



*В. И. Копорулин*

**Мезозойские  
и кайнозойские  
терригенные  
отложения  
Северо-Востока  
и Дальнего Востока  
России**

• НАУКА •



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

*В. И. Копрулин*

МЕЗОЗОЙСКИЕ  
И КАЙНОЗОЙСКИЕ  
ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА  
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА  
РОССИИ

*Труды, вып. 480*

Основаны в 1932 г.



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1992

УДК 551.31:551.76+551.77(571.5+571.6)

Russian Academy of Sciences

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.I. Koporulin

MESOZOIC AND CENOZOIC TERRIGENEOUS DEPOSITS  
OF THE NORTH-EAST AND FAR EAST OF THE RUSSIA

Transactions, vol. 480

---

Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России / В.И. Копорулин. – М.: Наука, 1992 – 126 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 480). – ISBN 5-02-002266-7.

Дана характеристика условий накопления, вещественного состава, постседиментационных изменений мезозойско-кайнозойских отложений районов Северо-Востока и Дальнего Востока России. Различия постседиментационных преобразований в морских и континентальных отложениях, определенные гидрохимическими и гидродинамическими факторами, позволили выделить морской и континентальный типы литогенеза. Постседиментационная история отложений сопровождается интенсивной дифференциацией элементов.

Табл. 6. Ил. 57. Библиогр.: 136 назв.

Рецензенты:

*Ю.А. Лаврушин, В.Т. Фролов*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН А.Л. Книппер (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц*

Ответственный редактор  
член-корреспондент РАН П.П. Тимофеев

Reviewers:

*Yu. A. Lavrushin, V. T. Frolov*

Editorial boards:

Corresponding Member of Russian Academy of Sciences A.L. Knipper (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, Yu. B. Gladenkov, V.A. Dritz*

Responsible editor

Corresponding Member of Russian Academy of Sciences P.P. Timofeev

The book characterizes paleoenvironment, petrology and diagenesis of the Mesozoic and Cenozoic terrigenous formations in the Russian North-East and Far East. Differences in the postsedimentary alteration of marine and continental deposits caused by hydrochemical and hydrodynamic dynamic factors permitted to distinguish marine and continental types of lithogenesis. Intense differentiation of chemical elements took place during deposit postsedimentary history.

К 1804020100-146 357-92 I полугодие  
042 (02)-92

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-002266-7

## ВВЕДЕНИЕ

Формирование терригенных отложений представляет собой совокупность сложных и многостадийных процессов, начинающихся на суше при выветривании, продолжающихся в путях переноса материала, бассейнах седиментации и в ходе литогенеза [83, 89]. В связи с проведением в последние 15–20 лет интенсивных работ в пределах Мирового океана все более остро встает проблема корреляции седиментогенеза и литогенеза морских и континентальных отложений, выявления особенностей развивающихся в них процессов.

Выявление взаимосвязи седиментогенеза и литогенеза морских и континентальных отложений, специфики формирования их минерального состава, влияния первичных условий седиментации на минеральную перестройку в них составляло круг проблем, рассматривавшихся автором при исследованиях в районах Северо-Востока и Дальнего Востока: Авековская и Аркагаалинская угленосные площади, Зырянский угленосный бассейн, район Пенжинской губы, о-в Сахалин (рис. 1). В мезозое и кайнозое здесь происходили важные геологические события: деструкция и становление блоков континентальной коры, аккумуляция мощных комплексов терригенных осадков, приуроченных к гетерогенным тектоническим структурам, накопление многих полезных ископаемых. Здесь нередко наблюдается непосредственный взаимопереход морских и континентальных осадков в разрезе и на площади.

Основное внимание при этом концентрировалось на установлении фациальной природы осадков и ландшафтно-палеогеографических условий седиментации, на детальной минералого-петрографической характеристике пород, на выявлении их постседиментационных преобразований и реставрации положения областей сноса.

Реставрация первичных условий накопления осадков основывалась на методике литолого-фациального анализа, разработанной П.П. Тимофеевым. Она предполагает выделение генетических типов, фаций и макрофаций, а затем и древнего ландшафта [87, 88]. Под последним понимается некоторый участок древней области седиментации с накоплением определенного парагенеза фаций. Автор ориентировался на выделение ландшафтных зон, охватывавших значительные участки древней области седиментации и существовавших достаточно долго во времени. Парагенезу фаций, отвечавшему каждой из ландшафтных зон, присвоено наименование фациально-ландшафтного комплекса. Характеристика фаций и макрофаций достаточно полно дана в ряде работ [27, 86, 139, 140].

В ходе минералого-петрографического изучения терригенных пород основное внимание концентрировалось на решении двух задач: 1) восстановление их исходного вещественного состава, состава материала, поступавшего в область седиментации; 2) выявление характера постседиментационных изменений пород в литогенезе. Для решения первой задачи наиболее эффективным методом является выделение терригенно-минеральных ассоциаций, понимаемых как естественные парагенезы терригенных компонентов (породообразующих, аксессуарных, глинистых), слагающих различные литологические и фациальные типы отложений. Пристальное внимание уделено изучению состава галек в конгломератах, соотношения породообразующих компонентов песчаников и гравелитов, набора аксессуарных минералов, минерального состава фракций мельче 0,001 мм. Классификация песчано-гравийных пород по

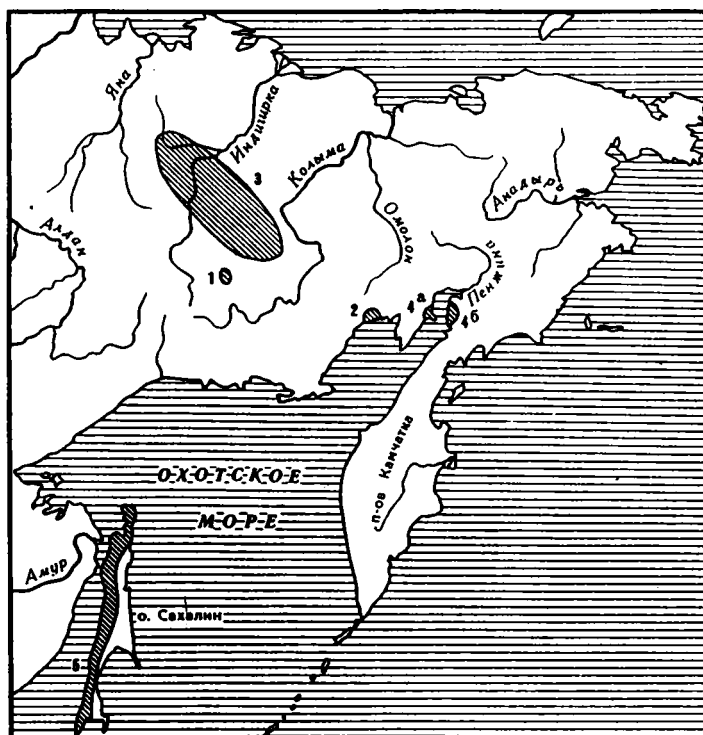


Рис. 1. Местоположение изученных районов

1 — Аркагалинская площадь; 2 — Авековская площадь; 3 — Зырянский бассейн; 4 — район Пенжинской губы: а — западное побережье, б — восточное побережье; 5 — о-в Сахалин

составу их породобразующих фракций дана в соответствии со схемой В.Д. Шутова [102].

Выводы о минеральном составе глинистой фракции пород основаны на результатах ее рентгенодифрактометрического изучения. Основные принципы диагностики глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм освещены в ряде работ [19, 21, 109].

Для реставрации исходного состава глинистой фракции осадков, изменявшейся затем в ходе постседиментационных процессов, учитывались существующие наблюдения о соотношении между составом обломочных компонентов песчаников и гравелитов и составом глинистого материала, поступавшего в осадок [50], приводимые в литературе данные о характере минеральной перестройки глинистой фракции в породах различной литологической и фациальной природы [49, 91], а также структурные особенности глинистого цемента по результатам микроскопического изучения. Так, неизменный или малоизмененный исходный глинистый цемент во всех типах пород представлен однородной тонкоагрегатной массой, аутигенный каолинит образует вермикулитоподобные агрегаты, аутигенный хлорит — крустификационный агрегат, а гидрослюда — относительно крупночешуйчатую массу беспорядочно ориентированных частиц размером до 0,10 — 0,15 мкм.

Выявление содержания и этапности постседиментационных изменений терригенных пород — литогенеза, по классификации П.П. Тимофеева [89], — базировалось на анализе парагенезов аутигенных минералов, их структурных соотношений, степени углефикации ОВ. В соответствии с принятыми в нашей стране схемами [11, 23, 54]

выделяются следующие стадии и этапы: диагенез, начальный и поздний катагенез, начальный и поздний метагенез.

Среди различных факторов, вызывающих постседиментационные преобразования пород, обычно называют возрастающие с глубиной температуру, давление, различный исходный состав осадков, действие подземных вод [32, 67, 96, 106], первичные условия седиментации [82, 90, 92]. Анализ соотношения перечисленных факторов уделено пристальное внимание в ходе исследования.

При выполнении работы автор пользовался неизменной помощью и поддержкой чл.-кор. РАН П.П. Тимофеева, которому выражает самую глубокую благодарность. При обработке материала и написании текста автор неоднократно обсуждал различные вопросы с сотрудниками ГИН РАН и других организаций: И.В. Хворовой, А.Г. Коссовской, В.А. Дрицем, В.И. Кононовым, А.В. Щербаковым, В.П. Зверевым, Я.Б. Смирновым, Д.Д. Котельниковым, которых автор благодарит за ценные замечания.

•

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

# СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКАГАЛИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

### Общая геологическая характеристика

Аркагалинская угленосная площадь расположена в западной части Магаданской обл. Она занимает две брахисинклинали, ориентированные в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток (рис. 2). По структурно-тектоническому положению она является наложенной впадиной, возникшей в пределах Яно-Колымской геосинклинальной области после проявления завершающей складчатости [72]. Окружающая Аркагалинскую площадь территория характеризуется широким распространением пермских, триасовых и юрских отложений, представленных в основном осадочными породами, среди которых преобладают алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, при подчиненном развитии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Выполняющие впадину верхнемеловые терригенные отложения имеют мощность до 800–900 м и подразделяются (снизу вверх) на аркагалинскую и долгинскую свиты. Аркагалинская свита сложена чередующимися горизонтами глин, алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, брекчий, заключающих прослой туфов и пласты угля; по находкам обильной флоры, спор и пыльцы [77] ее возраст определяется как раннесеноманский. Свита залегает с резким размывом и угловым несогласием на триасовых и юрских осадках. В верхней части юрских отложений присутствуют горизонты туфов и эффузивов. Мощность свиты 450–550 м.

Долгинская свита сложена в основном конгломератами, заключающими горизонты гравелитов, песчаников, аргиллитов, прослой и линзы углей. Хорошо окатанная галька конгломератов размером от 1–5 до 35 см представлена изверженными и осадочными породами. Мощность свиты достигает 350 м, она залегает с отчетливым размывом на аркагалинской свите и отвечает, по-видимому, верхнему сеноману.

Верхнемеловые отложения смяты в складки с углами наклона на крыльях 15–60°, часты дизъюнктивные нарушения. На территории Аркагалинской площади описано 11 скважин, образующих профиль вдоль оси брахисинклиналей. Три скважины находятся в пределах северной структуры, а восемь – в пределах южной (см. рис. 2).

### Фации и условия накопления

В верхнемеловом комплексе Аркагалинской площади присутствуют лишь континентальные осадки: пролювиальные, аллювиальные, озерные, озеро-болотные и болотные (пласты угля) (табл. 1). Распределение фаций в разрезе аркагалинской свиты (рис. 3) показывает, что базальные горизонты аркагалинской свиты, залегающие ниже пласта Мощного, представлены пролювиальными и аллювиальными осадками, чередующимися с осадками застойных и заболачивающихся озер.

В центральной части южной брахисинклинали угольный пласт Мощный залегает непосредственно на пролювиальных осадках, образующих здесь крупную линзу, которая разделяет две аллювиальные долины, выполненные преимущественно русло-

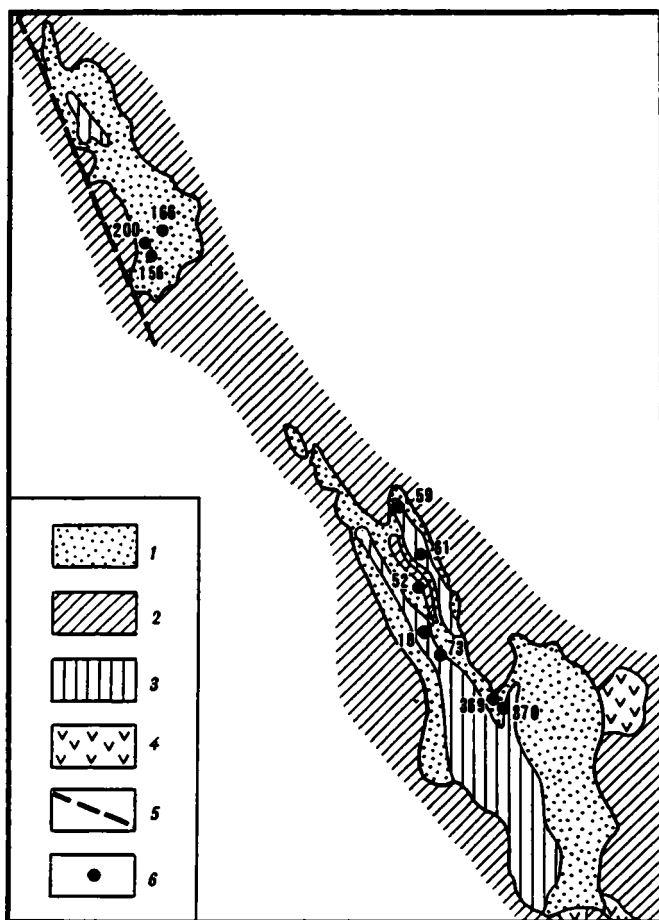


Рис. 2. Местоположение изученных скважин в Аркагалинской угленосной площади

1–3 – отложения: 1 – верхнемеловые, 2 – триасовые и юрские, 3 – четвертичные; 4 – базальты и андезитобазальты; 5 – основные разломы; 6 – изученные скважины

выми осадками (скв. 59, 369, 370). Эти долины, по-видимому, захватывали также часть пространства, которое разделяет обе брахисинклинали. Долины были ориентированы в направлении с северо-северо-востока на юго-юго-запад. В южной части северной брахисинклинали пласт Мощный лежит непосредственно на мощном покрове базальтов (скв. 156, 166) или на пролювиальных отложениях (скв. 200), состоящих из обломков базальтов.

В остальной, большей по мощности части аркагалинской свиты широко представлены песчаные и алевритовые осадки озерных фаций, среди которых присутствуют отдельные горизонты песчано-гравийных осадков русел равнинных рек и торфяных болот (пласты каменного угля и углистых пород). Вверх по разрезу возрастает значение песчаных и алевритовых осадков озерных фаций, а песчано-гравийных осадков руслового генезиса снижается. В верхней части свиты русловые осадки (фация АРП) образуют редкие линзовидные тела мощностью 5–7, иногда 10–15 м, замещаемые по простиранию алеврито-глинистыми осадками озерных фаций. Это указывает, что такие реки обладали сравнительно небольшими размерами и интенсивно мигрировали в пределах области осадконакопления.



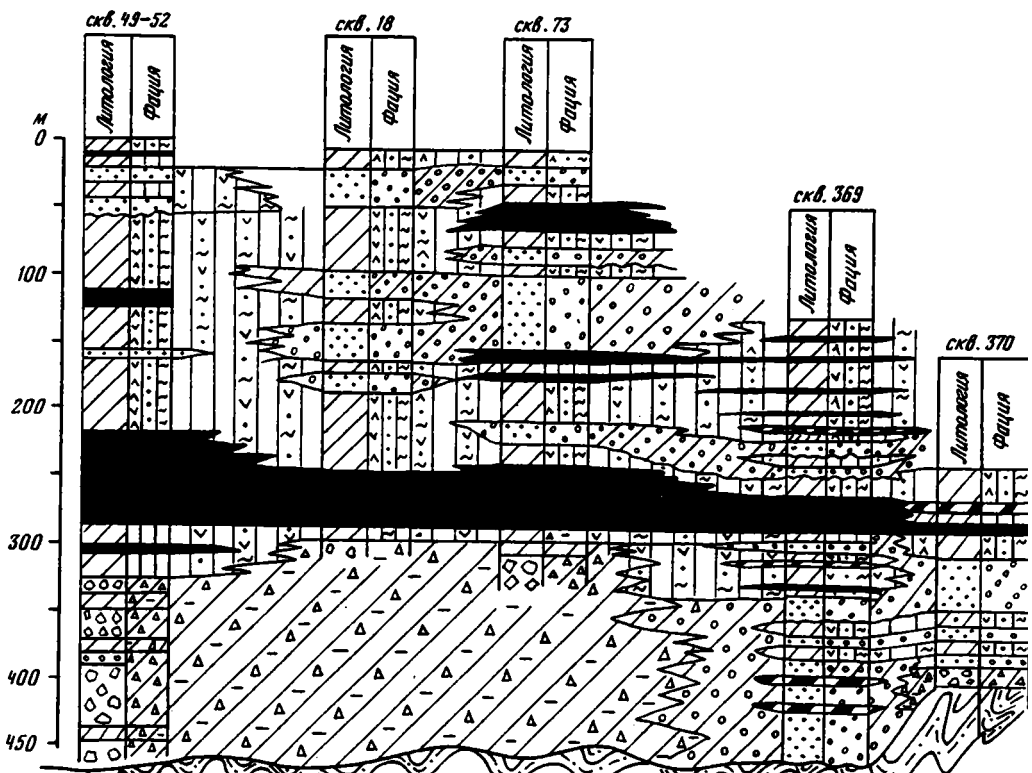
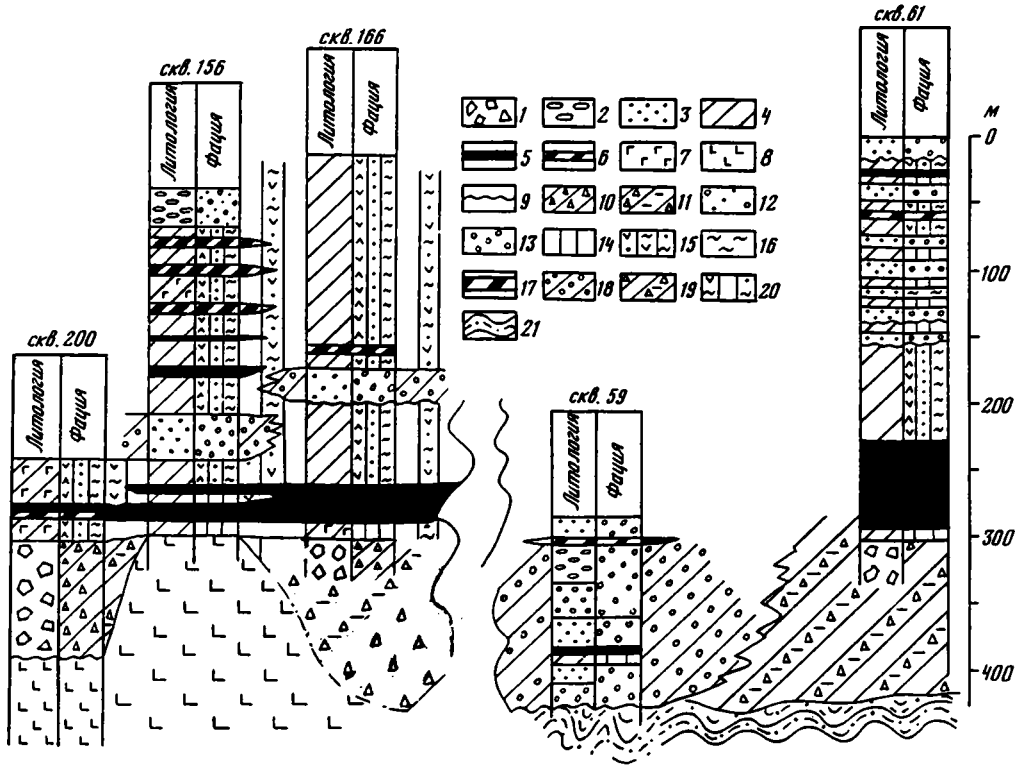


Таблица 1

## Макрофашии и фашии терригенных отложений

Макрофашиа и ее индекс	Фашиа и ее индекс
Континентальные отложения	
Проллювиальных отложений (П)	Щебенчато-галечниковых и песчано-гравийных осадков проллювиальных потоков (внутренняя часть конуса выноса) (ПК)  Алеврито-глинистых осадков проллювиальных шлейфов конусов выноса (внешняя часть конуса выноса) (ПШ)
Русловых отложений рек (АР)	Гравийно-галечниковых и песчаных осадков русла горных рек (АРГ)  Песчано-гравийных и галечниковых осадков русла равнинных рек (АРР)  Песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков равнинных рек (АРП)
Пойменных отложений рек (АП)	Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы (АПП)  Алеврито-глинистых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ)
Отложений заболачивающихся аллювиальных и прибрежно-бассейновых равнин (ОП)	Песчано-алевритовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин (ОПА)  Алеврито-песчаных осадков заболоченных мелких озер преимущественно речных долин (ОПО)  Алеврито-песчаных осадков заболоченных прибрежно-морских равнин (ОПП)
Отложений озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОВ)	Глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озер (ОВП)  Песчаных осадков открытого мелководья озер (ОВМ)

Рис. 3. Литолого-фашиальный профиль по скважинам Аркагалинской угленосной площади (аркагалинская свита)

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты и песчаники; 4 — алевролиты; 5 — каменные угли; 6 — углистые алевролиты; 7 — туфы; 8 — основные эффузивы; 9 — границы размыва; 10—17 — фашии: 10 — ПК, 11 — ПШ, 12 — АРГ, 13 — АРР, АРП, 14 — ОПО, 15 — частое переслаивание ОПО, ОПА, ОВП, ОВМ, ОВН, 16 — ОВМ, 17 — ОЗУ; 18—21 — группы фашии: 18 — аллювиальные, главным образом АРР и АРП, 19 — проллювиальные (ПК и ПШ), 20 — открытых и заболоченных озер, торфяных болот, 21 — триасовые и юрские аргиллиты, алевролиты, песчаники

Таблица 1(продолжение)

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс
	<p>Песчано-алевроитовых осадков глубоководных частей озер (ОВГ)</p> <p>Песчано-алевроитовых осадков небольших озер (ОВН)</p>
<p>Отложений зарастающих заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОЗ)</p>	<p>Алевроито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озер (ОЗП)</p> <p>Углистых глинисто-алевроитовых осадков заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗУ)</p>
<p>Отложения опресненного эпиконтинентального бассейна</p>	
<p>Отложений заливно-лагунного мелководья (БП)</p>	<p>Алевроито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья заливов и лагун (БПП)</p> <p>Алевроито-песчаных осадков прибрежного мелководья заливов и лагун (БПА)</p> <p>Алевроито-глинистых осадков центральных частей заливов и лагун (БПГ)</p>
<p>Отложений открытого подвижного мелководья (БМ)</p>	<p>Переслаивание алевроито-глинистых и песчаных осадков открытого малоподвижного мелководья (БММ)</p> <p>Алевроито-песчаных осадков подвижного мелководья (БМП)</p> <p>Песчаных осадков сильноподвижного открытого мелководья (БМД)</p>
<p>Отложений наиболее удаленных от побережья участков (БУ)</p>	<p>Алевроито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей (БУТ)</p> <p>Песчано-алевроитовых осадков, удаленных от побережья частей бассейна (БУП)</p>
<p>Морские отложения</p>	
<p>Глубоководных частей шельфовой зоны (МУ)</p>	<p>Глинисто-алевроитовых осадков глубоководных участков шельфа (МУП)</p> <p>Алевроитовых осадков относительно глубоководных участков шельфа (МУТ)</p>
<p>Отложений малоподвижного мелководья шельфовой зоны (ММ)</p>	<p>Песчано-алевроитовых осадков малоподвижного мелководья шельфа (МММ)</p> <p>Песчаных осадков малоподвижного мелководья шельфа (ММП)</p>

Таблица 1 (окончание)

Макрофашиа и ее индекс	Фашиа и ее индекс
Открытого сильноподвижного прибрежного морского мелководья (МС)	Гравийно-песчаных осадков открытого сильноподвижного мелководья шельфа (пляжи, бары, пересыпи) (МСБ)  Песчано-гравийных осадков приустьевой части подводной дельты (МСД)  Галечниковых осадков приустьевой части подводной дельты (МСГ)
Отложения в разной степени опресненных заливов (МП)	Песчано-алевритовых осадков полуизолированного мелководья заливов (МПО)  Песчано-алевритовых осадков прибрежного мелководья заливов (МПА)  Песчано-алевритовых осадков центральных частей заливов (МПГ)
Отложений сильно опресненных лагун (МЛ)	Песчано-гравийных осадков сильно подвижного мелководья лагун (МЛС)  Тонкого чередования алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья лагун (МЛМ)  Песчано-алевритовых осадков центральных частей сильно опресненных лагун (МЛГ)  Алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья сильно опресненных лагун (МЛА)  Алеврито-глинистых осадков полуизолированного мелководья опресненных лагун (МЛП)
Торфяных болот и сапропелевых озер (пласты угля) (ТБ)	Не изучалась

Изложенные особенности литологического и фашиального состава средней и верхней частей свиты показывают, что в это время территория была занята плоской суши, изобиловавшей озерами, болотами, некрупными сильно меандрировавшими речками, т.е. представляла собой ландшафт плоской заболоченной аллювиально-озерной равнины (рис. 4).

Слагающие долгинскую свиту конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники принадлежат фашиям русловых осадков горных рек. Конгломераты отвечают участкам русла с наибольшими скоростями течения, а гравелиты и песчаники – участкам с более низкими скоростями течения, являвшимися, возможно, зачатками древней поймы. Породы долгинской свиты с интенсивным размывом ложатся на различные горизонты аркагалинской. Литологические и фашиальные особенности долгинской свиты показывают, что аркагалинская площадь во время ее накопления была занята долиной одной сравнительно крупной горной реки или рядом долин небольших рек.

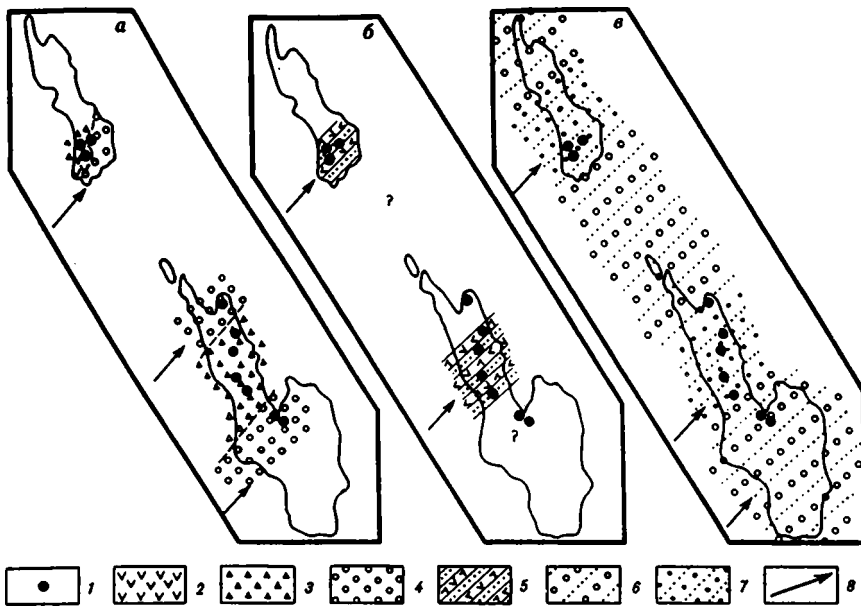


Рис. 4. Схематические палеогеографические карты времени формирования аркагалинской и долгинской свит (сеноман): а, б – начальные и поздние этапы формирования аркагалинской свиты, в – время накопления долгинской свиты

1 – изученные скважины; 2 – базальты; 3–7 – фации: 3 – пролювия, 4 – равнинного аллювия, преимущественно руслового, 5 – преимущественно открытых и заболочивающихся озер, 6, 7 – горного аллювия (6 – предполагаемые, 7 – установленные); 8 – направления течения рек

Наиболее вероятно, что в сеномане Аркагалинская площадь была расположена на окраине Зырянской палеонизменности, отграничивавшейся на юго-западе палеовозвышенностью Черского [16]. Река или реки, дренировавшие территорию площади, текли в северо-восточном направлении, они давали начало более крупной речной артерии или впадали в крупную реку, бравшую начало за пределами площади и, подобно многим крупным рекам с современного Северо-Востока страны, проносившую свои воды далее на северо-восток. Таким образом, Аркагалинская площадь может рассматриваться как один из реликтов комплекса континентальных осадков, накапливавшихся в позднемеловую эпоху вдоль юго-западной окраины древней Зырянской низменности.

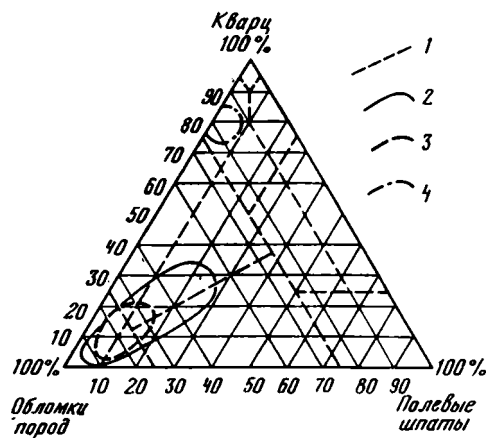
#### Вещественный состав пород и области сноса материала

**Конгломераты.** В составе конгломератов преобладают алевролиты и аргиллиты триаса и юры, подстилающие угленосную толщу; на их долю приходится до 65% всех галек в конгломератах. В подчиненных количествах присутствуют кислые эффузивы (липариты, дациты), средние и основные эффузивы (андезиты, базальты), а также кварцевые и роговообманковые порфириды.

**Песчано-гравийные и алеврито-глинистые породы.** Песчано-гравийные породы характеризуются следующими соотношениями породообразующих компонентов (в %): обломки пород – 70–98; кварц – 3–22; полевые шпаты – 2–27; биотит – 2–12 (рис. 5). По составу они изменяются от собственно граувакк до кварц-полевошпатовых и полевошпат-кварцевых граувакк. Максимальным содержанием обломков пород (до 97%) характеризуются мелкозернистые гравелиты и крупнозернистые песчаники. С утонением пород в их составе возрастает количество кварца, полевых

Рис. 5. Соотношение породообразующих компонентов в песчано-гравийных породах Аркагалинской и Авековской площадей

1 — границы классифицированных полей [102];  
2 — 4 — отложения: 2 — верхнемеловые Аркагалинской площади, 3, 4 — олигоценовые Авековской площади (ассоциации с 3 — кремнекластит-кварцевыми и 4 — вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами)



шпатов, снижается содержание обломков пород. В этом же направлении возрастает содержание биотита; в крупнозернистых алевролитах и некоторых мелкозернистых песчаниках оно достигает 30–35%.

Обломки пород представлены примерно в равных соотношениях эффузивами и осадочными породами. Среди эффузивов присутствуют фельзиты, кварцевые порфиры, андезиты, дациты; содержание последних максимальное (до 80% от всех эффузивов). Среди осадочных пород установлены алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, реже — мелкозернистые песчаники.

Кварц — изометричные, слабо удлинённые зерна с однородным или слабо выраженным облачным угасанием. В них часто присутствуют включения чешуек биотита, полевых шпатов, пузырьков газа, рудной пыли неясного состава (кварц изверженных пород).

Полевые шпаты — кислые плагиоклазы (альбит, кислый, иногда основной олигоклаз), реже — микроклин и ортоклаз. Они имеют заметно удлинённые, призматические очертания, слабо выветрелы, бесцветные, прозрачные и почти не содержат продуктов изменения.

Биотит — крупные (до 0,5 мм) и мелкие бурые, зеленовато-бурые с перламутровым оттенком чешуйки или таблички, часто сложно деформированные между другими обломками. Степень выветрелости биотита варьирует в широком диапазоне: от хорошо сохранившихся с высоким двупреломлением, плеохроизмом и высокими показателями преломления до сильно изменённых, аморфизированных обесцвеченных с низкими значениями двупреломления и показателями преломления.

Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, цоизитом, роговой обманкой, гранатом, лейкоксеном, ильменитом. Содержание циркона обычно достигает 55–60%, остальные минералы присутствуют в количестве до 5–6%, иногда в виде единичных зерен. В некоторых песчаниках ильменит составляет 90% тяжелой фракции.

Глинистые минералы. Рентгеноструктурное изучение фракции мельче 0,001 мм показало присутствие в породах гидрослюда, каолинита, смектита, хлорита, смешанослойных фаз слюда-смектит. Дифрактограммы характерных образцов глинистой фракции приведены на рис. 6, 7.

По соотношению глинистых минералов выделяются три типа глинистой фракции, основные породы различной литолого-фациальной природы.

Глинистой фракции первого типа (см. рис. 6, обр. 353, 396) присуще преобладание диоктаэдрической гидрослюда; в меньших количествах в ней присутствуют каолинит, содержание хлорита невелико, смектит практически полностью отсутствует. В

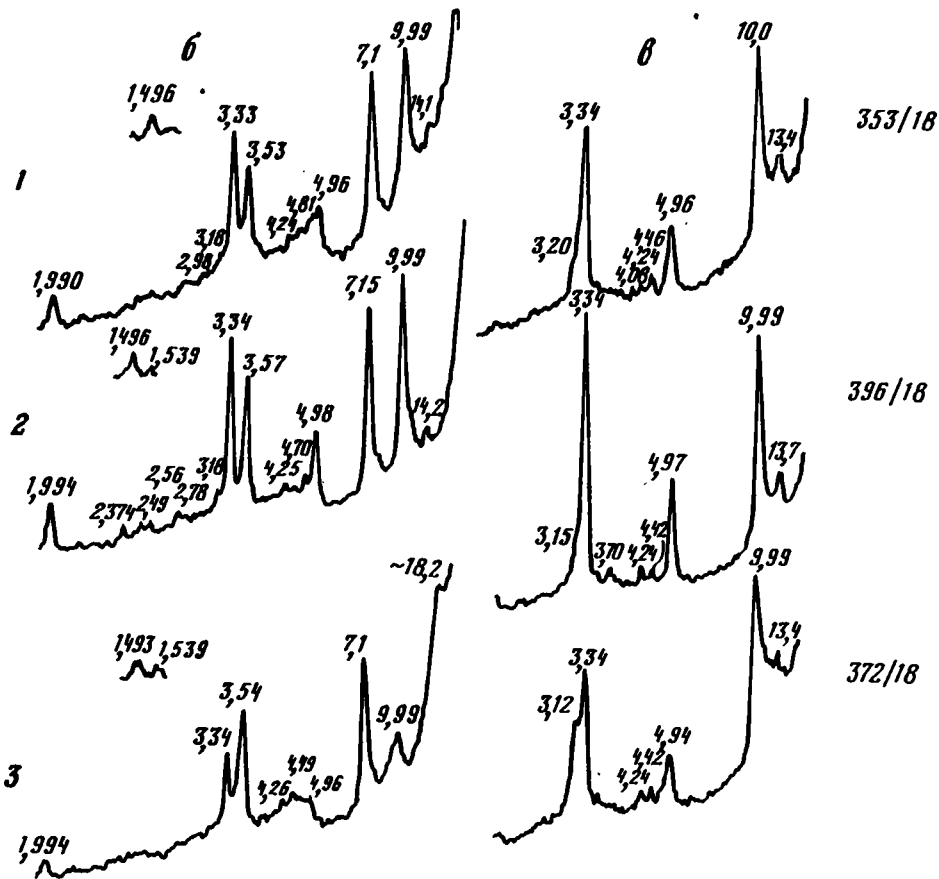


Рис. 6. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм алевроито-глинистых пород Аркагалинской площади

Здесь и на рис. 7, 13, 20–22, 24–26, 32, 33, 35, 36, 43, 45, 47, 49–51, 53, 56: а – природное состояние, б – насыщенные глицерином, (б<sub>1</sub> – насыщенные этиленгликолем), в – после нагревания при 550°C, г – после обработки 10%-ной HCl

1–3 – алевролит: 1 – мелкозернистый, ОЗП, 2 – крупнозернистый, ОВП, 3 – мелкозернистый, ОПА

шлифах цемент этого типа представлен однородным тонкодисперсным агрегатом, окрашенным в бурый цвет, с высокими показателями преломления и двупреломления, заметным плеохризмом. По своему облику он напоминает сильно диспергированный и гидратированный биотит. Глинистая фракция такого состава характерна для алевролитов фаций открытых озер (ОВП, ОВГ, ОВН) или пойм, а также для застойных и заболачивающихся озер (ОПА, ОПО) со слабо развитым заболачиванием.

Минеральный состав глинистой фракции второго типа характеризуется преобладанием каолинита и подчиненным содержанием гидрослюда; смектит (или смешанослойные фазы слюда–смектит) и хлорит присутствуют в виде примеси (см. рис. 6, обр. 372). Глинистая фракция такого состава установлена в алевролитах фаций ОПА, ОПО, АПВ, довольно часто она фиксируется в мелко- и среднезернистых песчаниках фаций АРП, АРР, ОВМ, АПП.

В шлифах алевролитов тонкодисперсный материал цемента бесцветен, показатели преломления и двупреломления более низкие, чем у цемента первого типа, содержа-

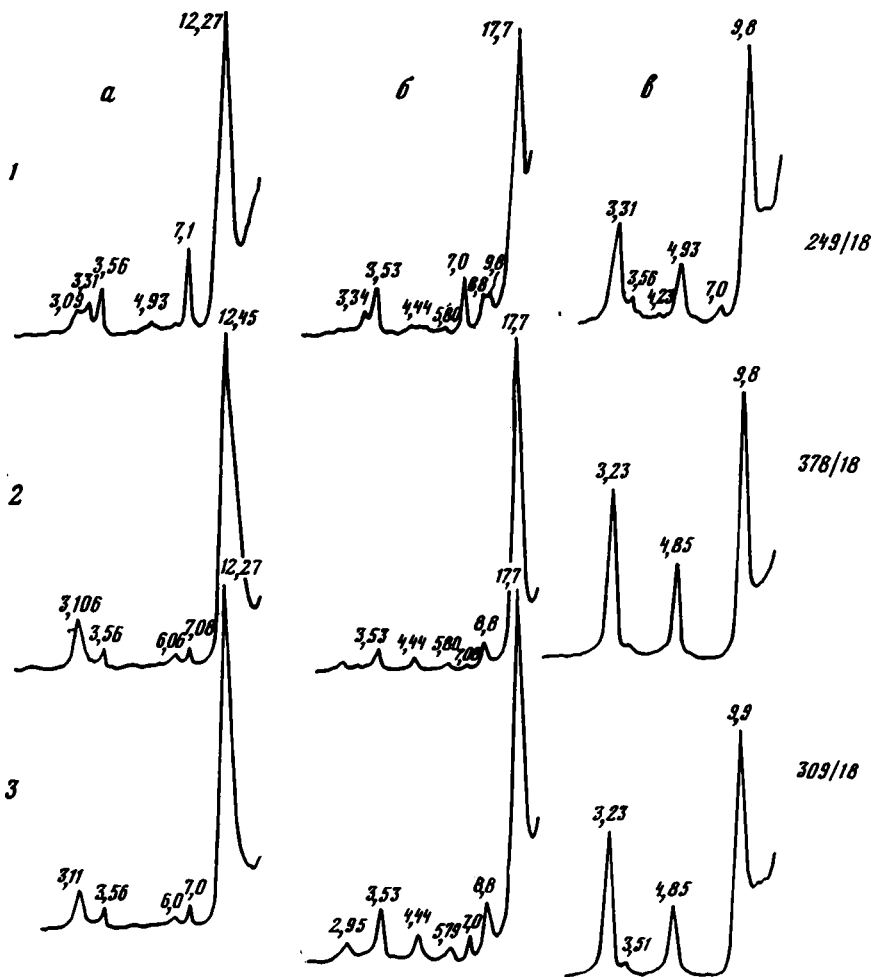


Рис. 7. Характерные дифрактограммы глинистой фракции песчано-гравийных пород Аркагалинской угленосной площади

1—3 — песчаник: 1 — среднезернистый, ОВМ, 2 — мелкозернистый, ОЗП, 3 — крупнозернистый, АРП

ние чешуек биотита невысокое, все они аморфизированны, заметно гидратированы. Породы содержат обрывки растений и тонкий гумусовый материал. В песчаниках в цементе преобладает тонкодисперсный материал желтовато-оранжевой интерференционной окраски. Показатели преломления его в отдельных участках несколько выше, а в других ниже, чем у кварца. Именно этот материал, по-видимому, и отвечает смеси гидрослюда и смектита, фиксируемых на дифрактограммах. Каолинит в цементе песчаников образует вермикулитоподобные выделения, приуроченные к центральным участкам крупных пор, нередко он полностью выполняет крупные поры.

Минеральному составу глинистой фракции третьего типа свойственно резкое преобладание смектита и близких ему смешанослойных фаз, заметное содержание каолинита, отсутствие или низкое содержание гидрослюда и хлорита (см. рис. 7, обр. 344, 378, 310). Нередко смектит является практически единственной минеральной фазой фракции мельче 0,001 мм. Цемент такого типа установлен в некоторых



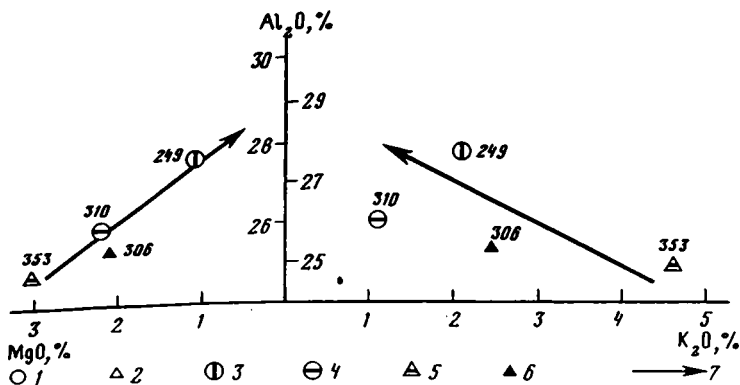


Рис. 8. Соотношение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  в глинистой фракции пород аркагаалинской свиты  
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3–6 — фации: 3 — АРР, 4 — ОВМ, 5 — ОЗП, 6 — ОПА, ОПО; 7 — направление изменения соотношения в ходе диа- и раннекатагенетических изменений

алевролитах фаций ОПО и ОПА, а также в средне-крупнозернистых песчаниках и гравелитах руслового и озерного генезисов. В алевролитах, как показывает микроскопическое изучение, глинистая масса цемента представлена тонкодисперсным агрегатом смектита с высоким показателем двупреломления и низким (ниже, чем у канадского бальзама) показателем преломления. В песчаниках и гравелитах он присутствует в самых мелких порах и по периферии крупных пор. В остальных участках пор широко развит каолинит, образующий хорошо окристаллизованные вермикулитоподобные агрегаты. Низкое содержание или отсутствие минерала в глинистой фракции, выделенной из пород, связано с большим размером его частиц, в связи с чем он уходит в более крупную фракцию.

Приведенная характеристика вещественного состава и строения глинистого цемента пород показывает, что та его разновидность, которая отнесена к первому типу, близка к исходному глинистому материалу осадков. Он состоял в основном из гидрослюда с небольшой примесью каолинита и хлорита. Вторая и третья разновидности глинистого цемента иллюстрируют последовательные этапы постседиментационных преобразований такого материала, а также некоторых кластогенных компонентов.

На рис. 8 приведено соотношение в глинистой фракции  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ , показывающее, что с увеличением содержания смектита и каолинита в глинистой фракции при понижении количества гидрослюда и хлорита содержание  $K_2O$  и  $MgO$  в ней уменьшается, а  $Al_2O_3$  возрастает.

### Постседиментационные преобразования пород

**Стадии углефикации ОВ.** По данным изучения отражательной способности витринита в углях, проведенного Л.И. Боголюбовой и В.Н. Летуновским в масляной иммерсии,  $R^{\text{max}}$ , % изменяется от 0,58 до 0,75 (стадии Б–Д).

### Изменение терригенных пород

Вторичные изменения терригенных пород проявляются наиболее четко в преобразовании их исходного глинистого материала, крупных и мелких чешуек биотита, слабо затрагивая другие кластогенные компоненты. Изменения глинистого материала и биотита выражаются в их последовательной деградации<sup>1</sup> с образованием смешано-

<sup>1</sup>Здесь и далее термины "аградация" и "деградация" использованы в понимании Ж. Милло [60].

слоистых фаз слюда–сметтит, смектита, каолинита, за счет чего формируются три описанных типа глинистого цемента. Характер преобразования несколько различен для песчано-гравийных и алевроито-глинистых пород.

В песчано-гравийных породах в ходе преобразования тонкодисперсная масса цемента и крупные чешуйки биотита аморфизируются, обесцвечиваются, показатели преломления и двупреломления снижаются. Чешуйки биотита сложно деформируются между заключающими их обломочными зернами. В итоге возникает тонкодисперсный агрегат смектита, который в дальнейшем превращается в крупночешуйчатый, нередко вермикулитоподобный агрегат каолинита (см. табл. I).

Этот процесс происходит с большей интенсивностью в крупнозернистых песчаниках и гравелитах и с меньшей – в средне-крупнозернистых песчаниках. Он развивается в первую очередь в самых крупных порых, начинаясь с их центральных участков и постепенно захватывая периферические. В мелких порых нередко фиксируется неизменный или малоизмененный гидрослюдистый или смектиновый цемент. Реликты такого цемента нередко сохраняются по периферии крупных пор, хотя их центральные участки сложены новообразованным каолинитом.

