мезозойского разреза, распространения возможных коллекторов и покрышек, а также условий формирования залежей нефти и газа позволяет выделить в рассматриваемом регионе зоны нефтегазоаккумуляции.

В современном структурном плане северная часть Предверхоанского прогиба представляет собой крупную депрессию, осложненную нижнемеловыми впадинами и разделяющими их поднятиями. Западные бортовые части Соболювской, Джарджанской и Булунской впадин, в пределах которых происходит достаточно резкий перегиб верхнепалеозойских — нижнемезозойских слоев и располагаются зоны выклинивания отдельных частей разреза, рассматриваются как зоны нефтегазоаккумуляции, а осевые части впадин — как нефтегазосборные зоны (в доинверсионный период последние занимали значительно большую площадь). Как зоны нефтегазоаккумуляции рассматриваются также поперечные поднятия, разделяющие нижнемеловые впадины.

Выделяются земли бесперспективные, малоперспективные и перспективные.

Бесперспективные подразделяются по общегеологическим данным и термодинамическим условиям. К первым относятся территории с незначительной мощностью (до 1000 м) верхнепалеозойского — мезозойского разреза, характеризовавшиеся неустойчивым тектоническим режимом и неблагоприятными, в силу этого, условиями для аккумуляции УВ и сохранения их залежей. Терри-

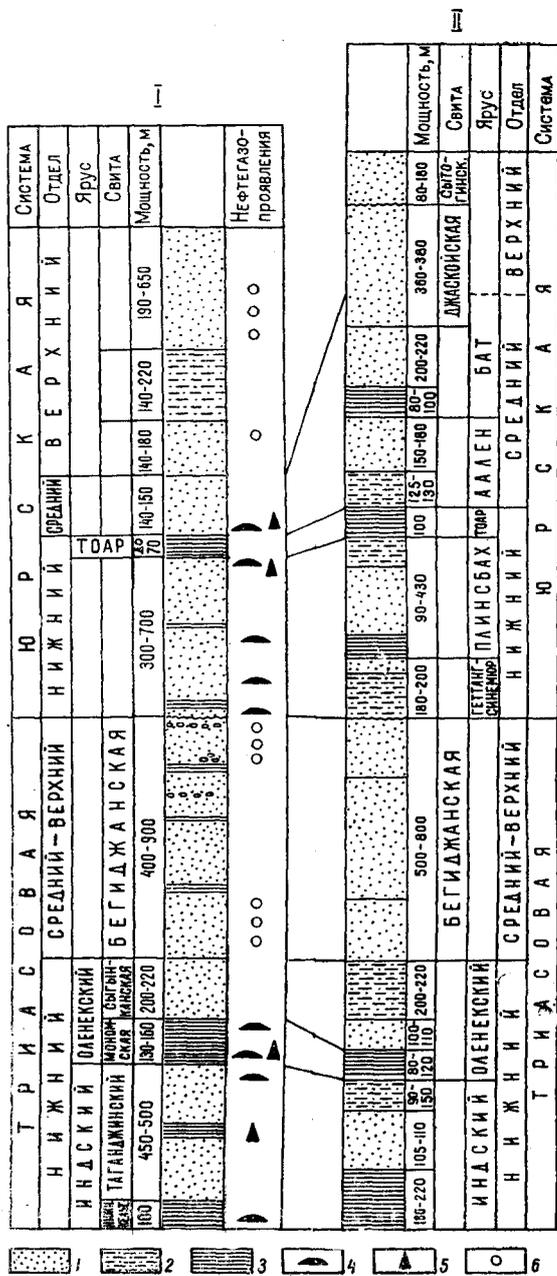


Рис. 25. Сопоставление триасовых и юрских отложений восточной части Вилуйской синеклизы и прилегающих районов: I — Предверхоанского прогиба, II — внутренней зоны северной части Предверхоанского прогиба (междуречье Соболюв-Маян—Джарджан).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — газовые залегаания; 5 — нефтепроявления; 6 — газопроявления.