Постседиментационные преобразования алевроито-глинистых пород выявляются с меньшей достоверностью. Микроскопическое изучение алевролитов и глин ввиду тонкости слагающего их материала не позволяет обнаружить последовательности превращения глинистого материала, которая фиксируется в песчаниках и гравелитах. Несомненно, однако, что в ходе вторичных изменений глинистой фракции алевроито-глинистых пород, как и песчаников, происходила дегградация гидрослюды (биотита), превращение ее в смектит, а затем в каолинит. Аутигенные минералы образовывали при этом тонкодисперсную смесь, что значительно затруднило их диагностику при микроскопическом изучении. Отчетливые изменения в песчано-гравийных породах наблюдаются также и для полевых шпатов, испытывающих коррозию и замещение каолинитом.

Соотношение минералов в глинистой фракции по разрезу, иллюстрируемое дифрактограммами, свидетельствует, что вариации в соотношениях главных минералов глинистой фракции (гидрослюды, смектита, каолинита, хлорита) не зависят от глубины погружения, а контролируются литологической и фациальной природой осадка. Так, песчаные породы в целом характеризуются высоким содержанием смектита и каолинита. Последний в силу больших размеров частиц попадает в небольшом количестве во фракцию мельче 0,001 мм, но высокие концентрации его в породе четко фиксируются в шлифах под микроскопом.

В алевроито-глинистых породах высокое содержание гидрослюды характерно для фаций открытых озер (в данном случае ОВП) и фаций застойных и заболачивающихся озер со слабым проявлением заболачивания (ОЗП, ОПА) при отсутствии выше их пластов угля. Наоборот, содержание гидрослюды, так же как и хлорита, снижено, а содержание смектита и близких ему смешанослойных фаз повышено в фациях застойных и заболачивающихся озер (ОПО, ОПА), где заболачивание проявилось более полно и где эти осадки подстилают мощные угольные пласты.

Небольшая мощность осадочной толщи Аркагалинской площади и небольшая глубина их погружения в стратифере, низкие степени углефикации ОВ свидетельствуют о том, что установленное в них изменение глинистого цемента связано с диагенетическими и раннекатагенетическими преобразованиями. Об этом же говорит и их зависимость от литологического и фациального типов осадков. Разделить с полной уверенностью диагенетические и раннекатагенетические преобразования невозможно. Наиболее вероятно, что особенности минерального состава глинистой

фракции алевроито-глинистых пород, обнаруживающие особенно четкую зависимость от фациальной природы осадков, сформировались еще в диагенезе по схеме, подмеченной в четвертичных отложениях Рионского прогиба [91]. В песчано-гравийных породах, для которых характерна менее четкая зависимость состава глинистой фракции от фациальной природы осадков, основные процессы преобразования происходили, по-видимому, на ранних стадиях начального катагенеза.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АВЕКОВСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ (Магаданская обл.)

#### Общая геологическая характеристика

Авековская угленосная площадь расположена в северной части п-ова Тайгонос в долине р. Авекова, на западе она ограничивается побережьем Гижигинской губы. В структурно-тектоническом отношении это часть системы кайнозойских наложенных впадин, сформировавшихся в пределах Тайгоносско-Западно-Камчатской поздне-мезозойской складчатой системы [64].

Угленосная площадь представляет собой брахисинклиналь, выполненную кайнозойскими осадками и уходящую на запад под воды Гижигинской губы (рис.9). Углы наклона пород на крыльях структуры достигают 30–35°, а в центральной части они залегают почти горизонтально. Северный борт брахисинклинали осложнен крупным разломом. Небольшой амплитуды дизъюнктивные нарушения установлены также в центральной части структуры.

В пределах территории, окружающей брахисинклиналь, развиты образования докембрия, нижнего и верхнего палеозоя и мезозоя, представленные метаморфическими породами, гранитами, известняками и доломитами, сланцами, алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, конгломератами, кислыми, средними и основными эффузивами и их туфами. Верхнемезозойские эффузивы и туфы локализируются преимущественно в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, расположенного в непосредственной близости от угленосной площади на севере и северо-западе. Метаморфические породы, граниты и сильно литифицированные осадочные породы приурочены к древнему Тайгоносскому массиву.

Кайнозойские отложения Авековской угленосной площади охватывают интервал от среднего палеогена до четвертичного периода. В их составе выделяются (снизу вверх): кытыймская, авековская, куйбивеевская свиты и комплекс четвертичных осадков.

Кытыймская свита представлена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, а также туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, заключающими отдельные горизонты и линзы алевроито-глинистых пород со значительными скоплениями растительных остатков. Определения флоры из осадочных пород свиты датируют время ее накопления в интервале эоцен-олигоцен. Свита залегают с отчетливым угловым несогласием на разновозрастных образованиях, ее накоплению предшествовал перерыв в осадконакоплении. Мощность свиты достигает 800–1000 м.

Авековская свита состоит из крупно- и мелкогалечных конгломератов, слабо литифицированных, иногда рыхлых гравелитов, песчаников (песков), алевролитов (алевроитов) и глин. Среди них заключены пласты бурых углей, лигнитов и сильно измененных туфов. Породы содержат отпечатки листьев, крупные и мелкие стебли, окаменевшие стволы деревьев, встречены остатки пресноводных пелеципод. По изучению флоры и фауны установлен олигоценый возраст отложений.

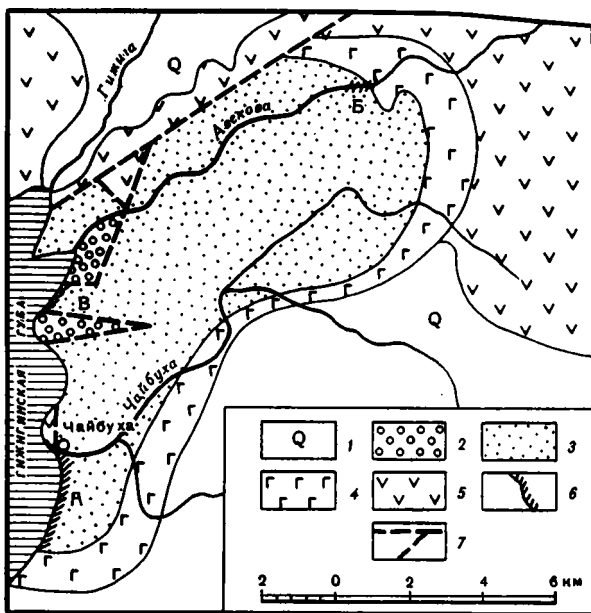


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Авековской угленосной площади

1 — четвертичные осадки; 2 — куйбисеевская свита; 3 — авековская свита; 4 — кытыймская свита; 5 — нижнемеловые вулканиты; 6 — места описания разрезов (А, Б — нижняя часть авековской свиты: А — к югу от р. Чайбуха, Б — среднее течение р. Авекова; В — верхняя часть авековской свиты к югу от устья р. Авекова); 7 — дизъюнктивные нарушения

В составе свиты выделяются нижняя и верхняя части. В нижней — широко представлены крупно- и среднезернистые песчаники, гравелиты, встречаются конгломераты, тогда как алевролитоглинистые породы и пласты угля редки (рис.10). Верхняя часть сложена чередующимися горизонтами средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, глин, среди которых заключены многочисленные пласты бурых и каменных углей, присутствует несколько горизонтов туфов (рис.11). Мощность свиты оценивается в 550–600 м, она залегает с размывом и угловым несогласием на породах кытыймской свиты.

Куйбисеевская свита сложена крупно- и среднезернистыми песчаниками при подчиненном развитии конгломератов, гравелитов, мелкозернистых песчаников и алевролитов, а также отдельными прослоями лигнитов и туфов. Горизонт конгломератов мощностью 80 м приурочен к основанию свиты. В породах присутствуют многочисленные растительные остатки, датирующие ее возраст в интервале миоцен–плиоцен. Мощность свиты достигает 250 м.

#### Фациальный состав отложений и условия накопления

В авековской свите установлены следующие группы фаций: пролювиальная, аллювиальная (горных и равнинных рек), открытых пресноводных озер, застойных и заболачивающихся озер, торфяных болот.

Нижняя часть свиты, развитая в разрезе к югу от пос. Чайбуха, представлена фациями пролювиальных осадков, горного аллювия и аллювия крупных равнинных рек. Базальные горизонты авековской свиты здесь сложены конгломератами и брекчиями фации конусов выноса пролювиальных осадков (ПК). Среди них резко преобладают полуокатанные и неокатанные обломки базальтов кытыймской свиты (рис. 10, А). Непосредственно выше пролювиальных отложений залегает горизонт

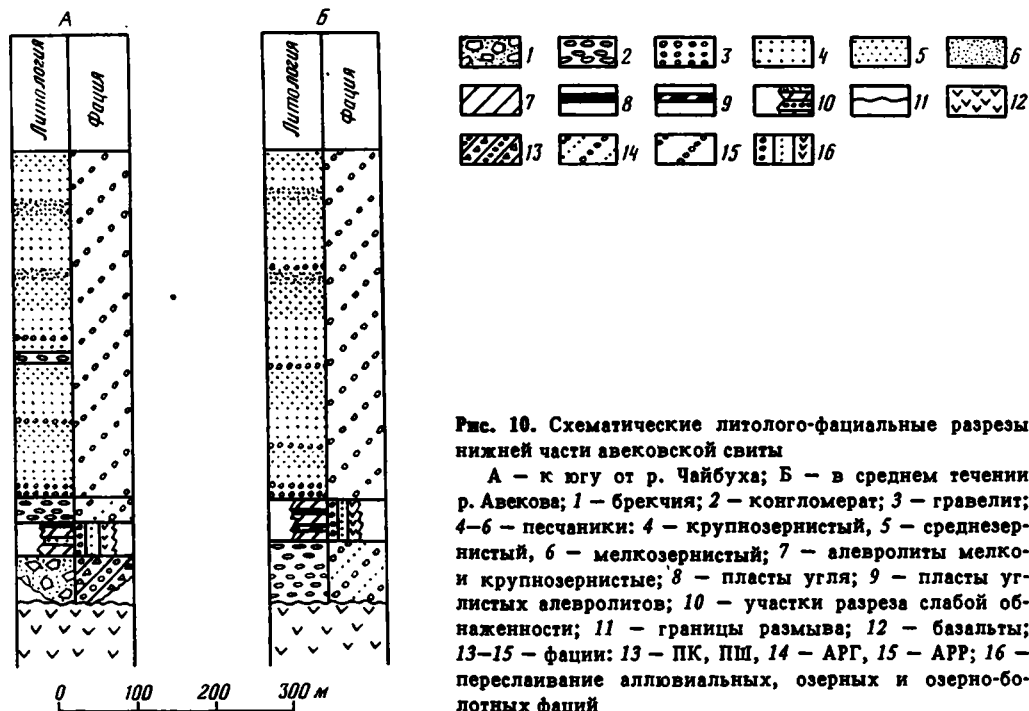


Рис. 10. Схематические литолого-фациальные разрезы нижней части авековской свиты

А — к югу от р. Чайбуха; Б — в среднем течении р. Авекова; 1 — брекчия; 2 — конгломерат; 3 — гравелит; 4—6 — песчаники: 4 — крупнозернистый, 5 — среднезернистый, 6 — мелкозернистый; 7 — алевролиты мелко- и крупнозернистые; 8 — пласты угля; 9 — пласты углистых алевролитов; 10 — участки разреза слабой обнаженности; 11 — границы размыва; 12 — базальты; 13—15 — фации: 13 — ПК, ПШ, 14 — АРГ, 15 — АРР; 16 — переслаивание аллювиальных, озерных и озерно-болотных фаций

конгломератов, относящихся к фации русла горных рек (АРГ). Залегающая выше толща песчано-гравийных осадков сложена русловыми отложениями равнинных рек (фация АРР). Средние горизонты этой части свиты иногда содержат пласты угля рабочей мощности, заключенные среди алевроито-глинистых пород. Здесь, по-видимому, наряду с русловыми и болотными (пласты угля) фациями присутствуют также озерные и пойменные отложения.

В среднем течении р. Авекова базальные горизонты авековской свиты представлены пачкой конгломератов видимой мощности около 50 м, содержащих мелкие, средние и крупные гальки, а также крупные валуны (фация АРГ) (рис. 10, Б). Конгломераты венчаются пачкой слабо обнаженных алевроитовых и песчано-гравийных пород, содержащих пласты угля и углистых пород; ее мощность 30—50 м. Эта часть разреза содержит русловые (АРР, АРП), озерные, озерно-болотные и болотные фации. Вверх по разрезу отложения сменяются толщей гравелитов, крупно- и среднезернистых песчаников, относящихся к фации русла равнинных рек. Эти осадки слагают значительную часть разреза свиты, вскрывающейся вдоль р. Авекова.

В верхней части авековской свиты (мощностью около 300 м), описанной южнее устья р. Авекова, присутствуют фации равнинного аллювия (русловые и пойменные), открытых или застойных и заболачивающихся озер, торфяных болот. Русловой аллювий представлен главным образом фацией русла малых рек и протоков (АРП). Широкое развитие имеют озерные, озерно-болотные осадки (рис. 11).

Набор фациальных типов осадков, их распределение в разрезе показывает, что накопление нижней части авековской свиты происходило в условиях холмистой аллювиальной равнины, по которой протекали одна или несколько рек. В начале формирования свиты территория имела неровный рельеф, одно из поднятий находилось вблизи от современного юго-восточного борта впадины, о чем говорят присутствующие здесь в основании разреза пролювиальные осадки (рис. 12).

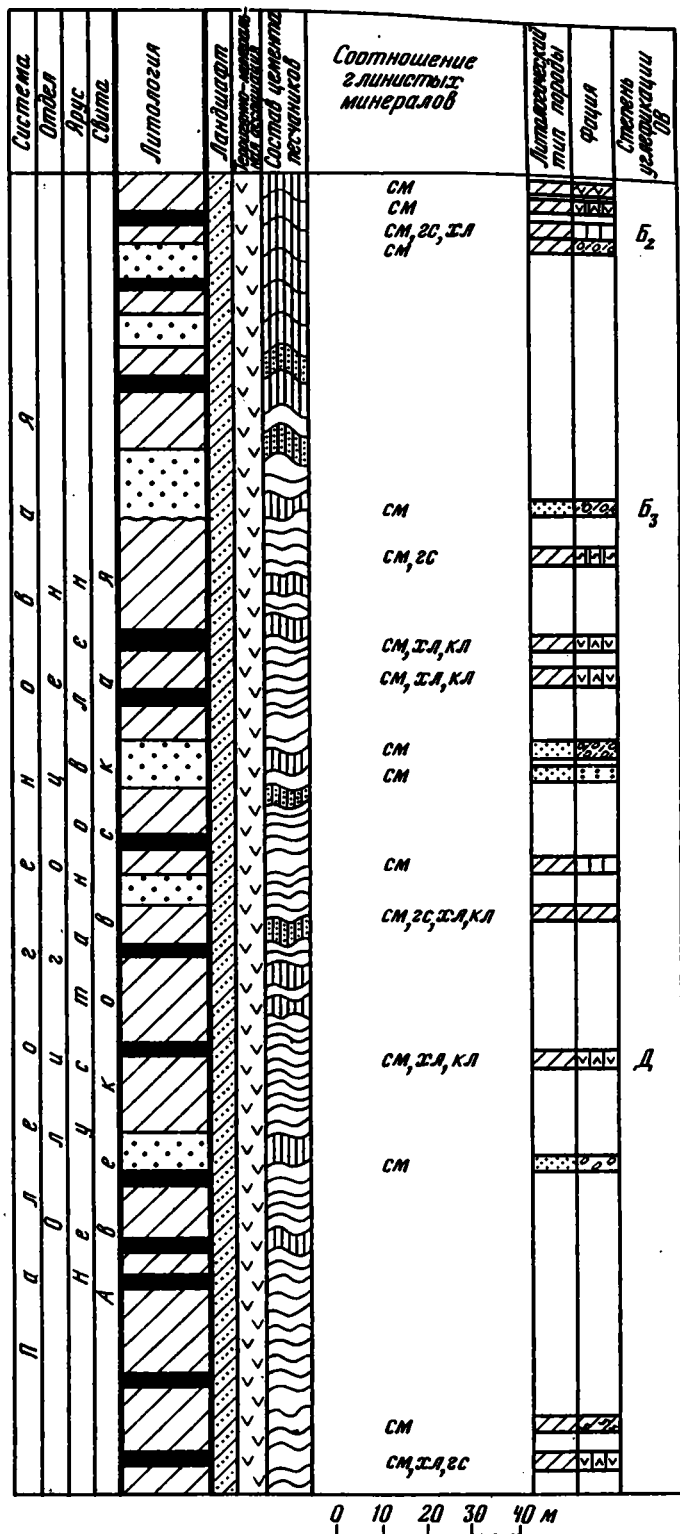
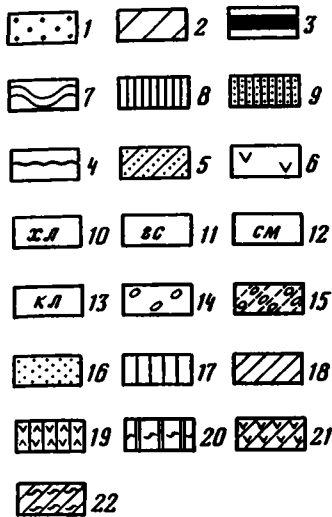


Рис. 11. Фациальный состав и распределение глинистых минералов в верхней части авельской свиты

1 — песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов; 2 — алевролиты с прослоями песчаников; 3 — пласты угля (вне масштаба); 4 — границы размыва; 5 — ландшафт заболоченной аллювиально-озерной равнины; 6 — терригенно-минеральная ассоциация вулканомиктовых граувакк; 7 — смектит; 8 — каолинит; 9 — цеолит; 10 — хлорит; 11 — гидрослюда; 12 — смектит; 13 — каолинит; 14–22 — фации: 14 — АРР, 15 — АРП, 16 — ОВМ, 17 — ОПО, 18 — ОПА, 19 — ОПВ, 20 — ОЗП, 21 — ОВП, 22 — ОВН

В поле соотношения глинистых минералов их последовательность в каждой строке соответствует уменьшению содержания во фракции мельче 0,001 мм

0 10 20 30 40 м

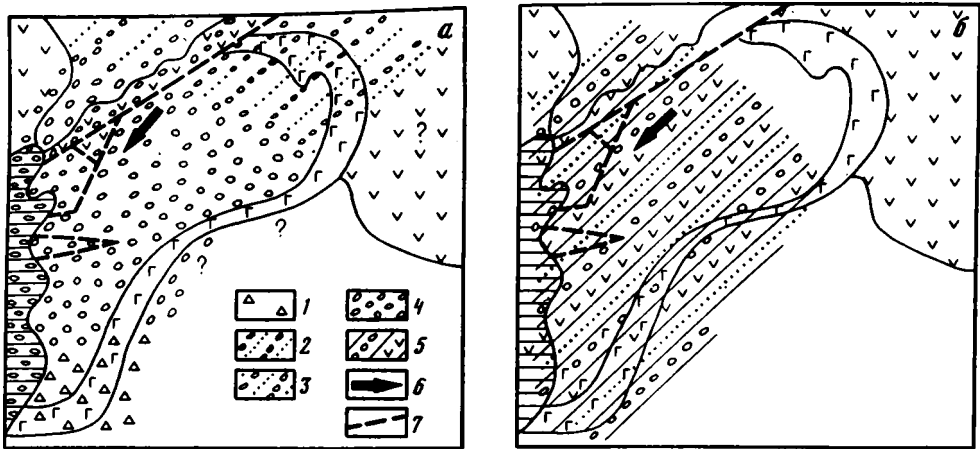


Рис. 12. Схематические палеогеографические карты времени накопления аевковской свиты: а — начальный этап, б — конечный этап

1 — пролювий; 2, 3 — горный аллювий (2 — установленный, 3 — предполагаемый); 4 — аллювий равнинных рек; 5 — недифференцированные аллювиальные, озерные, болотные осадки; 6 — направление течения палеореки (рек); 7 — линии разломов

Ландшафтной обстановке накопления верхней части аевковской свиты отвечали условия заболоченной озерно-аллювиальной равнины, в которой были широко распространены крупные и мелкие реки, озера, болота. Протекавшие здесь реки имели меньше, чем в предшествующий этап, уклоны русел, сильно меандрировали, распадаясь на небольшие протоки и рукава. Осадконакопление происходило на фоне постепенного погружения, пенеппенизации рельефа, замедления скорости течения. В начальные моменты формирования свиты возвышенности, подвергавшиеся размыву, находились поблизости от современных границ угленосной площади, на что указывает присутствие в базальных горизонтах свиты вдоль восточной, северо-восточной ее окраин конгломератов и брекчий.

Реки, дренировавшие территорию, текли в направлении с северо-востока на юго-запад. Их долины продолжались на северо-восток за пределы угленосной площади, где они вскоре приобретали горный характер, аккумуляция материала здесь отсутствовала, а господствовали процессы размыва и переноса.

Восточная часть угленосной площади в это время была расположена недалеко от возвышенностей, образывавших естественное ограничение области аккумуляции. Данных о положении и характере областей размыва, ограничивавших аккумулятивную равнину на северо-западе, у нас не имеется.

#### Вещественный состав пород и области сноса материала

В составе аевковской свиты установлены две терригенно-минеральные ассоциации: 1) с кремнекластит-кварцевыми песчаниками и гравелитами; 2) с вулканомиктово-граувакковыми песчаниками и гравелитами.

##### 1. Ассоциация с кремнекластит-кварцевыми песчаниками и гравелитами.

Конгломераты. К ассоциации относятся крупно- и мелкогалечные разности пород, установленные в основании свиты в среднем течении р. Аевкова. В них присутствуют обломки диабазов, базальтов; гранитов и метаморфических пород, встречаются сильно литифицированные осадочные породы.

Песчано-гравийные и алевро-глинистые породы. Песчаникам и гравелитам свойственно резкое преобладание кварца (80–82%), обломки пород сос-

тавляют 12–18%, полевые шпаты – 2–7%, в небольшом количестве (до 3–5%) присутствуют чешуйки биотита (см. рис.5). Алевролиты содержат 15–25% биотита.

Кварц представлен в основном разновидностями, заимствованными из изверженных и метаморфических пород; в небольшом количестве присутствует кварц осадочных пород. Среди обломков пород установлены граниты, кремнистые разности, кремнисто-сланцевые и сланцевые сланцы, кислые и основные эффузивы, глинистые и алеврито-глинистые породы.

Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами (альбитом – кислым олигоклазом), иногда также калиевыми разностями. Они заметно выветрели и содержат чешуйки глинистых минералов, форма их угловатая или полуокатанная. Биотит окрашен в бурый цвет. Он представлен крупными или мелкими чешуйками различной степени сохранности. Биотит высокой степени сохранности характерен для верхних горизонтов разреза, занимаемых ассоциацией, а сильно разложенный биотит – для нижних. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, апатитом, рутилом, гранатом. Большинство из них не обнаруживает следов существенной механической обработки, лишь некоторые заметно окатаны.

Глинистые минералы. Рентгеноструктурного изучения фракции мельче 0,001 мм из пород ассоциации не проводилось. По данным микроскопического изучения, тонкоагрегатный материал алевритов и мелкозернистых песчаников различных фаций сложен в основном тонкоизмельченным бурым гидрослюдистым материалом с показателями преломления выше, чем у кварца, и с заметным плеохроизмом, отвечающим, по-видимому, сильно гидратированному биотиту; возможна примесь других глинистых минералов (каолинита, смектита, смешанослойных фаз).

Ассоциация слагает нижнюю часть авековской свиты. Преобладание среди пород ассоциации обломков гранитов, метаморфических пород, сильно литифицированных осадочных пород свидетельствует, что ее накопление происходило за счет размыва докембрийских, палеозойских и мезозойских толщ Тайгоносского массива, ограничивающих Авековскую площадь с востока и юга.

**2. Ассоциация с вулканомиктовыми граувакковыми песчаниками и гравелитами.**  
Конгломераты среди пород этой ассоциации не встречаются. Песчано-гравийные и алеврито-глинистые породы представлены собственно граувакками и близкими им разностями полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых граувакк (см. рис. 5). В их составе преобладают обломки пород (68–87%); кварц присутствует в количестве 4–17%, полевые шпаты – 7–14%. Части чешуйки зеленого хлорита (до 10%), встречаются таблички биотита (2–3%), фрагменты вулканического стекла (1–2%). В алевролитах содержание хлорита повышено до 15–20%, а вулканического стекла – до 20–25%.

Среди обломков пород основное значение имеют средние и основные эффузивы (андезиты, дациты, базальты, диабазы) и их туфы. В подчиненном количестве встречаются кремнистые породы, кремнисто-сланцевые и сланцевые сланцы. Обломки эффузивов и туфов сильно изменены и содержат в заметном количестве тонкоагрегатные выделения цеолитов, эпидота, хлорита, бурых глинистых частиц.

Полевые шпаты представлены главным образом средними и основными плагиоклазами (основной олигоклаз–андезин). В подчиненном количестве присутствуют кислые плагиоклазы (альбит–кислый олигоклаз). Все они сильно изменены: хлоритизированы, сосюритизированы, эпидотизированы, замещены глинистыми частицами.

Кварц присутствует в виде изометричных однородно угасающих зерен, содержащих значительные скопления пыли неясного состава и жидкие включения (кварц эффузивных пород). Обломки пород заметно окатаны, тогда как для кварца и особенно для полевого шпата характерна угловато-окатанная форма зерен. Хлорит встречается в виде сильно аморфизированных зеленых или буровато-зеленых чешуек



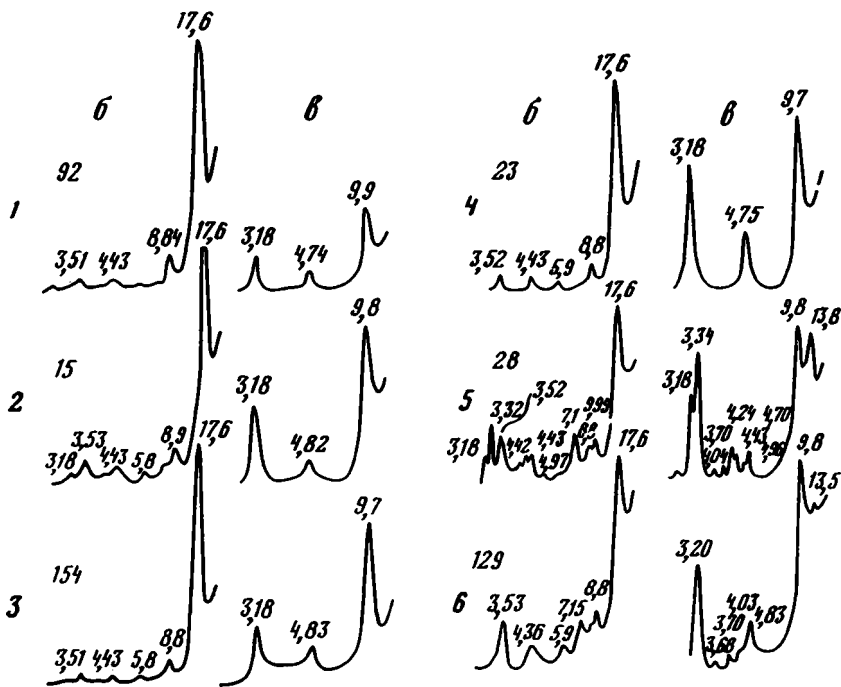


Рис. 13. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород Авековской угленосной площади (верхняя часть авековской свиты)

1—3 — песчаник: 1 — среднезернистый, АРП, 2 — мелкозернистый, ОВМ, 3 — крупнозернистый, АРР; 4—6 — алевролит крупнозернистый: 4 — ОПВ, 5 — АПВ, 6 — ОПВ

с заметным плеохроизмом и выделениями гидроокислов железа. Биотит представлен крупными и мелкими табличками зеленого цвета с заметным плеохроизмом, высокими показателями преломления и двупреломления.

**Акцессорные минералы.** Основное значение среди них имеют амфиболы, пироксены, эпидот, цоизит, сфен, магнетит, рутил, апатит, последний обычно переполнен бурой пылью. В виде единичных зерен присутствуют циркон, турмалин, ильменит.

**Глинистые минералы.** Детальное рентгенодифрактометрическое изучение фракции мельче 0,001 мм пород различной литологической и фациальной природы (рис. 13) показывает, что в ней резко преобладает смектит; нередко он является практически единственным глинистым минералом. В виде небольшой примеси присутствуют также каолинит и гидрослюда. Практически мономинеральный смектитовый состав глинистой фракции характерен для песчаников руслового и озерного генезиса, а также для некоторых алевролитов фаций заболачивающихся озер, подстилающих пласты каменного угля. В алевролитах других фаций обычно присутствует примесь гидрослюда, хлорита, каолинита.

Микроскопическое изучение шлифов песчано-гравийных и алевроито-глинистых пород (табл. II, 1—4) показывает, что смектит в них представлен тонкодисперсным агрегатом, выполняющим крупные и мелкие поры и интенсивно корродирующим обломки эффузивов, полевых шпатов, вулканического стекла. В крупных порах крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов нередко присутствуют вермикулитоподобные агрегаты каолинита или скопления табличек цеолита. Показатели преломления цеолита имеют следующие значения:  $N_{g_1} = 1,501 \pm 1$ ;  $N_{p_1} = 1; 495 \pm 1$ ;  $N_{g_1} - N_{p_1} = 0,006$ . Результаты рентгенографического изучения минералов, выделен-

ных из песчаника, показывают, что минералы отвечают цеолитам группы клиноптилолит-гейландита.

Наиболее вероятно, что смектит был преобладающим минералом в исходной глинистой фракции осадков описываемой терригенно-минеральной ассоциации, что вполне согласуется с высоким содержанием среди породообразующих кластогенных компонентов фрагментов основных и средних эффузивов, вулканического стекла. Наряду со смектитом присутствовала небольшая примесь гидрослюда, хлорита, каолинита.

Данная ассоциация приурочена к верхней части авековской свиты. Особенности вещественного состава пород ассоциации показывают, что во время ее накопления размывались эффузивные и эффузивно-осадочные комплексы, среди которых основную роль играли продукты среднего и основного вулканизма. Такие породы имеют широкое распространение в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, расположенного к северу и северо-западу от Авековской площади. Формирование этой ассоциации совпало с проявлениями вулканизма, о чем говорит присутствие в осадках пепловых частиц.

### Постседиментационные преобразования пород

**Стадии углефикации ОВ.** Угли, присутствующие в разрезе авековской свиты, изменяются от землистых бурых до длиннопламенных. В них содержание углерода (С<sup>r</sup>) достигает 65–68%, а выход летучих (V<sup>r</sup>) 47–57%. Отражательная способность витринита из пластов угля и терригенных пород ( $R_{\max}^*$ , %), замеренная в аншлифах Л.И. Боголюбовой и В.Н. Летуновским, варьирует от 0,4 в верхней части авековской свиты до 0,65 в нижней, что отвечает стадиям ПК<sub>3</sub> – МК<sub>4</sub> шкалы Н.Б. Вассоевича [14].

**Изменения терригенных пород.** Приведенные данные о минеральном составе кластогенной части пород и их цемента показывают, что отложения авековской свиты подверглись сравнительно слабым постседиментационным изменениям. Они выразились, с одной стороны, в превращении их исходного глинистого цемента песчаников в цеолиты, а с другой – в постепенной деградации глинистых минералов исходного цемента, на конечной стадии которой формировался каолинит.

Превращение первичного глинистого материала в цеолиты характерно для граувакковых песчаников и гравелитов верхней части авековской свиты с первичным глинистым цементом существенно смектитового состава. Этот процесс локализован в отдельных горизонтах песчаников и гравелитов сравнительно небольшой мощности. Новообразованный цеолит, представленный скоплениями мелких табличек (табл. II, 2), выполняет наиболее крупные из пор. Нередко они оконтуриваются реликтами смектита по периферии пор. Тонкодисперсный агрегат этого минерала полностью сохраняется в мелких порах. Наблюдались случаи замещения цеолитами чешуек биотита (табл. II, 3, 4) и плагиоклазов.

Процессы деградации проявились как в верхней, так и в нижней частях авековской свиты. На первом этапе деградации уменьшалось содержание гидрослюда и хлорита вплоть до полного исчезновения и заметное увеличение содержания смектита. Параллельно развивались коррозия и замещение многих кластогенных компонентов. Эти процессы происходили как в песчано-гравийных породах фации русла, поймы и открытых озер, так и в алевроито-глинистых породах фации заболочивающихся озер, перекрываемых пластами угля. На втором этапе деградации, свойственном лишь песчано-гравийным породам, имело место превращение смектита в каолинит. Данные о распределении глинистых минералов в верхней части авековской свиты показывают отсутствие четкой тенденции изменения с глубиной и наличие контроля за вариациями в содержании тех или иных минералов литологического и фациального типов осадка (см. рис. 11).

Процессы деградации, происходившие в породах нижней части свиты, установлены по данным микроскопического изучения и проявляются очень рельефно в песчано-гравийных породах. По своему характеру они очень близки тому, что было описано в породах Аркагалинской площади. Формирование аутигенного каолинита в породах песчаников и гравелитов нижней части свиты сопровождается отчетливой регенерацией обломочных зерен кварца. В результате формирования регенерационных каемочек многие обломки тесно спаиваются.

Низкая степень углефикации ОВ и слабая литификация пород авековской свиты, а также характер минеральной перестройки свидетельствуют о том, что постседиментационные преобразования в этой толще не вышли за рамки начального катагенеза. По шкале Н.Б. Вассоевича [14], они отвечают стадиям ПК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub> (ПК). Проявление в этих породах процессов деградации 2:1 глинистых минералов сближает этот район с Аркагалинской площадью. Новым здесь является формирование аутигенных гейландита и клиноптилолита, развивающееся в песчано-гравийных породах верхней части авековской свиты.

Поскольку трансформация биотита в смектит, так же как и превращение последнего вместе с некоторыми обломочными компонентами в каолинит, в песчаниках авековской проявляется очень широко, захватывая верхнюю и нижнюю части свиты, его можно рассматривать как региональный (стадиальный) катагенез. Ограниченность развития постседиментационных цеолитов в цементе песчаников и гравелитов свидетельствует, скорее всего, о действии локальных факторов, отличающихся по своей природе от тех, которые вызвали преобразование смектита в каолинит. Они могли проявиться в результате регионального катагенеза или быть связаны с гидротермальной деятельностью.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

## СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЫРЯНСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

### Общая геологическая характеристика

Зырянский угленосный бассейн расположен в северо-восточной части Якутии, на междуречье Колымы и Индигирки в их среднем течении, и протягивается на расстояние около 500 км в направлении с юго-востока на северо-запад. В соответствии с современными представлениями бассейн является частью рифтовой зоны Илинью-Тасского континентального рифта, характеризовавшегося коротким развитием (юраранний мел) и формированием к началу позднего мела новообразованной континентальной коры [85]. На северо-востоке рифт граничит с Алазейской зоной, длительно развивавшейся как мозаично-глыбовая структура эвгеосинклинального типа, а на юго-западе – с Тас-Хаях-Тасским и Омудевским поднятиями, а также с Иньяли-Дебинской миогеосинклинальной зоной, сложенными миогеосинклинальными палеозойскими толщами.

В настоящее время Илинью-Тасский рифт представляет собой сильно сжатый антиклинорий. В его осевой части развиты позднеюрские образования, среди которых выделяются офиолитовая, кремнисто-вулканогенная и флишевая формации. Здесь существует система узких и протяженных кулисообразных антиклиналей северо-западного простирания, осложненных системой разломов, которые ориентированы в том же направлении. По северо-восточной и юго-западной периферии антиклинория развиты нижняя (неоком) и верхняя (апт-альб) молассы, к которым и относятся изученные угленосные отложения.

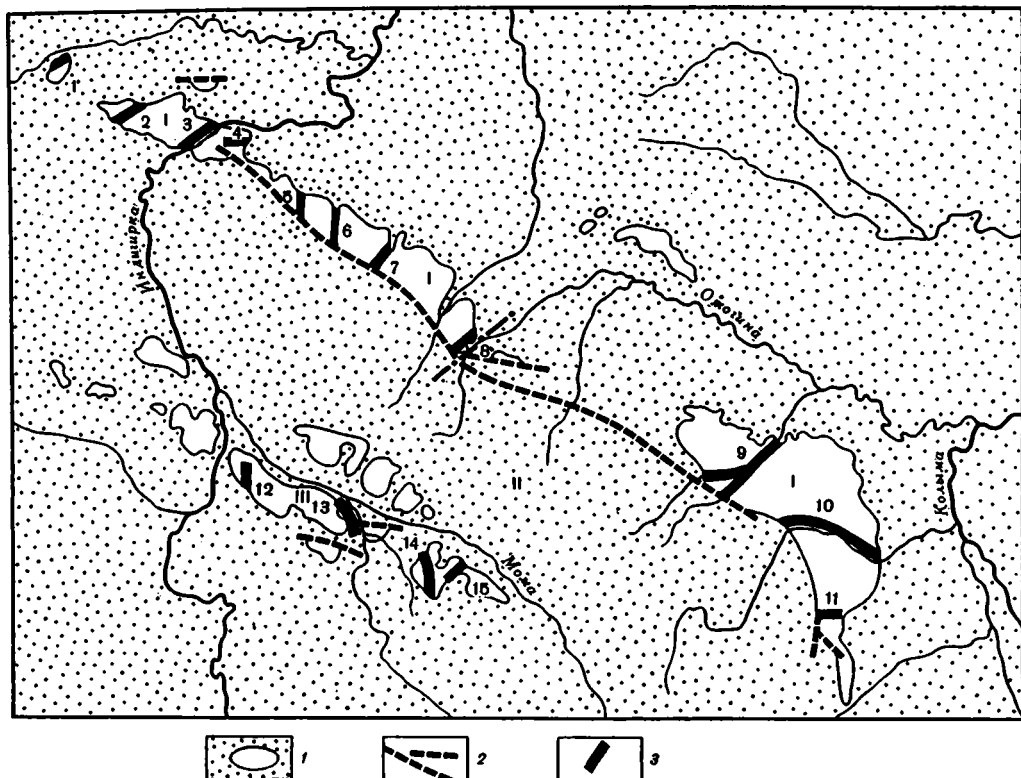


Рис. 14. Основные структурные элементы Зырянского каменноугольного бассейна и местоположение разрезов

I – Индигиро-Зырянский прогиб; II – Илин-Тасское поднятие; III – Момский прогиб  
 1 – нижнемеловые отложения; 2 – главнейшие разломы; 3 – описанные разрезы. Положение рассмотренных разрезов: 1 – р. Селеннях; 2 – р. Болчуг; 3 – р. Индигирка; 4 – р. Оняча; 5 – р. Кыллах; 6 – р. Джолоткич; 7 – р. Чукча; 8 – р. Суллакан, Силап; 9 – р. Грозная; 10 – р. Зырянка; 11 – р. Ганюха; 12 – р. Тихон-Юрях; 13 – р. Эрикит; 14 – р. Быгыттах; 15 – р. Дзлыгда

В пределах бассейна выделены Индигиро-Зырянский и Момский прогибы, разделенные Илин-Тасским антиклинорием (рис. 14). Развитые в пределах прогибов нижнемеловые, а в ряде мест и верхнемеловые осадки смяты в сравнительно спокойные складки, осложненные разломами с общим простираанием на северо-запад.

Основные черты тектонического строения Зырянского бассейна связаны с тектоническими событиями на границе раннего и позднего мела. Преднеогеновое время здесь явилось новым этапом усиления тектонических движений, приведших к формированию складок и дизъюнктивных нарушений в верхнемеловых и палеогеновых осадках. Простираание таких нарушений отвечало общему простираанию ранее сформированных структур. В неоген-четвертичное время проявился новый цикл тектонических движений, имевших блоковый характер.

По периферии Зырянского бассейна широко развиты метаморфические осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные комплексы протерозоя, нижнего и среднего палеозоя, верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Протерозойские образования, установленные в тектонических поднятиях, представлены ортоамфиболитами, порфироидами, микроклиновыми и плагноклазовыми гранитами, гнейсами и метаморфическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками, конгломе-

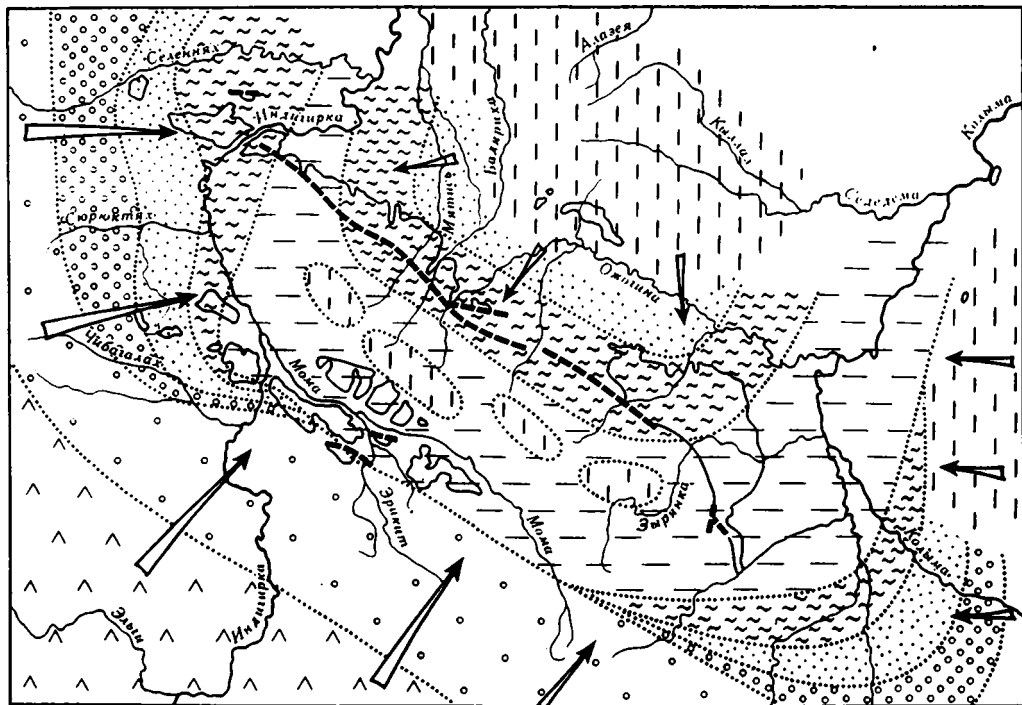


Рис. 15

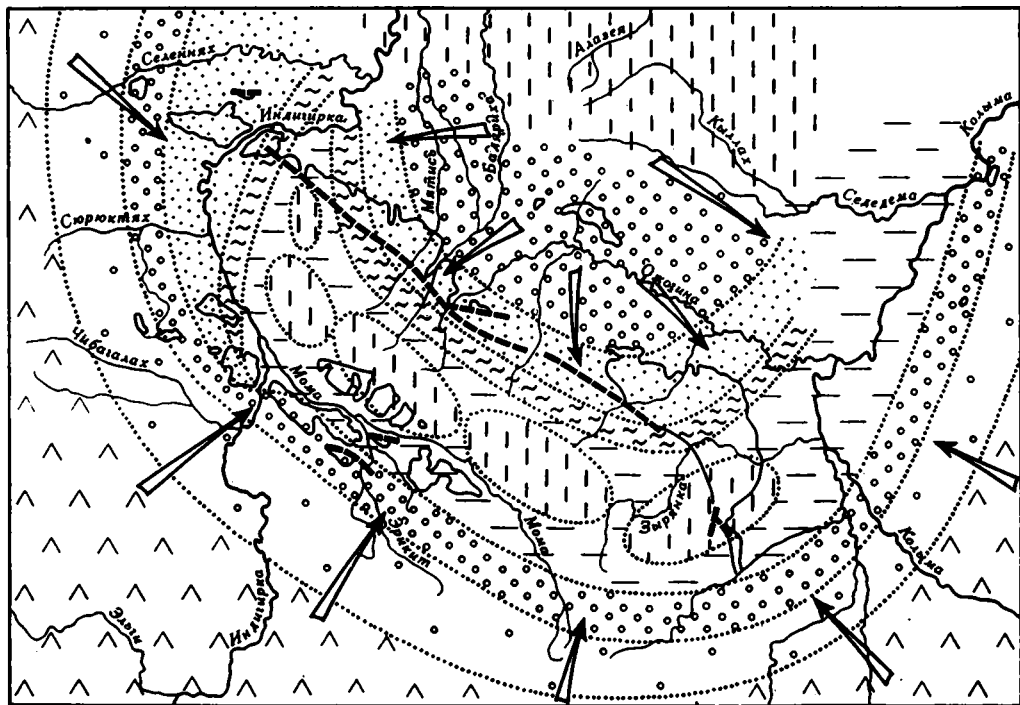


Рис. 16

ратами, песчаниками, глинистыми сланцами. Для осадочных отложений нижнего и среднего палеозоя (ордовик–нижний карбон) характерно преобладание карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей) над терригенными (глинистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами) и эффузивными или эффузивно-осадочными (андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами, дацитами, трахитами и туфобрекчиями).

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские комплексы представлены в основном терригенными осадками при подчиненном значении вулканогенных, вулканогенно-осадочных и карбонатных. На территории Алазейского плато палеозой (девон–пермь) и мезозой (верхний триас, юра, нижний и верхний мел) содержит в основном вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы основного, среднего, иногда кислого состава. С ними чередуются горизонты полимиктовых терригенных пород, среди которых велика роль грубообломочных разностей.