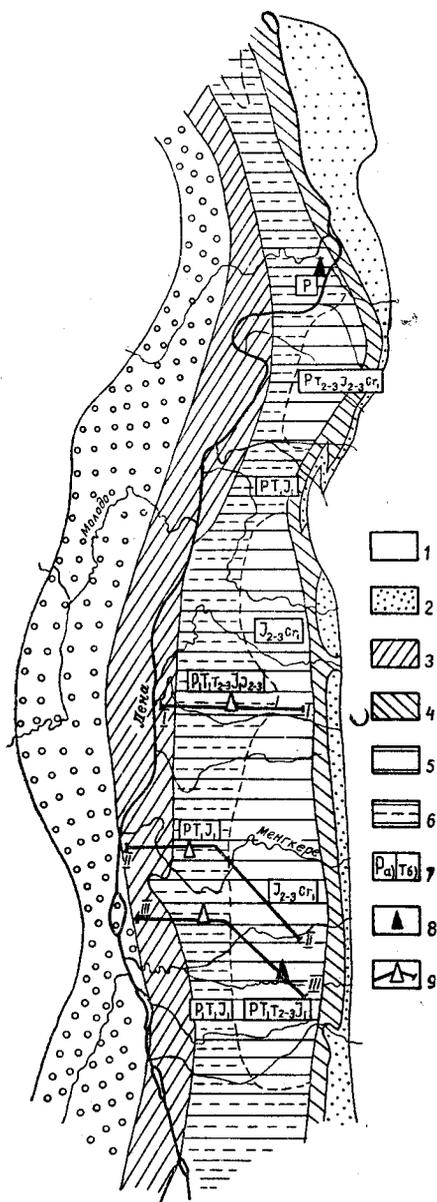


Рис. 26. Перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоанского прогиба.

Бесперспективные земли: 1 — по общегеологическим данным; 2 — по термодинамическим условиям; малоперспективные земли; 3 — по общегеологическим данным, 4 — по термодинамическим условиям; 5 — перспективные земли; 6 — основные зоны нефтегазоаккумуляции; 7 — нефтегазосодержащие горизонты (а — основные, б — второстепенные); 8 — рекомендуемые параметрические скважины; 9 — рекомендуемые сейсмические профили МОВ в комплексе с параметрическим бурением.

свидетельствует о возможности сохранения здесь как газовых, так и нефтяных залежей. Залежи могут быть как сводового, так и стратиграфического и литологического типов. Основные нефтегазосодержащие комплексы — пермский, нижнетриасовый и средне-верхнетриасовый — нижнеюрский.

тории, располагающиеся в зоне сочленения прогиба и мегантиклинория, по термодинамическим условиям бесперспективны в связи с малой вероятностью сохранения здесь залежей нефти и газа. В этой зоне метаморфизм углей достигает коксовой — паровично-спекающей стадий.

Малоперспективные земли также выделяются по общегеологическим данным и термодинамическим условиям. По общегеологическим данным они, как правило, территориально совпадают с краевыми частями седиментационных бассейнов и характеризуются незначительной мощностью верхнепалеозойских — мезозойских отложений (1000—2000 м). Условия для формирования и сохранения залежей нефти и газа здесь были относительно неблагоприятными в силу особенностей геологического развития (повышенная тектоническая активность, частая смена нисходящих движений восходящими, приводившая к размыву отложений и разрушению уже сформировавшихся скоплений нефти и газа). Малоперспективные земли по термодинамическим условиям располагаются во внутренней зоне прогиба.

Перспективные земли подразделяются на основные зоны нефтегазоаккумуляции и нефтегазосборные зоны (естественно, что формирование и сохранение залежей нефти и газа в пределах последних не исключаются). В зоны нефтегазоаккумуляции входят основные и второстепенные нефтегазосодержащие комплексы.