Терригенная угленосная толща Зырянского бассейна сложена в основном алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, иногда с горизонтами конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников. Среди терригенных пород встречаются многочисленные пласты угля мощностью от долей метра до нескольких метров. Общая мощность угленосной толщи составляет 5–8 тыс. м. По предложению Г.Г. Попова [70] она получила наименование зырянской серии и подразделена на три свиты (снизу вверх): ожогинскую ( $K_1^{pj}$ ), сияльскую ( $K_1^{sl}$ ) и буоркемюсскую ( $K_1^{br}$ ). Все три свиты связаны между собой постепенными переходами, постепенный переход связывает часто ожогинскую свиту с нижележащими отложениями верхней юры.

Наибольшее распространение получили представления о нижнемеловом возрасте отложений Зырянской серии. Исследования В.А. Самылиной [77] позволяют датировать ожогинскую свиту поздней юрой–неокомом, сияльскую – аптом, а буоркемюсскую – первой половиной альба.

#### Фациальный состав отложений и условия накопления

Угленосная толща Зырянского бассейна отличается большим разнообразием фациального состава. В ней установлены континентальные субаквальные осадки и осадки крупного сильно опресненного эпиконтинентального бассейна. Каждая из этих двух групп отложений включает в себя большое число фаций. Так, среди континентальных осадков установлен практически весь спектр фаций, отнесенных к макрофациям русловых (за исключением фаций русла горных рек) и пойменных отложений; озер речных долин аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин; зарастающих озер, заиляющихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин (табл. 1). Отложения опресненного эпиконтинентального бассейна включают в себя все фации и макрофации, перечисленные в табл. 1. Появление континентальных фаций в разрезе обычно приурочено к базальным горизонтам ожогинской свиты, но в некоторых

Рис. 15. Схематическая палеогеографическая карта Зырянского бассейна в начале неокома

1 – границы ландшафтных зон; 2–8 – зоны: 2 – гористой суши, 3 – холмистых аллювиальных равнин, 4 – плоских аллювиальных равнин, 5 – приустьевых аллювиально-озерных заболоченных равнин, 6 – заливно-лагунного побережья, 7 – открытого побережья и удаленных от побережья частей бассейна, 8 – суши с неясным ландшафтом; 9 – направления течения рек и сноса обломочного материала; 10 – границы зырянской серии; 11 – линии главнейших разломов

Рис. 16. Схематическая палеогеографическая карта Зырянского бассейна в конце неокома

Условные обозначения см. на рис. 15

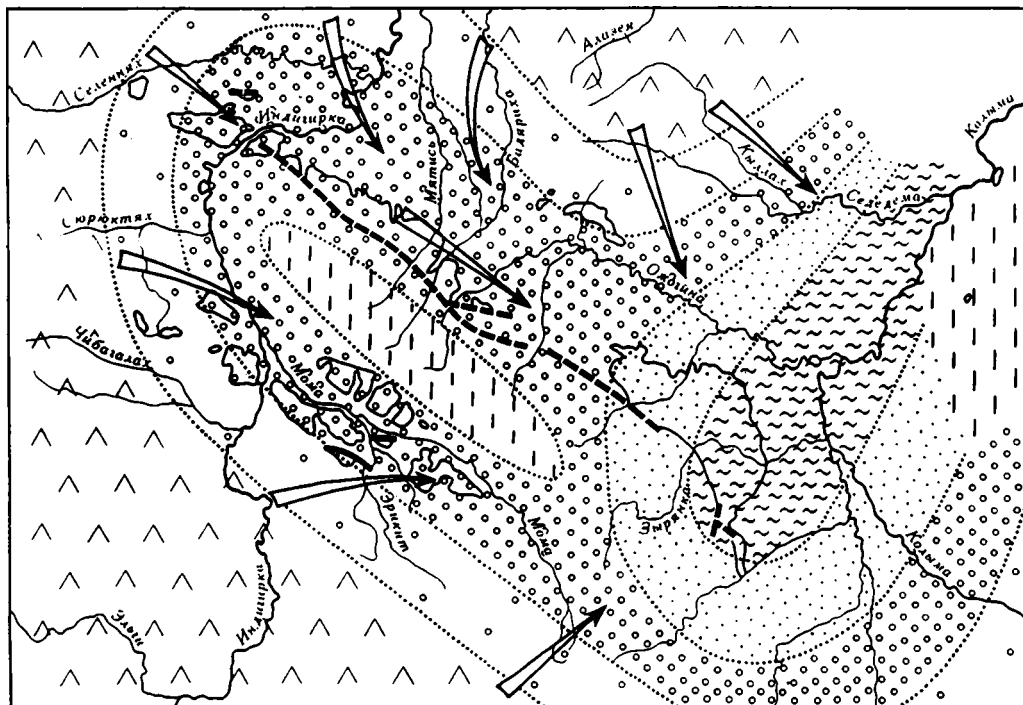


Рис. 17. Схематическая палеогеографическая карта Зырянского бассейна в апте  
Условные обозначения см. на рис. 15

случаях они появляются значительно позже, в разные моменты нежнемеловой эпохи.

Парагенетические ассоциации фаций, слагающих разрезы Зырянской серии, позволили выделить фациально-ландшафтные комплексы, отвечающие нескольким типам ландшафтных зон: 1) удаленных от побережья частей сильно опресненного эпиконтинентального бассейна; 2) открытого побережья бассейна; 3) заливно-лагунного побережья бассейна; 4) приустьевых аллювиально-озерных заболоченных равнин; 5) плоских аллювиальных равнин; 6) холмистых предгорных аллювиальных равнин [44].

Анализ распределения фациальных комплексов в разрезе и на площади показывает, что в начале неокома (рис. 15) значительная часть территории была занята крупным опресненным эпиконтинентальным бассейном. Во второй половине неокома размеры бассейна заметно сократились (рис. 16), а в апте здесь возникла заболоченная аллювиальная равнина, окаймленная по периферии холмистой аллювиальной равниной и далее – гористой сушей (рис. 17). В связи с ростом Верхояно-Колымской горной страны к концу апта осадконакопление почти полностью прекратилось в Момской впадине, а в альбе накопление континентальных осадков локализовалось в Зыряно-Индигирской впадине.

Наиболее вероятно, что на протяжении всего раннего мела бассейн седиментации выходил за рамки областей современного распространения отложений этого возраста. Сокращение размеров было связано, по-видимому, главным образом со сжатием рифтогенной структуры в направлении с северо-востока на юго-запад, т.е. перпендикулярно простиранию складчатых структур. Соответственно бывшая ширина выделенных фациально-ландшафтных зон была больше той, которая показана на схемах.

## Вещественный состав пород и области сноса материала

Терригенные породы зырянской серии характеризуются разной степенью полимиктовости и изменяются по своему составу от олигомиктовых разностей до граувакк. Среди кластогенных породообразующих компонентов установлены кварц, полевые шпаты, слюды (мусковит, биотит), хлорит, обломки различных пород.

В серии выделено семь терригенно-минеральных ассоциаций, их наименование и основные особенности минерального состава пород приведены в табл. 2. Соотношение породообразующих компонентов песчано-гравийных пород ассоциаций иллюстрирует треугольная диаграмма (рис. 18).

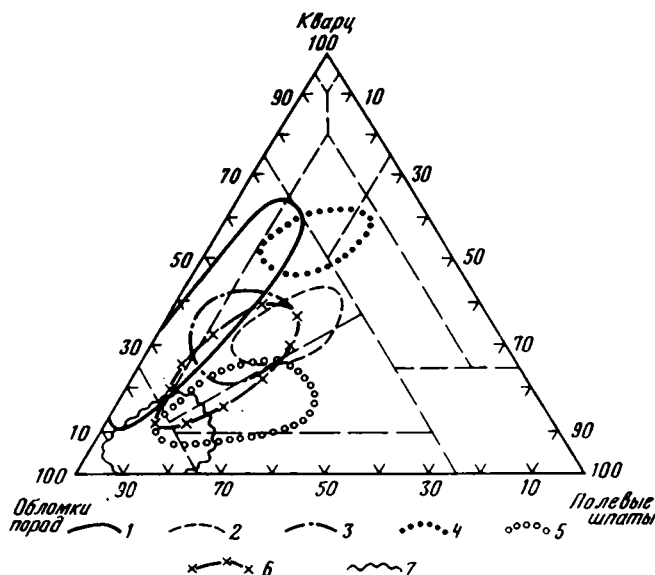


Рис. 18. Соотношение породообразующих компонентов в песчаниках и гравелитах зырянской серии  
Поля ассоциаций (см. табл. 2): 1 — первой; 2 — второй; 3 — третьей; 4 — четвертой; 5 — пятой; 6 — шестой; 7 — седьмой

Распределение ассоциаций в зырянской серии по изученным разрезам свидетельствует о значительной пестроте состава пород и изменении его на коротких расстояниях как по площади, так и в разрезе. Во всех районах в направлении снизу вверх возрастает степень полимиктовости: уменьшается содержание кварца, растет содержание полевых шпатов, обломков пород, слюд, а среди аксессуарных минералов — пироксенов, амфиболов, эпидота. Минимальное содержание слюд, в первую очередь биотита, характерно для гравелитов и крупнозернистых песчаников. В алевролитах содержание этих минералов достигает 20–25%. Породы зырянской серии юго-западной окраины бассейна содержат большое количество материала переотложенных осадочных пород (песчаные и алевроито-глинистые, глинисто-сланцевые, кремнисто-глинистые разности, известняки), гранитоидов, иногда средних и основных эффузивов. Преобладающим минералом первичной глинистой фракции в породах этих районов являлась диоктаэдрическая гидрослюда политипа 1M, возникающая, по-видимому, в основном в результате выветривания биотита коренных пород в питающих провинциях. Питающей провинцией для этого комплекса являлась Верхояно-Колымская складчатая система, где широко представлены осадочные образования палеозоя, метаморфические породы протерозоя, присутствуют гранитные интрузии.

Породам зырянской серии в пределах северо-восточной части бассейна свойствен-



**Таблица 2**  
**Терригенно-минеральные ассоциации нижнемеловых отложений**  
**Зырянской серии**

Наименование ассоциации	Основные особенности состава пород			
	Конгломераты (соотношение пород разного состава среди галек, %)	Песчаники и гравелиты (соотношение основных породообразующих компонентов, %)	Соотношение минералов в тяжелой фракции, %	Предполагаемый состав исходной глинистой фракции
1	2	3	4	5
1. Собственно граувакки и кварцевые граувакки	Осадочные — 82–85 Туфогенные 8–8,5 Кислые эффузивы — 6–6,5 Кварциты — 2–3	Обломки пород — 50–90 Кварц — 7–35 Полевые шпаты — 3–15 Слюды (мусковит, биотит) — 5–8	Циркон — 35–40 Апатит — 30–35 Рутил, анатаз, брукит — 10–15 Гранат — до 15 Лейкоксен — 1–20 Сфен, турмалин — по 1–2	Преимущественно гидрослюдистый
2. Полевошпатовые и кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки с высоким содержанием осадочных пород, эффузивов	Осадочные — 45–47 Эффузивные и туфогенные — 46–50 Метаморфические — 3–5	Обломки пород — 28–55 Кварц — 18–42 Полевые шпаты — 10–33 Слюда (мусковит, биотит) — 5–7	Апатит — 20–34 Циркон — 15–25 Турмалин — 7–10 Гранат — 3–7 Рутил — 2–5 Анатаз, брукит — 10–15 Ильменит, лейкоксен — до 20 Роговая обманка, пироксен — единицы процентов	То же
3. Полевошпатовые и кварцевые граувакки с высоким содержанием обломков зернистых осадочных пород	Не встречены	Обломки пород — 40–60 Кварц — 25–45 Полевые шпаты — 8–25 Слюды (мусковит, биотит) — 5–10	Апатит — 15–30 Циркон — 15–20 Гранат — 5–10 Турмалин — 10–15 Рутил — 5–7 Анатаз, брукит — 5–15 Ильменит, лейкоксен — 10–25 Роговая обманка, пироксен — 1–2	То же
4. Полевошпатовые и кварцевые граувакки, мезомиктоновые кварцевые, граувакковые аркозы	Осадочные — 72–75 Кислые и средние эффузивы — 25–28	Кварц — 48–60 Обломки пород — 15–40 Полевые шпаты — 10–35 Слюды (мусковит, биотит) — 3–10	Апатит — 40–42 Циркон — 5–6 Турмалин — 4–5 Рутил — 1–2 Анатаз, брукит — до 25 Роговая обманка — 4–5 Пироксен — 1–2 Эпидот, шпинель — 1–2	То же

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
5. Кварц-полевошпатовые и кварцевые граувакки с высоким содержанием кислых эффузивов, туфов и кремнистых пород	Кислые туфы — 36 Кремнистые породы — 28 Кислые эффузивы — 14 Средние эффузивы — 14 Осадочные — 2—3	Обломки пород — 45—75 Кварц — 12—25 Слюды (мусковит, биотит) — 5—10	Гранаты — 25—55 Лейкоксен, ильменит — 35—45 Циркон — 1—2 Эпидот, хромовая шпинель, ставролит, роговая обманка — по 1—2	Преимущественно смектитовый
6. Полевошпатовые кварцевые граувакки с высоким содержанием кислых эффузивов, их туфов, кремнистых и осадочных пород	Кислые эффузивы — 35 Туфы кислых эффузивов — 35 Кремнистые породы — 12 Метаморфические — 9 Осадочные — 7 Средние эффузивы — 4	Обломки пород — 62—78 Кварц — 12—40 Полевые шпаты — 10—25 Слюды (мусковит, биотит) — 3—8	Апатит — 25—40 Циркон — 10—25 Аназ, брукит — 15—22 Гранат — 2—10 Амфиболы, пироксены, рутил, эпидот, брукит — по 1—2	Преимущественно гидрослюдистый с высоким содержанием гидратированного биотитового материала
7. Собственно граувакки, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые граувакки с высоким содержанием кислых, средних, основных эффузивов и кремнистых пород	Кислые эффузивы и их туфы — 30—36 Кремнистые породы — 10—16 Граниты — 5—10 Средние и основные эффузивы и их туфы — 10—15 Метаморфические — 5—12 Осадочные — 3—5	Обломки пород — 70—90 Полевые шпаты — 2—22 Кварц — 1—18 Слюды (мусковит, биотит) — 3—5	Апатит — 45—55 Циркон — 15—25 Гранат — 5—10 Рутил — 3—5 Ильменит, лейкоксен — 5—10 Турмалин, аназ, брукит, пироксены, роговая обманка, ставролит, эпидот, хромовая шпинель — по 1—2 каждый минерал	Преимущественно смектитовый

но высокое содержание обломков кислых, средних и основных эффузивов, а также их туфов. Значение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород отчетливо возрастает в направлении снизу вверх по разрезу. В этих районах в составе исходной глинистой фракции главенствующая роль принадлежала смектиту, хотя в нижних частях разреза, где содержание обломков эффузивных пород в кластогенной части невелико, в ее составе первоначально присутствовали также значительные количества гидрослюды. Наиболее вероятным источником сноса при накоплении этих отложений являлись позднепалеозойские или раннемезозойские вулканы и их туфы современного Алазейского плоскогорья.

Таким образом, формирование пород зырянской серии происходило за счет размыва осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных и метаморфических комплексов, развитых в непосредственном соседстве вдоль границ бассейна. Близость областей аккумуляции к областям размыва определила значительную пестроту состава отложений зырянской серии и резкие его изменения в разрезе и на площади.

**Степень углефикации ОВ.** Наблюдения о степени углефикации ОВ пластов угля Зырянского бассейна впервые систематизированы Г.Г. Поповым [70]. В соответствии с приведенными им данными, базировавшимися на химическом изучении проб угля, степень углефикации (метаморфизма) варьирует в интервале от Д до Т включительно. Степень углефикации возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток. Нарушение этой закономерности в ряде случаев вызвано термальным воздействием послемеловых интрузий.

Изучение отражательной способности витринита из пластов угля в разрезе зырянской серии, осуществленное Л.И. Боголюбовым и В.Н. Летуновским, показало на изменения степени углефикации ОВ от стадии Д до стадии ПА и А<sub>3</sub>.

Рис. 19 иллюстрирует изменение степени углефикации ОВ пластов угля в разрезе для различных районов Зырянского бассейна. Приведенные на нем данные хорошо согласуются с выводом Г.Г. Попова об увеличении степени углефикации ОВ вещества на территории бассейна в направлении с северо-запада на юго-восток, т.е. в направлении значительного возрастания мощности зырянской серии. Вместе с тем они указывают на более широкий диапазон изменений степени метаморфизма углей, чем считал этот исследователь.

**Изменения терригенных пород.** Постседиментационные изменения терригенных пород описаны автором для большинства разрезов [44]. В настоящей работе они рассмотрены для двух разрезов: по р. Индигирке и рекам Жолоткич и Чукча.

Разрез по р. Индигирке охватывает нижнюю часть буоркемюсской свиты, сиялпскую, ожогинскую свиты и верхнюю часть бастахской. Породы всех свит принадлежат к шестой терригенно-минеральной ассоциации; в ней песчаники относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам с высоким содержанием кислых эффузивов, их туфов, кремнистых и осадочных пород. Современная глинистая фракция песчано-гравийных

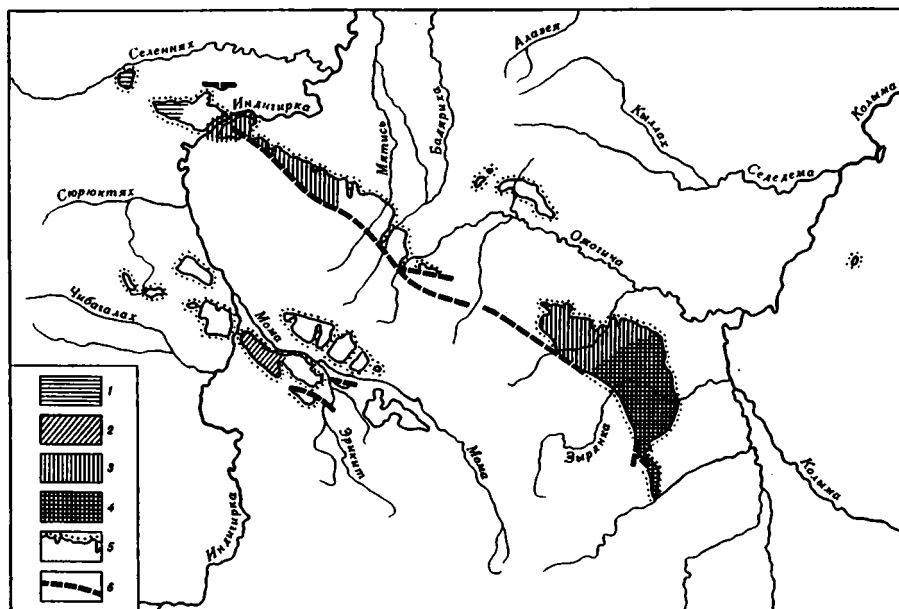


Рис. 19. Изменение степени углефикации ОВ углей в зырянской серии на территории Индигиро-Зырянского прогиба

1 — Д-Г; 2 — Д-К; 3 — Д-А; 4 — Д-А<sub>2</sub>; 5 — границы зырянской серии; 6 — главные линии разломов

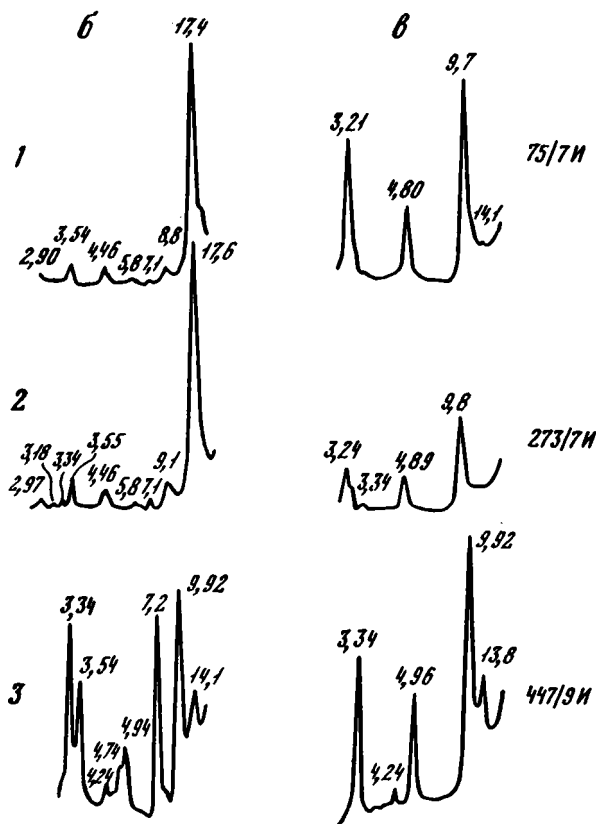


Рис. 20. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород буоркемюсской свиты и верхней части селяпской свиты в разрезе по р. Индигирке

1, 2 — песчаник: 1 — среднезернистый, АРП, 2 — мелкозернистый, АРП; 3 — алевролит крупнозернистый, АРП

и алевроито-глинистых пород имеет полимиктовый состав и испытывает значительные изменения сверху вниз по разрезу.

Породы нижних горизонтов буоркемюсской свиты и верхних горизонтов селяпской, по данным рентгенодифрактометрического изучения, содержат глинистую фракцию двух типов: 1) с преобладанием гидрослюда (рис. 20, обр. 447/9и); 2) смектита (рис. 20, обр. 75/7и, 273/7и). Глинистая фракция обоих типов содержит обычно в подчиненных количествах хлорит и каолинит.

Глинистая фракция первого типа характерна для алевролитов и некоторых мелкозернистых песчаников, относящихся к фациям БУП, БУТ, БПА, БПГ, а также ОВН, АПП, АПВ, ОВП при отсутствии выше их пластов угля. Глинистая фракция второго типа свойственна алевролитам и песчаникам, фациям застойных и заболочивающихся озер (ОПП, ОПО, ОПА, ОПВ), поймы рек (АПП, АПВ); две последние фации содержат обычно значительные количества тонкого органического материала и нередко перекрываются пластами каменного угля.

В песчаниках и гравелитах фаций русла (АРП и АРП) и открытого мелководья озер (ОВМ), как показывает микроскопическое изучение, вместе со смектитом обычно присутствует значительное количество каолинита. Он имеет крупночешуйчатое, иногда вермикулитоподобное строение и выполняет наиболее крупные из пор, тогда как мелкие поры и заливообразные участки крупных сложены смектитом и (или)

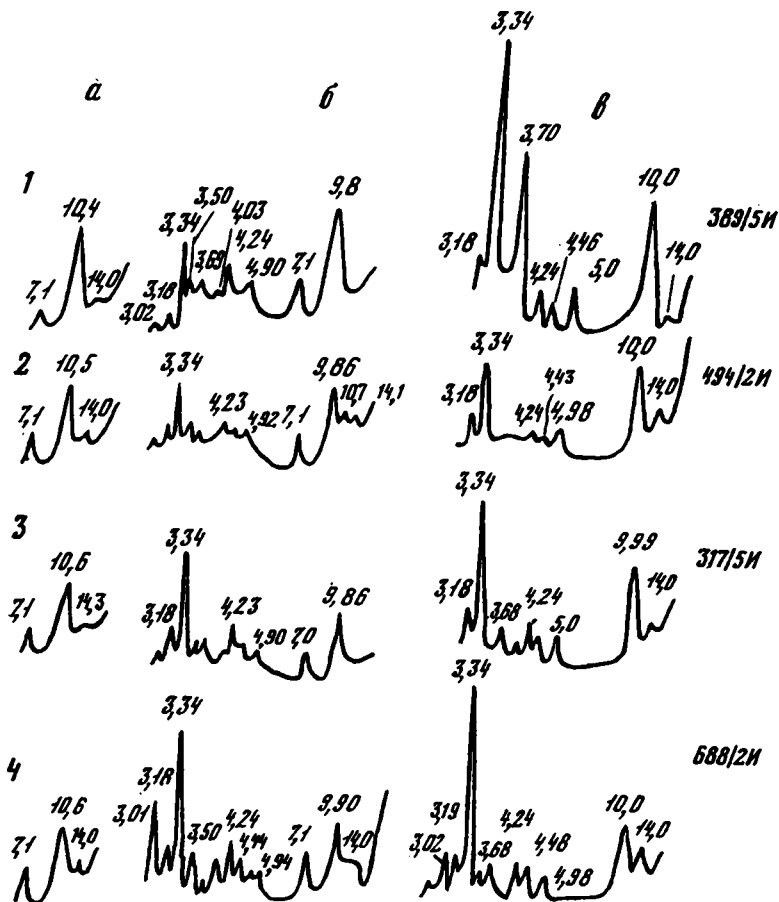


Рис. 21. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород нижней части сияльской и ожогиной свит в разрезе по р. Индигирке

1 — песчаник среднезернистый: 1 — ОВН, 2 — АРП, 3 — ОВМ; 4 — алевролит крупнозернистый, ОВН

гидрослюдой. Нередко каолинит развивается по обломкам полевых шпатов, чешуйкам биотита. Эти особенности свидетельствуют о постседиментационной природе каолинита в этих породах и формировании его в ходе катагенетических процессов. Интенсивность минеральной перестройки исходного глинистого цемента в песчаниках максимальна в крупнозернистых песчаниках и последовательно снижается в средне- и мелкозернистых, в крупнозернистых каолинит выполняет большинство пор, в среднезернистых он фиксируется лишь в крупных порах, а в мелких встречается эпизодически.

Средняя часть разреза сияльской свиты по р. Индигирке в большей своей части скрыта от наблюдения. В породах нижней части сияльской свиты и всей ожогиной смектит в глинистой фракции отсутствует. Постоянными ее компонентами являются хлорит, каолинит и гидрослюда с содержанием смектита от 15 до 5–8%. Максимальное содержание последнего характерно для сияльской свиты, минимальное — для нижней части ожогиной (рис. 21) [22].

В породах бастахской свиты глинистая фракция песчаников и алевролитов сложена гидрослюдой ( $d_{001} = 9,99 + 10,0 \text{ \AA}$ ) с небольшой примесью хлорита (рис. 22).

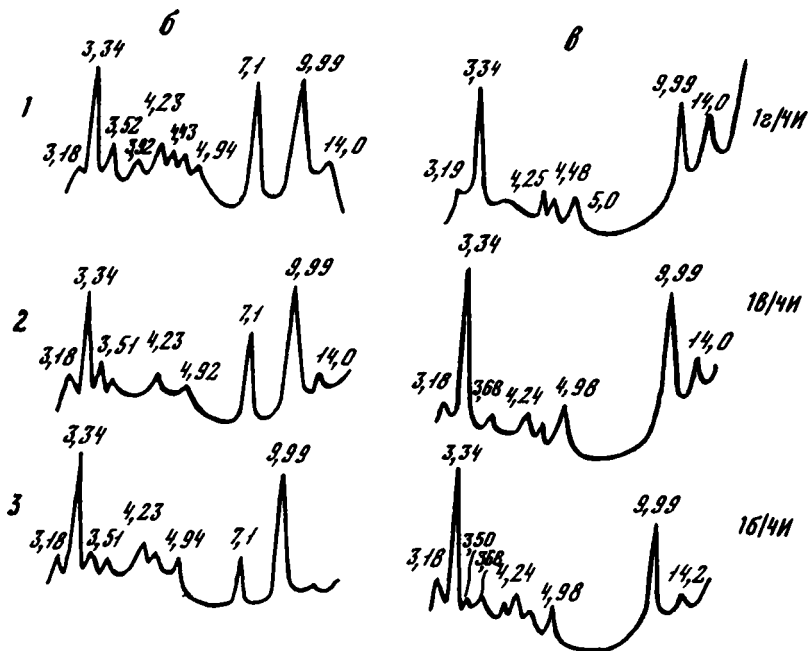


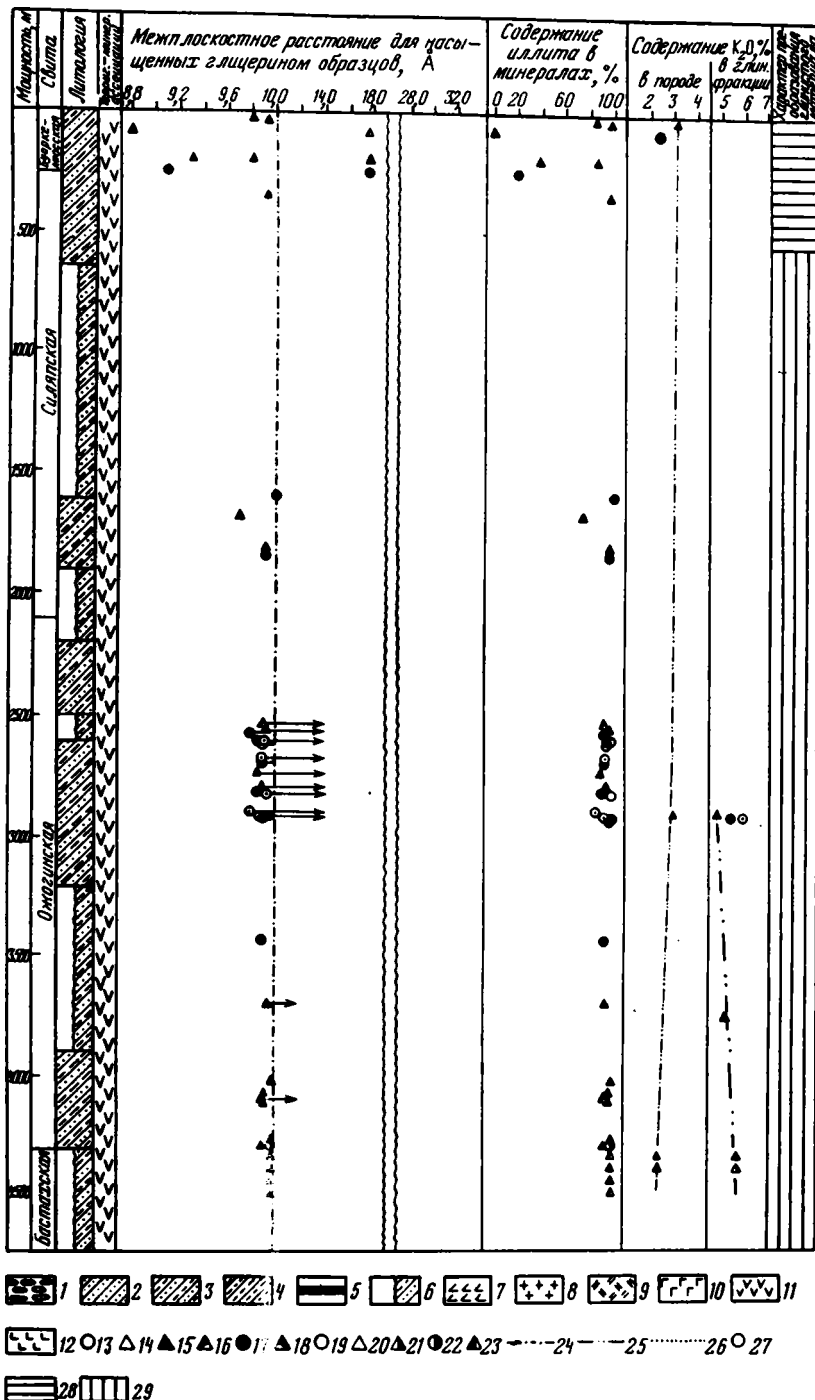
Рис. 22. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород бастахской свиты в разрезе по р. Индигирке

1 — песчаник мелкозернистый, БМБ; 2 — тонкое чередование крупно- и мелкозернистых алевролитов, БММ; 3 — алевролит крупнозернистый, БПА

Микроскопическое изучение шлифов алевролитов и песчаников из верхней части ожогинской свиты показывает, что новообразованная фаза слюда-сметтит и(или) гидрослюда слагает каемку по периферии пор или выделения среди каолинита, выполняющего большую часть пор (табл. II, 5, 6). С глубиной роль гидрослюды возрастает, а каолинита уменьшается. В нижней части ожогинской и бастахской свит гидрослюда имеет беспорядочное агрегатное строение и выполняет целиком все поры (табл. II, 7). Вдоль границ с обломочными зернами нередко фиксируется тонкая (до 5–7 мкм) пленочка аутигенного хлорита. Подобные соотношения свидетельствуют об аутигенной природе как гидрослюды, так и хлорита. Формирование первой связано в значительной степени с преобразованием каолинита более ранней генерации. Однако часть каолинита сохраняется в породах даже в самых глубоких горизонтах разреза в бастахской свите. Здесь он представлен плотной массой, состоящей из стопочковидных агрегатов (табл. III, 1), напоминающих по своему облику диаксит. Частичному, а нередко и полному замещению бесцветным гидрослюдистым материалом подверглись многие частички биотита (табл. III, 2), обломки полевых шпатов, эффузивов. зерна кварца, изредка также плагиоклазов испытывали регенерацию. Нередки конформные и инкорпорационные контакты зерен.

Микроскопическое изучение алевролитов показывает, что в них также формируется определенное количество гидрослюды. Однако в этих породах характер процессов выражен менее четко, чем в песчаниках. Указанием на развитие такого процесса служит то, что в основании ожогинской свиты глинистая фракция алевролитов обладает более высоким двупреломлением, чем в нижней части селяпской свиты, а ориентировка частиц глинистых минералов вдоль напластования выражена более резко.

Изменения минерального состава глинистой фракции пород в разрезе по р. Инди-



**Рис. 23.** Изменение содержания слюды в составе минералов глинистой фракции пород зырянской серии в разрезе по р. Индигирке

1 — конгломераты; 2 — чередование песчаников и алевролитов с преобладанием песчаников; 3 — чередование песчаников и алевролитов с преобладанием алевролитов; 4 — чередование алевролитов и аргиллитов; 5 — основные пласты угля (вне масштаба); 6 — участки разреза с низкой обнажен-

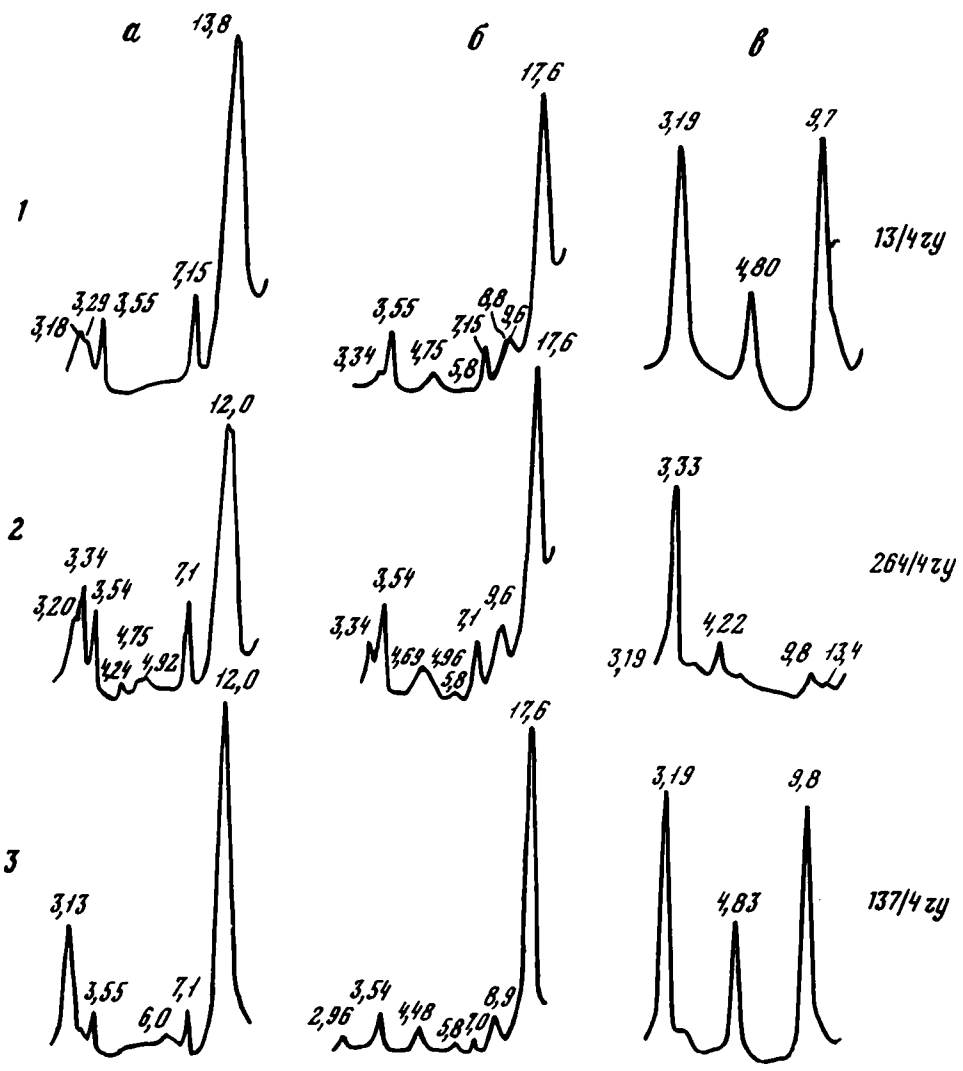


Рис. 24. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород нижней части буоркемюсской свиты в разрезе рек Джолоткич и Чукча

1 — алевролит крупнозернистый, ОПО; 2, 3 — песчаник: 2 — мелкозернистый, ОВМ, 3 — среднезернистый, АРР

ностью пород; 7—12 — терригенно-минеральные ассоциации (см. табл. 2): 7 — первая, 8 — вторая, 9 — четвертая, 10 — пятая, 11 — шестая, 12 — седьмая; 13, 14 — литологические и фацальные типы пород, для которых определены межплоскостные расстояния, содержание слюды в минералах глинистой фракции и содержание  $K_2O$ : 13 — песчаники, 14 — алевролиты; 15—23 — фации осадков: 15 — ОПА, ОПО, ОПП, 16 — ОПВ, 17 — АРР, 18 — АПВ, 19 — ОВМ, 20 — ОВН, 21 — БУТ, 22 — БМД, БМБ, 23 — БПА; 24 — линия межплоскостных расстояний с  $d_{001} = 10,0 \text{ \AA}$ ; 25, 26 — линия изменения содержания  $K_2O$ : 25 — для алевролитов, 26 — для песчаников; 27 — дифрактограммы с асимметричным дифракционным пиком  $9,8 \text{ \AA}$  в области малых углов; 28 — деградация; 29 — аградация



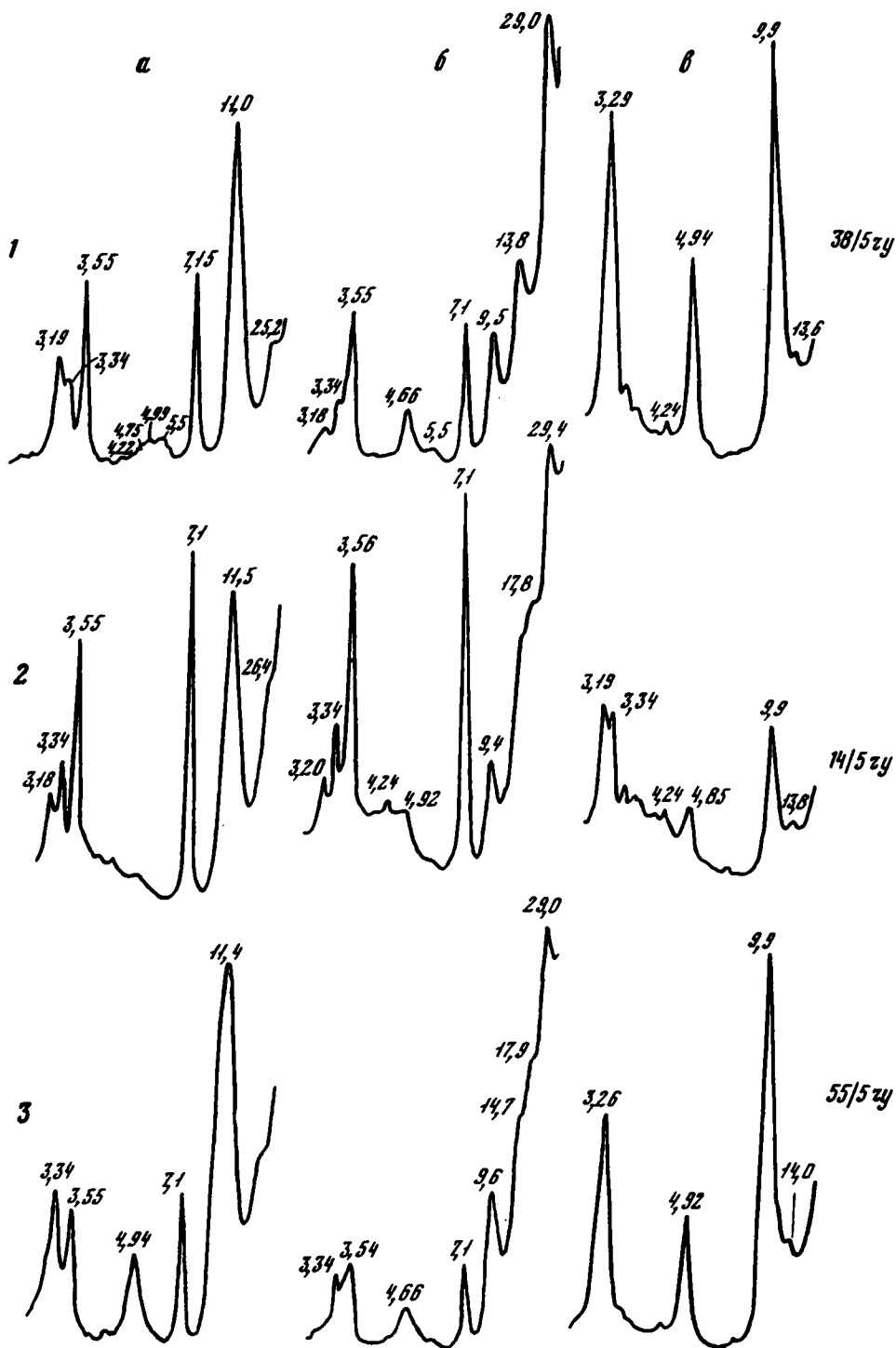


Рис. 25. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород средней части сляпской свиты в разрезе рек Джолоткич и Чукча

1 — песчаник среднезернистый, ОВМ; 2 — алевролит крупнозернистый, ОПО; 3 — песчаник мелкозернистый, АРР

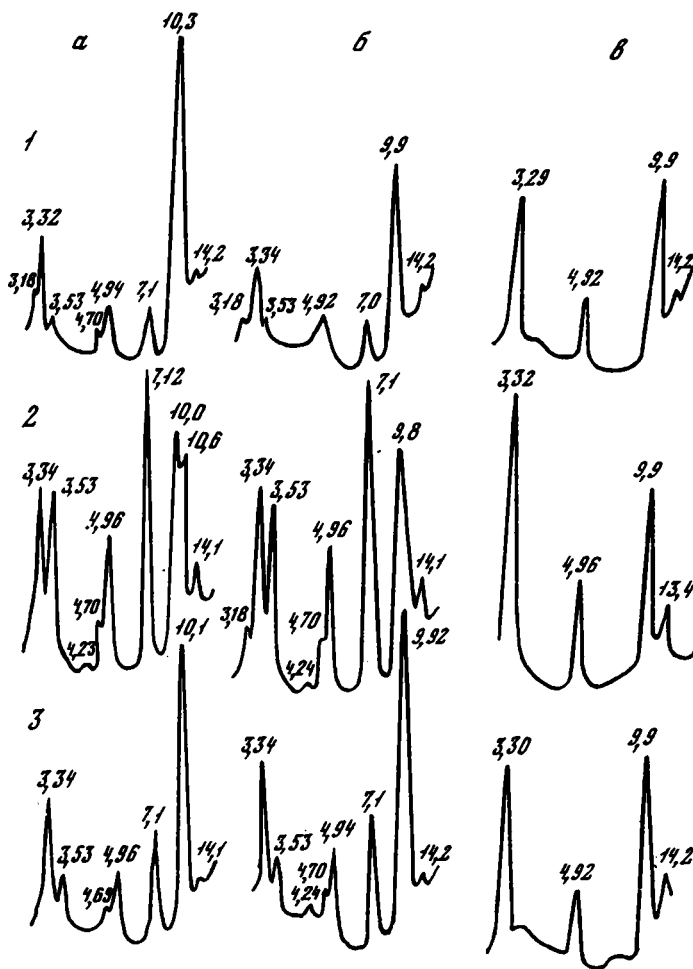
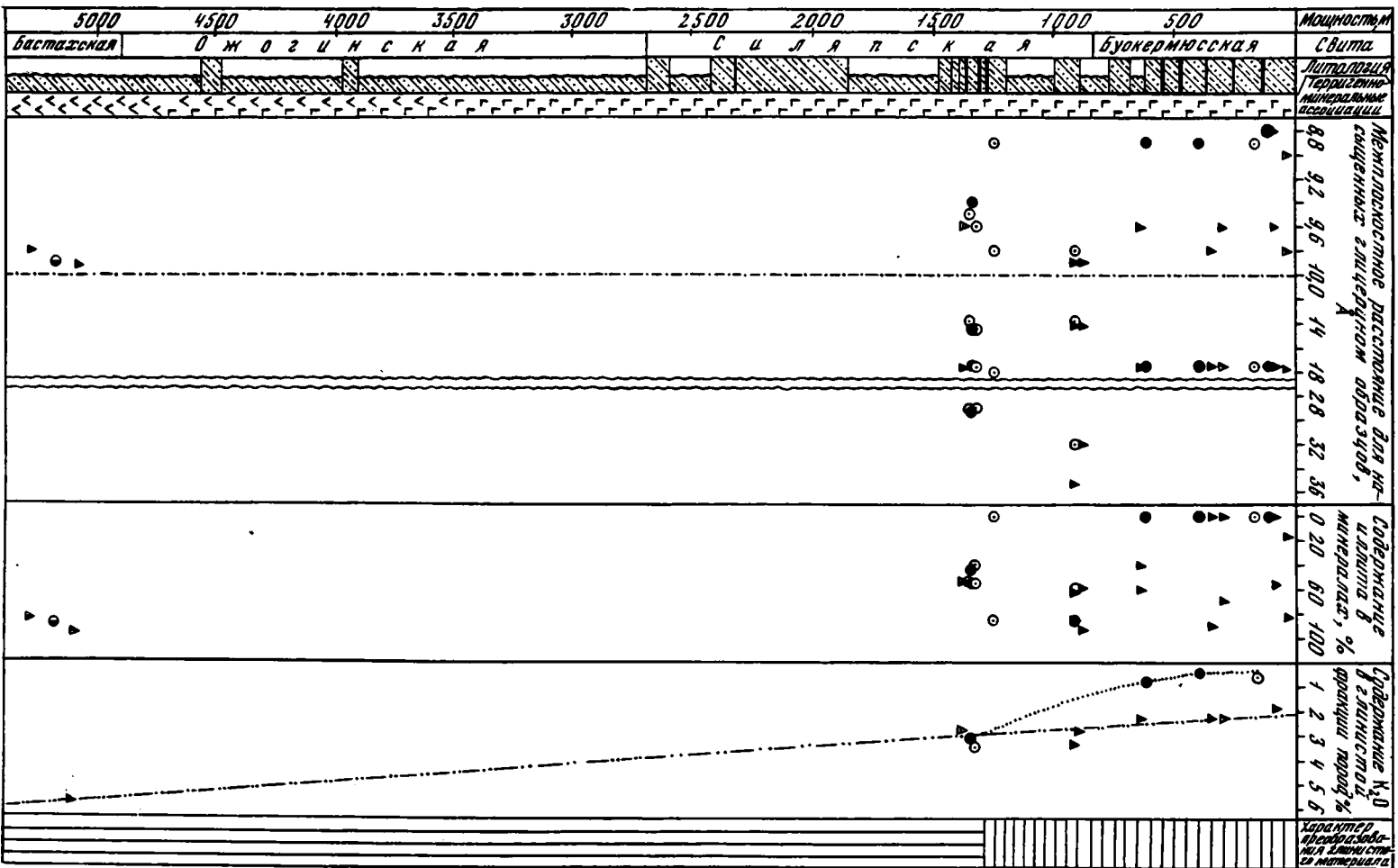


Рис. 26. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород бастахской свиты в разрезе по рекам Джолоткич и Чукча

1 — алевролит крупнозернистый, БУТ; 2 — песчаник мелкозернистый, БМП; 3 — алевролит мелкозернистый, БУП

гирке (по данным рентгенодифрактометрического изучения) суммированы на рис. 23, где зафиксировано изменение по разрезу значений рефлексов  $d_{001}$ , отвечающих смектиту, гидрослюде с различным содержанием смектитовых пакетов и хлорита на дифрактограммах, насыщенных глицерином образцов. Здесь же приведено содержание смектита в глинистой фракции, свидетельствующее об его уменьшении с глубиной. Как минеральная фаза этот минерал присутствует лишь в буоркемюсской свите (длиннопламенные угли), а ниже лишь как составная часть смешанослойных фаз и гидрослюды. Практически полностью он исчезает в породах основания ожогиной свиты.

Различные литологические и фациальные типы пород буоркемюсской свиты характеризуются известным разнообразием минерального состава фракции мельче 0,001 мм. Это проявляется в неодинаковом количественном соотношении в ней каолинита, смектита, гидрослюды, смешанослойной фазы слюда-смектит и в большом диапазоне изменения содержания разбухающего и неразбухающего компо-



нентов в смешанослойной фазе. В породах сияльской, ожогиной и бастахской свит, испытавших большее погружение в стратисфере, такие различия постепенно снижаются. В основании ожогиной и верхней части бастахской свит глинистая фракция сложена гидрослюдой политапа IM при подчиненном содержании хлорита.

Данные о содержании  $K_2O$  в породе и в глинистой фракции, определенные для ряда образцов из разных частей разреза в результате полного силикатного анализа, свидетельствуют о снижении первых сверху вниз по разрезу. Содержание  $K_2O$  в глинистой фракции в этом направлении заметно возрастает.

Разрез по рекам Чукча и Джолоткич характеризует буоркемюсскую, сияльскую, ожогиносую свиты и верхнюю часть бастахской. Породы буоркемюсской, сияльской и верхней части ожогиной свит относятся к седьмой ассоциации, характеризующейся высоким содержанием кислых, средних и основных эффузивов в обломочной фракции и смектита в исходной глинистой. Нижняя часть ожогиной свиты и верхняя часть бастахской сложены породами четвертой ассоциации, для которой характерно преобладание кварца и полевых шпатов в обломочной части и гидрослюды в исходной глинистой.

Рентгенодифрактометрическое изучение пород буоркемюсской свиты показывает, что глинистая фракция песчаников и алевролитов представлена смектитом, каолинитом, смешанослойной фазой слюда-смектит, хлоритом (рис. 24). Смектит резко преобладает, содержание каолинита варьирует от следов до количеств, соизмеримых с содержанием смектита. Содержание смешанослойной фазы и хлорита невелико, нередко они полностью отсутствуют. Содержание разбухающих пакетов в смешанослойной фазе изменяется примерно от 40 до 15%.

Изучение под микроскопом показывает, что в алевролитах глинистый материал представлен тонкодисперсным высокодвупреломляющим агрегатом с показателем преломления ниже, чем у канадского бальзама, и отвечающим в основном смектиту. В песчаниках наряду с таким материалом в порах часто фиксируется каолинит, выполняющий либо целиком все поры, либо их центральные части. Подобные соотношения свидетельствуют, что смектит вместе с небольшой примесью хлорита, смешанослойной фазы слюда-смектит близок исходной глинистой составляющей осадков, поступившей из области сноса. Выделения каолинита в порах песчаников являются новообразованными.

В породах средней части сияльской свиты в составе глинистой фракции (рис. 25) преобладает смешанослойная фаза слюда-смектит с содержанием каждого из компонентов, близким к 50%, и тенденцией к упорядоченности в их чередовании (ректорит), в подчиненном количестве присутствуют каолинит и хлорит. Под микроскопом как в песчаниках, так и в алевролитах виден тонкочешуйчатый агрегат с показателем преломления, близким к кварцу, и интерференцией в оранжево-желтых тонах. В песчаниках вместе с таким материалом часто присутствуют выделения каолинита, аналогичные описанным выше.

Рентгенодифрактометрическое изучение пород ожогиной свиты в этом районе не проводилось. В породах бастахской свиты глинистая фракция пород (рис. 26) сложена гидрослюдой с содержанием разбухающего компонента в количестве около 10%, в заметных количествах присутствует хлорит и, возможно, каолинит. Как показывает микроскопическое изучение, гидрослюдистый цемент в алевролитах и песчаниках аналогичен таковому в породах нижней части ожогиной свиты в верхней части бастахской в разрезе по р. Индигирке.

Изменение базальных рефлексов глинистых минералов в составе фракции

←  
Рис. 27. Изменение содержания слюды в составе минералов глинистой фракции для пород зырянской серии в разрезе по рекам Джолоткич и Чукча

Условные обозначения см. на рис. 23

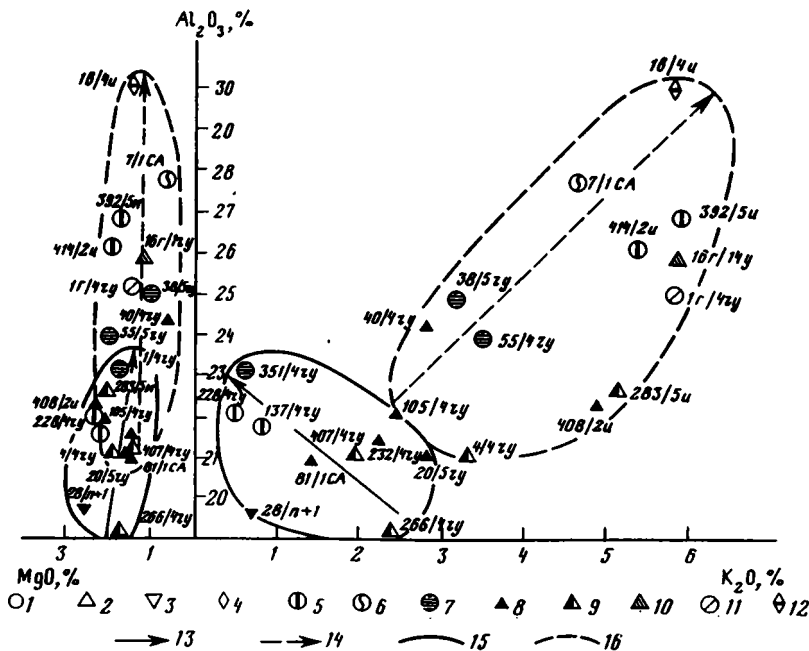


Рис. 28. Соотношение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  в глинистой фракции пород Зырянского угленосного бассейна

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты (глины); 4 – чередование песчаников и алевролитов; 5–12 – фации осадков: 5 – АРР, 6 – АПП, 7 – ОВН, 8 – ОПА, ОПО, ОПП, 9 – ОВН, 10 – БУТ, 11 – БМП, 12 – БММ; 13, 14 – направление изменения химического состава пород: 13 – в раннем диагенезе, 14 – в позднем катагенезе; 15, 16 – поля состава пород, подвергшихся изменениям стадий: 15 – диагенеза и раннего катагенеза, 16 – позднего катагенеза

мельче 0,001 мм для насыщенных глицерином образцов по разрезу приведено на рис. 27. Здесь же показано изменение процентного содержания смектита и слюды в смешанослойных фазах, повторяющего в основных чертах картину из разреза по р. Индигирке.

Химическое изучение образцов глинистой фракции в разрезе по рекам Джолоткич и Чукча показывает отчетливое возрастание в ней содержания  $K_2O$  сверху вниз (см. рис. 27). В буоркемюсской свите оно варьирует от 0,4–0,8% в песчаниках до 2–3,4% в алевролитах; в средней части сияльской свиты оно близко, как в песчаниках и алевролитах, и составляет 2,7–3,6%. Глинистая фракция из мелкозернистого алевролита бастахской свиты содержит 5,8%  $K_2O$ .

Изложенные данные показывают, что основной чертой постседиментационных преобразований в диагенезе и раннем катагенезе отложений зырянской серии явились деградация 2:1 глинистых минералов и формирование каолинита. В диагенезе эти процессы проявились главным образом в алеврито-глинистых осадках макрофации заболочивающихся аллювиальных и прибрежно-бассейновых равнин (ОП). В катагенезе подобные процессы протекали в основном в песчаниках и гравелитах руслового аллювия (фации АРР). Замещение каолинитом испытывали также полевые шпаты, обломки пород, некоторые акцессорные минералы.

В позднем катагенезе (при погружении на глубину более 1,5–2 тыс. м) во всех типах пород развивается последовательная аградация глинистых минералов, превращение каолинита в смектит (и/или смешанослойные фазы слюда–смектит). Конечным продуктом процесса является гидрослюда политипа  $1M$  с  $d_{001} = 9,99–10,0 \text{ \AA}$ . Замеще-

нию гидрослюдой подверглись полевые шпаты, кислые эффузивы. Кварц испытывает интенсивную регенерацию.

На рис. 28 приведены данные о соотношении  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и  $MgO$  в составе глинистой фракции на разных этапах постседиментационной перестройки ее минерального состава. При деградации в ней возрастает содержание  $Al_2O_3$  и снижается  $K_2O$ , что вполне согласуется с ростом содержания каолинита и снижения гидрослюды. Этапу аградации отвечает значительный рост в глинистой фракции содержания  $K_2O$  при одновременном росте  $Al_2O_3$ , что связано с увеличением среди глинистых минералов смешанослойных фаз слюда-сметтит, а затем и гидрослюды, при снижении роли каолинита и смектита. Содержание  $Al_2O_3$  и  $MgO$  в глинистой фракции обнаруживает иные соотношения: как при деградации, так и при аградации с ростом первого происходит определенное снижение второго.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

### СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

#### Общая геологическая характеристика

Пенжинская губа расположена на северо-западном окончании зал. Шелихова, в зоне смыкания п-ова Камчатка и Азиатского материка. Верхнемеловые осадки известны на восточном и западном побережьях губы (рис.29).

Прогиб, расположенный в пределах Пенжинской губы, относится к области недоразвитой континентальной коры, начальные этапы формирования которой происходили во второй половине меловой эпохи. На юго-востоке он сливается с Северо-Охотским прогибом, обладающим утоненным палеогеновым гранитно-метаморфическим слоем; на северо-западе оконтуривается поднятиями с маломощной гранитной корой раннемелового возраста и с Восточно-Азиатским вулканическим поясом. На юго-востоке прогиб ограничен структурами формирующейся континентальной коры Корьякско-Камчатского региона [74].

Пенжинский прогиб испытывал прогибание в течение позднего мела и кайнозоя. Выполняющие его отложения образуют крупные мульдообразные впадины, разделенные пологими поднятиями. Четко выражена асимметрия в строении прогиба. На северо-западе осадочные толщи характеризуются моноклиальным залеганием (10–20%), осложненным продольными разломами и простыми складками. На юго-восточном борту дизъюнктивные и пликативные нарушения более многочисленны; установлены брахиформные и линейные, нередко довольно крутые складки. Последние часто имеют более крутые (до  $50^\circ$ ) юго-восточные и пологие ( $15-30^\circ$ ) северо-западные крылья.

В верхнемеловых отложениях основное значение имеют песчаники и алевролиты, в подчиненном количестве присутствуют конгломераты и гравелиты, иногда также туфы и пласты каменного угля. Наиболее грубозернистые породы (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники) приурочены к основанию разреза. Мощность пластов угля изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3–5 м. Эти отложения залегают с резким разрывом и угловым несогласием на нижнемеловых вулканогенно-осадочных образованиях. Они подразделяются (снизу вверх) на: маметчинскую свиту –  $K_2^m$  (сеноман–ранний турон); пенжинский горизонт, включающий в себя континентальную валижгенскую –  $K_2^{v8}$  и морскую пель-эль –  $K_2^{pl-el}$  свиты (средний турон–коньяк); быстринскую –  $K_2^{bst}$  свиту (сантон), подразделяемую на нижне- и верхнебыстринскую подсвиты, веселовскую –  $K_2^{vs}$  (кампан), пилалвалмскую –

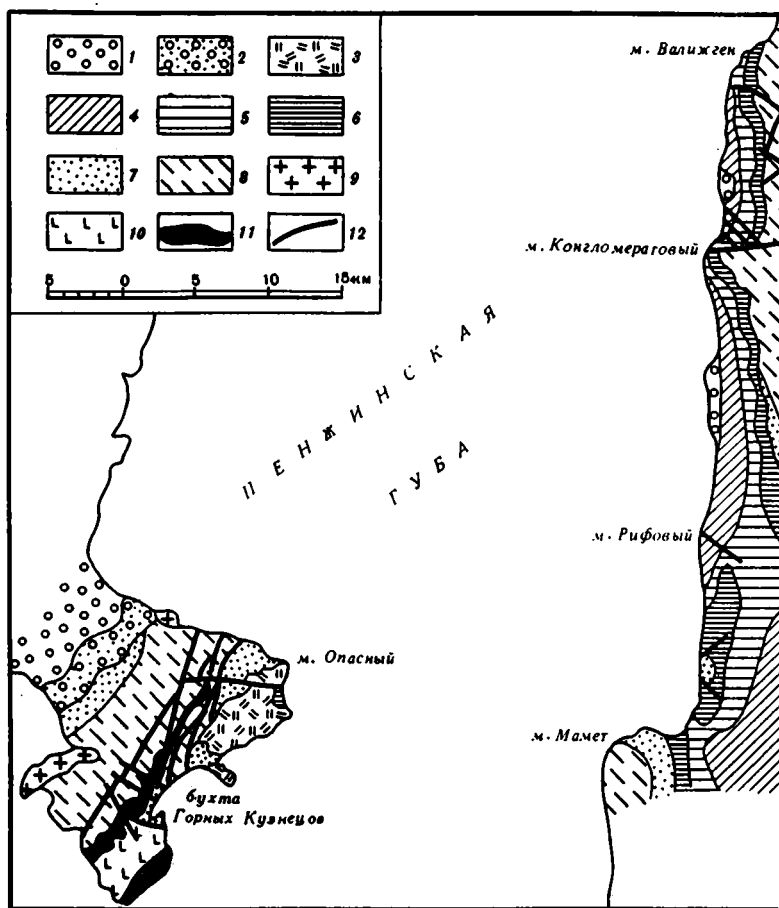


Рис. 29. Геологическая карта изученных районов Пенжинской губы

1-8- отложения: 1 - четвертичные, 2 - неогеновые, 3 - палеогеновые, 4 - верхнего сенона (пилалваямской и веселовской свит), 5 - сантона, быстринская свита, 6 - среднего турона-коньяка (пенжинский горизонт, свиты пель-эль, валижгенская), 7 - сеномана-турона (мамечинская свита), 8 - палеогеновые; 9 - граниты верхнего мела; 10 - гранодиориты верхнего мела; 11 - ультраосновные породы нижнего мела; 12 - главные линии разломов

$K_2^{pl}$  (маастрихт) свиты [66]. В работе рассмотрены мамечинская, валижгенская (пель-эль) и быстринская свиты.

На восточном побережье Пенжинской губы присутствуют все свиты общей мощностью 1,5-2 тыс. м, перекрытые отложениями верхнего мела (веселовская, пилалваямская свиты); палеогена, неогена и четвертичного возраста, суммарная мощность которых составляла, по-видимому, не менее 2-3 тыс. м. На п-ове Елистратова установлены мамечинская и нижняя часть валижгенской свиты. Их мощность составляет 1000-1100 м, а мощность перекрывающих отложений палеогена, неогена и четвертичных осадков не превышала несколько сотен - тысяч метров.

#### Фациальный состав отложений и условия накопления

Верхнемеловые отложения района Пенжинской губы содержат морские и континентальные фаши [45]. Парагенетические ассоциации фаши позволяют выделить пять фациальных комплексов, отвечающих различным типам ландшафтных зон (табл.3).

Схематические палеогеографические карты (рис. 30) показывают, что в позднем мелу район Пенжинской губы находился в периферической части морского бассейна, в зоне смыкания его с гористой сушей. Линия берега была ориентирована с юго-запада на северо-восток. Горы были расположены либо непосредственно у берега, либо отступали вглубь, образуя прибрежные равнины. К последним было приурочено накопление континентальных угленосных осадков; в районах, где горы соседствовали непосредственно с морем, континентальные осадки не накапливались или формировались галечные осадки горных рек.

Для моря был характерен быстрый переход от мелководья к сравнительно глубоководным участкам. Осадконакопление происходило на фоне чередования регрессии и трансгрессии моря. Периоды трансгрессии сочетались с моментами некоторого нивелирования рельефа на прилегающей суше, что приводило к развитию в областях седиментации более тонкозернистых осадков. В периоды регрессии моря и общего воздымания всей территории рельеф на суше омолаживался, усиливались процессы размыва, в область седиментации поступал более грубообломочный материал.

### · Вещественный состав пород и области сноса материала

Верхнемеловые отложения района Пенжинской губы представляют собой полимиктовые образования, содержащие продукты размыва разнообразных пород, включая вулканыты, осадочные и метаморфические разности.

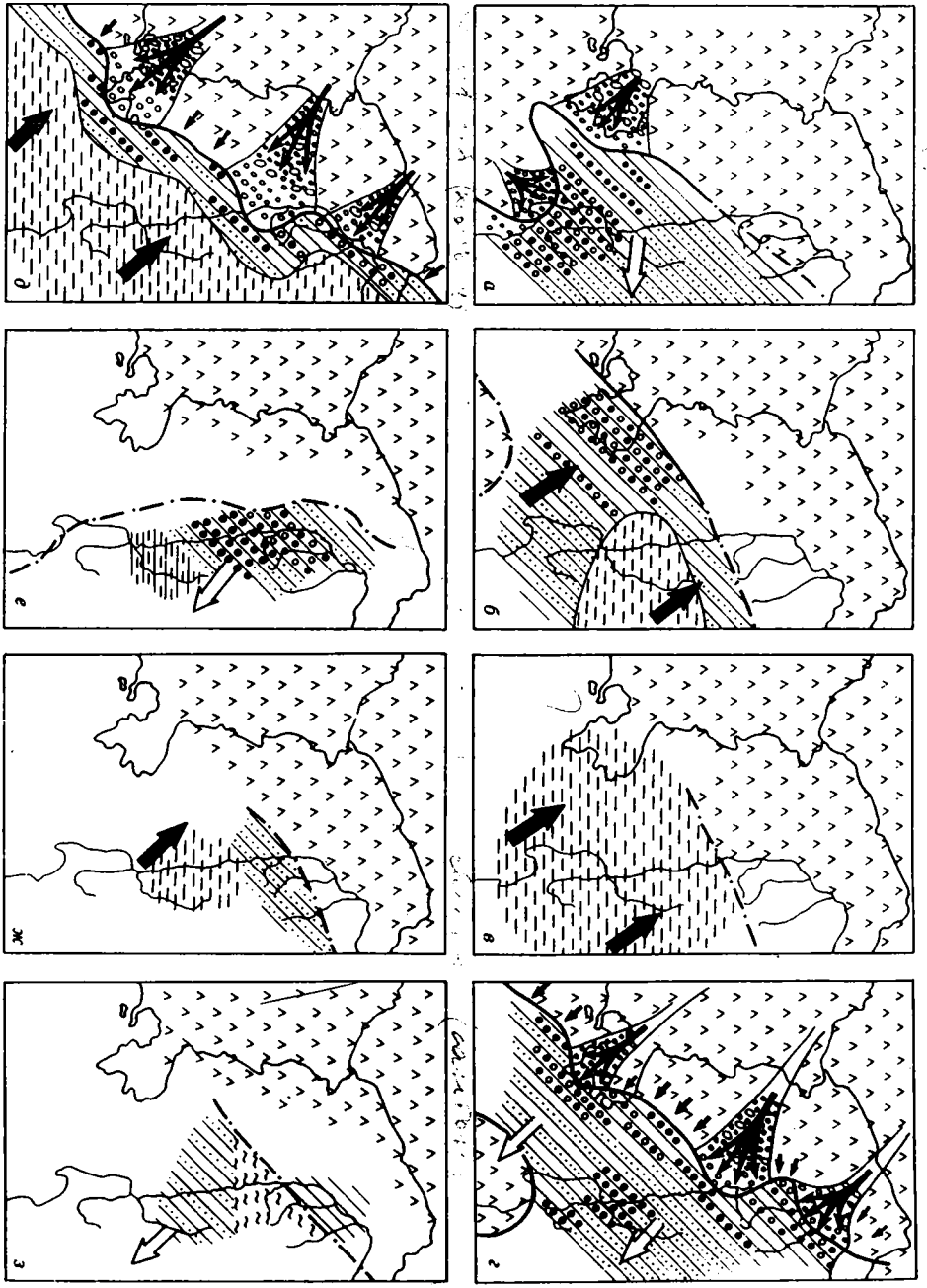
**Конгломераты.** В составе этих пород в соответствии с неопубликованными данными Л.И. Вознесенского установлены гальки диоритов и кварцевых диоритов (2–14%), андезитов, базальтов и их туфов (13–47%); дацитов (3–20%), кислых лав и их туфов (11–29%), гранитов (4–24%); гранодиоритов (1–10%), разнообразных туфов и туффитов (1–27%); осадочных (алевролиты, аргиллиты) (до 5–7%) и метаморфических пород (глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые разности; кристаллические сланцы, гнейсовидные породы), содержание которых варьирует

Таблица 3

Фации, фациально-ландшафтные комплексы верхнемеловых отложений района Пенжинской губы

Фациально-ландшафтный комплекс и отвечающая ему ландшафтная зона	Индекс фаций, входящих в фациально-ландшафтные комплексы	
	преобладающих	второстепенных
Относительно глубоководной части моря	МУТ, МУП, МММ	ММП
Открытого морского мелководья	ММП, МСБ	МММ, МСД, ОПП, ОЗУ, ТБ
Придельтового морского мелководья	МСД, МСГ, ММП	МММ, МСБ, ОПП, ОЗУ, ОЗП, ТБ
Заболоченного заливно-озерного побережья	МПА, МПО, МПГ, МПС	ОВМ, ОВН, ОВГ, ОПО, ОПП, МСБ, ОЗУ, ОЗП, ТБ
Заболоченной относительно расчлененной приморской аллювиально-озерной равнины	АРГ, АРР, АРП, АПП, ОВМ, ОВН, ОВГ, ОПП, ОПО, ОЗП, ОЗУ, ТБ	МПА, МПО, МПГ, МПС, МСБ, ММД





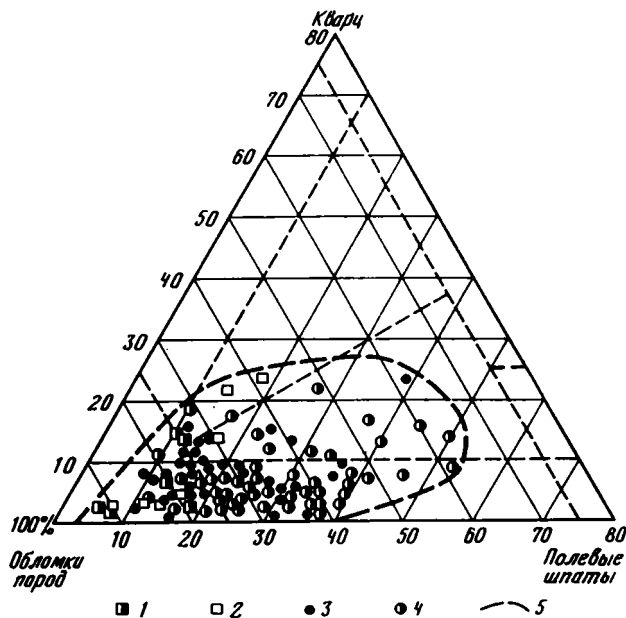


Рис. 31. Соотношение породообразующих компонентов в песчано-гравийных породах верхнего мела Пенжинской губы

1, 2 — гравелиты: 1 — среднезернистые, 2 — мелкозернистые; 3, 4 — песчаники: 3 — крупнозернистые, 4 — среднезернистые; 5 — граница поля

от нескольких процентов до 20–25%. Породы восточного побережья характеризуются более высоким содержанием обломков кислых пород (25–40%), чем породы западного (15–30%).

**Песчано-гравийные породы** характеризуются следующими соотношениями породообразующих компонентов: обломки пород — 38–90%, кварц от 2–3 до 20–33%, полевые шпаты — от 3–5 до 48%. В большом количестве присутствуют биотит и хлорит, суммарное содержание которых варьирует от 5–10% в мелкозернистых гравелитах и крупнозернистых песчаниках до 15–20% в средне- и мелкозернистых песчаниках. Песчано-гравийные породы по соотношению основных породообразующих компонентов отвечают собственно грауваккам, полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам (рис. 31).

**Алеврито-глинистым породам** по сравнению с песчано-гравийными свойственно повышенное содержание биотита и хлорита, полевых шпатов и кварца. Суммарное

Рис. 30. Схематическая палеогеографическая карта района Пенжинской губы в позднемеловую эпоху: а–з — время накопления: а — основания маметчинской свиты, б — средних горизонтов свиты, в — верхних горизонтов свиты, г — основания пенжинского горизонта, д — верхней части горизонта, е — основания быстринской свиты, ж — средних и з — верхних горизонтов свиты

1 — направление течения и положение приустьевых зон рек (а — крупных, б — небольших); 2 — положение береговой линии (а — установленное, б — предполагаемое); 3 — трансгрессия; 4 — регрессия; 5 — высокогорье; 6, 7 — заболоченная относительно расчлененная равнина: б — с преобладанием горного аллювия, 7 — с преобладанием равнинного аллювия; 8, 9 — придельтовое морское мелководье: 8 — с преобладанием галечниковых и гравийных осадков, 9 — с преобладанием мелко- и среднеспесчаных осадков (а — установленных, б — предполагаемых); 10 — открытое морское мелководье (а — установленных, б — предполагаемых); 11 — заболоченное заливно-озерное мелководье; 12 — относительно глубоководная часть моря

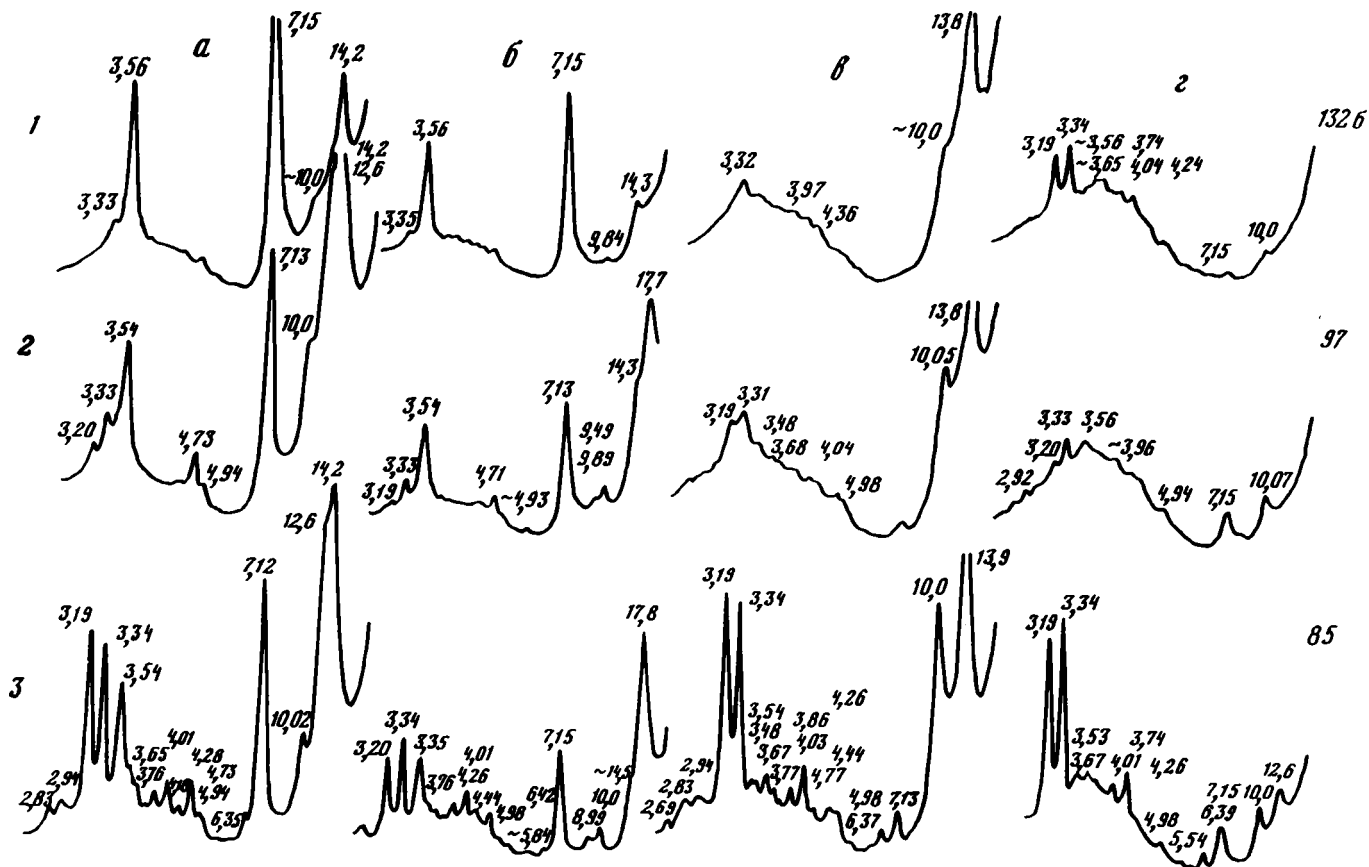


Рис. 32. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм пород морских фаций в разрезе бухты Горных Кузнецов

1 — песчаник среднезернистый, МСД; 2, 3 — алевролит: 2 — крупнозернистый, МПА, 3 — мелкозернистый, МПМ

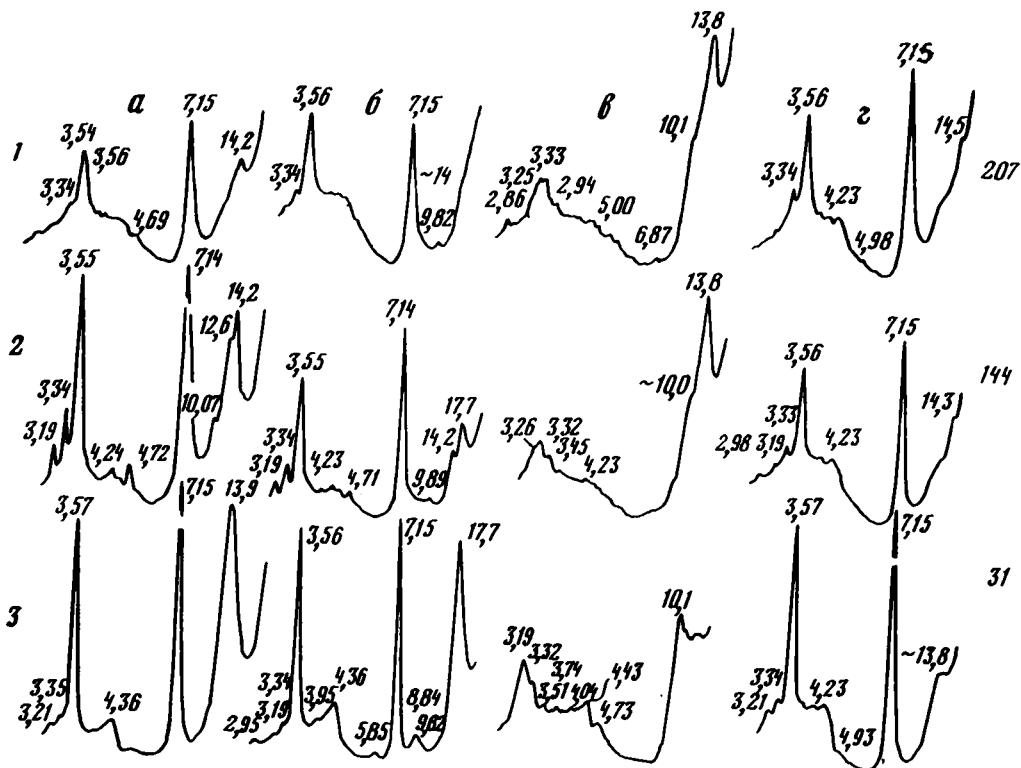


Рис. 33. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм пород континентальных фаций в разрезе бухты Горных Кузнецов

1 — алевролит крупнозернистый, ОПА; 2 — песчаник крупнозернистый, ОВМ; 3 — алевролит крупнозернистый, ОПВ

содержание перечисленных компонентов в этих породах достигает 70–80%. При этом на долю биотита и хлорита приходится не менее 30%.

Обломки пород в песчаниках и гравелитах представлены теми же разновидностями, которые установлены в гальках конгломератов. Все обломки заметно выветрели, форма полуокатанная.

**Полевые шпаты.** Среди полевых шпатов основную роль играют плагиоклазы, в небольшом количестве встречаются калиевые разновидности. Состав плагиоклазов варьирует в интервале от альбита до андезина; основное значение имеют кислый и основной олигоклаз. Зерна полевых шпатов обычно не окатаны, имеют заметно удлиненные прямоугольные очертания, слабо выветрели.

**Кварц** представлен разновидностью, замещиванной из изверженных пород.

**Акцессорные минералы.** В тяжелой фракции всех пород установлены бесцветный или буровато-серый апатит (до 30% тяжелой фракции), циркон (до 21%), эпидот (до 31%), ромбические и моноклинные пироксены (до 40%), бесцветные и бурые гранаты (до 51%), роговая обманка (до 30%), магнетит (до 51%). В несколько меньших количествах присутствуют сфен (до 3%), турмалин (до 2%), пирит (до 5–7%).

Верхнебыстринская подсвита и валижгенская свита в разрезе мысов Конгломератовый и Валижген (восточное побережье) отличаются от нижнебыстринской подсвиты несколько более высоким содержанием обломков осадочных и метаморфических пород, а среди магматических разновидностей — кислых вулканитов и гранитоидов. Более

1/3  
 1/4  
 1/5  
 1/6  
 1/7  
 1/8  
 1/9  
 1/10

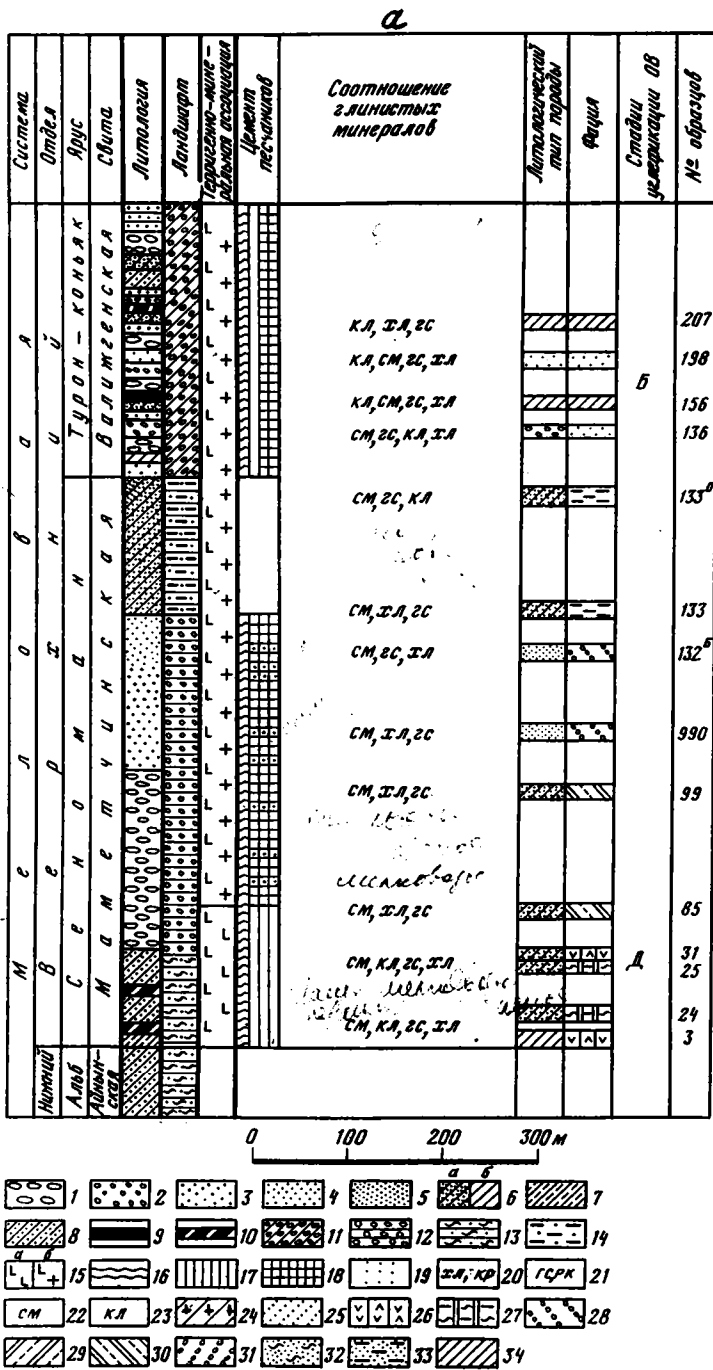
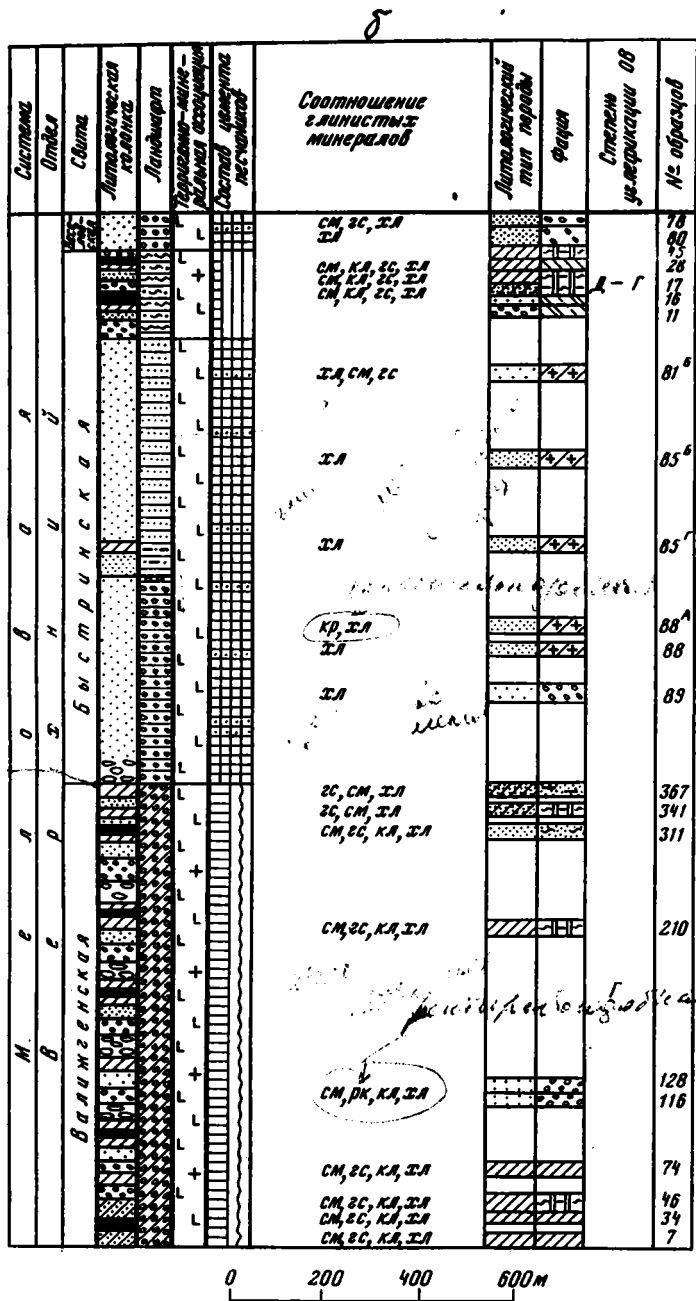


Рис. 34. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм в породах разрезов бухты Горных Кузнецов (а) и ручья Конгломератовый (б)

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3—5 — песчанники: 3 — крупнозернистые, 4 — среднезернистые, 5 — мелкозернистые; 6 — алевролиты (а — крупнозернистые, б — мелкозернистые); 7, 8 — переслаивания: 7 — алевролитов мелко- и крупнозернистых, 8 — песчаников и алевролитов; 9 — пласты угля; 10 — углистые алевролиты; 11–14 — ландшафты: 11 — заболоченной приморской расчлененной аллювиальной равнины, 12 — придельтового морского мелководья, 13 — периодически осушающегося заболоченного заливно-лагунного мелководья, 14 — относительно глубоководных участков



к асфальту  
в асфальте

СМ, ЗС, ЗЛ  
СМ, КЛ, ЗС, ЗЛ  
СМ, КЛ, ЗС, ЗЛ

КР, ЗЛ  
ЗЛ

СМ, ЗС, КЛ, ЗЛ

СМ, ЗС, КЛ, ЗЛ  
СМ, ЗС, КЛ, ЗЛ  
СМ, ЗС, КЛ, ЗЛ

81<sup>б</sup>  
85<sup>б</sup>  
85<sup>г</sup>  
88<sup>а</sup>  
88  
89  
367  
341  
311  
210  
128  
116  
74  
46  
34  
7

page

моря; 15 — вулканомиктовые и кварц-полевошпатовые граувакки с преобладанием песчаников и гравелитов, содержащих обломки пород в количестве более 75% (а), менее 75% (б); 16-19 — цемент песчаников: 16 — смектит, 17 — каолинит, 18 — хлорит, 19 — цеолит; 20-23 — соотношение глинистых минералов: 20 — хлорит, иногда с примесью корренситоподобной фазы, 21 — гидрослюда с примесью ректоритоподобной фазы, 22 — смектит, 23 — каолинит; 24-34 — фации осадков: 24 — ОПА, 25 — ОВМ, 26 — ОПО, 27 — ОЗП, 28 — МСД, 29 — МПГ, 30 — МПА, 31 — АРР, 32 — АПП, 33 — АПВ, 34 — ММП

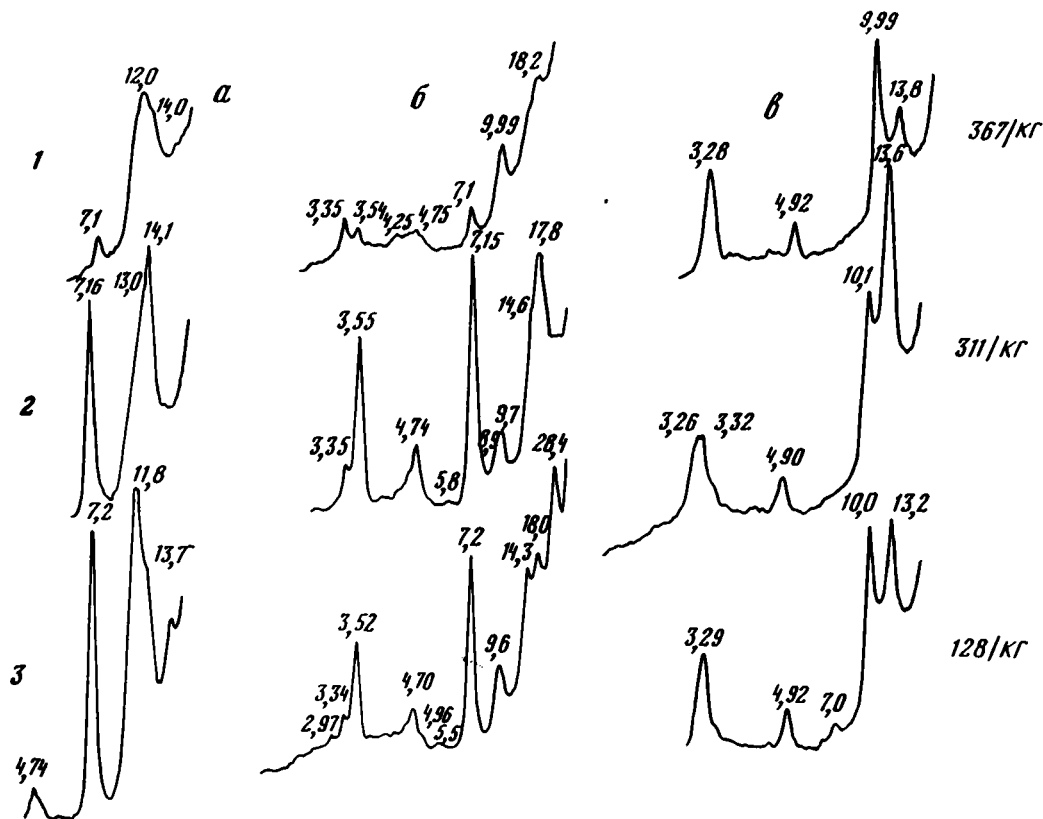


Рис. 35. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород континентального генезиса в разрезе восточного побережья Пенжинской губы

1 — алевролит крупнозернистый, АПВ; 2, 3 — песчаник: 2 — мелкозернистый, АПП, 3 — крупнозернистый, АРР

высоким (до 15%) в верхнебыстринской подсвите и валижгенской свите оказывается также содержание кварца, против 5–8% — в нижнебыстринской.