Весьма крупной возможной зоной нефтегазоаккумуляции является западный борт Собопольской впадины (рис. 26). Здесь на резком воздымании верхнепалеозойских — нижне-мезозойских слоев выявлен ряд локальных брахантиклинальных структур; к этому же району, по видимому, приурочены зоны выклинивания индских и оленекских песчаников и нижнелейасовых (геттангсинемюрских) грубозернистых отложений. Газовая стадия углефикации РОВ в этой зоне (см. рис. 12—17)

Достаточно убедительное доказательство приуроченности зон нефтегазоаккумуляции к поперечным поднятиям — Оленекское месторождение битумов (реликт некогда существовавшего здесь нефтяного месторождения). Оленекское поднятие в нижнем и среднем палеозое протягивалось далеко на восток И. П. Атласов (1958), И. П. Атласов, Я. И. Полькин (1969). В верхнем палеозое и нижнем мезозое оно являлось конседиментационной структурой, в пределах которой накапливались осадки меньшей мощности по сравнению с прилегающими с юго-востока, северо-востока и севера территориями. Наличие этого крупного положительного структурного элемента, формировавшегося в течение длительного периода в унаследованном плане, способствовало размещению здесь зоны нефтегазоаккумуляции, в пределах которой и сформировалось Оленекское нефтяное месторождение (или группа месторождений.) Вполне вероятно, что структурные ловушки Кюсюрской, Сетасской и других брахиантиклиналей Кюсюрско-Куогастахского вала содержат залежи нефти и газа, газоконденсата и газа, сформировавшиеся в одну фазу с Оленекским месторождением. В этом плане весьма благоприятной зоной нефтегазоаккумуляции представляется северное замыкание Булунской впадины. Основной нефтегазосодержащий горизонт для всей этой зоны — пермский.

В остальных выделенных зонах нефтегазоаккумуляции (см. рис. 26) термодинамические условия для сохранения залежей УВ идентичны рассмотренному выше западному борту Собопольской впадины.

Относительно пространственного размещения в осевой зоне прогиба земель, перспективных и одновременно доступных для современных технических средств бурения, заметим, что в пределах Булунской впадины объектом разведки могут быть практически все антиклинальные структуры, расположенные западнее Тикьянской синклинали. Здесь в сводовых частях наиболее крупных антиклиналей верхнебатьские—нижнекелловейские песчаники залегают на глубинах 1500—2000 м. Возможно обнаружение сводовых и тектонически экранированных залежей. Термодинамические условия (стадия карбонизации РОВ — Г, см. рис. 13—17) свидетельствуют о вероятности открытия здесь как газовых, так и нефтяных залежей.

Для изучения нефтегазоносности рассматриваемого региона и обоснования концентрации поисковых работ в наиболее перспективных районах необходимо проведение региональных геолого-геофизических работ с целью изучения глубинного строения структуры по верхнепалеозойским—мезозойским отложениям, характера изменения коллекторских свойств, гидрогеологических и геокриологических условий, оценки нефтегазоносности и определения наиболее благоприятных зон для формирования и сохранения залежей нефти и газа.

Решение этих задач зависит от проведения в ближайшие годы следующих комплексных геолого-геофизических работ.

Сейсморазведка: изучение регионального строения отдельных частей прогиба; поиск и подготовка к глубокому поисково-разведочному бурению нефтегазоперспективных структур. Основные объемы работ этого направления предлагается сосредоточить на западном борту Собопольской впадины. Первостепенными объектами изучения должны стать выступы фундамента и поднятия в осадочном чехле. Сейсмические исследования (МОВ) целесообразнее выполнить по сети профилей, ориентированных вкострест простирания борта впадины и проходящих через известные по геологическим данным наиболее крупные антиклинальные структуры. Для стратификации структурных поверхностей предлагается пробурить на этом этапе несколько параметрических скважин. Предлагается отработка здесь трех профилей МОВ субширотного направления на правобережье р. Лены (рис. 26): I—I в междуречье р. Улахан—Тирехтях—Натара с целью изучения строения Улахан-

Тирехтяхской и Натарской структур; II—II на широте устья р. Муны с целью изучения структур в бассейне р. Менгкере и подсечения северной периклинали Соболах-Маянского вала; III—III в междуречье р. Менгкере—Соболах-Маян с целью выяснения внутреннего строения Усть-Собопольского желоба и установления структурных соотношений пермского, триасового и нижнеюрского комплексов в нем, а также с целью пересечения Соболах-Маянского вала в центральной его части.

Проведение этих работ позволит построить здесь ряд структурных карт как по поверхности фундамента, так и по отдельным горизонтам перми, триаса и нижнего мезозоя, а также позволит изучить условия залегания (мощности, глубины, степень дислоцированности) и состава верхнепалеозойского—мезозойского разреза и выделить конкретные структуры для постановки глубокого поискового бурения.

Параметрическое бурение: изучение геологического разреза, стратификация сейсмических горизонтов и выяснение перспектив нефтегазоносности отдельных районов.

1) На Кюсюрской брахиантиклинали, пересеченной региональным сейсмическим профилем, вероятно вскрытие всего верхнепалеозойского—мезозойского разреза. Проектный разрез скважины предполагается следующим: нижний мел — 700—800 м, средняя — верхняя юра — 300—400 м, нижняя юра — 150—200 м, средний—верхний триас — 250—300 м, нижний триас — 100—150 м, пермь — 500—600 м. На глубине 2500—2600 м скважина достигнет кембрийских отложений.

2) На взброшенном восточном крыле Соболах-Маянской структуры вероятно вскрытие нижнемезозойского—верхнепалеозойского разреза во внутренней зоне прогиба. Скважина, в случае ее размещения в районе выхода на поверхность юрских отложений, с проектной глубиной до 3500 м (предполагаемый нижнемезозойский разрез: средняя—верхняя юра — 700—800 м, нижняя юра — 500—600 м, триас — 500—600 м) вскрыет весь пермский разрез и в какой-то степени решит вопрос о характере распространения в прогибе каменноугольных отложений. Целесообразно пересечение этой скважины региональным сейсмическим профилем III—III.

В случае подготовки к разведочному бурению Соболах-Маянской структуры следует использовать здесь метод РНП из-за наличия крупного разрывного нарушения надвигового типа и крутых углов падения на крыльях структуры. Высокая эффективность этого метода доказана в Предкавказских прогибах, Азербайджане, Днепровско-Донецкой впадине и др. (Бакиров и др., 1968); на целесообразность его использования в Предверхоаянском прогибе указывали и якутские геологи (Бабаян и др., 1968).