**Глинистые минералы.** Фракция пород мельче 0,001 мм имеет существенно полимиктовый состав и содержит смектит, каолинит, хлорит, гидрослюда и смешанослойные минералы с варьирующим содержанием разбухающих и неразбухающих глинистых минералов. Существуют известные различия в составе и строении глинистого материала отложений восточного и западного побережий Пенжинской губы.

В породах западного побережья в глинистой фракции обычно преобладает смектит и (или) хлорит, иногда каолинит (рис. 32, 33), в подчиненном количестве присутствуют гидрослюда, смешанослойные фазы. Высокое содержание смектита и (или) хлорита — постоянная особенность глинистой фракции морских отложений, повышенное содержание каолинита, вплоть до резкого его преобладания, свойственно глинистой фракции континентальных. В последних, особенно в алевролитах и мелкозернистых песчаниках, роль смектита обычно соизмерима с ролью каолинита.

Микроскопическое изучение шлифов в породах морского генезиса, алевролитах и мелкозернистых песчаниках континентальных фаций, характеризующихся преобладанием смектита, показывает, что глинистый цемент в них обычно представлен тонкодисперсной зеленовато-бурой массой с показателями преломления несколько

более высокими, чем у кварца, и оранжево-желтой интерференционной окраской. В средне- и крупнозернистых песчаниках фаций АРР, АРП, ОВМ в центральных участках крупных пор обычно присутствуют выделения аутигенного каолинита, а мелкие поры выполнены зеленовато-бурой массой вышеописанного типа. Наиболее вероятно, что именно она отвечает исходной малоизмененной глинистой фракции, а каолинит представляет собой новообразованную фазу. В песчаниках и гравелитах морских фаций, где, по данным рентгенодифрактометрического изучения, преобладает хлорит, при микроскопическом изучении шлифов в порах фиксируется крустификационный агрегат, нередко в ассоциации с цеолитом (анальцимом). Это свидетельствует об аутигенной природе обоих минералов.

Основные моменты распределения глинистых минералов в глинистой фракции в породах маметчинской и валижгенской свит западного побережья (бухта Горных Кузнецов) приведены на рис. 34.

На восточном побережье также отчетливо выражены различия в составе глинистой фракции осадков разного генезиса. В валижгенской свите и верхнебыстринской подсвите, сложенных континентальными фациями и фациями опресненных заливов, во фракции мельче 0,001 мм преобладают смектит и (или) смешанослойные фазы слюда-смектит, примерно с равным содержанием компонентов и упорядоченным их чередованием (ректорит); с ними ассоциируют каолинит, хлорит (рис. 35).

При микроскопическом изучении шлифов в породах фиксируются реликты исходного глинистого цемента в виде зеленовато-бурой тонкодисперсной массы, близкой по своему облику такому материалу в породах западного побережья (табл. III, 3), вермикулитоподобный агрегат каолинита, выделения цеолита. Последний по своим оптическим свойствам отвечает ломониту. В средне- и крупнозернистых песчаниках и гравелитах поры нередко выполнены бесцветным крупночешуйчатым агрегатом с показателем преломления, близким таковому у кварца, и желтой интерференционной окраской, отвечающей, по-видимому, смешанослойным фазам слюда-смектит. По периферии пород часто развита каемочка крустификационного хлорита.

В нижнебыстринской подсвите, сложенной морскими фациями, преобладающим минералом фракции мельче 0,001 мм является триоктаэдрический хлорит, часто не утративший способности к набуханию, смешанослойные фазы смектит-хлорит примерно с равным содержанием компонентов и их упорядоченным чередованием (корренсит), а иногда диоктаэдрический смектит (рис. 36). Смектит характерен для алевролитов и мелкозернистых песчаников, где присутствует в виде тонкодисперсной массы. Хлорит развит в средне- и крупнозернистых песчаниках и гравелитах, образуя в них крустификационный агрегат в ассоциации с кристаллическими выделениями ломонита (табл. III, 4-6).

Хлорит и ломонит в цементе песчано-гравийных пород морских фаций четко проявляются при изучении пород методом сканирующей электронной микроскопии (табл. IV, 1-4). Полученные данные показывают, что хлорит представлен тонкими, сильно удлинёнными в плоскости 001 чешуйками, однообразно ориентированными в направлении от периферии пор к центру. На сколе, перпендикулярном направлению ориентировки, чешуйки хлорита образуют беспорядочно ориентированный агрегат. Выделения ломонита диагностируются по призматическим поверхностям сколов слагающих их кристаллов.

Приведенные на рис. 34 данные о распределении глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм пород по разрезу мыса Конгломератовый иллюстрируют различия в составе фракции мельче 0,001 мм для отложений морского и континентального генезиса.

Вещественный состав пород верхнего мела района Пенжинской губы показывает, что их накопление происходило за счет размыва вулканогенных, вулканогенно-осадочных, полимиктовых осадочных и метаморфических пород. Среди вулканитов



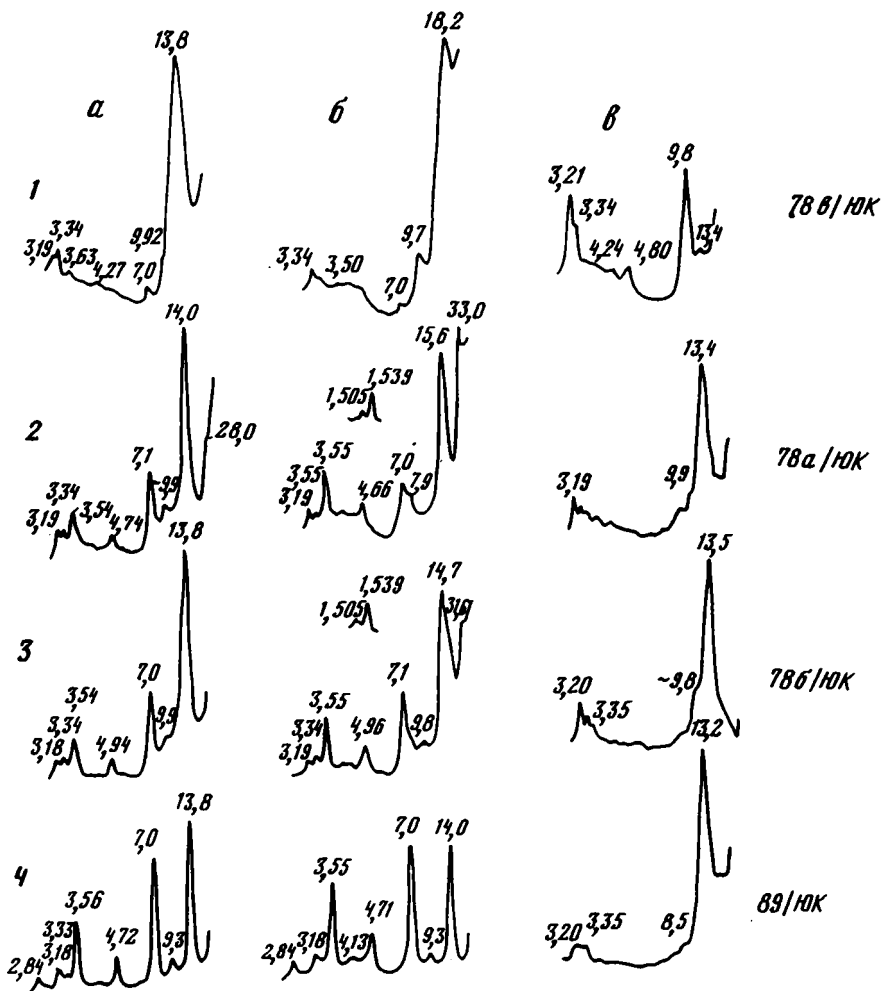


Рис. 36. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород морских фаций восточного побережья Пенжинской губы

1—3 — песчаник: 1 — мелкозернистый, ММД, 2 — среднезернистый, МСД, 3 — крупнозернистый, МСБ; 4 — гравелит мелкозернистый, МСД

присутствовали производные кислой, средней и основной магм, включая риолиты, дациты, кварцевые порфиры, андезиты, андезито-базальты, базальты и туфы различного состава. В числе наиболее вероятных питающих провинций следует назвать районы Северо-Западной Камчатки, п-ов Тайгонос и зоны Верхояно-Чукотской складчатой области, где широко представлены доверхнемеловые магматические породы основного, среднего и кислого состава, резко полимиктовые осадочные породы, метаморфические комплексы.

#### Постседиментационные преобразования пород

Степень углефикации ОВ. Изучение отражательной способности витринита, присутствующего в пластах угля и в других типах пород, показывает изменение ее максимальных значений ( $R_{\max}^0$ , %) в среднем от 0,5—0,7 соответственно в валижгенской и маметчинской свитах западного побережья Пенжинской губы до 0,7—1 в верхне-

быстринской подсвите и валижгенской свите – восточного. Степень углефикации ОВ в породах отвечает стадиям Б, Д и Г. Наиболее низкие степени углефикации (Б и Д) характерны для разрезов п-ова Елистратова. На восточном побережье степень углефикации ОВ соответствует стадиям Д в верхней части разреза и Г – в нижней.

**Изменение терригенных пород.** Верхнемеловые терригенные отложения района Пенжинской губы представляют собой пример различной интенсивности вторичных изменений пород одного возраста, испытавших неодинаковое погружение в стратифере [42]. Отложения западного побережья не погружались на большую глубину в стратифере, о чем говорит наиболее низкая степень углефикации ОВ. Для пород этих районов характерна слабая перестройка минерального состава глинистой фракции пород, проявившаяся, по-видимому, в континентальных фациях. В аллювиальных и озерных песчаниках и гравелитах валижгенской свиты и базальных горизонтов маметчинской свиты наблюдается преобразование первичного глинистого цемента и некоторых обломочных компонентов (биотит, полевые шпаты) в каолинит. По своему характеру эти процессы сходны с процессами в верхнемеловых отложениях Аркагалинской и палеогеновых отложений Авековской угленосных площадей. В алеврито-глинистых породах этой части разреза существенная минеральная перестройка характерна для фаций застойных и заболачивающихся озер; некоторое обогащение этих осадков каолинитом связано с преобразованием полимиктового глинистого материала.

Характер минеральных превращений пород морских фаций неясен. Они имеют полимиктовый (в основном смектит-хлоритовый) состав глинистой фракции, представленной, как показывает микроскопическое изучение, беспорядочным агрегатом. Не исключено, что эти породы не испытали минеральной перестройки, хотя, несомненно, подверглись значительному обезвоживанию и уплотнению. Исключением являются некоторые горизонты песчаников и гравелитов, имеющих крустификационный хлоритовый цемент в ассоциации с анальцитом. Формирование такого цемента связано с постседиментационными процессами.

Данные о степени углефикации ОВ и характере минеральных превращений терригенных пород свидетельствуют о том, что отложения западного побережья Пенжинской губы испытали изменения, отвечающие стадиям диагенеза и ранним этапам начального катагенеза. По схеме Н.Б. Вассоевича они находятся на стадии ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub>.

**Верхнемеловые осадки восточного побережья Пенжинской губы** после своего накопления погружались на глубину до 4–5 тыс. м. Характер катагенетических процессов был существенно неодинаков в отложениях континентального и морского генезиса, что нашло наиболее полное выражение в песчано-гравийных породах.

В песчано-гравийных породах континентальных фаций существовали две фазы аутигенного минералообразования. В ходе первой происходило преобразование первичного глинистого цемента пород, состоявшего главным образом из смектита и гидрослюда, в каолинит. С этим процессом было связано появление в порах выделений каолинита, по периферии пор нередко формировался крустификационный хлорит.

Во вторую фазу за счет смектита и каолинита формировалась смешанослойная фаза состава слюда–смектит с низким содержанием слюдяного компонента. Именно она слагает основную массу бесцветного агрегата современного цемента этих пород, в некоторых участках разреза в порах формировался монокристаллический ломонит. Продолжалось формирование каемочки крустификационного хлорита по периферии пор.

Изменения обломочных компонентов в песчано-гравийных породах континентальных фаций выразились в формировании аутигенного каолинита по обломкам полевых шпатов и биотита. В ходе второй фазы наблюдалось замещение ломонитом зерен плагиоклаза. Оно имело ограниченное распространение и было приурочено к горизонтам, где в цементе песчаников и гравелитов развит аутигенный ломонит.

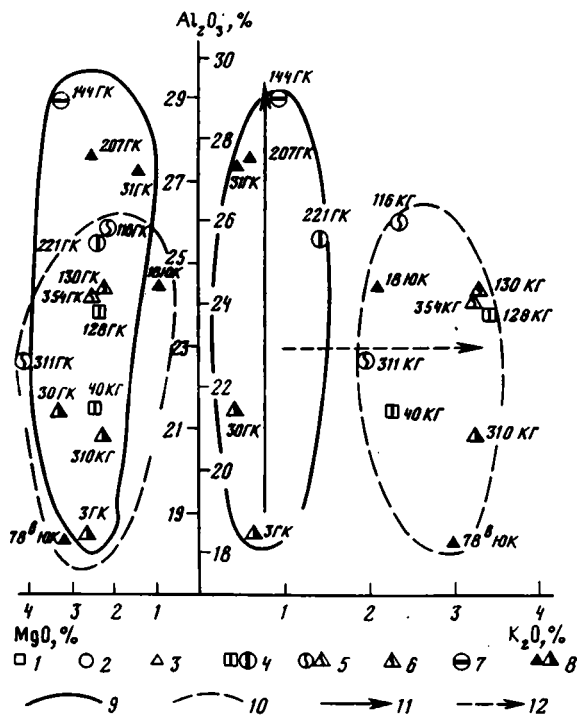


Рис. 37. Соотношение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  в глинистой фракции пород континентального генезиса в верхнемеловых отложениях района Пенжинской губы

1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4—9 — фации: 4 — АРР, 5 — АПП, 6 — АПВ, 7 — ОВМ, 8 — ОПА, ОПО, ОПП, 9 — ОПВ; 10, 11 — контуры полей: 10 — западного, 11 — восточного побережий; 12, 13 — изменение соотношения в ходе процессов: 12 — диа- и раннекатагенетических, 13 — позднекатагенетических

В ходе постседиментационных изменений песчаников и гравелитов морских фаций имело место преобразование их первичного глинистого цемента в хлорит, гидрослюда и цеолиты. При этом формировался крустификационный цемент, в котором преобладал хлорит при подчиненном количестве гидрослюда и ломонтита. Представленная на рис. 36 серия рентгенодифрактограмм позволяет проследить этапы преобразования исходного глинистого цемента с преобладанием смектита через смешанослойные фазы примерно с равным соотношением смектита и хлорита и их упорядоченным чередованием до триоктаэдрического хлорита, несколько набухающего после обработки глицерином и сжимающегося после прокаливания при  $550^{\circ}C$ . В этих породах замещение хлоритом испытывают обломки основных и средних эффузивов, полевых шпатов, роговой обманки, эпидота, пироксенов, биотита.

Данные о характере постседиментационных преобразований алеврито-глинистых пород континентального и морского генезиса в разрезах восточного побережья Пенжинской губы менее однозначны. Осадки континентальных фаций по минеральному составу их глинистой фракции близки к песчано-гравийным породам. Преобладающим минералом в них являются обычно смектит и (или) смешанослойная фаза слюда-смектит, в заметных количествах присутствуют каолинит и хлорит. В осадках морских фаций состав глинистой фракции варьирует: в одних случаях резко преобладает смектит, в других — смешанослойная фаза слюда-смектит, аналогичная по составу: смешанослойной фазе в алеврито-глинистых породах континентальных фаций. Наиболее вероятным направлением изменения исходного глинистого

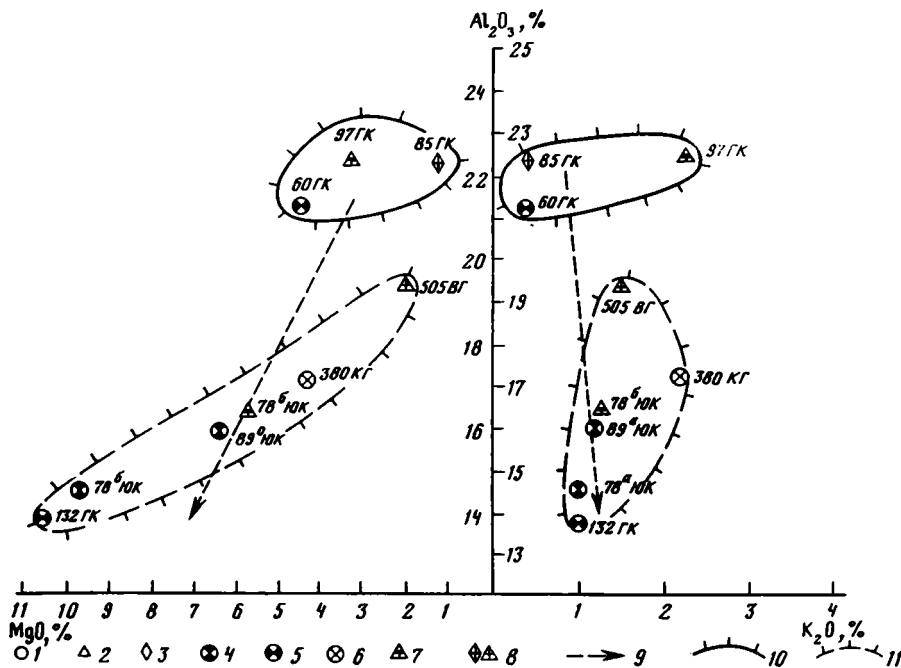


Рис. 38. Соотношение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  в глинистой фракции пород морского генезиса верхнеэлювиальных отложений района Пенжинской губы

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — чередование песчаников и алевритов; 4–8 — фации осадков: 4 — МСД, 5 — МСБ, 6 — ММП, 7 — МПА, 8 — МММ; 9 — направления изменения в соотношении при катагенетических изменениях; 10, 11 — поля точек, отвечающих породам: 10 — западного, 11 — восточного побережий

материала этих пород является формирование в них смешанослойной фазы слюда-сметит и хлорита. Исходными компонентами, за счет которых формировались эти два минерала, были смектит, каолинит, смешанослойные минералы.

В ходе катагенетических процессов в порых песчаников и гравелитов часто возникает минеральная зональность. В континентальных фациях она выражается в формировании по периферии пор узкой каемки крустификационного хлорита, а в центре — каолинита, смектита или смешанослойной фазы слюда-сметит. В морских фациях по периферии пор формируется крустификационный хлорит, а в центре — корренсит и(или) цеолит.

Изучение пор на рентгеновском микроанализаторе (Камера М-47) установило определенную зональность в распределении основных петрогенных элементов по площади поры; особенно рельефно проявляется она в порых, где присутствуют ломонтит и хлорит (табл. V). Здесь центральным участкам пор, сложенным первым минералом, отвечают высокие концентрации Ca, Al, Na. Периферические участки пор, где развит новообразованный хлорит, характеризуются высокими концентрациями Fe и Mg. Вдоль границ некоторых зерен фиксируются тонкие каемки повышенной концентрации Ca и Ti, отвечающие выделениям титанита.

Химическое изучение песчаников морского и континентального генезиса из разреза мыса Конгломератовый [43] показало, что эти породы существенно различаются по суммарному содержанию Fe и Mg и растворимых в 5%-ной HCl форм этих элементов. В породах континентального генезиса суммарное содержание железа ( $Fe_{вал}$ ) и магния ( $Mg_{вал}$ ) в среднем равно соответственно 4 и 0,8%, а в морских — 6 и 2,5%.

Содержание трехвалентного и двухвалентного растворимого в 5%-ной HCl Fe континентальных песчаников соответственно 10 и 70%, а в морских 40 и 50% (в процентах к Fe<sub>вал</sub>). Содержание растворимой в 5%-ной HCl формы Mg в континентальных песчаниках не превышает 1%, а в морских оно несколько превышает 2%. Эти различия отражают разный характер аутигенного минералообразования, протекавшего в катагенезе, и в первую очередь интенсивное формирование хлорита в морских породах и каолинита, смектита и смешанослойных слюда-смектит – в континентальных.

Минеральные преобразования, свойственные породам верхнего мела в районе восточного побережья Пенжинской губы, укладываются в рамки начальной катагенеза, о чем говорит широкое развитие смектита, испытывающего обычно лишь начальные этапы преобразования в смешанослойные фазы слюда-смектит. Степень углефикации ОВ позволяет отнести верхние горизонты изученного разреза к стадии МК<sub>2</sub> схемы Н.Б. Вассоевича, а нижние – к стадии МК<sub>3</sub>. По своему характеру преобразования морских и континентальных осадков восточного побережья являются продолжением и развитием преобразований <sup>восточного</sup> восточного.

На рис. 37 даны соотношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O в глинистой фракции континентальных отложений восточного и западного побережий. Они свидетельствуют об определенных вариациях содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> примерно от 18,5 до 29%. Увеличение его содержания отвечает изменению минерального состава глинистой фракции, происходящему еще в ходе деградации на стадии диагенеза и раннего катагенеза: снижению в ней содержания хлорита, смектита и других компонентов и увеличению содержания каолинита. Заметно повышено содержание K<sub>2</sub>O в глинистой фракции пород восточного побережья по сравнению с западным, что согласуется с проявившимися здесь в позднем катагенезе процессами аградации и формирования смешанослойных фаз слюда-смектит.

Соотношение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, MgO в глинистой фракции пород морских фаций восточного и западного побережий дано на рис. 38.

Оно показывает, что породы восточного побережья характеризуются повышенным содержанием в глинистой фракции MgO и пониженным Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с породами западного; содержание K<sub>2</sub>O в глинистой фракции пород восточного побережья также несколько повышено по сравнению с породами западного. Эти особенности отражают широко проявившуюся в породах морского генезиса на восточном побережье минеральную перестройку, приведшую к интенсивному формированию новообразованного хлорита при подчиненных количествах гидрослюда.

## ГЛАВА ПЯТАЯ

# СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ, ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ О-ВА САХАЛИН

### Общая геологическая характеристика

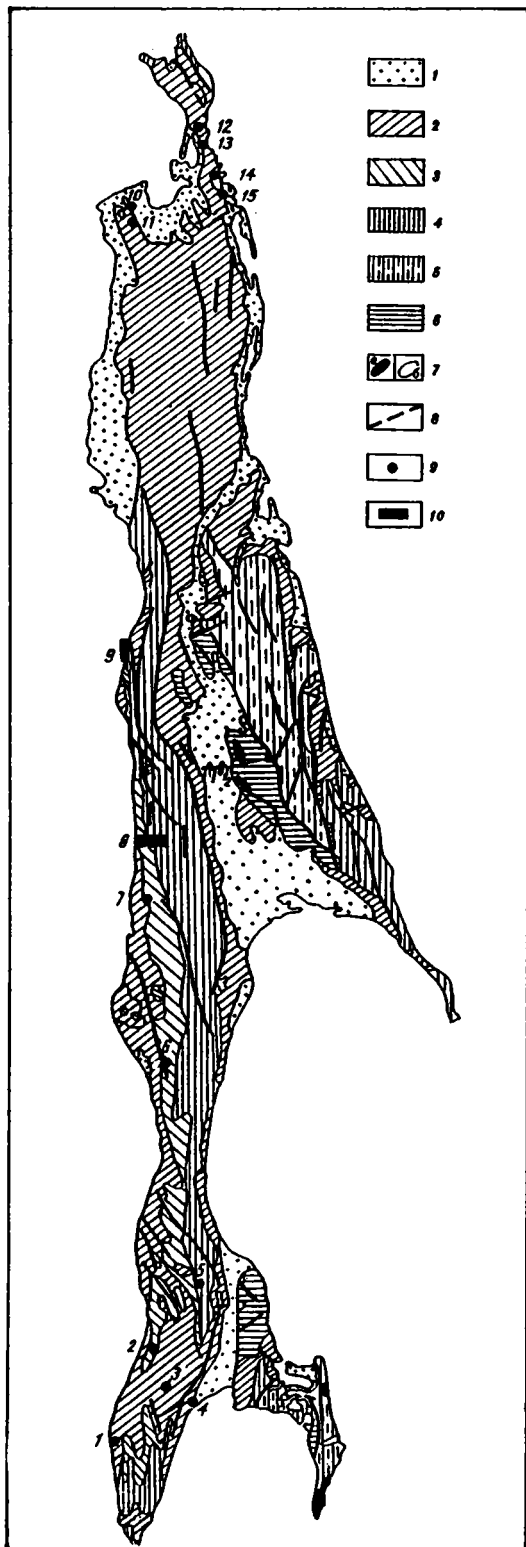
Остров Сахалин (рис. 39) представляет собой область с незавершенным формированием континентальной коры [58]. Во второй половине мела здесь была расположена краевая часть палео-Тихого океана, смыкавшаяся на западе с молодой континентальной корой. В последующем, при проявлении неоднократных фаз скупивания, складчатости и магматизма, территория вошла в состав Евро-Азиатского континента, хотя горообразование продолжается здесь до современной эпохи.

Е.Н. Меланхолина [57] выделила на территории острова три структурных элемента: 1 – поднятия Восточной зоны; 2 – Западно-Сахалинский прогиб; 3 – Северо-Сахалин-

Рис. 39. Схематическая геологическая карта о-ва Сахалин и местоположение изученных скважин и разрезов

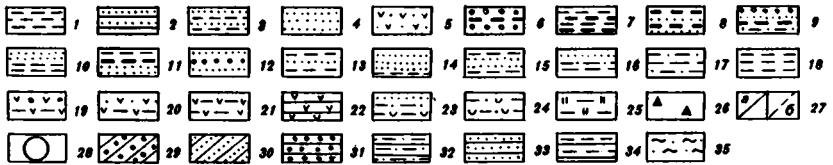
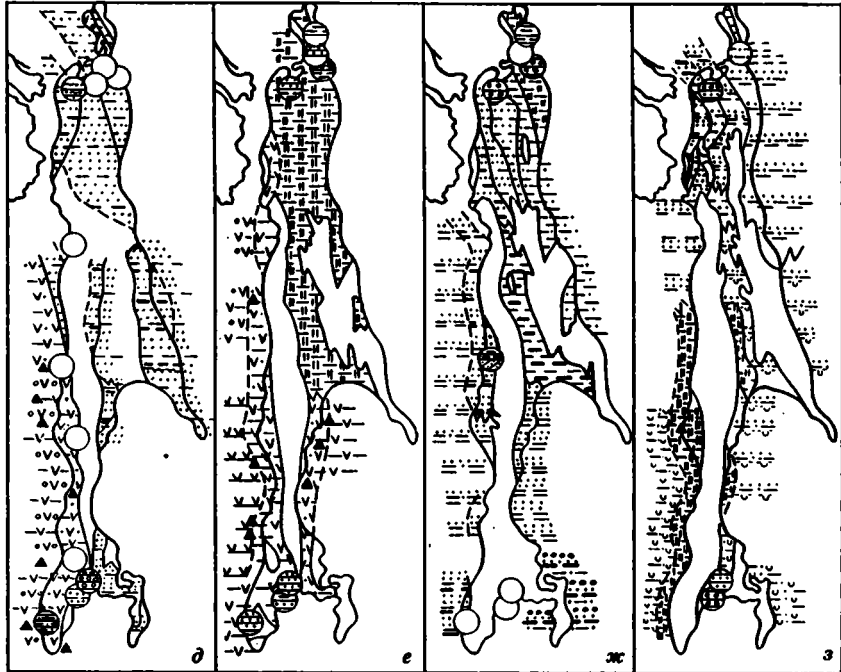
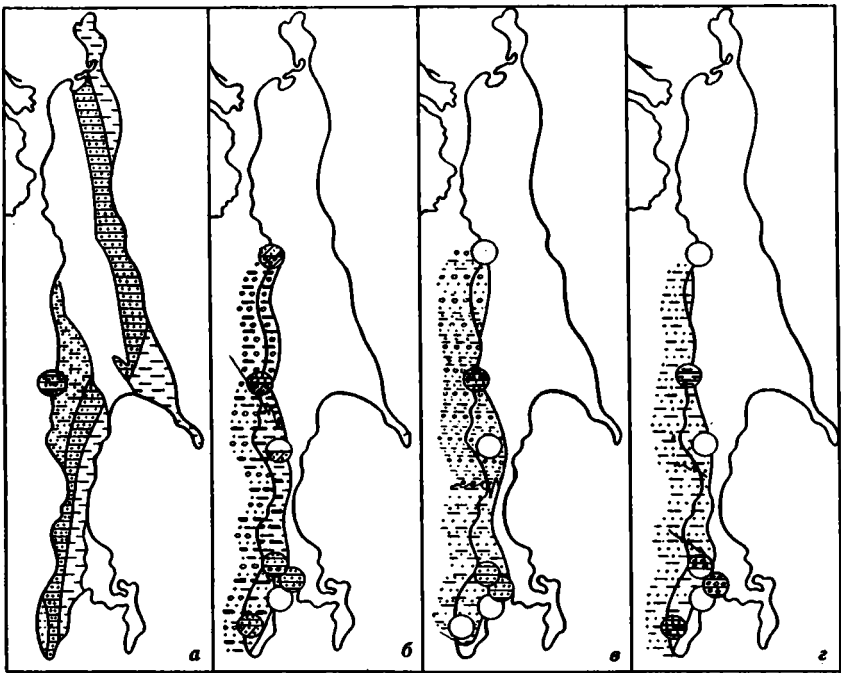
1-6 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — палеогеновые, 4 — верхнемеловые, 5 — третичные-верхнемеловые, 6 — палеозойские; 7 — изверженные породы (а — граниты, б — прочие); 8 — линии основных дизъюнктивных нарушений; 9 — изученные скважины; 10 — изученные обнажения

Цифры на карте (скважины и обнажения): 1 — Шебуинская площадь; 2 — Большехолмская площадь; 3 — Коаровская площадь; 4 — Восточно-Луговская площадь; 5 — поле шахты Долинская; 6 — Лопатинская площадь; 7 — участок Тельновский; 8 — Бошняковский разрез; 9 — разрез г. Александровска; 10 — площадь Узловая; 11 — площадь Центральная Тамлевская; 12 — Северное Колендо; 13 — Колендо; 14 — Центральная Оха; 15 — Эхаби



ская зона. В поднятиях Восточной зоны по сложной системе разломов и надвигов на поверхность выведены палеозойско-мезозойские образования, залегающие часто в виде пластин и покровов. Среди них установлены: 1 — сложнометаморфизованные породы верхнего палеозоя-триаса (кварциты, слюдяные и графитистые сланцы, филлиты, зеленые сланцы, рассланцованные аркозовые и граувакковые песчаники, яшмы, кристаллические известняки, метадиабазы); 2 — сравнительно слабометаморфизованные породы верхней юры-нижнего мела (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, яшмы, радиоляриты кремнисто-глинистые сланцы, известняки, спилиты, порфириты, диабазы и их туфы); 3 — неметаморфизованные, но сильно литифицированные осадочные породы низов верхнего мела (алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, иногда каменные угли), а также кислые и основные эффузивы и их туфы.

Западно-Сахалинский прогиб захватывает значительную часть Западного Сахалина, уходя под воды Татарского пролива. Он выполнен мощной толщей (более 10 тыс. м) осадков верх-



него мела, палеогена, неогена и четвертичного возраста. Среди них основную роль играют терригенные осадки с подчиненным количеством кремнистых разновидностей, эффузивов и их туфов. Северо-Сахалинская зона, имеющая складчато-глыбовую природу, сложена неоген-четвертичными морскими и континентальными осадками, залегающими часто с размывом и несогласием на более древних образованиях.

Отложения, выпоняющие Западно-Сахалинский миогеосинклиальный прогиб, как и Северо-Сахалинскую зону, характеризуются значительными изменениями литологического состава по вертикали и латерали, что свидетельствует о неустойчивом режиме осадконакопления. Это осложняет их стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов. Предложено большое число схем корреляции этих отложений, в настоящей работе для меловых отложений принята стратиграфическая схема А.С. Шуваева [100]; расчленение кайнозойских осадков проводится по схеме, принятой в 1974 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании в г. Петропавловске-Камчатском.

### Фациальный состав отложений и условия накопления

Впервые данные о фациальной природе некоторых угленосных горизонтов кайнозойских отложений о-ва Сахалин были приведены Б.А. Сальниковым [75] и Л.Ф. Ажгиревич, Б.А. Сальниковым [2], установившими следующие фациальные типы осадков: аллювиальных, озерных, заболачивающихся озер, торфяников, лагун и заливов, баров, пляжей, прибрежной и относительно удаленной от берега частей полуоткрытого моря. Сочетание фаций в разрезе и на площади отвечает крупным обстановкам седиментации: горных подножий, предгорных равнин, заболоченной приморской низменности, периодически осушавшихся лагун и заливов, полуоткрытого и открытого морей.

Позже коллектив авторов [28], основываясь на литологических признаках осадков и комплексах фауны, выделил в мезозойско-кайнозойских отложениях острова ряд литобиофациальных типов осадков, каждый из которых по объему существенно превышает фации в понимании Б.А. Сальникова и Л.Ф. Ажгиревич.

Рис. 40. Литобиофациальные карты и распределение ландшафтных зон в пределах о-ва Сахалин

*a* — поздний мел, кампан (августовское время); *б-д* — палеоген, время: *б* — снежинкинское, *в* — краснопольевское, *г* — такарадайское, *д* — аракайское (мачигарское); *е-з* — неоген, время: *е* — холмско-чеховское, *ж* — верхнедунайское, *з* — окобыкское

*1-5* — верхний мел, литофации (по данным Л.С. Жидковой и др. [28]): *1* — алевроито-глинистая нижней сублиторали, *2* — песчано-глинистая верхней сублиторали, *3* — глинисто-песчаная средней сублиторали, *4* — песчаная средней сублиторали, *5* — песчано-глинистая верхней сублиторали; *6-11* — палеоген и неоген, литофации континентальные: *6* — песчано-галечная, песчано-глинистая угленосных речных долин, *7* — песчано-глинистая угленосная озер и болот, аллювиальных равнин, *8* — песчано-глинистая угленосная лагун, прибрежных низменностей, *9* — песчано-галечная и глинисто-углисто-песчаная лагун, заливов, мелководья, *10* — песчано-глинистая в нижней части разреза и глинисто-песчаная угленосная в верхней, *11* — глинисто-песчаная угленосная лагун, озер, болот, прибрежных низменностей, частично морская; *12-28* — палеоген и неоген, литофации морские: *12* — песчано-галечная, *13* — песчано-алевритовая и песчано-глинистая, *14* — глинисто-песчаная, *15* — глинисто-алеврито-песчаная, *16* — песчано-алеврито-глинистая, *17-19* — песчано-алевритовая, участками галечная (*18*), вулканогенная (*19*), *20* — песчано-алевритовая вулканогенная, *21* — алеврито-глинистая вулканогенная, *22* — флишевая, вулканогенная, *23* — песчано-алеврито-глинистая, частично диатомовая, *24* — алеврито-глинистая диатомовая, *25* — кремнисто-алеврито-глинистая, *26* — центры вулканической деятельности, *27* — границы распространения литофаций (*a* — установленные, *б* — предполагаемые), *28* — разрезы, описанные автором; *29-35* — ландшафтные зоны (по В.И. Копорулину): *29* — заболоченной относительно расчлененной аллювиальной суши, *30* — приморской заболоченной плоской аллювиальной равнины, *31* — периодически осушавшегося придельтового морского мелководья, *32* — относительно глубоководных частей открытого моря, *33* — периодически осушавшегося открытого морского мелководья, *34* — наиболее глубоководных частей открытого моря, *35* — заболоченного лагунно-озерного побережья



Таблица 4

**Фашии, фашиально-ландшафтныи комплексы  
верхнемеловых и кайнозойских отложений о-ва Сахалии**

Фашиально-ландшафтныи комплекс и отвечающие ему ландшафтныи зоны	Индекс фашии, входящих в фашиально-ландшафтныи комплексы	
	преобладающих	второстепенных
Глубоководных частей открытого моря	МУП, МУГ	МММ
Относительно глубоководных частей открытого моря	МУП, МУГ, МММ	ММП
Периодически осушавшегося открытого морского мелководья	МСБ, ММП, МПГ, МПА, МПМ	МСД, МММ, МПГ, МММ, ОПП, ОЗУ, ТБ
Периодически осушавшегося придельтового морского мелководья	МСД, МПГ, МПМ; МПА	АРР, АРП, ОВН, ОВМ, ОВГ, ОВП, ОПП, ТБ
Заболоченного заливно-лагунно-озерного побережья	МПА, МПО, МПМ, МПГ, МПС, МПП	ОВМ, ОВН, ОВГ, ОВП, ОПА, ОПП, ОПО, ОЗП, ОЗУ, ТБ
Приморской плоской заболоченной аллювиально-озерной равнины	АРР, АРП, АПП, АПВ, ОВМ, ОВН, ОВГ, ОПП, ОПА, ОПО, ОЗП, ОЗУ, ТБ	МПА, МПО, МПС, МПП
Приморской заболоченной относительно расчлененной суши	АРГ, АРР, АПП, АПВ	ОВМ, ОВН, ОПА, ОЗБ, ТБ

В изученных автором разрезах установлены практически все приведенные в табл. 1 типы фашии и макрофашии морских и континентальных отложений, за исключением пролювиальных.

Анализ парагенезов фашии позволяет наметить фашиальные комплексы, отвечающие ландшафтным зонам: 1) глубоководных частей открытого моря; 2) относительно глубоководных частей открытого моря; 3) периодически осушавшегося открытого морского мелководья; 4) периодически осушавшегося придельтового морского мелководья; 5) заболоченного лагунно-озерного побережья; 6) приморской заболоченной плоской аллювиально-озерной равнины; 7) заболоченной относительно расчлененной аллювиальной суши. Они заметно отличаются по набору и количественному соотношению фашии (табл. 4). Их мощность в разрезах варьирует от нескольких десятков до одной-двух сотен метров.

Данные о распределении фашиально-ландшафтных комплексов в разрезах свидетельствуют о пестроте и разнообразии палеогеографических условий в позднемеловое и кайнозойское время. Это хорошо согласуется с данными [16, 58] о существовании здесь в конце мела, палеогене и неогене окраинного моря, изобиловавшего островами. В периоды регрессии оно испытывало частичную изоляцию от океана, а в периоды трансгрессии сообщалось с ним. В отдельные моменты суши захватывала значительные участки территории.

На рис. 40 приведены палеогеографические карты, предложенные для этого региона коллективом исследователей под руководством Л.С. Жидковой и др. [28] и дополненные материалами автора. Они показывают, что с конца мела и до современной эпохи на территории острова имели место неоднократные регрессии и трансгрессии.

### Вещественный состав пород и области сноса материала

Важнейшие особенности вещественного состава мезозойско-кайнозойских отложений о-ва Сахалин освещены рядом исследователей [59, 105, 107]. В настоящей работе дана характеристика состава пород в описанных автором разрезах с использованием собственных материалов и данных некоторых предшествующих исследователей. Выделено пять терригенно-минеральных ассоциаций, различающихся соотношением породообразующих и акцессорных минералов, рядом особенностей состава глинистой фракции и локализующихся в определенных участках разреза. Характеристика основных особенностей вещественного состава песчано-гравийных пород каждой из ассоциаций приведена в табл. 5. Ввиду ограниченного развития в разрезах конгломератов изучения галек не проводилось. Поля фигуративных точек, характеризующих соотношение породообразующих компонентов в песчаниках и гравелитах, даны на рис. 41. Представленные в табл. 5 соотношения породообразующих компонентов характеризуют средне- и крупнозернистые песчаники, мелко- и среднезернистые гравелиты. Мелкозернистым песчаникам и алевролитам свойственно значительно более высокое содержание кварца и полевых шпатов (до 1,5 раза), слюд и хлоритов (в 1,5–2 раза).

Особенности вещественного состава пород описанных терригенно-минеральных ассоциаций свидетельствуют, что их накопление происходило за счет размыва осадочных, метаморфических и изверженных пород. Значительная часть пород, обломки которых установлены в составе ассоциаций, известна среди позднепалеозойских и мезозойских образований, развитых в пределах самого острова. Высокое содержание продуктов размыва изверженных пород кислого состава, характерное для поздне-мезозойских и раннекайнозойских отложений некоторых районов о-ва Сахалин, не соответствует ограниченному распространению этих пород на территории острова, что заставляет искать источники сноса обломочного материала за его пределами. В качестве такой области сноса называлась Сихотэ-Алиньская складчатая зона, где кислые, основные и средние эффузивы, их туфы, а также крупные тела гранитоидов и комплексы разнообразных осадочных пород имеют широкое распространение среди позднемеловых образований [59].

Можно предположить, что ассоциация полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых граувакков, слагающая комплекс неогеновых отложений Северо-Западного Сахалина, формировалась в основном за счет привноса материала из районов Сихотэ-Алиня.

Ассоциация с граувакковыми и полевошпат-граувакковыми песчаниками и гравелитами при высоком содержании обломков основных и средних эффузивов, а также вулканического стекла, развитая на территории Центрального и Южного Сахалина, в верхних частях разреза палеогена и в неогене накапливалась почти исключительно за счет переотложения продуктов среднего и основного вулканизма. Наибольшее число центров извержения было расположено, по-видимому, вдоль западной окраины этой части острова и под водами современного Татарского пролива. Подчиненную роль в формировании ассоциации играл размыв осадочных и метаморфических пород.

Вопрос о положении питающих провинций, поставлявших материал во время накопления других ассоциаций, решается менее однозначно. Наиболее вероятно, что ими могли служить районы самого острова и прилегающие участки материка. Послед-

Таблица 5  
Терригенно-минеральные ассоциации нижнемеловых  
и кайнозойских отложений о-ва Сахалин

Наименование ассоциации	Основные особенности состава песчано-гравийных пород		
	соотношение основных породообразующих компонентов, %	акцессорные минералы	состав исходной глинистой фракции
1	2	3	4
1. Полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки с высоким содержанием обломков гранитов и кислых эффузивов	Кварц — 22—48 Полевые шпаты (альбит, кислый олигоклаз, К-шпаты) — 16—40 Обломки пород (гранитоиды, кислые эффузивы, сланцы, кварциты) — 18—45 Слюды (биотит, мусковит) — 5—6	Циркон, гранаты, турмалин, апатит, лейкоксен, ильменит, магнетит	Гидрослюда, смектит, смешанослойные фазы, хлорит, каолинит
2. Собственно граувакки и кварц-полевошпатовые граувакки с высоким содержанием обломков основных, средних эффузивов и фрагментов вулканического стекла	Обломки пород (основные и средние эффузивы, кремнистые разности) — 30—45 Пепловые частицы — 25—40 Полевые шпаты (андезин, олигоклаз, альбит) — 10—25 Хлорит — 2—5	Роговая обманка, пироксен, эпидот, апатит, рутил, ильменит, циркон, турмалин	Гидрослюда, хлорит, смектит, каолинит
3. Собственно граувакки и кварц-полевошпатовые граувакки с высоким содержанием кислых и основных эффузивов, метаморфических и осадочных пород	Кварц — 25—35 Полевые шпаты (альбит, основной олигоклаз, андезин, К-шпаты) — 15—35 Обломки пород (кислые и основные эффузивы, яшмы, кремни, сланцы, микрокварциты, алевро-	Гранат, циркон, турмалин, апатит, роговая обманка, титанит, ильменит, рутил, сфен	Гидрослюда, смектит, смешанослойные фазы, хлорит, каолинит

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4
	литы, песчаники) — 38—48 Биотит — 5—7		
4. Полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки примерно с равным содержанием изверженных, метаморфических и осадочных пород	Кварц — 17—38 Полевые шпаты (альбит, кислый олигоклаз, К-шпат) — 12—35 Обломки пород (кислые, средние и основные эффузивы, микрограниты, яшмы, сланцы, кварциты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфо-алевролиты и туфопесчаники) — 45—68 Биотит — 5—12 Хлорит — 2—5	Циркон, турмалин, апатит, гранат, рутил, анатаз, сфен, пироксен, амфиболы, ильменит, магнетит	Гидрослюда, хлорит, смешанослойные фазы, смектит, каолинит
5. Собственно граувакки с высоким содержанием основных и средних эффузивов	Кварц — 3—30 Полевые шпаты (основной плагиоклаз — андезит, альбит, кислый олигоклаз, К-шпат) — 14—55 Обломки пород (основные и средние эффузивы, кислые эффузивы, микрограниты, яшмы, осадочные породы) — 42—80 Биотит — 7—10 Хлорит — 7—10	Эпидот, пироксены, амфиболы, рутил, апатит, циркон, гранат, турмалин, ильменит, магнетит	Хлорит, гидрослюда, смешанослойные фазы, каолинит

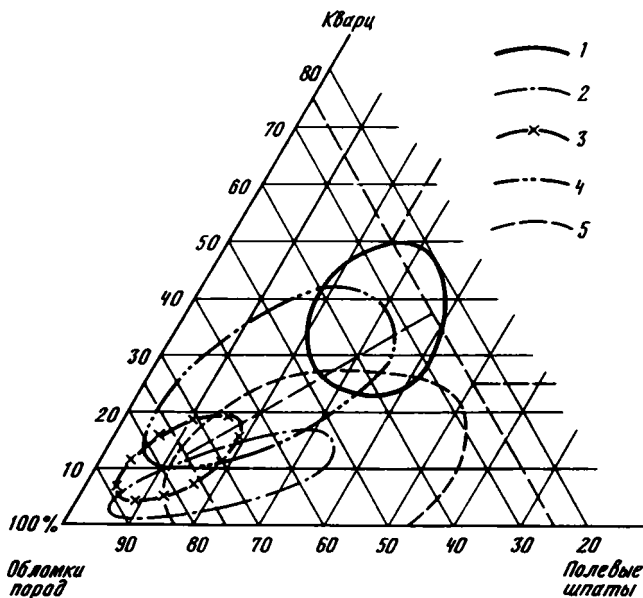


Рис. 41. Соотношение породообразующих компонентов в песчано-гравийных породах терригенно-минеральных ассоциаций о-ва Сахалин

Поля ассоциаций (их название см. табл. 5): 1 – первой, 2 – второй, 3 – третьей, 4 – четвертой, 5 – пятой

нее определялось не только близостью о-ва Сахалин к материковой части Азии и мелководностью разделявшего их морского водоема, но также и тем, что северная часть острова иногда сливалось с материком. Большие и малые реки, бравшие начало в пределах современного Сихотэ-Алиня, доставляли на территорию острова большое количество обломочного материала.

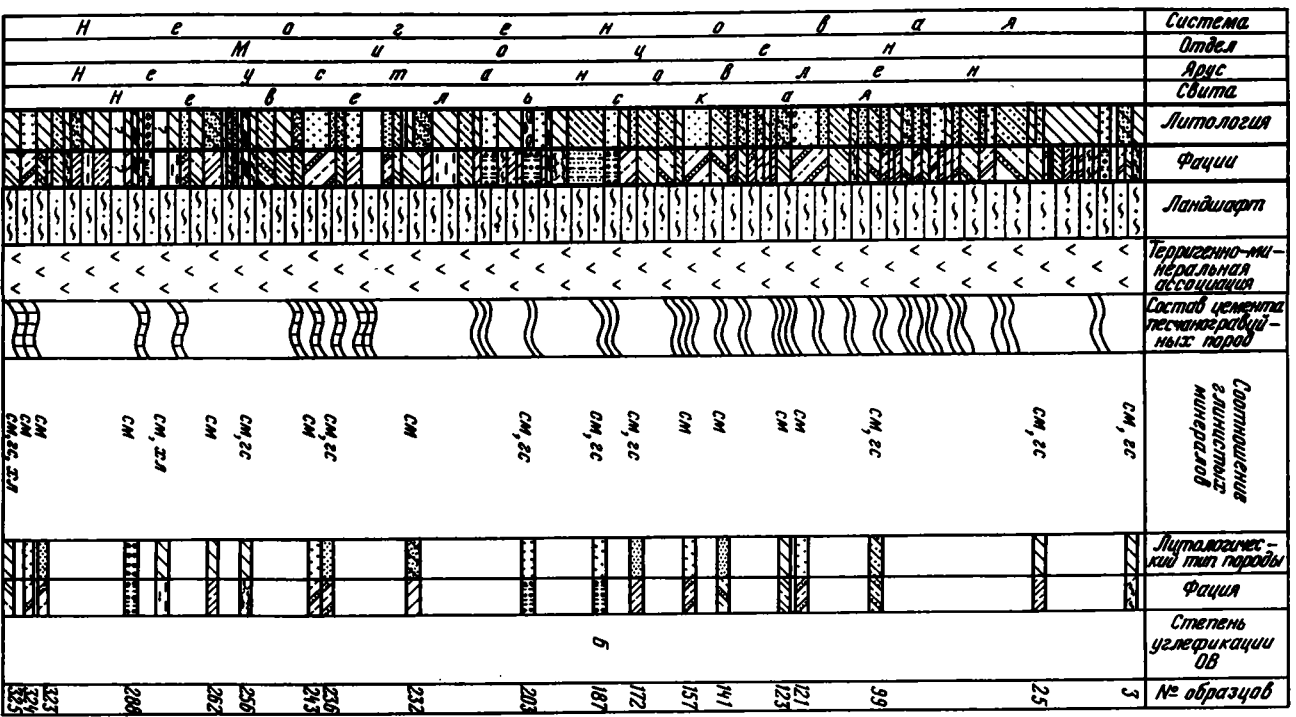
### Постседиментационные изменения пород

**Степень углефикации ОБ.** Большой материал об изменении ОБ в кайнозойских и верхнемеловых отложениях систематизирован Ю.С. Мавринским и А.И. Уткиной [55], А.А. Ажгиревич [1] для Южного, а И.И. Амосовым [4] для Северного Сахалина. По их данным, в связи с проявлением регионального метаморфизма в верхнемеловых отложениях присутствуют главным образом газовые и жирные угли, в палеогеновых – длиннопламенные и газовые, в неогеновых – бурые.

**Изменения терригенных пород.** Постседиментационные изменения терригенных пород о-ва Сахалин были изучены в следующих скважинах и обнажениях: Южный Сахалин – в гидрогеологической скв. 1 (район площади Лютога), разведочной

Рис. 42. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм в невельской свите, скв. 1, площадь Лютога

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3–5 – песчаники: 3 – крупнозернистые, 4 – среднезернистые, 5 – мелкозернистые; 6, 7 – алевриты: 6 – крупнозернистые, 7 – мелкозернистые; 8, 9 – тонкое чередование: 8 – алевритов, 9 – алевритов и песчаников; 10 – углистые алевриты; 11 – угли; 12–20 – фации осадков: 12 – ММБ, 13 – МУП, 14 – ОПП, 15 – МПА, 16 – МПГ, 17 – МПО, 18 – МПМ, 19 – МЛА, 20 – МММ; 21 – ландшафт заболоченного лагуно-озерного побережья; 22 – терригенно-минеральная ассоциация граувакк и кварц-полевошпатовых граувакк с высоким содержанием основных-средних эффузивов и вулканического стекла; 23, 24 – состав цемента песчано-гравийных пород: 23 – смектит, 24 – смектит кругстификационный; 25–27 – соотношение глинистых минералов: 25 – гидрослюда, 26 – смектит, 27 – хлорит



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27

0 20 40 60 80 100 м

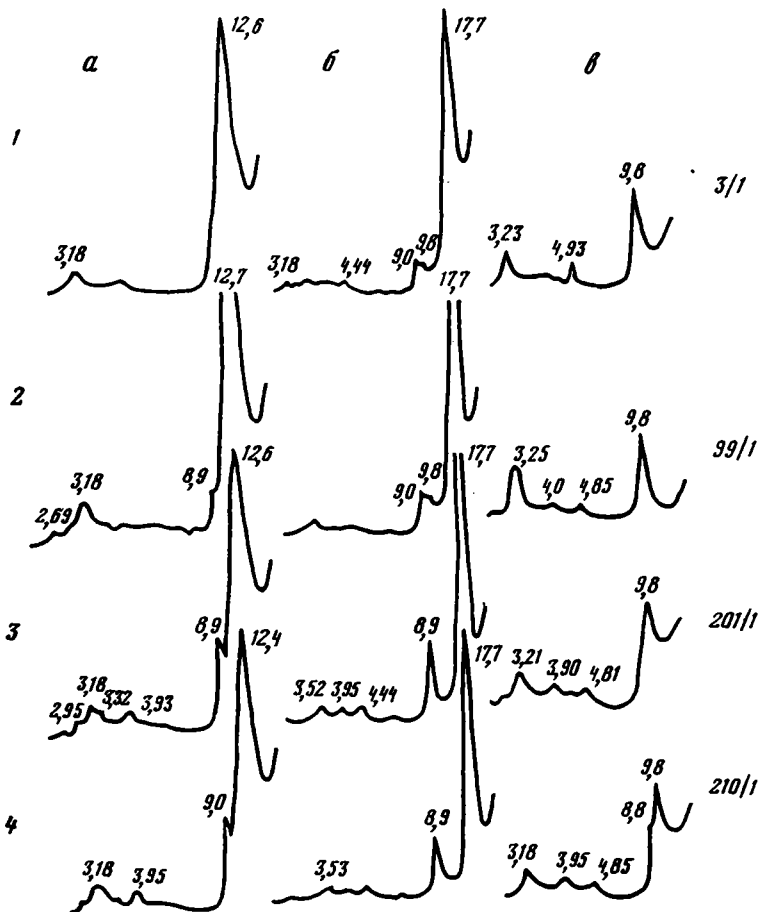


Рис. 43. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из пород невельской свиты, скв. 1, площадь Лютога

1 — песчаник мелкозернистый, МПО; 2 — тонкое чередование песчаника мелкозернистого и алевролитов, МПМ; 3 — алевролит крупнозернистый, МПА; 4 — алевролит мелкозернистый, МПГ

скв. 6374 в пределах поля шахты Долинская, а также в нефтепоисковых скв. 2 Ковровской и Большехолмской площадей; в Центральном Сахалине — в разрезе по р. Августовка, а на Северном Сахалине — в нефтепоисковых скв. 1 площади Узловая, скв. 15 площади Северное Колендо и скв. 300 площади Колендо. Характеристика изменений в каждом из разрезов рассмотрена отдельно.

Гидрогеологическая скв. 1 (площадь Лютога) вскрыла большую часть невельской свиты общей мощностью около 800 м. Отложения представляют собой фациальный комплекс заболоченного заливно-лагунно-озерного побережья (рис. 42). Они относятся к собственно грауваккам с высоким содержанием вулканического стекла и резким преобладанием смектита в исходной глинистой фракции (вторая терригенно-минеральная ассоциация). Породы литифицированы слабо, рыхлые, ОВ в них находится на стадии ПК схемы Н.Б. Вассоевича и отвечает бурьм углям.

По данным рентгенодифрактометрического изучения фракции мельче 0,001 мм, смектит остается преобладающим, а иногда и единственным минералом (рис. 43). Фиксируемые на некоторых дифрактограммах слабые рефлекссы с  $d = 8,9-9 \text{ \AA}$  отвеча-

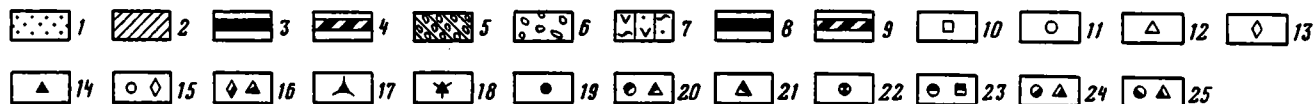
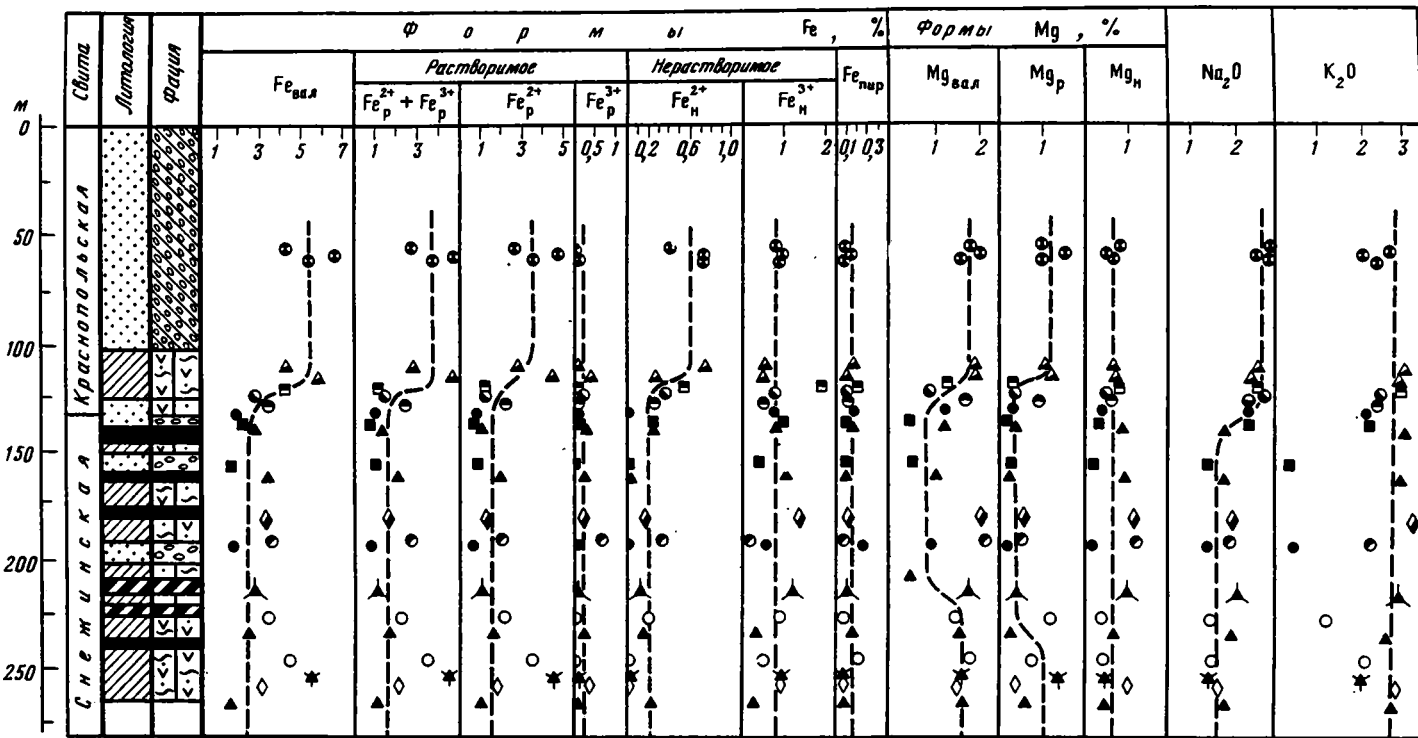


Рис. 44. Литолого-фациальный состав краснопольской и снежинской свит в скв. 6374 (поле шахты Долинская) и распределение форм Fe, Mg, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (в % к породе)

1 – песчаники и гравелиты; 2 – алевролиты с прослоями песчаников; 3 – каменные угли; 4 – углистые алевролиты; 5–9 – фации, группы фаций: 5 – МСД, МСБ, 6 – АРР, АРП, 7 – чередование ОПА, ОВМ,

ОВН, ОПО, МПА, МПГ, 8 – торфяных болот, 9 – ОЗУ, ОЗП; 10–25 – поля распределения элементов и оксидов: 10 – гравелиты, 11 – песчаники, 12 – алевролиты, 13 – чередование алевролитов мелко- и крупнозернистых, 14 – ОПА, 15 – ОВМ, 16 – ОВГ, 17 – ОЗП, ОЗУ, 18 – ОПО, 19 – АРР, 20 – ОВН, 21 – АПВ, 22 – МСД, 23 – МСБ, 24 – МПГ, 25 – МПА



ют цеолиту. Рентгенодифрактометрическое изучение порошка цеолита, выделенного из породы, показывает, что большинство рефлексов отвечает клиноптилолиту ( $d = 9,00; 7,93; 6,74; 5,93; 3,95; 3,54; 3,42; 2,98; 2,429 \text{ \AA}$ ). Микроскопическое изучение свидетельствует, что клиноптилолит представлен удлиненными, неправильными табличками со слабым двупреломлением, развивающимися по пепловым частицам.

В соответствии с данными микроскопического изучения как в алеврито-глинистых, так и в песчано-гравийных породах глинистый материал состоит из однородной тонкодисперсной массы смектита, обнаруживающей высокое двупреломление (оранжевые цвета интерференции) и низкие (ниже канадского бальзама) показатели преломления, в которой заключены тонкие (0,01 мм и выше) чешуйки бурого биотита. Наблюдается отчетливая коррозия смектитом зерен кварца, полевых шпатов, обломков пород и особенно вулканического стекла. Материал последних обычно полностью замещен цеолитом. Часты крупные (до 0,5 мм) глобулы глауконита.

Как показывает изучение одного из песчаников методом сканирующей электронной микроскопии, смектит в них представлен колломорфным агрегатом мелких беспорядочно ориентированных частиц, часто с загнутыми краями. Встречаются лепидосферы кристобалита и кристаллы цеолита (табл. IV, 5, 6).

Эти данные показывают, что породы невельской свиты в разрезе гидрогеологической скв. 1 подверглись диагенетическим и раннекатагенетическим изменениям. На стадии диагенеза в них сформировался глауконит. В раннем катагенезе происходили коррозия и замещение смектитом обломочных зерен, вулканического стекла, а также превращение последнего в клиноптилолит.

Скв. 6374 поля шахты Долинская охватывает верхнюю часть снежинкинской и нижнюю – краснопольевский свит мощностью около 300 м. Первая представлена чередованием песчано-гравийных и алеврито-глинистых пород континентальных фаций, фациями русел крупных равнинных рек или малых рек и протоков, открытых и заболачивающихся озер, торфяных болот. Последние содержат пласты угля мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Во второй основное значение имеют песчаники и гравелиты фаций открытого сильно подвижного мелководья и приустьевой части подводной дельты при подчиненном развитии песчано-алевритовых осадков фаций заливов (рис. 44).

Породы принадлежат к четвертой терригенно-минеральной ассоциации – это кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки примерно с равным соотношением изверженных, метаморфических и осадочных пород. Песчано-гравийные и алеврито-глинистые различия характеризуются высоким содержанием чешуек биотита и хлорита (до 10–15% в первых и до 25–30% во вторых). Исходный глинистый цемент осадков отличается высоким содержанием гидрослюда и хлорита, при подчиненном значении других глинистых минералов (смектита, каолинита и др.).

Степень углефикации органического материала пластов угля, присутствующих в верхней части краснопольевской свиты, отвечает стадии Г (газовые угли) или МК<sub>2</sub>–МК, по схеме Н.Б. Вассоевича.

Породы морской и континентальной частей разреза характеризуются неодинаковым составом фракции мельче 0,001 мм, что особенно резко проявляется для песчаников и гравелитов. В песчаниках и гравелитах нижней части краснопольевской свиты, сложенной морскими фациями, во фракции мельче 0,001 мм преобладают хлорит и гидрослюда (рис. 45, 1, 2) при небольшой примеси смектита, каолинита и хлорита.

В песчаниках и гравелитах континентальных фаций во фракции мельче 0,001 мм основное значение имеют каолинит и смектит с примесью хлорита (рис. 45, 3, 4).

Минеральный состав глинистой фракции алевролитов морского и континентально-генезиса в целом близок составу песчаников континентальных фаций, но отличается повышенным содержанием гидрослюда и пониженным каолинита. Изучение пород в шлифах под микроскопом показало, что глинистый материал в них представлен

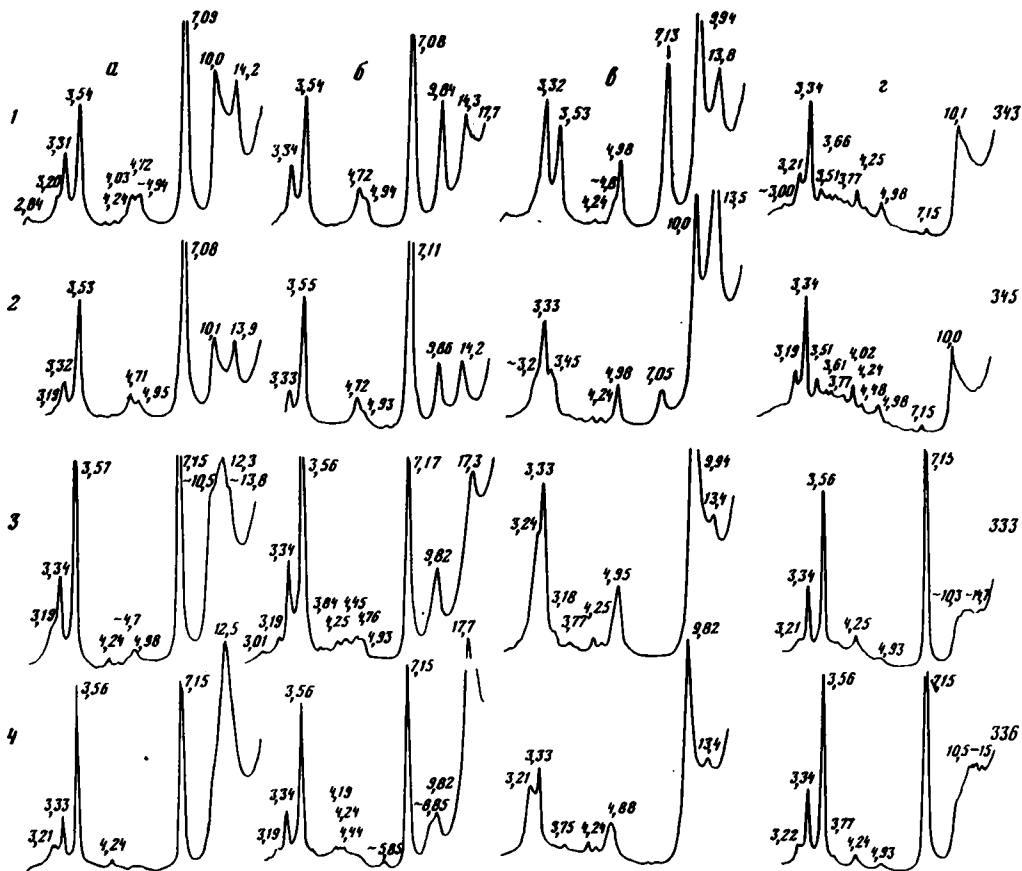


Рис. 45. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм пород морских и континентальных фаций в разрезе скв. 6374, поле шахты Долинская

1-2 — краснопольевская свита, песчаники среднезернистые, МСД; 3, 4 — снежинская свита: 3 — песчаник среднезернистый, АРП; 4 — гравелит мелкозернистый, АРР

однородной буровато-зеленой массой с показателем преломления выше, чем у кварца и плеохроизмом в оранжево-желтых тонах. При изучении пород методом сканирующей электронной микроскопии в их цементе в одних случаях фиксируется агрегат беспорядочно ориентированных чешуек гидрослюды неправильной формы (табл. VI, 1), в других — неправильные выделения смектита, состоящие из беспорядочно ориентированных чешуек с загнутыми краями.

В шлифах песчаника морских фаций цемент представлен новообразованным хлоритом, представленным в средне- и крупнозернистых песчаниках и гравелитах крупнотификационным агрегатом, а в мелкозернистых — однородной массой. При изучении последних методом электронного сканирования видно, что хлорит состоит из коллоидных выделений хорошо окристаллизованных кристаллитов или из бесформенных несколько изогнутых пластинок (табл. VI, 2-4).

В шлифах песчаников и гравелитов континентальных фаций широко развит новообразованный каолинит, образующий вермикулитоподобные агрегаты. В мелких порах он обычно приурочен к их центральным участкам, а по периферии развита зеленовато-бурая масса, сходная с глинистым материалом в алевролитах и представляющая собой реликты исходного глинистого цемента (табл. VI, 5). В таких порах, как

показывает изучение с помощью рентгеновского микроанализатора (табл. VII), центральным участкам, состоящим из каолинита, отвечает высокое содержание Al и Si, а периферическим, где сохранились реликты исходного глинистого цемента, Mg, Fe, K, Ti. Изучение образцов методом сканирующей электронной микроскопии показывает широкое распространение в таких периодах крупных кристаллов каолинита в виде вермикулитоподобных сростков (табл. VI, б).

Различия в составе глинистого цемента пород морских и континентальных фаций связаны с неодинаковыми преобразованиями в катагенезе их исходного глинистого цемента, состоявшего в основном из гидрослюды, смектита и ряда кластогенных компонентов: в породах морских фаций шло формирование хлорита, в породах континентальных фаций развивалась деградация 2:1 минералов, завершившаяся образованием каолинита.

Эти особенности минеральных преобразований морских и континентальных отложений привели к заметным различиям в содержании различных форм Fe, Mg, Na и K (см. рис. 44). В песчаниках и гравелитах краснопольевской свиты, сложенной континентальными фациями, общее содержание Fe и Mg ( $Fe_{\text{вал}}$  и  $MgO_{\text{вал}}$ ) соответственно равно 1,5–3,5 и 0,5–0,8%. В таких же породах такарадайской свиты, представленной морскими осадками, они достигают 4–7 и 0,8–1,8%. Алевролитоглинистые породы обеих свит обнаруживают меньшие вариации в содержании  $Fe_{\text{вал}}$  и  $MgO_{\text{вал}}$  по сравнению с песчано-гравийными. Понижение содержания Mg в континентальных осадках по отношению к морским происходит за счет уменьшения содержания растворимой формы, а Fe – за счет окисных (растворимой и нерастворимой) форм.

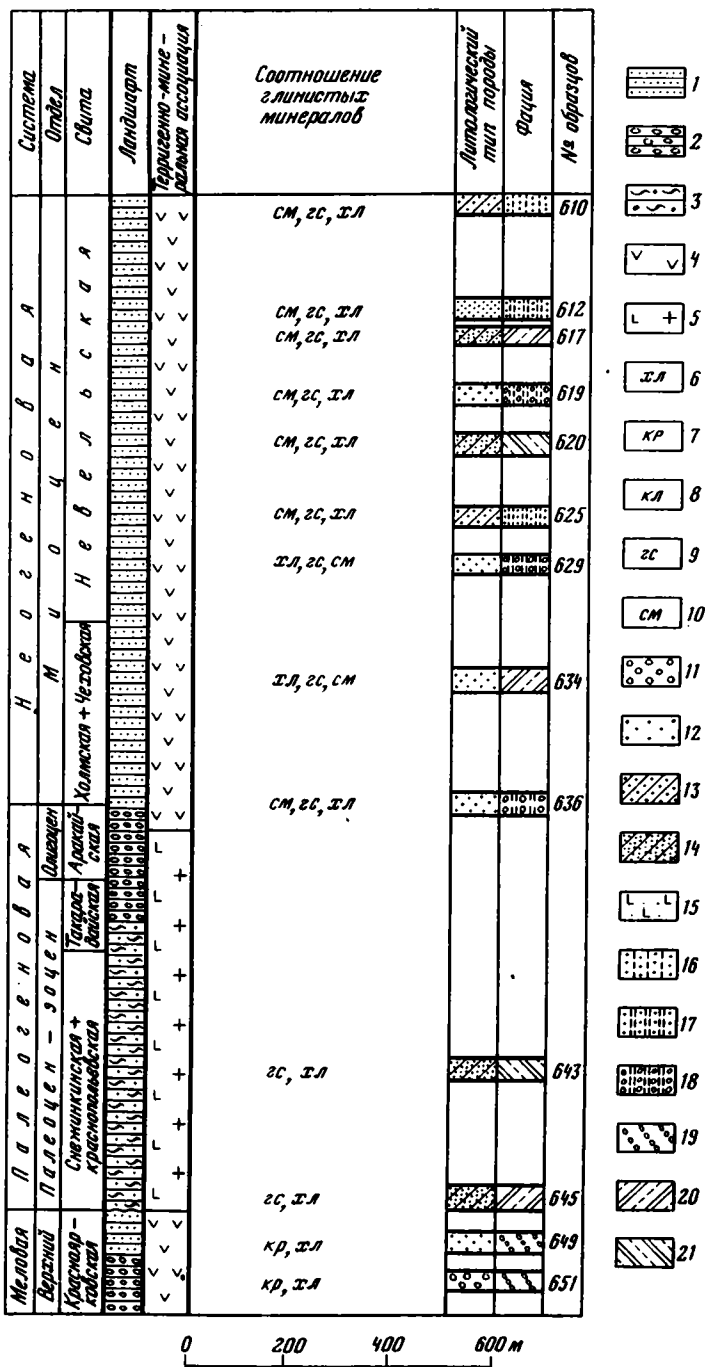
Содержание  $K_2O$  довольно постоянно в породах различных фаций обеих свит (2–3%), лишь в песчаниках и гравелитах русловых и озерных фаций снежинкинской свиты, где интенсивно проявились процессы каолинитообразования, оно снижено до 0,3–1,2%. В то же время содержание  $Na_2O$  несколько повышено в прибрежно-морских фациях (2–2,5%) по сравнению с континентальными (1,5–2%).

Скв. 2 Ковровской площади вскрывает отложения неогена (невельская и холмская свиты), палеогена (аракайская, такарадайская, краснопольевская, снежинкинская свиты) и верхнего мела (верхние горизонты красноярковской свиты). Они имеют мощность около 2500 м и накаливались в различных условиях; исходный состав отложений испытывал определенные вариации (рис. 46).

В верхней и средней частях невельской свиты степень постседиментационных преобразований невелика, они по своему содержанию сходны с преобразованиями в разновозрастных отложениях, вскрытых гидрогеологической скв. 1 в районе пос. Лютога. Здесь основным минералом во фракции мельче 0,001 мм является смектит с примесью гидрослюды и хлорита (рис. 47, 1, 2). В шлифах под микроскопом видно, что смектит в цементе образует тонкодисперсный агрегат с показателем преломления ниже, чем у кварца, интенсивно корродирующий многие обломочные зерна. В песчаниках по периферии пор иногда фиксируется тонкая каемка крустификационного хлорита. Многочисленные фрагменты вулканического стекла, присутствующие в породе, полностью замещены клиноптилолитом.

В породах нижней части невельской, холмской и аракайской свит содержание смектита снижается, а гидрослюды и хлорита – возрастает (см. рис. 47, 3). Эти изменения связаны с преобразованием части смектита в гидрослюду и хлорит, с одной стороны, и более высоким содержанием двух последних минералов в исходных осадках – с другой. Последнее вместе со снижением роли вулканогенного материала в обломочной части пород отражает постепенный переход к породам нижележащей терригенно-минеральной ассоциации.

Глинистая фракция песчаников и алевролитов в этих горизонтах разреза представлена буровато-зеленым агрегатом тонкодисперсных хлорита и гидрослюды с показателями преломления выше, чем у кварца, и оранжево-желтой интерференционной



0 200 400 600 м

Рис. 46. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм пород в разрезе скв. 2, Ковровская площадь  
 1-3 - ландшафты: 1 - относительно глубоководных частей открытого моря, 2 - периодически осушавшегося придельтового морского мелководья, 3 - заболоченного лагуно-озерного побережья; 4,5 - терригенно-минеральные ассоциации: 4 - вторая, 5 - третья; 6 - хлорит; 7 - корренсит; 8 - каолинит; 9 - гидрослюда; 10 - смектит; 11 - гравелит мелкозернистый; 12 - песчаники; 13 - чередование песчаников и алевролитов; 14 - алевролит крупнозернистый; 15 - туфо-песчаник; 16-21 - фации осадков: 16 - МУП, 17 - МУТ, 18 - МСБ, 19 - МСД, 20 - МПГ, 21 - МПА

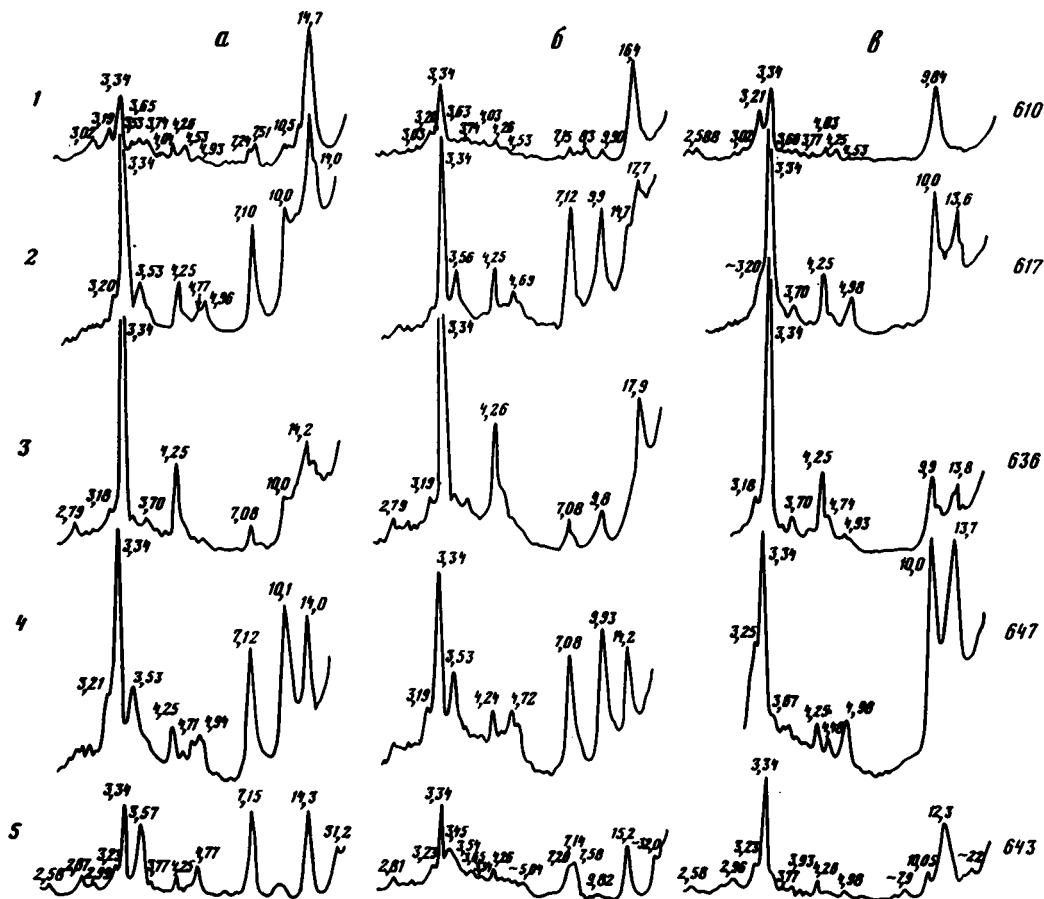


Рис. 47. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм пород в разрезе скв. 2, Ковровская площадь

1 — чередование песчаников и алевролитов, МММ; 2 — алевролит крупнозернистый, МПГ; 3 — песчаник среднезернистый, МСБ; 4 — алевролит крупнозернистый, МПА; 5 — алевролит крупнозернистый, МПГ; 6 — гравелит мелкозернистый, МСД

окраской. В песчаниках такой материал имеет обычно беспорядочное агрегатное строение, но в некоторых случаях фиксируется крустификационная каемка хлорита по периферии пор. Фрагменты вулканического стекла замещены цеолитом.

Хлорит и гидрослюда остаются единственными минералами фракции мельче 0,001 мм в породах краснопольевской и снежинкинской свит (см. рис. 47, 4). В нижней части снежинкинской свиты в порах песчаников фаций опресненных заливов, по данным микроскопического изучения, присутствуют выделения каолинита, испытывающего превращение в агрегат гидрослюды. Здесь часто фиксируются чешуйки обесцвеченного и аморфизированного биотита, выделения сидерита. Вероятно, что здесь на ранних этапах литогенеза их исходный глинистый цемент, чешуйки биотита преобразовывались в каолинит. Последний на более поздних этапах катагенеза превращался в смешанослойную фазу слюда-сметтит и в гидрослюда.

В красноярковской свите в глинистой фракции фиксируется корренситоподобная смешанослойная фаза, ассоциирующая с хлоритом и гидрослюдой. Она дает серию отражений, кратных примерно 30 Å на дифрактограммах природных образцов, 32 Å —

после насыщения этиленгликолем и 22–24 Å – после прокаливания при 550°C (см. рис. 47, 5). В шлифах под микроскопом в порах песчаников виден зеленый агрегат крустификационного строения, в центре пор обычно выделения ломонтита, представленные в одних случаях мелкими кристаллами, а в других – монокристаллическими выделениями, выполняющими ряд смежных пор.

Минеральная перестройка пород неогена, палеогена и позднего мела в разрезах изученных скважин Ковровской площади отвечает стадиям раннего и позднего катагенеза. Условно границу между ними можно провести в верхней части палеогеновых отложений, где содержание смектита в глинистой фракции резко снижается вплоть до полного исчезновения; здесь же начинается преобразование каолинита в смешанослойную фазу слюда–смектит. В палеогеновых и позднемеловых отложениях степень углефикации ОВ изменяется в интервале от Д до ПЖ, а в неогеновых – от Б до Д [90].

В разрезе по р. Августовка изучены изменения терригенных отложений в свитах такарадайской, краснопольевской, снежинкинской, верхнедуйской (палеоцен–эоцен), красноярковской и верхней части жонкьерской (верхний мел). Вещественный состав пород, как и условия их накопления, неоднократно менялись (рис. 48).

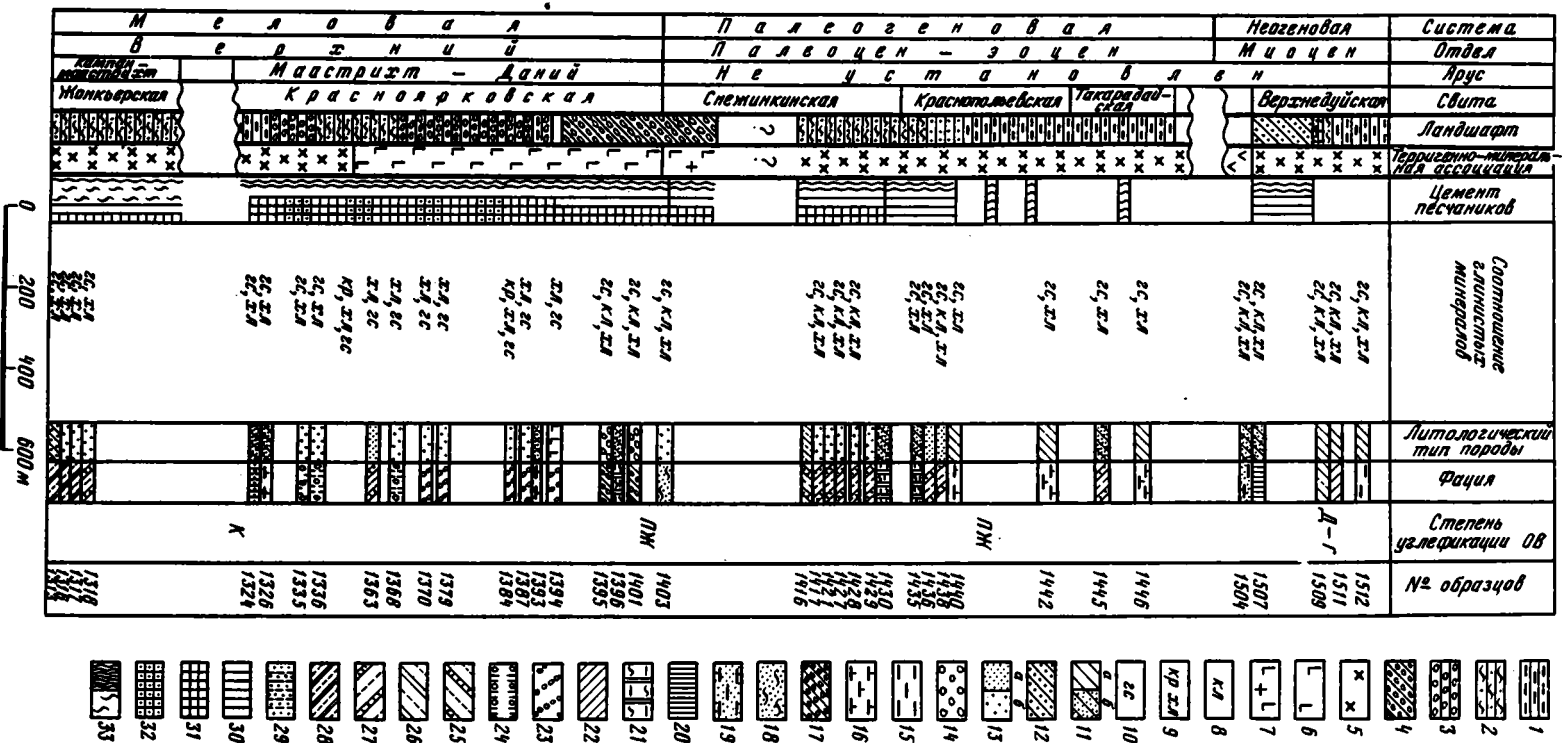
Приведенные на рис. 49 дифрактограммы образцов фракции мельче 0,001 мм из пород неогена и палеогена показывают, что в ней преобладают смешанослойная фаза смектит–слюда и гидрослюда при подчиненном содержании хлорита и каолинита. Содержание последнего в осадках некоторых континентальных фаций резко возрастает, и он становится преобладающим минералом.

По данным микроскопического изучения, глинистый материал адеврито-глинистых и песчано-гравийных пород фаций открытого морского мелководья представлен зеленовато-бурой тонкоагрегатной массой с относительно высоким двупреломлением (оранжево-желтые цвета интерференции) и показателем преломления более высоким, чем у кварца. Он отвечает, по-видимому, смеси гидрослюды, хлорита и смешанослойной фазы смектит–слюда, фиксируемых на рентгенодифрактограммах, и представляет собой слабо измененный исходный глинистый цемент пород.

В песчаниках и гравелитах континентальных фаций и фаций опресненных заливов и лагун такой материал выполняет лишь мелкие поры, тогда как в крупных порах развит новообразованный каолинит. В верхнедуйской свите он образует вермикулитоподобные агрегаты, а в краснопольевской и верхней части снежинкинской – плотные бесформенные массы, окаймленные по периферии каемкой крустификационного хлорита. В этой части разреза каолинит развивается также по биотиту, полевым шпатам, хлориту.

Дифрактограммы глинистой фракции базальной части снежинкинской и верхней части красноярковской свит, сложенных граувакками с высоким содержанием основных и средних эффузивов, биотита и хлорита (рис. 50), показывают, что в составе фракции мельче 0,001 мм здесь присутствуют магнезиально-железистый хлорит, смешанослойная фаза слюда–смектит, корренситоподобная смешанослойная фаза типа хлорит–вермикулит; характеризующаяся упорядоченным чередованием слоев, нередко также каолинит, иногда преобладающий над другими глинистыми минералами. На дифрактограммах часто фиксируется также рефлекс с  $d = 9,4 \text{ \AA}$ , отвечающий, по-видимому, ломонтиту.

Микроскопическое изучение песчаников и гравелитов фаций русла рек (АРР, АРП), открытых озер (ОВМ), прирусловой части поймы (АПП) показывает, что исходный глинистый цемент преобразован в бледно-зеленый крустификационный агрегат хлорита, каолинита, кварца и (или) халцедона. Соотношение между этими минералами варьирует в широком диапазоне. В мелко- и среднезернистых песчаниках обычно резко преобладает хлорит, кварц и халцедон образуют иногда тонкие каемочки по периферии пор, а каолинит присутствует в виде редких выделений в их центре. В крупнозернистых песчаниках и мелкозернистых гравелитах крустификационный хлорит об-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33

разует широкие (до 20–30 мкм) каемки по периферии пор, а каолинит или кварц заполняют их центральные части.

В песчано-гравийных породах морских фаций (приустьевой части подводной дельты – МСД, открытого сильноподвижного мелководья – МСБ и др.) новообразованный хлорит, ассоциирующий часто со смешанослойным корренситоподобным хлорит-вермикулитом с упорядоченным чередованием компонентов, также имеет крустификационное строение, в центре пор иногда фиксируются выделения ломонтита.

В алевроито-глинистых породах в шлифах под оптическим микроскопом глинистый материал не обнаруживает структурной перестройки. Он представлен буровато-зеленой тонкодисперсной массой со слабым плеохроизмом, более высоким, чем у кварца, показателем преломления и двупреломления в оранжево-желтых тонах. В нем наряду с обломочными зернами кварца, полевого шпата, обломками пород заключены многочисленные чешуйки биотита и хлорита размером до нескольких сотых миллиметра.

В породах нижней части красноярковской и верхней части жонкьерской свиты в составе фракции мельче 0,001 мм хлорит и смешанослойная фаза слюда–сметтит с содержанием до 30% смектита являются основными компонентами (рис. 51). На некоторых дифрактограммах фиксируется также примесь каолинита.

По данным микроскопического изучения шлифов, современный глинистый цемент представлен агрегатом бесцветной диоктаэдрической гидрослюды, окаймленной крустификационной каемочкой хлорита или кварца (табл. VI, 7, 8). Среди гидрослюдистого материала в центре пор присутствуют выделения каолинита более ранней генерации, замещаемого гидрослюдой. На снимках сканирования в поглощенных электронах и характеристических рентгеновских лучах, полученных с помощью микрозондового анализатора (табл. VIII), отчетливо видно резкое обогащение центральных участков пор в песчаниках Al, K, а периферических – Mg, Fe и Ca. Электронно-микроскопическое изучение фракции мельче 0,001 мм на просвет показало присутствие среди глинистых частиц удлинненно-пластинчатой разновидности гидрослюды.