Выполнение предложенного сравнительно небольшого объема работ позволит значительно расширить знания о глубинном геологическом строении прогиба и выделить наиболее перспективные участки для детальных поисковых работ на нефть и газ.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абельский А. М., Дмитриева Г. А. Результаты сейсмических исследований в зоне сочленения Ленского и Лено-Анабарского прогиба.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 157—163.
- Абрамов Б. С. Нижнекаменноугольные брахиоподы Сетте-Дабана.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия палеозойских и триасовых отложений Якутии. М., «Наука», 1965, с. 34—59.
- Абрамова Е. А. Условия формирования и особенности распределения пород-коллекторов в мезозойских отложениях Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского краевого прогиба.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 57—67.
- Александров А. В., Бредихин И. С., Игнатченко Н. А., Лубяновский М. П., Магандин Н. Н., Фролов В. И. Угленосность и угленосные формации Якутии. М., «Наука», 1966, 171 с.
- Амосов И. И. Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отложения горючих ископаемых.— «Сов. геология», 1961, № 4, с. 7—24.
- Амосов И. И. Литификация и нефтеносность.— В кн.: Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М., «Наука», 1967, с. 5—80.
- Амосов И. И. Палеотемпературы и нефтеносность.— В кн.: Проблемы геологии нефти. М., 1968, с. 214—241. (Тр. ИГ и РГИ, вып. I).
- Амосов И. И., Горшков В. И. Взаимосвязь катагенеза и нефтегазоносности отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Рассеянные включения угля в осадочных породах. М., «Наука», 1969, с. 5—80.
- Андрянов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). М., «Наука», 1966, 132 с.
- Андрянов В. П. О взаимоотношении тиксинской и верхоянской (суобольской) свит как пограничных толщ нижнего и среднего карбона в связи с новыми находками гошнатитов.— В кн.: Тезисы доклада научной сессии ЯФ СО АН, посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Ленина. Якутск, 1970, с. 200—203.
- Атласов И. П. Основные этапы развития геологической структуры северной части Лено-Енисейской области.— «Тр. НИИГА», Л., 1958, т. 92, с. 61—74.
- Атласов И. П., Полькин Я. И. Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА». Регион геол., 1969, вып. 14, с. 83—97.
- Бабян Г. Д., Бархатов Г. В., Горшенин Ю. Д., Мокшанцев К. Б., Семенов Г. Т. Основные направления и рациональный комплекс геолого-геофизических нефте- и газопоисковых работ в Якутии.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 416—422.
- Бакиров А. А. и др. Теоретические основы и методы поисков и разведки скопленных нефти и газа. М., «Высшая школа», 1968, 467 с.
- Баранова Т. Э. О диагностике типа ОВ горных пород методами люминесцентной микроскопии.— В кн.: Вопросы геохимической характеристики нефтематеринских параметров ОВ. М., 1968, с. 52—57. (Бюлл. научн.-техн. инф. ОНТИ — ВИЭМС).
- Басов В. А., Великжанина Л. С., Джиноридзе Н. М., Меледина С. В., Нальняева Т. И. Новые данные по стратиграфии юры Лено-Анабарского района.— В кн.: Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л., «Наука», 1967, с. 74—94.
- Биджиев Р. А. О зональном расчленении юрских отложений севера Приверхоаянского прогиба.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 49—58.
- Биджиев Р. А. О возрасте джаской свиты на севере Предверхоаянского прогиба.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1967 с. 73—78.
- Биджиев Р. А. Стратиграфия и история осадконакопления юрских отложений севера Приверхоаянского прогиба. Автореф. канд. дисс. М., 1968, 28 с.
- Биджиев Р. А., Мываева Ю. И. Стратиграфия юрских отложений северной части Предверхоаянского краевого прогиба.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 11, с. 47—63.