Процессы аутигенного минералообразования в разрезе по р. Августовка показывают, что здесь, помимо диагенетических, проявились катагенетическое (ранний и поздний этапы) и метагенетические изменения. Породы верхнедуйской свиты, где широко развит аутигенный каолинит в континентальных осадках, отвечают стадии начального катагенеза. Породы жонкьерской свиты, где появляется удлинненно-пластинчатая гидрослюда, отвечают в соответствии с принятыми в нашей стране критериями начальным стадиям метагенеза. Граница раннего и позднего катагенеза, возможно, приурочена к основанию континентальной части красноярковской свиты, в которой еще присутствует каолинит, не затронутый процессами гидрослюдизации.

По данным А.И. Уткиной об отражательной способности витринита в этом разрезе,

←  
Рис. 48. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм в позднемиоценовых кайнозойских отложениях разреза по р. Августовка

1–4 – ландшафты: 1 – глубоководных частей открытого моря, 2 – заболоченного лагунно-озерного побережья, 3 – периодически осушавшегося придельтового морского мелководья, 4 – приморской заболоченной плоской аллювиально-озерной равнины; 5–7 – терригенно-минеральные ассоциации: 5 – четвертая, 6 – пятая, 7 – третья; 8 – каолинит; 9 – корренсит, хлорит; 10 – гидрослюда; 11 – алевролиты (а – мелкозернистые, б – среднезернистые); 12 – чередование песчаников и алевролитов; 13 – песчаники (а – мелкозернистые, б – среднезернистые); 14 – конгломераты; 15–29 – индексы фаций (см. табл. 1): 15 – МУП, 16 – МУТ, 17 – АРГ, 18 – АПП, 19 – АПВ, 20 – ОПО, 21 – ОЗП, 22 – ОПП, 23 – МСД, 24 – МСБ, 25 – МПМ, 26 – МПА, 27 – МЛА, 28 – МЛП, 29 – МММ; 30–33 – типы цемента песчаников: 30 – каолинитовый, 31 – хлоритовый, 32 – цеолитовый, 33 – гидрослюдистый (а – аллотигенный, б – аутигенный)



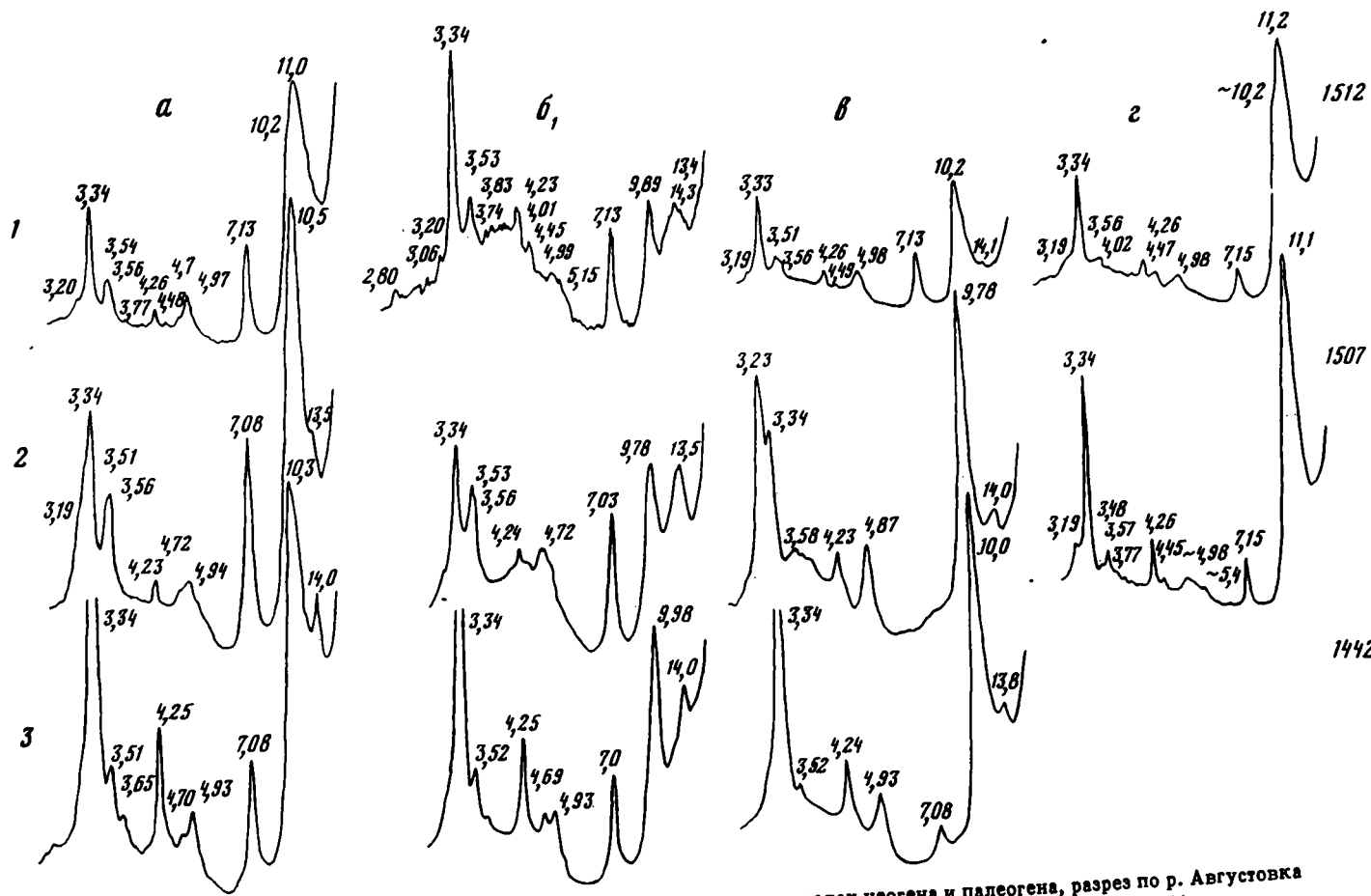


Рис. 49. Характерные дифрактограммы образцов глинистой фракции в породах неогена и палеогена, разрез по р. Августовка  
 1, 2 – алевролит: 1 – мелкозернистый, МУТ; 2 – крупнозернистый, ОПБ; 3 – песчаник мелкозернистый, МЛА

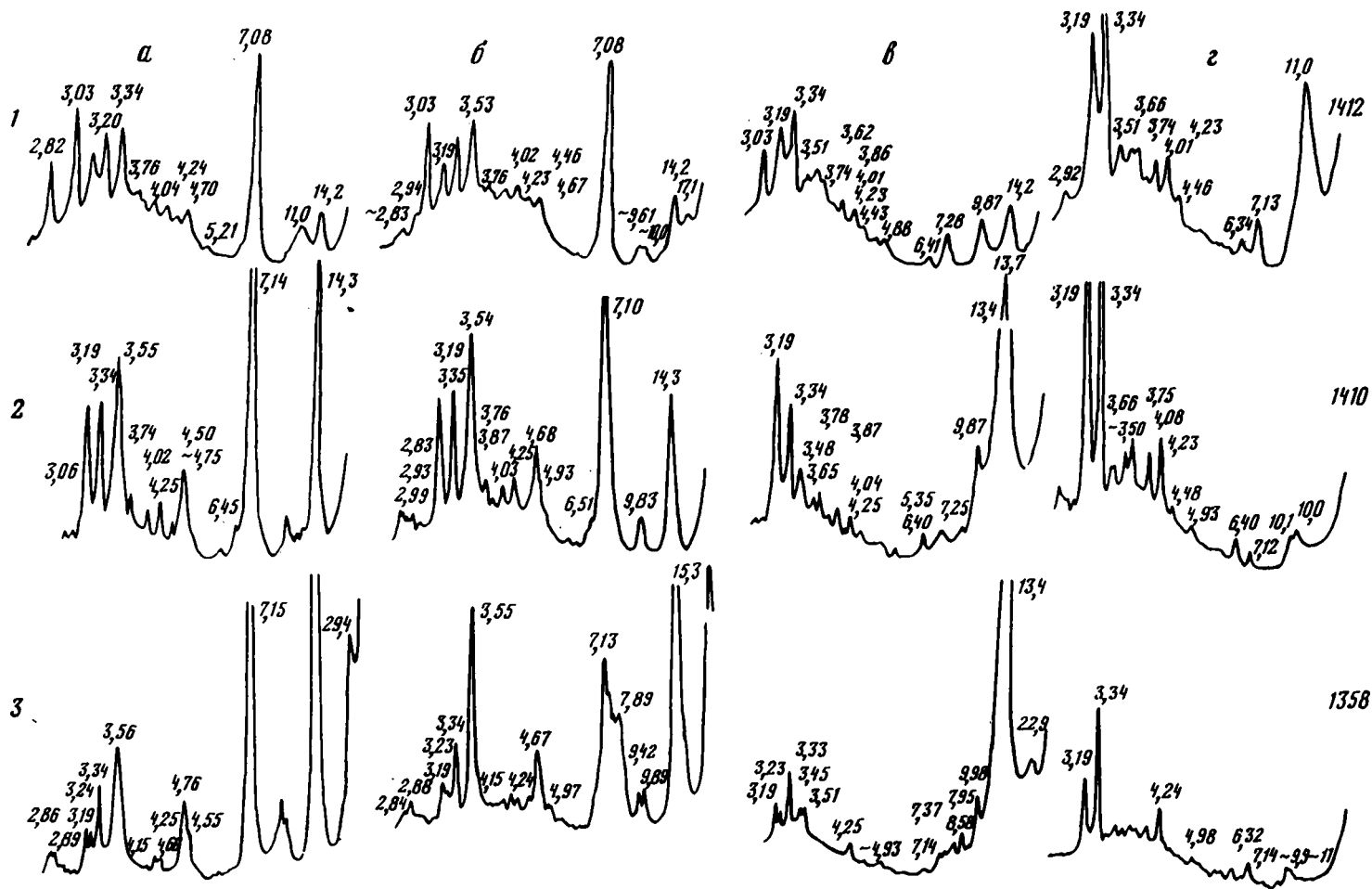


Рис. 50. Характерные дифрактограммы образцов глинистой фракции из пород нижней части снежинкинской и верхней части красноярской свит, разрез по р. Августовка

1 — гравелит мелкозернистый, АРР; 2 — песчаник крупнозернистый, АРР; 3 — песчаник крупнозернистый, МСД

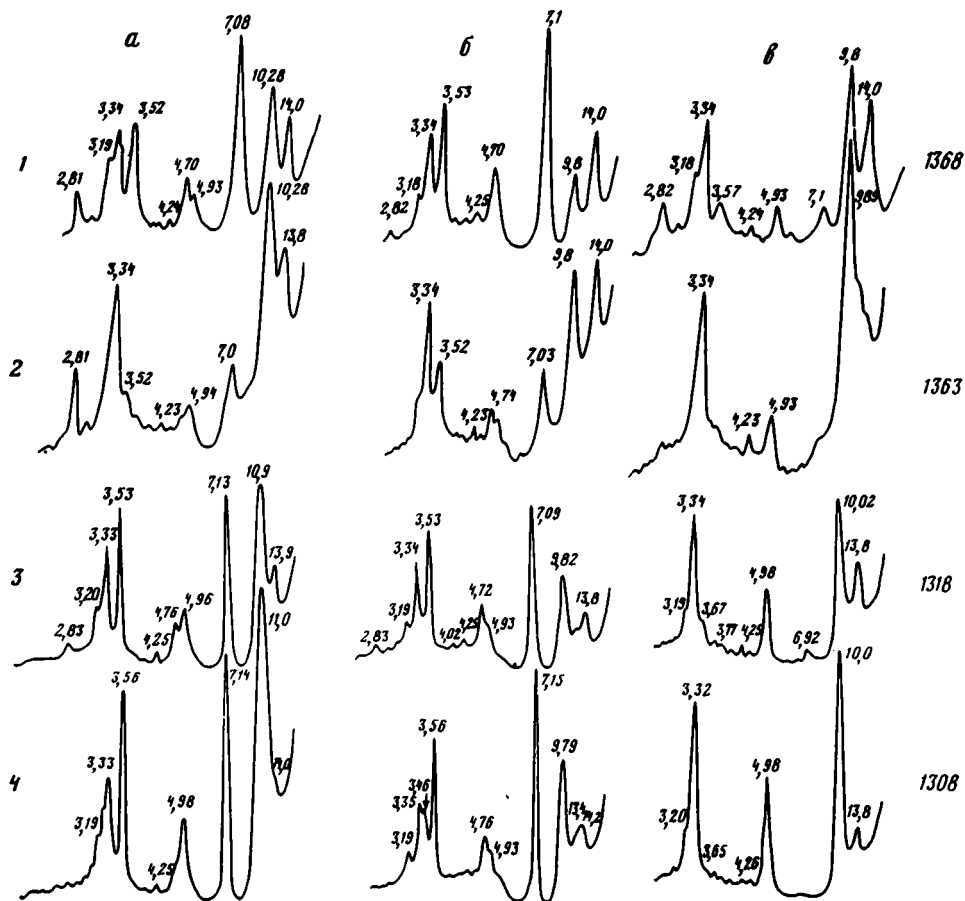


Рис. 51. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм пород нижней части красноярковской и жонкьерской свит, разрез по р. Августовка

1 — песчаник среднезернистый, МСБ; 2 — песчаник мелкозернистый, МЛА; 3 — алевролит крупнозернистый, МММ; 4 — песчаник среднезернистый, МЛА

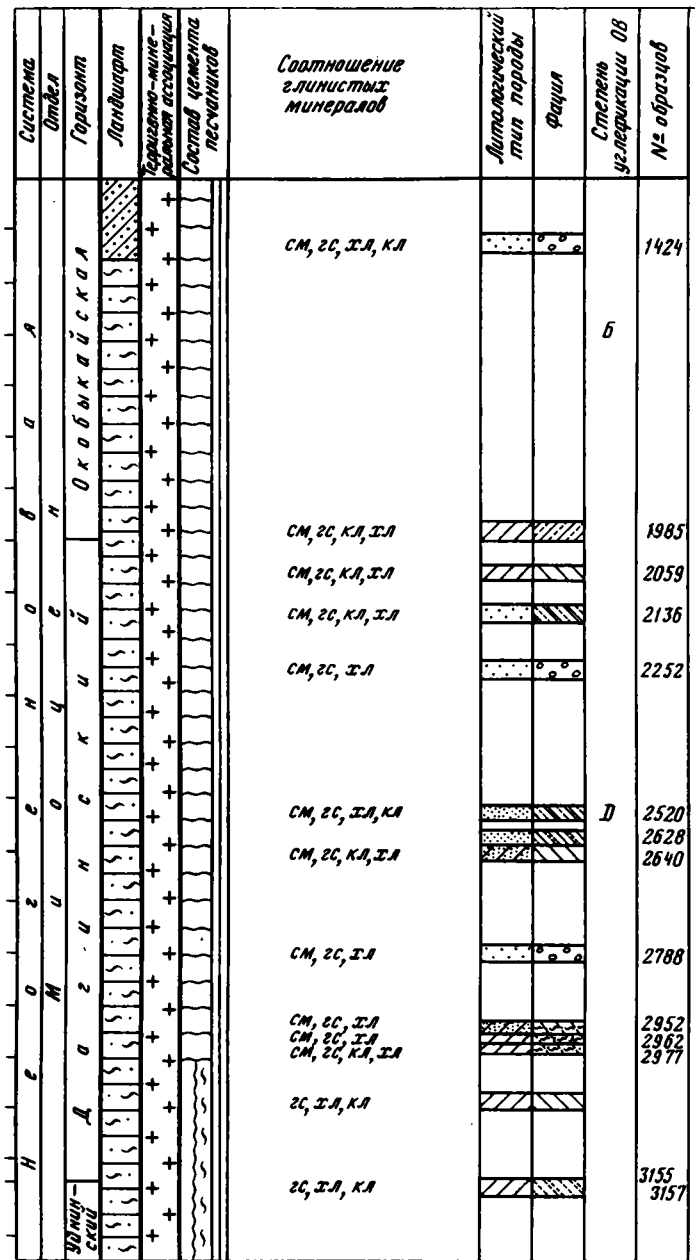
степень литогенеза по ОВ изменяется от МК<sub>1</sub> (угли стадии Д — Г) в верхнедуйской свите до МК<sub>4</sub> (угли стадии К) — в жонкьерской.

Скв. С-1 Узловая (Северный Сахалин) вскрывает неогеновые отложения общей мощностью более 3 тыс. м. Постседиментационные изменения здесь изучены в осадках окобыкайского, дагинского и уйнинского горизонтов (рис. 52).

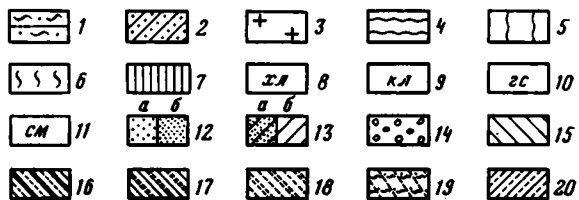
В песчано-гравийных породах основным содержанием минеральной перестройки является деградация слюдястого материала и превращение его, а также исходного смектита в каолинит. Выделения аутигенного каолинита, часто вермикулитоподобного строения, развиты по всему разрезу, в первую очередь в крупнозернистых песчаниках и мелкозернистых гравелитах. Обычно в них наряду с каолинитом фиксируется значительное количество смектита и бурой гидрослоды. Последние приурочены к мелким порам средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов, а в мелкозернистых песчаниках слагают мелкие и крупные поры. В породах уйнинского горизонта и основания дагинского часть каолинита превращается в высокодвупреломляющий серицитоподобный агрегат. Здесь же образуются тонкие каемочки крустифика-

Рис. 52. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм в неогеновых породах, скв. 1, площадь Узловая

1-3 — ландшафты: 1 — заболоченного лагунно-озерного побережья, 2 — приморской заболоченной плоской аллювиальной равнины, 3 — терригенно-минеральная ассоциация полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых граувак с высоким содержанием обломков гранитов и кислых эффузивов; 4-7 — состав цемента песчаников: 4 — смектит, преимущественно терригенный, 5, 6 — гидрослюда: 5 — преимущественно аутигенная, 6 — преимущественно терригенная; 7 — каолинит; 8 — хлорит; 9 — каолинит; 10 — гидрослюда; 11 — смектит; 12 — песчаники (а — среднезернистый, б — мелкозернистый); 13 — алевролиты (а — крупнозернистый, б — мелкозернистый); 14 — 20 — индексы фаций (см. табл. 1): 14 — МСД, 15 — ОПП, 16 — МПА, 17 — МПО, 18 — МЛА, 19 — МЛП, 20 — МПМ



0 200 400 600 м



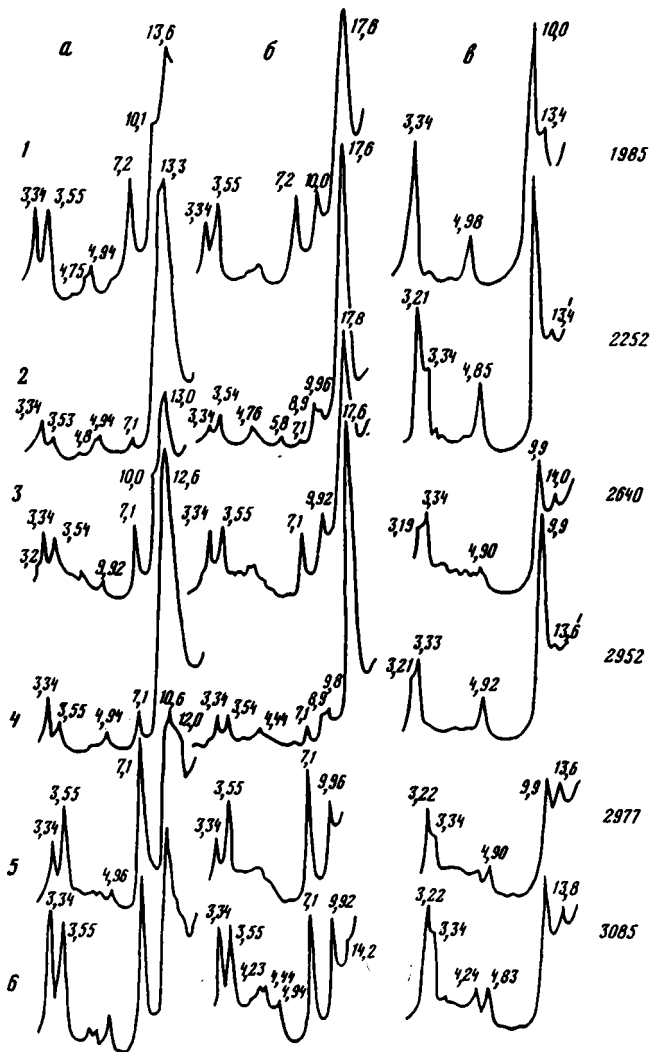


Рис. 53. Характерные дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из пород неогена, скв. 1, площадь Узловая

1 — алевролит мелкозернистый, МПГ; 2 — песчаник крупнозернистый, АРР; 3 — алевролит крупнозернистый, МПА; 4 — алевролит крупнозернистый, МПО; 5 — алевролит мелкозернистый, МЛП; 6 — алевролит крупнозернистый, МПА

ционного хлорита по периферии пор. Замещению хлоритом подверглись многие чешуйки бурого биотита.

Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород скв. С-1 Узловая иллюстрирует рис. 53, а изменение соотношения глинистых минералов по разрезу — рис. 52. Из них видно, что в окобькайском и в большей части дагинского горизонтов гидрослюда и смектит резко преобладают в глинистой фракции, каолинит и хлорит присутствуют в подчиненном количестве. Повышенное содержание смектита в дагинском горизонте определяется широким развитием здесь болотных обстановок, в том числе и торфяников, что привело к преобразованию части гидрослуды в смектит как в песчаных, так и в алевролитовых осадках.

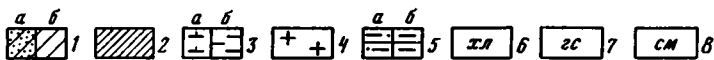
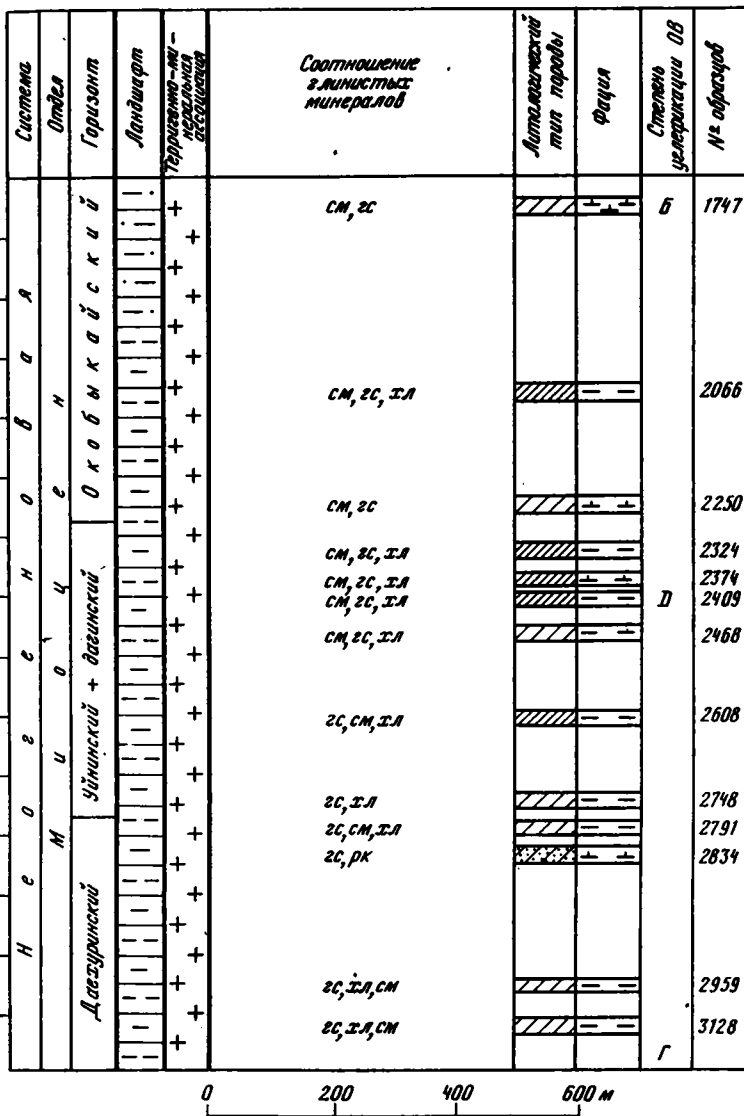


Рис. 54. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм неогеновых пород, скв. С-300, Колендо

1 – алевриты (а – мелкозернистые, б – крупнозернистые); 2 – аргиллиты; 3 – фаши осадков (а – алевритовых – относительно глубоководных участков моря, б – глинисто-алееритовых – глубоководных участков моря); 4 – терригенно-минеральная ассоциация полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатных граувакк с высоким содержанием обломков гранитов и кислых эффузивов; 5 – ландшафты (а – относительно глубоководных частей открытого моря, б – глубоководных частей открытого моря); 6 – хлорит; 7 – гидрослюда и близкие ей смешанослойные фазы слюда-сметит; 8 – сметит

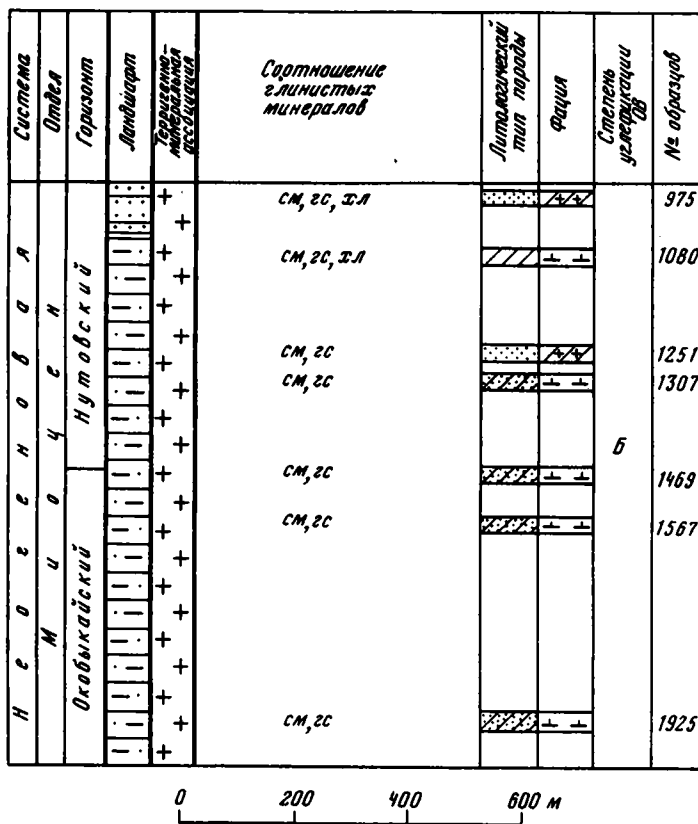


Рис. 55. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм в неогеновых отложениях скв. С-15, участок Северное Колендо. Условные обозначения см. на рис. 54

Ниже глубины 2950 м в скв. С-1 Узловая содержание смектита уменьшается, а хлорита и гидрослюды возрастает. Это определяется в первую очередь превращением смектита в хлорит и гидрослюду в ходе постседиментационных превращений. Характерно высокое содержание в глинистой фракции этой части разреза каолинита. Не исключено, что обогащение этим минералом пород связано, с одной стороны, с действием источника сноса (размыв верхних горизонтов коры выветривания), а с другой – с формированием его в диагенезе за счет изменения смектита и гидрослюды. Образцы с каолинитом в глинистой фракции относятся к фашиям заболачивающихся озер, фашиям полуизолированного мелководья и лагун с высоким содержанием органического материала.

В соответствии с данными электронографического изучения фракции мельче 0,001 мм гидрослюда относится к политипной модификации 2М<sub>1</sub>, что связано, по-видимому, с присутствием продуктов перетложения пород, богатых мусковитом. Последний, будучи более устойчивым, чем гидрослюды, возникшие за счет изменения биотита, сохранился во фракции мельче 0,001 мм.

Скв. С-15 (Северное Колендо) и С-300 (Колендо) Северного Сахалина охватывают большую часть миоцена: нутовский, окобыкайский, дагинский, уйнинский и даехуринский горизонты общей мощностью около 3 тыс. м (рис. 54, 55). Породы относятся к первой терригенно-минеральной ассоциации. Накопление осадков происходило в условиях открытого морского бассейна. Верхним частям нутовского горизонта отвечает ландшафт периодически осушавшегося открытого морского мелководья, а

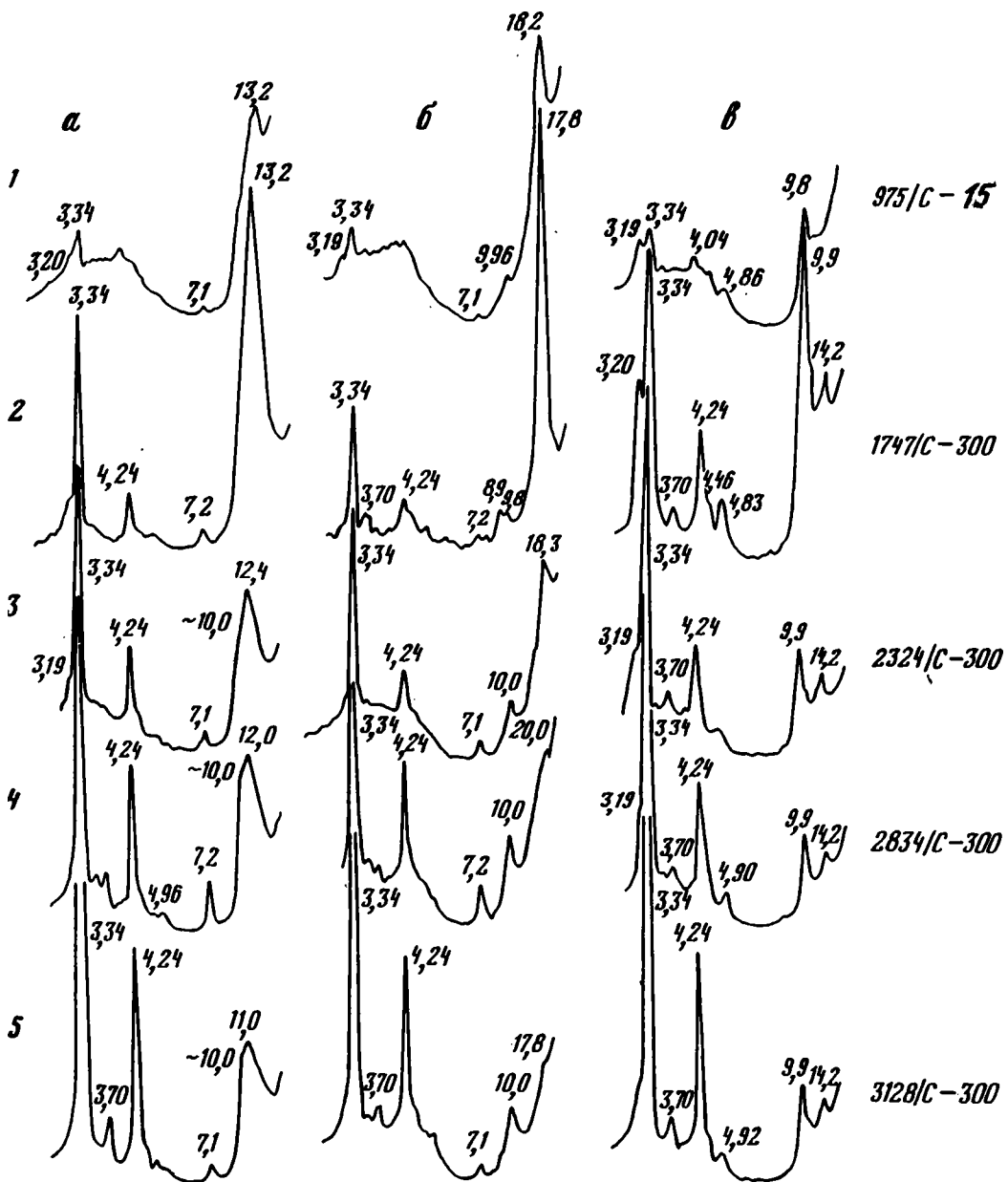


Рис. 56. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород неогена, скв. С-15, С-300, площадь Колендо

1 — песчаник мелкозернистый, ММП; 2 — алевролит мелкозернистый, МУТ; 3 — аргиллит, МУП; 4, 5 — алевролит: 4 — крупнозернистый, МУТ, 5 — мелкозернистый, МУП

остальной части разреза — ландшафты относительно глубоководных и глубоководных частей моря.

В скв. С-300 песчаники не установлены, в скв. С-15 они встречаются в виде единичных слоев в нутовском и окобыкайском горизонтах и представлены мелкозернистыми разностями. Как показывает микроскопическое изучение, цемент этих пород сложен буровато-серым высокодупреломляющим агрегатом с показателем преломле-



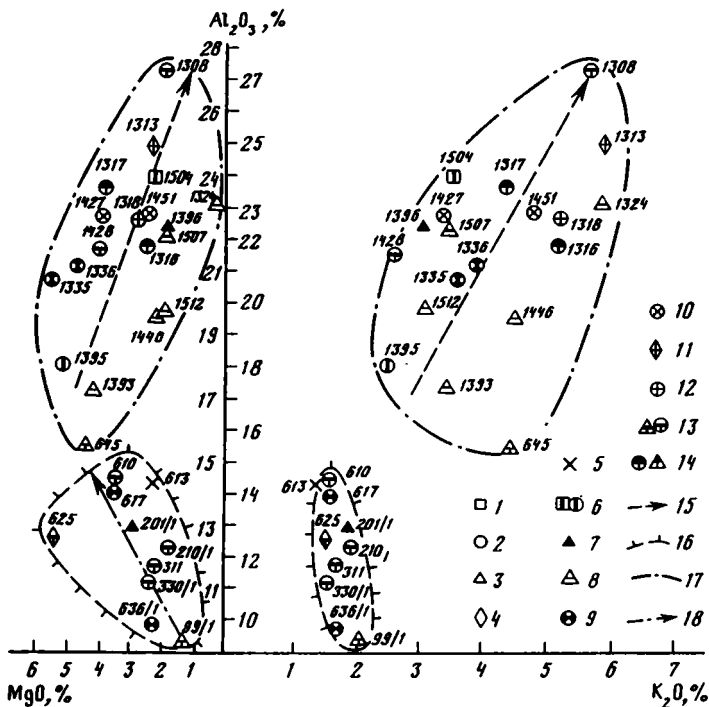


Рис. 57. Соотношение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  в глинистой фракции пород морского и континентального генезиса верхнемеловых и кайнозойских отложений о-ва Сахалин

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – чередование песчаников и алевролитов; 5 – туфоалевролиты; 6–14 – фации осадков: 6 – АРР, 7 – ОПА, ОПО, ОПП, 8 – МУТ, МУП, 9 – МСД 10 – ММП, 11 – МПА, 12 – МПО, 13 – МПА, 14 – МЛА; 15 – направление изменения соотношений при формировании преимущественно гидрослюда; 16 – поле точек с формированием преимущественно хлорита; 17 – поле точек с формированием преимущественно каолинита и гидрослюда; 18 – направление изменения соотношений при формировании преимущественно хлорита

ния, близким к показателю преломления кварца. Он отвечает или достаточно близок неизменному глинистому цементу этих пород, существенными компонентами которого являлись тонкодисперсные гидрослюда и смектит.

Типичные дифрактограммы глинистой фракции пород скв. С-300 и С-15 иллюстрирует рис. 56; данные о соотношении глинистых минералов в разрезе показаны на рис. 54, 55. В нутовском и окобыкайском горизонтах смектит и гидрослюда являются основными минералами фракции мельче 0,001 мм; хлорит присутствует в незначительном количестве. Смектит резко преобладает над гидрослюдой в нутовском горизонте и верхней части окобыкайского. В породах уйнинского и дегинского горизонтов содержание гидрослюда заметно возрастает, иногда фиксируется близкая к ректориту смешанослойная фаза слюда–смектит с упорядоченным чередованием обоих компонентов. В породах даехуринского горизонта смектит практически исчезает, а гидрослюда и хлорит остаются единственными минералами тонкодисперсной фракции.

Описанные изменения состава глинистой фракции отражают постседиментационную переработку исходного глинистого цемента, в первую очередь смектита, существовавшего в осадках в большом количестве. Продуктами такой переработки являлась в основном гидрослюда с небольшим количеством хлорита.

Минеральные преобразования, происходящие в терригенных породах неогена Се-

верного Сахалина, отвечают стадиям начального и начальных фаз позднего катагенеза. Степень преобразования ОВ изменяется от стадии ПК<sub>2</sub> (бурые матовые угли) в нуттовском и окобыкайском горизонтах до МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub> (газовые угли) в уйнинском и дагинском горизонтах.

На рис. 57 приведены данные о соотношении MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O в глинистой фракции пород по материалам полного силикатного анализа в породах различных районов о-ва Сахалин. На диаграмме намечаются два поля фигуративных точек. Нижнее (с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> менее 15%) отвечает породам, относящимся к вулканомиктовым грауваккам, богатым обломками основных и средних эффузивов и вулканическим стеклом, а в глинистой фракции – железистым смектитом. Для этих пород в целом было характерно отсутствие или слабое проявление процессов деградации в диагенезе и раннем катагенезе. В позднем катагенезе в них наблюдалось формирование аутигенного хлорита; они обнаруживают некоторое обогащение MgO при снижении содержания K<sub>2</sub>O.

Верхнее поле (содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> выше 15%) включает в себя точки, соответствующие полевошпат-кварцевым, кварц-полевошпатовым породам, иногда также вулканомиктовым грауваккам, исходная глинистая фракция которых была обогащена гидрослюдой. Среди них наибольшее развитие имеют континентальные фации и фации сильно опресненных заливов и лагун, представленные в основном песчаниками; присутствуют также алевритовые разности фаций глубоководных участков моря. Для первых характерна интенсивная деградация глинистых минералов в диагенезе и раннем катагенезе, приведшая к формированию значительного количества каолинита. В ходе позднекатагенетических процессов в этих породах формировались гидрослюда и смешанослойная фазы слюда-смектит с прогрессирующим увеличением содержания слюдистого компонента. Соответственно намечается тенденция возрастания содержания в них K<sub>2</sub>O, при снижении MgO. Этот же процесс свойствен и алевритам фаций глубоководных участков моря.

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

#### Генетические особенности литогенеза изученных терригенных отложений

Приведенные материалы характеризуют процессы литогенеза терригенных отложений в районах, относящихся к различным структурно-тектоническим зонам, с разнообразными ландшафтными условиями накопления осадков и погружением на разные глубины в стратифере. Эти отложения содержат растительное ОВ со степенью углекислотности от стадии бурых углей до антрацитов. Возраст отложений изменяется от поздней юры до миоцена или начала плиоцена. Терригенные породы изученных районов представлены в основном граувакками (кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, собственно граувакками); меньшее значение имеют граувакковые аркозы, мезомиктовые кварцевые и кремнекласит-кварцевые разности пород. Наиболее высокая степень полимиктовости с участием продуктов перетолжения основных и средних эффузивов характерна для осадочных толщ, развитых в прогибах зоны смыкания Азиатского континентального блока и северо-западной окраины Тихого океана. Общей особенностью изученных осадочных толщ был полимиктовый состав исходной глинистой фракции осадков, в которой наряду с гидрослюдами в варьирующих количествах присутствовали также хлорит, каолинит,

Таблица 6

## Преобразование глинистых минералов терригенных отложений на разных стадиях литогенеза

Стадия и этап	Литолого-фациальные типы отложений							
	континентальные		открытого моря		опресненных заливов и лагун			
	песчано-гравийные стадии	алевроито-глинистые осадки	песчано-гравийные осадки	алевроито-глинистые осадки	песчано-гравийные осадки	алевроито-глинистые осадки		
Диagenез	Изменения отсутствуют или очень слабая деградация 2:1 глинистых минералов		Деградация 2:1 глинистых минералов в осадках фаций застойных и заболочивающихся озер и поймы, отсутствие изменений в осадках других фаций		Изменения глинистых минералов отсутствуют, в некоторых случаях формируется глауконит		При высоком опреснении — слабая деградация 2:1 глинистых материалов; при низкой степени опреснения — изменения глинистых минералов отсутствуют	
Катagenез	ранний	Интенсивная деградация 2:1 глинистых минералов и переход их в каолинит, замещение каолинитом полевых шпатов, биотита, обломков пород. Регенерация кварца	Изменения глинистых минералов отсутствуют или слабая деградация 2:1 глинистых минералов	Преобразование глинистых минералов в хлорит, гидрослюда, цеолит, образование упорядоченной смешанослойной фазы смектит-хлорит (корренсита)	Изменения глинистых минералов и кластогенных компонентов отсутствуют	Деградация 2:1 глинистых минералов и переход их в каолинит при высоком содержании аутигенного хлорита в полимиктовых рзностях и осадках слабо опресненных водоемов	Изменения глинистых минералов отсутствуют или слабая деградация 2:1	
	поздний	Последовательная аградация и формирование смешанослойных фаз слюда-смектит с постепенным переходом их в гидрослюда, иногда через упорядоченные фазы (типа ректорита)	Последовательная аградация 2:1 глинистых минералов, уменьшение содержания разбухающих пакетов в "подвижном" хлорите и смешанослойных фаз слюда-смектит	Последовательная аградация 2:1 глинистых минералов, уменьшение содержания разбухающих пакетов в "подвижном" хлорите и смешанослойной фазе слюда-смектит, образование фаз с упорядоченным чередованием слюдистого и смектитового компонента (ректорита) и его переход в гидрослюда				
Метagenез	ранний	Переход каолинита в дикцит, завершение аградации 2:1 глинистых минералов, образование удлиненно-пластинчатой гидрослюды	Завершение аградации 2:1 глинистых минералов, образование удлиненно-пластинчатой гидрослюды	Завершение аградации 2:1 глинистых минералов; образование удлиненно-пластинчатой гидрослюды				

смешанослойные фазы, смектит. Последний в граувакках, обогащенных пирокластическим материалом, является часто преобладающим минералом глинистой фракции.

Полимиктовый характер обломочной и глинистой составляющих осадков определялся не только особенностями состава пород питающих провинций. Важное значение имели физико-географические и тектонические условия областей седиментации и размыва: активность тектонической жизни, расчлененность рельефа, умеренность гумидного климата приводили к преобладанию физического выветривания над химическим и к относительной свежести терригенного материала, поступавшего в бассейны седиментации.

Приведенные данные показывают определенные различия минеральных превращений в литогенезе отложений трех групп осадков: континентальных, открытого моря и опресненных заливов и лагун. Несомненное влияние на постседиментационные изменения оказывал исходный вещественный состав осадков.

Достоверность реконструкций постседиментационных изменений неодинакова для различных стадий литогенеза. Наиболее четко выражены самые поздние по времени проявления, тогда как характер более ранних остается достаточно проблематичным. Наименее достоверны обычно диагенетические преобразования пород, а в осадочных толщах, испытавших погружение на значительную глубину в стратиффере, неясны также и некоторые детали раннекатагенетических изменений. Однако значительные вариации возраста осадков, их мощности и глубины погружения позволяют воссоздать историю процессов литогенеза отложений. Характер минеральных преобразований терригенных пород изученных районов показан в табл. 6.

#### *Континентальные отложения*

**Литогенез.** Процессы минеральной перестройки осадков континентальных фаций реконструированы на примере верхнемеловых отложений Аркагалинской угленосной площади, верхних горизонтов палеогена Авековской площади и верхних горизонтов нижнемеловых отложений Зырянского бассейна, не испытавших погружения на значительную глубину и содержащих бурые и длиннопламенные угли (стадии ПК-МК<sub>1</sub>). Минеральный состав глинистой фракции пород различных фаций в этих отложениях показывает, что изменения стадии диагенеза, происходившие еще в рыхлых осадках, заключавших горизонты торфа, сходны с процессами в четвертичных отложениях Рионского межгорного прогиба [91].

В алеврито-глинистых осадках фаций застойных и заболачивающихся озер и водоемов поймы, богатых растительным ОВ, происходила деградация 2:1 глинистых минералов. В результате содержание хлорита в глинистой фракции сокращалось (вплоть до полного исчезновения); за счет гидрослюд формировались значительные количества смектита; конечным продуктом деградации многих минералов оказывался каолинит. В алеврито-глинистых и песчано-гравийных осадках других фаций, бедных ОВ, изменения глинистой фракции не происходили или ограничивались слабой деградацией гидрослюд.

Наиболее вероятно, что различия в интенсивности перестройки глинистой фракции осадков различных фаций в диагенезе обусловили значительную пестроту ее состава в породах, неодинаковых по литологии и фациальной природе. Повышенное содержание смектита и (или) каолинита было свойственно осадкам застойных и заболачивающихся водоемов, а преобладание гидрослюдистых минералов, хлорита и смешанослойных фаз – алеврито-глинистым осадкам других фаций. Именно эти особенности характерны для континентальных толщ Аркагалинской и Авековской площадей, верхней части разреза Зырянской впадины, не испытавших значительного погружения.