- Биджиев Р. А., Михайлов Н. П.** Волжский ярус на севере Приверхоанского прогиба.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. ХLI (3), с. 55—64.
- Боголепов К. Б.** Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 327 с.
- Богущ О. И., Герасимов Е. К., Юферов В. В.** Нижний карбон низовьев р. Лены. М., «Наука», 1965, 65 с.
- Богущ О. И., Юферов О. В.** Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М., «Наука», 1966, 209 с.
- Бубнов А. В., Ефремов И. Д., Макогон Ю. Ф., Царев В. П., Черский Н. В.** Об открытии газогидратных залежей в некоторых северных районах СССР.— «Материалы по методике и технике геологоразведочных работ», Якутск, 1970, вып. 2, с. 72—75.
- Булгакова М. Д.** Литология и условия образования средне-позднедевонских и раннекаменноугольных отложений Верхоянской антиклинальной зоны. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 26 с.
- Вассоевич П. Б.** Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, т. 11, с. 135—156.
- Вассоевич П. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В.** Главная фаза нефтеобразования.— «Вестник Моск. гос. ун-та. Геология», 1969, № 6, с. 3—27.
- Виноградов В. А.** Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1965, вып. 5, с. 87—126.
- Виноградов В. А.** Эволюция структурных связей Верхояно-Чукотской области мезозойской складчатости с Сибирской платформой в Северном Верхоянье.— В кн.: Тезисы докладов пятой сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 95—97.
- Виноградов В. А.** Эволюция структурных связей Сибирской платформы с геосинклинальной областью мезозой в Северном Верхоянье. Автореф. канд. дисс. Л., 1970, 24 с.
- Войцеховская А. Г., Данюшевская А. И.** Литолого-битуминологическая характеристика пермских отложений низовьев реки Лены.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1969, вып. 14, с. 156—162.
- Войццкий И. В.** Вертикальная зональность в образовании и распределении скопленных углеводородов.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Наука», 1967, с. 201—209.
- Войццкий И. В.** Формирование нефтяных месторождений в складчатых областях. М., «Недра», 1971, 390 с.
- Вышемирский В. С.** Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Изд. Саратовского ун-та, 1963, 377 с.
- Галабала Р. О.** О тектонике Предверхоанского краевого прогиба.— «Тр. ВАГТ», 1962, вып. 8, с. 72—77.
- Галабала Р. О.** Об орогенезе в Западном Верхоянье.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 61—68.
- Грамберг И. С., Спиро И. С., Аглонова Э. И.** Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского прогиба и сопредельных складчатых сооружений.— «Тр. НИИГА», 1961, т. 118, 235 с.
- Грант Дж.** Применение методов флюоресцентного анализа в осадочной петрографии.— В кн.: Петрография осадочных пород. Т. 1. М., «Недра», 1968, с. 339—367.
- Гуляева Л. А.** Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород.— «Сов. геология», 1955, сб. 47, с. 88—103.
- Гуляева Л. А.** Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 142.
- Гурари Ф. Г., Конторович А. Э.** Методика оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий.— «Тр. СНИИГиМС. Сер. нефт. геол.», 1967, вып. 65, с. 6—12.
- Джиноридзе Н. М.** Юрские отложения северной части Предверхоанского прогиба и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Л., 1967, 23 с.
- Джиноридзе Н. М., Меледина С. В.** К стратиграфии средне- и верхнеюрских отложений низовьев р. Лены.— «Геол. и геофиз.», № 3, 1966, с. 137—141.
- Дмитриев С. Д.** История геологического развития северной части Предверхоанского краевого прогиба. Якутск, 1968, с. 179.
- Дорофеев В. К.** К стратиграфии верхнекаменноугольных — нижнепермских отложений Северного Орулгана.— «Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и стратигр.», 1969, вып. 27, с. 5—8.
- Емельянец Т. М., Кравцова А. И., Пук П. С.** Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены.— «Тр. НИИГА», т. 108, 1960, 144 с.
- Иванов В. Л., Вольнов Д. А., Лазуркин Д. В.** Нефтегазоносность Лено-Анабарского и северной части Ленского прогибов.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 320—325.
- Ивановская А. И.** Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск, «Наука», 1967, 170 с.

- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазопосности Хатангской впадины.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 104, 353 с.
- Карпов П. А., Лопатин Н. В., Шилин А. В., Антонова В. И., Соловьева Н. В. Катагенетические преобразования терригенных нефтеносных пород (на примере девонских отложений Волгоградского правобережья).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 8, с. 99—113.
- Каширцев А. С., Каширцев В. А. Верхнепермский разрез на нижней Лепсе.— В кн.: Труды IX научной конференции Якутского ун-та. Якутск, 1966, с. 67—68.
- Каширцев А. С., Каширцев В. А., Сафронов А. Ф., Семенов В. П. Опорный разрез каменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части реки Лены.— В кн.: Труды IX научной конференции Якутского ун-та. Якутск, 1966, с. 54—58.
- Кльжко К. Ф., Наумов А. Н., Попов Ю. Н. О границе индского и оленекского ярусов в Верхоянье.— «Уч.записки НИИГА. Палеонтол. и биострат.», 1963, вып. I, с. 26—34.
- Колпаков В. В. Новые данные о строении Приверхоянского прогиба.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по оценке перспектив нефтегазопосности Якутии. 1966, с. 70—72.
- Колпенский Г. П. Опыт применения ультрафиолетового микроскопа для изучения битумов в горных породах.— В кн.: Результаты геохимических исследований. Гостоптехиздат, 1958, с. 194—210. (Тр. ВНИГНИ, вып. XI).
- Колпенский Г. П. Применение люминесцентного микроскопа для изучения битумов горных пород.— В кн.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 353—355.
- Косолапов А. И. Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963, 207 с.
- Конторович А. Э. Геохимия юрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазопосностью. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964, 24 с.
- Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И., Винокур Б. Г., Зимин Ю. Г., Колганова М. М., Липницкая Л. Ф., Луговцов А. Д., Мельникова В. М., Парнарова Г. М., Рогозина Е. А., Стасова О. Ф., Трушков П. А., Фомичев А. С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, 223 с.
- Конторович А. Э. Схема диагностики нефтепроизводящих отложений.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 3, с. 675—677.
- Конторович А. Э. Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа.— В кн.: Материалы по геохимии нефтегазопосных бассейнов Сибири. Новосибирск, 1970, с. 4—51. (Тр. СНИИГиМС. Сер. нефт. геол., вып. 95).
- Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— «Тр. СНИИГиМС. Сер. нефт. геол.», Новосибирск, 1967, вып. 65, с. 13—25.
- Кошелкина З. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. (Тр. Сев.-Вост. КНИИ, вып. 5). Магадан, 1963, 221 с.
- Кропачев А. П., Вавилов М. И. К стратиграфии нижнетриасовых отложений хребта Орулган.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 128—131.
- Кутейников Е. С., Истратов В. В. Новые данные о тектонике Кютюндинского поперечного прогиба (северо-восток Сибирской платформы).— «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 2, с. 414—417.
- Леонов Б. Н., Покровский Г. М. Нижнемеловые отложения внутреннего крыла Предверхоянского прогиба (Ленская ветвь).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 4, с. 106—119.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Соломина Р. В. Стратиграфия каменноугольных отложений Северного Хараулаха.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 5, с. 1138—1140.
- Лутц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 8, с. 41—51.
- Макогон Ю. Ф., Царев В. П., Черский Н. В. Об особенностях миграции и аккумуляции углеводородов в районах распространения многолетней мерзлоты.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970, с. 20—23.
- Межвилк А. А. Стратиграфия и тектоника Северного Хараулаха. Автореф. канд. дисс. Л., 1955, 24 с.
- Межвилк А. А. Взаимоотношение Сибирской платформы с Верхоянским мегантиклинорием.— В кн.: Тезисы докладов пятой сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 99—101.
- Мокшанцев К. Б. Главнейшие зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн. Доклады XVII научной сессии ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1968, с. 7—19.
- Мокшанцев К. Б., Черский Н. В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазопосности восточной части Якутии. Якутск, 1967, 134 с.
- Мокшанцев К. Б., Горшштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964, 290 с.

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Основные черты тектонического строения территории Якутской АССР.— «Труды ЯФ СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, сб. 14, с. 113—156.

Мусалитин Л. А. К выделению былькатской, собопольской и халданской свит в толще верхнепалеозойских отложений бассейна р. Собоцол.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 4. Якутск, 1961, с. 69—78.

Натапов Л. М., Леонов Б. Н., Битерман И. М. Перспективы северо-восточной части Сибирской платформы и северной ветви Предверхоанского прогиба на нефть и газ.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 299—306.

Наумов А. Н. Каменноугольные отложения западного склона хребта Орулган (Северное Верхоянье).— «Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии», 1961, вып. 24, с. 5—11.

Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоанского передового прогиба в районе западного склона хр. Орулган.— «Тр. НИИГА», 1962, т. 130, вып. 19, с. 91—98.

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, 224 с.

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

Пуцаровский Ю. М. О тектоническом строении Приверхоанского краевого прогиба.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, т. 5, с. 34—53.

Пуцаровский Ю. М. Приверхоанский прогиб и мезозойды северо-востока Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 34—53.

Родионова К. Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринских пород Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.— «Тр. ВНИГНИ», 1967, вып. 85, 357 с.

Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Основные проблемы стратиграфии юрской и меловой систем в Средней Сибири.— В кн.: Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Средней Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 37—52.

Сафронов А. Ф. К геохимии верхнепалеозойских и мезозойских отложений северной части Предверхоанья.— «Сов. геология», 1969, № 7, с. 145—148.

Сафронов А. Ф. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоанского прогиба. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 21 с.

Семенов В. П., Ивсенен В. Ю. Осадочные формации триасовых отложений Верхоянья.— В кн.: Тезисы докладов научной сессии ЯФ СО АН, посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Ленина. Якутск, 1970, с. 176—179.

Снятков Б. А. Основные черты структуры северной части Верхоянского антиклинория.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», Магадан, 1958, вып. 13, с. 3—20.

Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965, 276 с.

Соломина Р. В. и др. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья.— В кн.: Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л., 1970, с. 41—55. (Тр. НИИГА, т. 154).

Соломина Р. В., Мусалитин Л. А. К стратиграфии каменноугольных отложений хр. Орулган.— «Ученые зап. НИИГА. Палеонтология и стратиграфия», 1966, вып. 15, с. 18—24.

Сороков Д. С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района.— «Тр. НИИГА», 1958, т. 85, с. 20—36.

Сороков Д. С. Пермские и триасовые отложения Лено-Оленекского района и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Л., 1963, 24 с.

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, с. 34—51.

Тест Б. И., Осипова З. В., Сычев В. Я. Мезозойские отложения Жиганского района. М., 1962, 120 с. (Тр. НИИГА, т. 131).

Трофимук А. А., Конторович А. Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроизводящих толщ.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 3—14.

Успенский В. А. О превращении органического вещества в нефть.— В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 176—189.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970, 308 с.

Флоровская В. Н., Овчинникова Л. И. Люминесцентная микроскопия как метод диагностики качественно различного битуминозного вещества горных пород.— Геология и геохимия, Л., Гостоптехиздат, 1960, вып. III, с. 40—46.

Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М., «Недра», 1969, 368 с.

Царев В. П. Особенности формирования и методы поисков газогидратных залежей (на примере мезозойских отложений Сибири). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 18 с.

**Черников К. А., Зеличенко И. А.** Геохимические критерии диагностики типов битумоидов.— «Тр. ВНИГРИ», Л., 1969, вып. 279, геохим. сб. 10, с. 143—169.

**Черский Н. В.** Перспективы нефтегазоносности северо-востока Якутской АССР.— В кн.: Геология газовых месторождений. М., ГОСИНТИ, 1959, с. 26—62.

**Черский Н. В., Макогон Ю. Ф., Медовский Д. И.** Гидратообразование при разведке, освоении и опытной эксплуатации месторождений природного газа в северных районах СССР.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 458—464.

**Черский Н. В., Царев В. П.** Принципы оценки перспектив гидратоносности газо-нефтеносных территорий.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970, с. 15—18.

**Хасанов Ф. Ш.** Схема тектоники Нижнеленского участка Предверхоанской системы прогибов.— В кн.: Жизнь Земли. Изд-во МГУ, с. 52—59. (Сб. музея землеведения, 1967, № 4).

**Юркевич И. А.** Исследования по методике фашиально-геохимического изучения осадочных пород (в приложении к задачам геологии нефти). М., 1958, 114 с.

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

<i>Введение</i> . . . . .	3
<i>Глава 1. Геологическое строение северной части Предверхоаянского прогиба</i> . . . . .	5
Стратиграфия . . . . .	5
Верхний палеозой . . . . .	5
Мезозой . . . . .	15
Тектоника . . . . .	38
<i>Глава 2. Условия образования нефти и газа в верхнепалеозойских—мезозойских отложениях</i> . . . . .	53
Накопление рассеянного органического вещества . . . . .	53
Метаморфизм рассеянного органического вещества и некоторые геохимические особенности битумоидов . . . . .	62
<i>Глава 3. Оценка перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских—мезозойских отложений</i> . . . . .	80
Потенциально нефтегазоносные комплексы . . . . .	80
Особенности условий формирования залежей нефти и газа . . . . .	92
Перспективы газогидратоносности . . . . .	99
Перспективы нефтегазоносности и направление поисковых работ . . . . .	102
<i>Литература</i> . . . . .	107

Александр Федотович Сафронов

### ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Ответственный редактор Николай Васильевич Черский

Редактор *Я. М. Мочалов*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*  
Корректор *Н. Г. Примогенова*

---

Сдано в набор 27 декабря 1973 г. Подписано в печать 29 мая 1974 г. МН 00553. Бумага № 2 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>, 7 печ. л., 9,8 усл.-печ. л., 10,1 уч.-изд. л. Тираж 900 экз. Заказ № 258. Цена 1 р. 02 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография изд-ва «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.