**Катагенез.** Катагенетические изменения континентальных осадков подразделяются на стадии раннего–позднего катагенеза, последовательно сменяющие одна другую

с возрастанием глубины погружения осадков. Характер раннекатагенетических преобразований пород иллюстрируют осадочные толщи Аркагалинской и Авековской угленосных площадей, верхних горизонтов разреза нижнего мела Зырянской впадины, поздне меловые отложения западного побережья Пенжинской губы и кайнозойские отложения о-ва Сахалин. В них глубина погружения осадков под покровом более молодых осадочных образований не превышала 1–1,5 тыс. м., а степень углефикации ОВ отвечает бурым – длиннопламенным углям (стадии ПК–МК<sub>1</sub>). Процессы минеральной перестройки, характеризовавшие ранний катагенез в песчано-гравийных и алевроито-глинистых породах, существенно различны.

В алевроито-глинистых породах различных фаций на этой стадии не происходило радикальной перестройки их минерального состава, хотя не следует исключать продолжение слабой деградации 2:1 глинистых минералов в осадках фаций застойных и заболачивающихся озер и поймы рек. Вариации минерального состава глинистой фракции этих пород связаны в основном с процессами седименто- и диагенеза.

В песчано-гравийных породах обычно развивалась деградация 2:1 глинистых минералов; завершением этого процесса явилось образование каолинита. Наиболее широкий спектр новообразованных глинистых минералов возникал при деградации биотита и богатых Fe алюминиевых гидрослюдов, образовавшихся при его изменении в корях выветривания, путях переноса и диагенеза. При этом формировались смешанослойные фазы слюда–сметит с варьирующим соотношением этих двух компонентов и смектит. Новообразованный смектит иногда, как в породах верхнего мела Аркагалийской площади и некоторых горизонтах зырянской серии, представлял собой длительно существовавшую минеральную фазу. В других случаях этот минерал являлся эфемерным образованием в ходе интенсивного превращения биотита и гидрослюды в каолинит.

Образование каолинита в цементе песчаников часто сопровождается формированием небольших количеств аутигенного хлорита по периферии пор в виде разобщенных иголочек, ориентированных к их центру, или крустификационных каемок шириной от 5–7 до 20–25 мкм. Наибольшая ширина последних характерна для вулканомиктовых граувакк, богатых обломками основных и средних эффузивов среди обломочных компонентов и хлорита в исходной глинистой фракции. В таких породах хлорит сохранялся вплоть до позднего катагенеза, а в более олигомиктовых разностях он замещался каолинитом еще в раннем катагенезе. Преобразование в каолинит исходного глинистого цемента песчано-гравийных пород происходило параллельно с замещением этим минералом многих обломочных компонентов: чешуек мусковита и биотита, плагноклазов (в первую очередь более основных их разностей), иногда также калиевых полевых шпатов.

Интенсивность описанных преобразований неравномерна. Она всегда более высокая в песчаниках и гравелитах русловых фаций, образующих мощные выдержанные на площади пачки. В них каолинит, имеющий крупночешуйчатое или вермикулитоподобное строение, слагает практически все поры. Слабее протекали эти процессы в песчаниках и гравелитах фаций малых рек и протоков, а также пресноводных озер, имевших небольшую мощность и запечатанных среди пачек алевроито-глинистых пород. В таких породах, особенно в средне- и мелкозернистых песчаниках, новообразованный каолинит выполняет лишь центральные участки крупных пор, в то время как все мелкие поры сложены малоизмененным исходным глинистым цементом.

Деградация глинистого материала песчано-гравийных пород и разрушение кластогенных компонентов сопровождалась выносом из них K, Mg, Fe. Именно в результате этих процессов глинистая фракция, а нередко и все породы в целом обеднены названными элементами по сравнению с алевроито-глинистыми разностями континентальных фаций и песчано-гравийными породами морских фаций, если последние присутствуют в том же разрезе.

Ряд особенностей обнаруживают раннекатагенетические изменения песчано-гравийных пород осадочной толщи палеогена Авековской угленосной площади и верхнемеловых отложений западного побережья Пенжинской губы. В этих районах при отчетливой деградации минералов исходного глинистого цемента, характерной для большинства песчаников и гравелитов, встречаются горизонты этих пород, относящиеся обычно к фациям руслового аллювия, где за счет смектита исходного цемента, обломков полевых шпатов, роговой обманки, эпидота и чешуек биотита формировались аутигенные цеолиты (клиноптилолит, гейландит, анальцим).

**Поздний катагенез.** Минеральную перестройку пород в осадочных толщах континентального генезиса на этих стадиях обнаруживают разрезы средней и нижней частей зырянской серии Зырянского бассейна, нижние горизонты верхнемеловых отложений Пенжинской губы, палеогеновые и верхнемеловые осадки о-ва Сахалин. Глубина их погружения достигала не менее 3 тыс. м, а степень углефикации органического растительного материала изменялась в интервале от газовых углей до антрацитов (стадии МК<sub>2</sub> – АК<sub>3</sub>).

В континентальных терригенных осадках на этой стадии происходила аградация глинистых минералов, интенсивность которой возрастала с глубиной погружения. Процесс развивался как в песчано-гравийных, так и в алеврито-глинистых породах различных фаций, в результате этого различия их минерального состава, возникшие ранее в диагенезе и начальном катагенезе, постепенно выравнивались. В ходе изменений смектит превращался в смешанослойные минералы слюда–смектит, в которых с глубиной последовательно возрастало содержание слюдистых пакетов. Нередко образовывались фазы с тенденцией к упорядоченному чередованию смектитового и слюдистого компонентов и примерно с равным их содержанием (ректорит). Конечным продуктом этих превращений была гидрослюда с рефлексом  $d_{001}$ , близким к 10 Å, относящаяся к политипам IM или IMd.

Последовательную аградацию испытали другие смешанослойные минералы, в результате чего в них уменьшалось содержание разбухающих и возрастало содержание неразбухающих пакетов. Последнее было характерно для смешанослойных фаз ряда смектит–слюда и смектит–хлорит. Аллотигенный и аутигенный каолинит, присутствовавший в породах (в первую очередь в песчано-гравийных), также преобразовывался в гидрослюду. На начальных этапах формировались смешанослойные фазы слюда–смектит с низким содержанием слюдистых пакетов (иногда также собственно смектит). В дальнейшем содержание слюдистого компонента возрастало. В редких случаях, как, например, в нижней части зырянской серии, каолинит, по-видимому, превращался в дикиит.

Наряду со смешанослойными фазами и гидрослюдой, в цементе песчаников формировались небольшие количества хлорита в виде тонких (до 5–10 мк) крутификационных каемочек по периферии пор. Их присутствие особенно характерно для вулканомиктовых граувакк с повышенным содержанием основных и средних эффузивов и для более олигомиктовых пород континентальных толщ, перемежающихся с морскими. Аградация глинистых минералов цемента на стадии позднего катагенеза сопровождалась замещением смешанослойной фазой слюда–смектит, а затем и гидрослюдой полевых шпатов, кислых эффузивов, биотита. Зерна кварца здесь испытывали отчетливую регенерацию.

Минеральная перестройка глинистой фракции терригенных пород в позднем катагенезе сопровождалась увеличением содержания в ней К. Как видно из разрезов Зырянского бассейна (см. рис. 26, 30), на стадии начального катагенеза глинистая фракция песчаников и гравелитов благодаря интенсивному проявлению в них процессов деградации содержит К в меньшем количестве, чем в алеврито-глинистых породах; в породах, испытавших позднекатагенетические преобразования, глинистая фракция обоих типов пород содержит этот элемент примерно в равном количестве.

В верхнемеловых отложениях района Пенжинской губы в песчаниках и гравелитах континентальных фаций на стадии позднего катагенеза нередко формировался аутигенный ломонтит в ассоциации с хлоритом. Здесь оба минерала образовывались за счет как глинистого материала цемента, так и некоторых обломочных компонентов (в первую очередь плагноклазов). Процессы локализовались в участках разреза, примыкавших к морским отложениям.

#### *Отложения открытого моря*

**Диagenез.** Достоверные данные, позволяющие реконструировать минеральные превращения на стадии диагенеза, в отложениях открытого моря в нашем распоряжении отсутствуют. Среди изученных осадочных толщ наименьшее погружение в стратиффере испытали морские осадки неогена на о-ве Сахалин и верхнего мела на западном побережье Пенжинской губы; именно здесь следует искать следы диагенетической перестройки. Однако в каждом из этих районов песчано-гравийные и алеврито-глинистые породы морских фаций близки по набору минералов глинистой фракции и содержат смектит, смешанослойные фазы, хлорит, гидрослюда, небольшие количества каолинита, что отвечает полимиктовому составу исходной глинистой фракции осадков. Под микроскопом нередко формируется глауконит. Именно он формировался в диагенезе, что доказано рядом исследователей [65]. В породах с высоким содержанием вулканического стекла на этой стадии происходило замещение его смектитом.

Вывод об отсутствии значительной минеральной перестройки обломочных и глинистых компонентов морских терригенных осадков на стадии диагенеза хорошо согласуется с данными изучения современных и четвертичных осадков океанов и морей, а также отложений мезозоя и кайнозоя, вскрытых скважинами глубоководного бурения.

**Катагенез.** Катагенетические преобразования терригенных отложений открытого моря иллюстрируют материалы о минеральной перестройке осадочных толщ верхнего мела восточного и западного побережий Пенжинской губы, кайнозойских отложений о-ва Сахалин.

В алеврито-глинистых породах на стадии раннего катагенеза, по-видимому, происходило лишь уплотнение и обезвоживание, существенные изменения минерального состава отсутствовали. Как показывают данные изучения глинистой фракции в породах верхнего мела западного побережья Пенжинской губы и неогена о-ва Сахалин, в ней широко представлены смектит, содержащий Na в поглощенном комплексе ( $d_{001}$  природного образца  $\approx 12 \text{ \AA}$ ), смешанослойные фазы слюда-смектит, "подвижный" хлорит, обнаруживающий способность к набуханию при сольватации органическими наполнителями. Эти породы были погружены на глубину не более 2,5–3 тыс. м под покровом более молодых осадков (стадии ПК–МК<sub>1</sub>). Среди терригенных пород присутствуют бурые или длиннопламенные каменные угли.

На стадии позднего катагенеза в алеврито-глинистых породах происходила последовательная аградация глинистых минералов. Осадочные толщи, где проявились эти процессы, испытали погружение в стратиффере на глубину до 5–6 тыс. м. Присутствующее в них растительное вещество по степени углефикации отвечает газовым и тощим углям (стадии МК<sub>2</sub>–АК<sub>1</sub>). В ходе аградации смектит превращался в смешанослойные фазы слюда-смектит, в которых с глубиной погружения увеличивалось содержание слюдистых пакетов. Этот процесс был характерен и для смешанослойных фаз слюда-смектит, присутствовавших в исходном осадке; в "подвижном" хлорите содержание разбухающих пакетов снижалось в результате их превращения в хлорит. По мере развития процесса в породах возрастало содержание гидрослюда ( $d = 9,8–9,9 \text{ \AA}$  в насыщенных глицерином образцах) и хлорита, иногда возникали смешанослойные фазы типа ректорита. Наиболее вероятно, что в алеврито-глинистых породах

морского генезиса гидрослюда являлась преобладающим аутигенным минералом стадии позднего катагенеза. Именно этот минерал заметно преобладает в составе глинистой фракции этих пород во всех районах, где морские отложения испытали погружение на большую глубину.

Песчано-гравийные породы фаций открытого моря обнаруживают интенсивную перестройку исходного глинистого цемента с формированием значительного количества аутигенного хлорита при подчиненном – бесцветной гидрослуды. В центре пор иногда формировались выделения ломонтита. Вместе с хлоритом нередко формировалась корренситоподобная смешанослойная фаза с упорядоченным чередованием обоих компонентов. В этих породах значительные количества аутигенного хлорита формировались по полевым шпатам, биотиту, основным и средним эффузивам, роговой обманке, эпидоту. Выделения ломонтита часто развивались по плагиоклазам, особенно средним и основным, эпидоту и роговой обманке, иногда по чешуйкам биотита.

Во всех районах интенсивность минеральных превращений зависела от фациальной природы осадков и размерности слагающего их материала. Она максимальна в гравелитах и крупнозернистых песчаниках фаций прибрежного, открытого (МСВ) и особенно дельтового (МСД) мелководья; более слабая – в среднезернистых песчаниках этих фаций и еще более низкая – в средне- и мелкозернистых песчаниках фации малоподвижного морского мелководья (ММП). Многие разности последних, близкие по своему гранулометрическому составу к алевролитам, сохранили в малоизмененном виде исходный глинистый цемент, а в дальнейшем по мере возрастания глубины погружения, испытывали сходные с алевролитами катагенетические изменения.

Как показывают результаты химического изучения, песчаники и гравелиты морских фаций с новообразованным хлоритом в цементе отличаются от аналогичных пород континентальных фаций повышенным содержанием Fe и Mg. Эти особенности очень четко выявляются в разрезе верхнемеловой толщи восточного побережья Пенжинской губы и в палеогеновых отложениях о-ва Сахалин. Не исключено, что они связаны, с одной стороны, с обогащением пород морского генезиса этими элементами, а с другой – с обеднением ими осадков континентальных фаций при развитии в них процессов каолинизации еще на стадии раннего катагенеза.

**Метагенез.** В изученных разрезах удастся фиксировать лишь начальные фазы раннего метагенеза. Происходившие в породах минеральные преобразования глинистых минералов были во многом сходны с преобразованиями позднего катагенеза: продолжались аградация глинистых минералов, обеднение их разбухающими смектиновыми пакетами и обогащение неразбухающими слюдистым или хлоритовым. Фракция мельче 0,001 мм как в песчано-гравийных, так и в алеврито-глинистых породах становится, по существу, двухкомпонентной, она слагается гидрослудой ( $d = 9,92-9,98 \text{ \AA}$  в насыщенных глицерином образцах) и хлоритом ( $d = 14,0-14,2 \text{ \AA}$  в природных, насыщенных глицерином и прокаленных при  $550^\circ\text{C}$  образцах). Гидрослюда часто представлена удлиненно-пластинчатой разновидностью.

#### *Отложения опресненных заливов и лагун*

Отложения группы фаций опресненных заливов и лагун по характеру происходивших в них процессов занимают промежуточное положение между континентальными фациями и фациями открытого моря и содержат аутигенные минералы, присущие этим двум группам фаций. Основные особенности их преобразований иллюстрируют отложения палеогена и неогена о-ва Сахалин, верхнего мела восточного побережья Пенжинской губы.

**Диагенез.** Данные о содержании минеральных преобразований осадков фаций опресненных заливов и лагун на этой стадии очень ограничены. В отложениях неоген-



на о-ва Сахалин, испытавших погружение на глубинах до 2–2,5 тыс. м, глинистая фракция пород различных литологических и фациальных типов не обнаруживает каких-либо различий. Она представлена смектитом, смешанослойными фазами слюда–смектит ( $d = 9,9–9,82 \text{ \AA}$  в насыщенных глицерином образцах), разбухающим хлоритом. Практически она тождественна составу глинистой фракции пород открытого моря, горизонты которых перемежаются с фациями опресненных заливов и лагун. Эти данные дают основание предполагать, что в диагенезе минеральный состав фракции мельче 0,001 мм осадков опресненных заливов и лагун не испытывал каких-либо специфических изменений и отвечает тому материалу, который поступал в область седиментации.

**Катагенез.** В раннем катагенезе преобразования терригенных пород фаций опресненных заливов и лагун имеют различный характер для алевроито-глинистых и песчано-гравийных разностей. Алевроито-глинистые породы испытывали лишь уплотнение и обезвоживание без видимых изменений их минерального состава. В частности, глинистая фракция сохранила в своем составе большое количество разбухающих фаз в виде смектита или в виде компонента смешанослойных фаз. Не исключено, однако, что конечные фазы этого типа характеризовались началом аградации глинистых минералов.

Песчано-гравийные породы испытали в раннем катагенезе энергичные превращения, при этом имели три различных варианта.

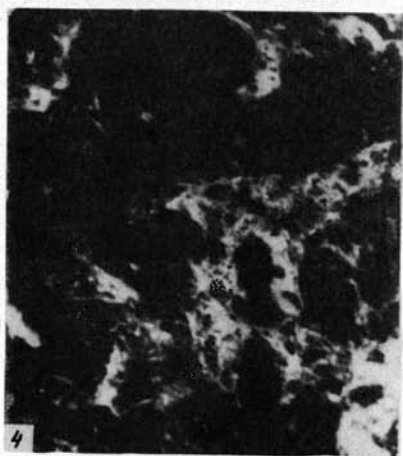
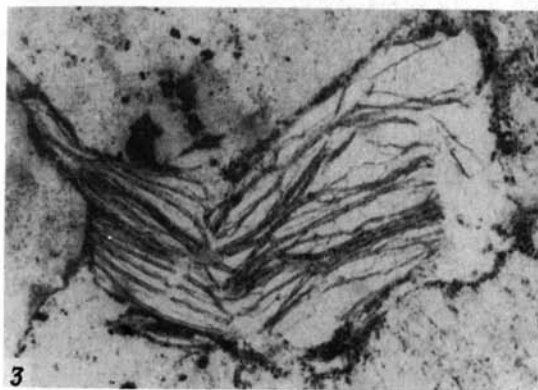
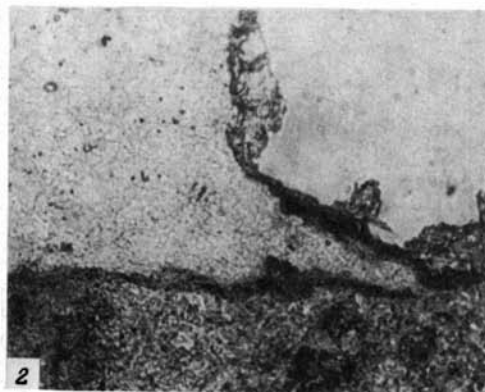
1. В ходе минеральной перестройки их исходного глинистого цемента формировались как каолинит, так и хлорит примерно в равных количествах: первый – в центральных участках крупных пор, а второй – в мелких порах и по периферии крупных пор в виде крустификационных каевок шириной до 20–25 мк. Формирование обоих глинистых минералов в этих породах связано также с замещением полевых шпатов, обломков эффузивов, чешуек биотита, эпидота, роговой обманки. Была широко развита регенерация зерен кварца и формирование выделений этого минерала в порах.

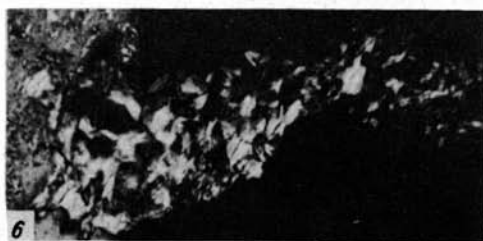
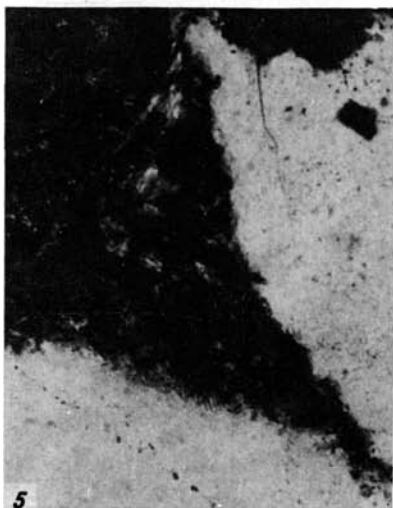
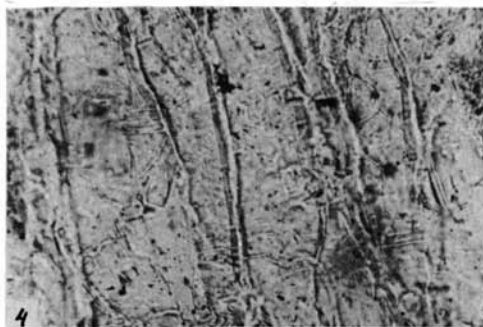
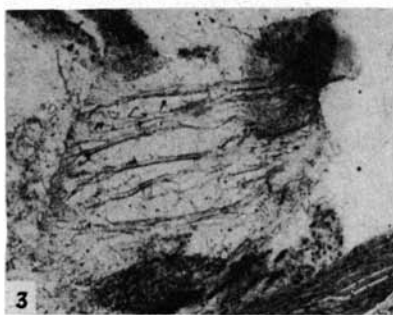
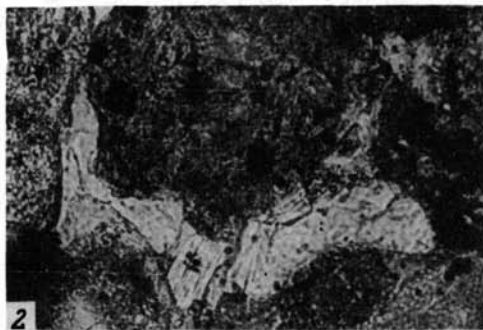
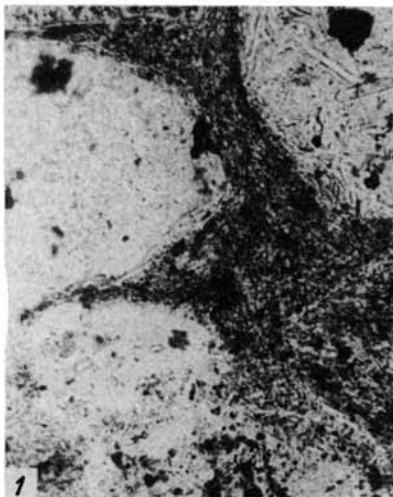
2. Новообразованные каолинит и хлорит формировались одновременно, но каолинит резко преобладал. Он выполняет как мелкие, так и крупные поры, а хлорит образует тонкие (до 7–10 мкм) крустификационные каемочки по периферии пор. Интенсивному замещению каолинитом подверглись полевые шпаты, чешуйки биотита; выделения хлорита формировались по амфиболам, для зерен кварца характерна интенсивная регенерация.

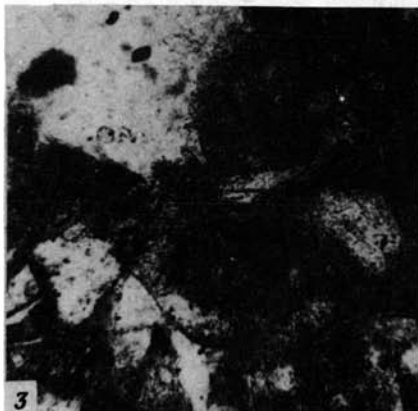
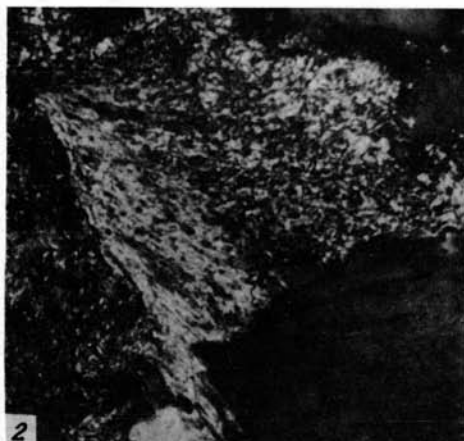
3. Каолинит был единственным новообразованным глинистым минералом. Он формировался в результате интенсивной деградации исходного глинистого цемента пород, а также при замещении полевых шпатов, чешуек биотита; обломкам кварца свойственна слабая регенерация.

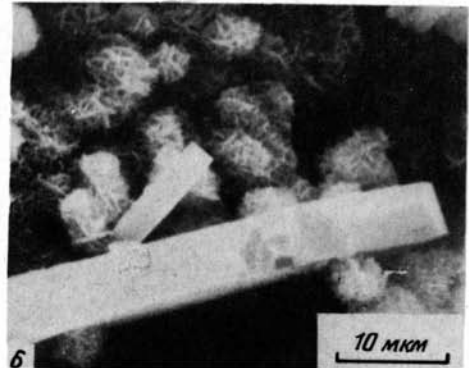
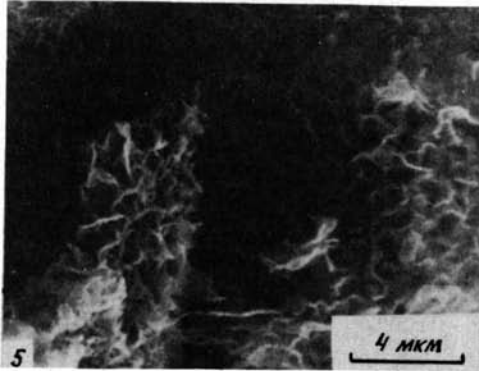
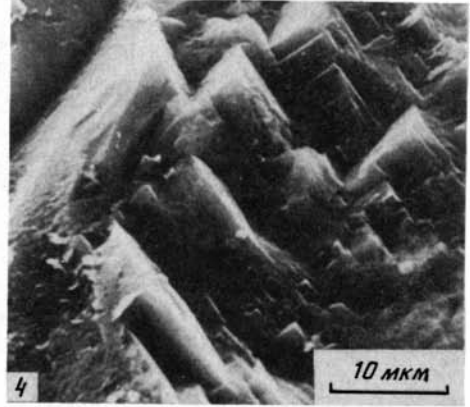
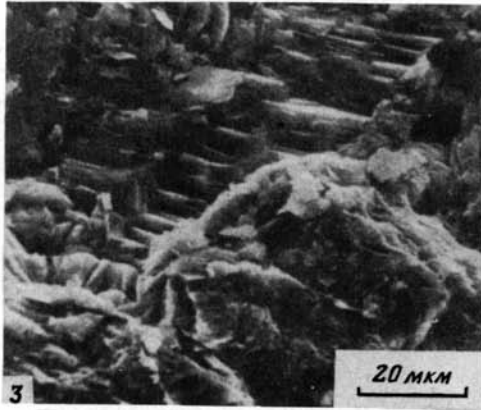
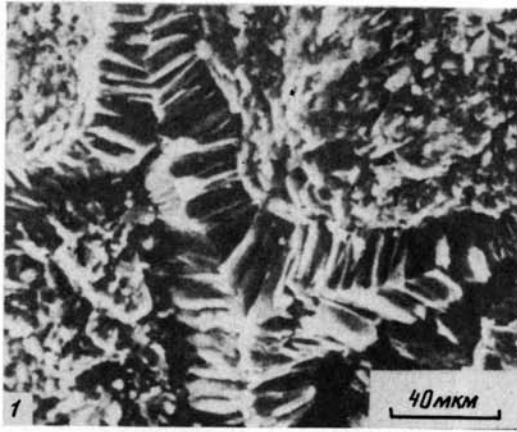
Возникновение преобразований каждого типа контролировалось отчасти веществом составом пород. Так, возникновение лишь каолинита особенно характерно для полевошпат-кварцевых и кварцевых граувакк и близких к ним разностей граувакк, богатых кварцем, кислыми плагиоклазами, фрагментами кремня и кислых эффузивов. Каолинит с подчиненными количествами хлорита образуется в цементе кварц-полевошпатовых и полевошпат-кварцевых граувакк, содержащих, помимо кварца и полевых шпатов, небольшие количества кислых, средних и основных эффузивов. Формирование равных количеств каолинита и хлорита присуще собственно грауваккам, полевошпатовым и некоторым кварц-полевошпатовым грауваккам, в которых присутствуют значительные количества основных и средних эффузивов.

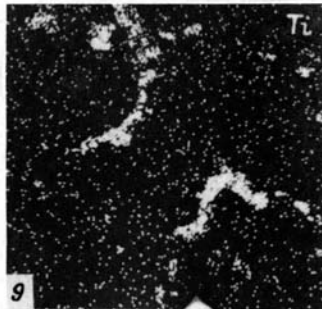
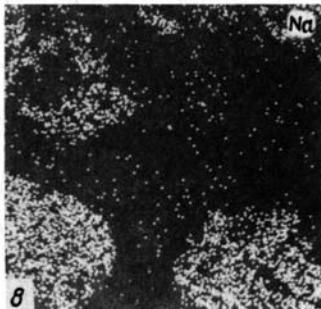
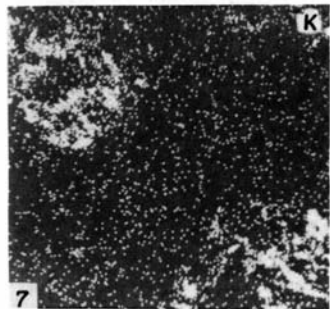
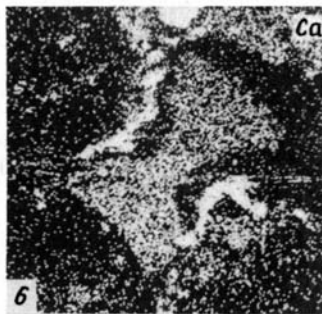
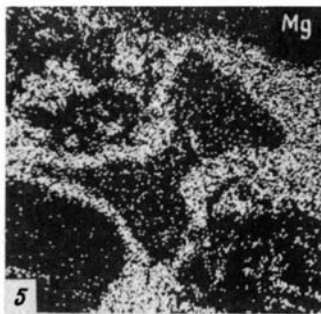
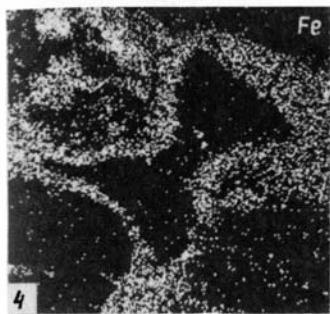
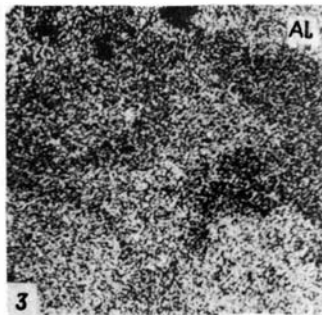
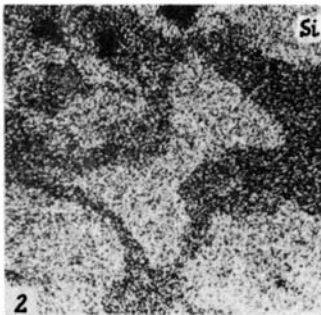
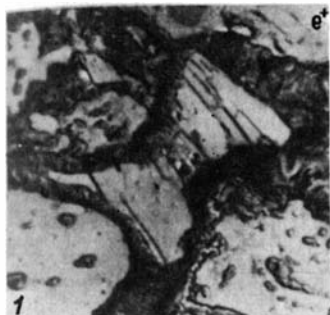
В позднем катагенезе-раннем метагенезе породы описываемой группы фаций испытывали возрастающую аградацию глинистых минералов с формированием за счет смектита и смешанослойных фаз гидрослюды и, возможно, хлорита. Хлорит, содержащий разбухающие межслоевые пакеты, переходил в хлорит с рефlekсами

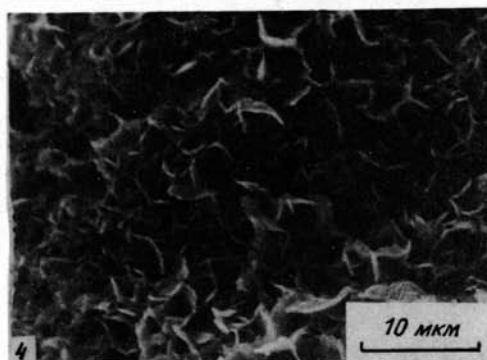
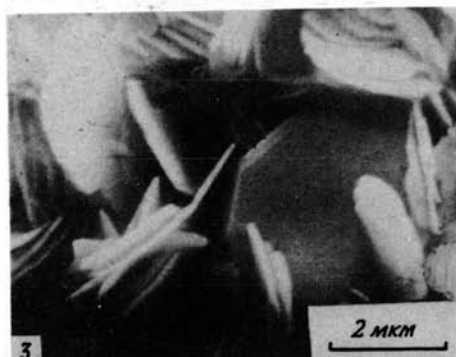


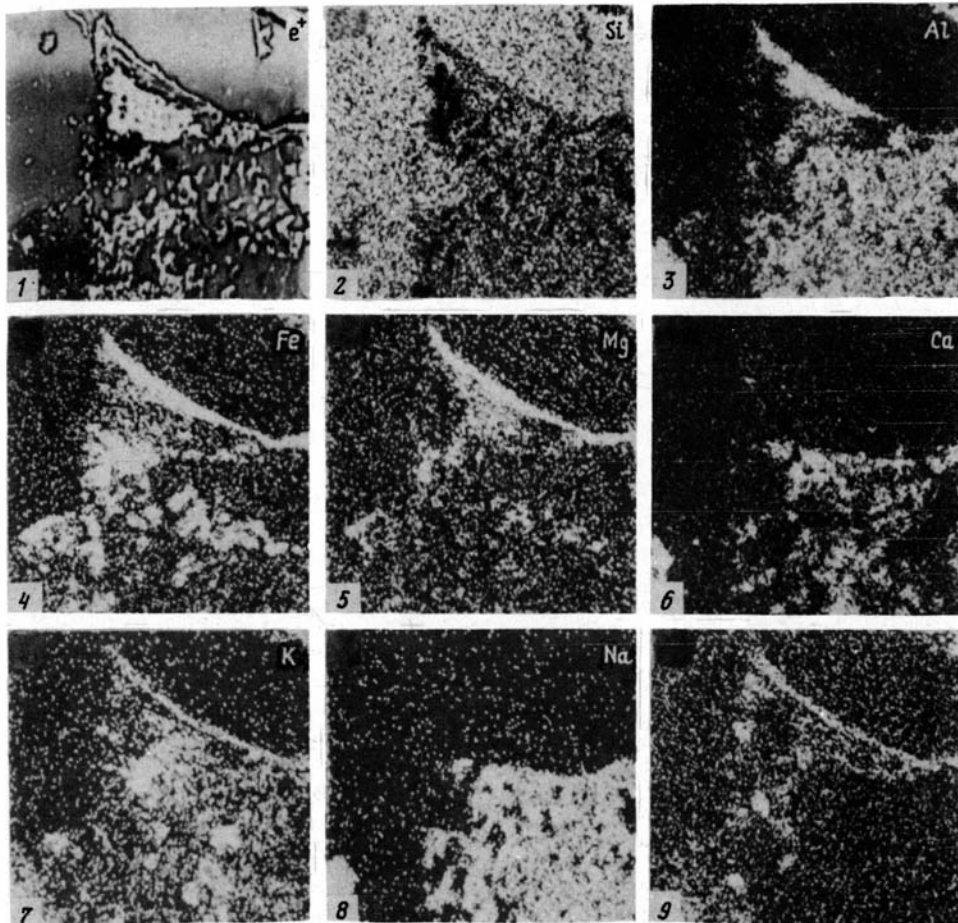




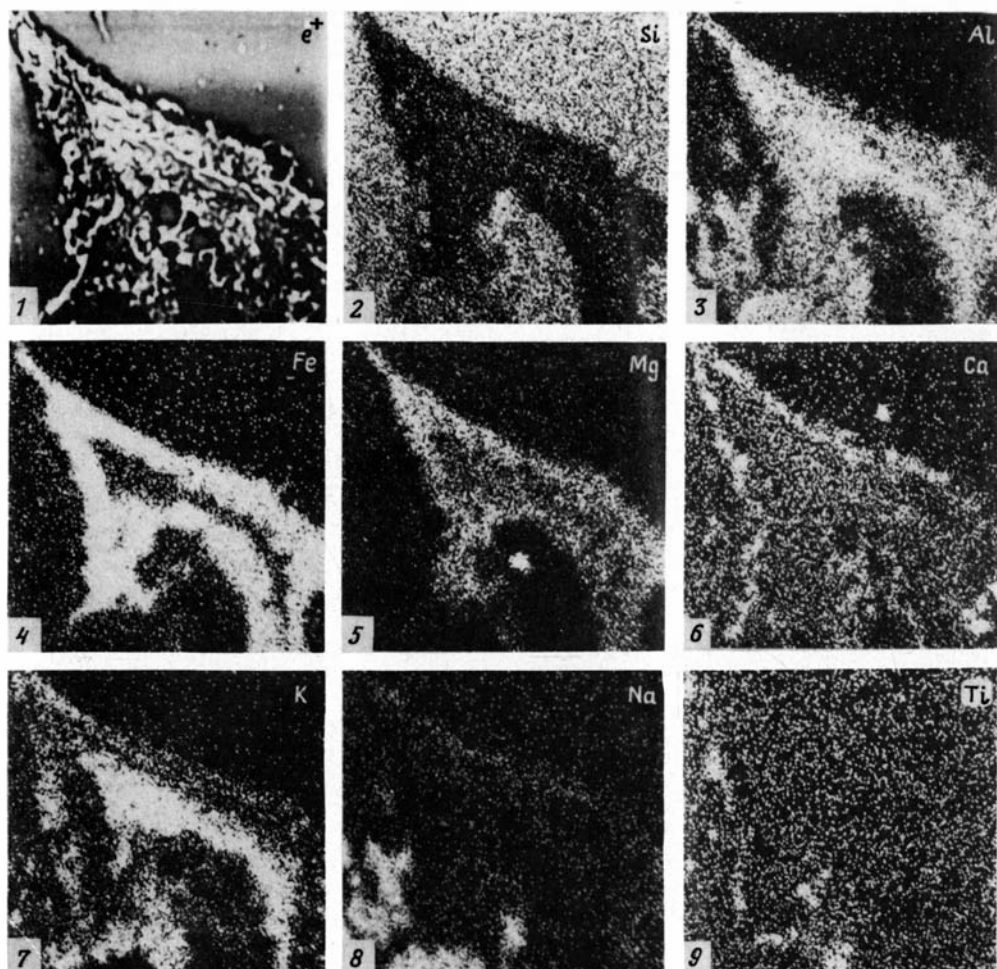












$d = 14,0-14,2 \text{ \AA}$ , фиксируемыми как в природных, так и в насыщенных или прокаленных при  $550^\circ\text{C}$  образцах. Процессы протекали в алеврито-глинистых и в песчано-гравийных породах. В последних каолинит превращался сначала в смешанослойные фазы слюда-сметит, а затем в гидрослюда.

Отмеченные особенности процессов литогенеза пород различного генезиса проявляются особенно полно в мощных толщах, однородных по условиям накопления. Так, преобразование исходного глинистого цемента в хлорит при небольшом содержании бесцветной гидрослюда и цеолита характерно для мощных пачек песчаников и гравелитов подводных дельт, заключенных среди пачек алеврито-глинистых пород фаций открытого моря. Присущая континентальным фациям деградация глинистых минералов с формированием аутигенного каолинита, а также интенсивное замещение каолинитом кластогенных компонентов реализуются полно в мощных толщах континентального генезиса.

При чередовании пачек разного генезиса картина постседиментационных преобразований более сложная: изменение осадков континентального генезиса обнаруживает черты, типичные для осадков фаций открытого моря, и наоборот. В частности, отмечено формирование повышенных количеств аутигенного хлорита вместе с каолинитом или цеолитами в песчаниках и гравелитах континентальных фаций в разрезах пенжинского горизонта восточного и западного побережий, где эти породы граничат с морскими осадками маметчинской свиты.

Анализ литературных данных показывает, что во многих районах земного шара особенности постседиментационных преобразований в полимиктовых терригенных отложениях во многом сходны с описанными в настоящей работе. Так, многие исследователи признают, что главным содержанием минеральной перестройки алеврито-глинистых осадков при их прогрессирующем погружении в стратисферу является формирование гидрослюда при подчиненных количествах хлорита [38, 110, 116, 129]. Исходными компонентами являются сметит и смешанослойные фазы с высоким содержанием разбухающего сметита. Процессы имеют стадийный характер, в результате их с глубиной снижается содержание сметита и возрастает содержание слюды. Подобные процессы установлены в морских и континентальных осадках.

Для песчано-гравийных пород описан более широкий спектр минеральных превращений в литогенезе. Установлено образование аутигенных каолинита, хлорита, гидрослюд, смешанослойных фаз, цеолитов. При этом как общая тенденция проявляется закономерность (не все исследователи относятся к этому вполне осознанно) в формировании высоких концентраций хлорита часто вместе с цеолитом в толщах морского генезиса [25, 61, 104], каолинита, а затем и гидрослюда в толщах континентального генезиса [12, 38, 40, 47, 49, 60, 103].

Структура новообразованного цемента в песчаниках и гравелитах, по данным названных исследователей, во многом сходна со структурой цемента в породах мезозоя и кайнозоя Северо-Востока и Дальнего Востока России. Аутигенный хлорит обычно присутствует в виде крустификационных каемок по периферии пор или крустификационного агрегата, выполняющего все поры; каолинит, гидрослюда и цеолит локализируются в центральных участках пор.

В качестве возможных причин возникновения различий минеральной перестройки пород большинство исследователей называют неодинаковый вещественный состав пород (набор того или иного комплекса породообразующих и аксессуарных минералов, содержание разного количества ОВ) и лишь некоторые из них – факторы, связанные с неодинаковыми условиями накопления осадков.

## Физико-химические условия преобразования и формирования глинистых минералов и цеолитов

Глинистые минералы и цеолиты, для которых физико-химические условия изменения, устойчивости и новообразования изучены с большой полнотой, справедливо рассматриваются как индикаторы условий постседиментационных преобразований пород.

Деградация 2:1 глинистых минералов и формирование каолинита протекают в верхних горизонтах стратисферы в условиях низких температур и давлений, при удалении продуктов реакции (активная циркуляция растворов) и наличии в системе органических кислот. Эти процессы описаны в почвах, корках выветривания при диагенезе и раннем катагенезе терригенных отложений. Наиболее часто они развиваются при изменении триоктаэдрических (биотит, хлорит), реже – диоктаэдрических (мусковит) слоистых алюмосиликатов [40, 60, 124]. Превращение биотита по схеме: биотит → вермикулит (хлорит) → смектит сопровождается диоктаэдризацией минеральных фаз. В частности, диоктаэдрическими всегда оказываются смектиты, возникшие в ходе изменения биотита [48].

Эксперименты, моделирующие деградацию в лабораторных условиях, показали, что она развивается на фоне окисления закисного Fe в октаэдрах и выноса из минералов щелочных и щелочно-земельных элементов, а также Fe. Установлена важная роль в этих процессах органических кислот [6, 121].

Данные о синтезе каолинита из растворов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  указывают на важное значение концентрации этих двух элементов, скорости их выпадения из растворов и присутствия фульвокислот, которые, образуя комплексные соединения с Al, определяют его высокую устойчивость в растворе и шестерную координацию [56, 118, 125]. Синтез каолинита осуществлен как в кислых, так и в слабощелочных растворах. При повышенных температурах (до 300–400°C) и давлениях (до 5 кбар) синтез каолинита из алюмокремневых гелей и стекол определенного состава оказался возможным при низкой концентрации или отсутствии в системе щелочей.

Преобразование каолинита в диксит происходит при повышенных температурах и давлении в порах олигомиктовых или мономинеральных кварцевых песчаников в условиях, близких к гидротермальным [101]. Важное значение, возможно, имеет также кислый характер интерстиционных растворов [116]. Последнее возможно в специфической гидрохимической обстановке, что и определяет редкость подобных превращений. Обычно каолинит в литогенезе превращается в диоктаэдрические 2:1 глинистые минералы (смектит, смешанослойные фазы, гидрослюда и др.), с чем связано наблюдаемое с глубиной уменьшение его содержания в породах. Важное значение в этих процессах имеют увеличение с глубиной T и P, присутствие в подземных водах значительного количества растворенных щелочных и щелочно-земельных элементов и полимиктовый состав самих пород.

Аградация глинистых минералов развивается при возрастающих температурах и давлениях, при наличии интерстиционных растворов, содержащих щелочные и щелочно-земельные элементы. Различаются два направления аградации, особенно эффективно проявляющиеся при преобразовании смектитов: 1) формирование хлорита с появлением промежуточных фаз, представляющих чередование разбухающих и неразбухающих компонентов; 2) формирование диоктаэдрических слюдистых минералов через серию неупорядоченных или упорядоченных смешанослойных фаз [38, 47, 116]. Формированию хлорита благоприятствуют повышенные концентрации Mg в подземных водах и высокое содержание богатых Fe и Mg обломочных компонентов в породах, а диоктаэдрической гидрослюда – хлоридные натриево-калиевые рассолы, присутствие большого количества в породе полевых шпатов, кислых и щелочных эффузивов.

Важное значение для формирования гидрослюды имеет возрастание с погружением в стратиффере отрицательного заряда кристаллической решетки слоистых силикатов при замещении  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Al}^{3+}$  в тетраэдрах, определяемом действием увеличивающихся температур [48, 129]. Определенное значение имеет замещение  $\text{Mg}^{2+}$  и (или)  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Al}^{3+}$ , а затем восстановление  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрических позициях [117]. Увеличивающийся отрицательный заряд в слоях глинистых минералов компенсируется ростом количества межслоевых катионов, переходящих из обменного состояния в прочно связанное. Фиксация катионов представляет, по-видимому, двухступенчатый процесс, включающий дегидратацию отрицательно заряженными межслоевыми плоскостями и перемещение их в гексагональные полости на поверхности тетраэдрического слоя, где они удерживаются особенно прочно. Низкая энергия гидратации K в ряду других широко распространенных катионов определяет селективность его фиксации глинистыми минералами.

При синтезе и трансформации 2:1 глинистых минералов в условиях повышенных температур и давлений, моделирующих процессы аградации, гидрослюды и упорядоченные или неупорядоченные смешанослойные фазы слюда–сметит были получены в растворах Na, Ca, K с использованием в качестве исходных веществ смеси окислов гидроокислов Al и Fe, каолинита, сметита [62, 95, 116, 119, 131].

Гидрослюде при ее образовании за счет каолинита нередко предшествовал диоктаэдрический сметит или смешанослойные фазы слюда–сметит с низким содержанием слюдиного компонента. Упорядоченные смешанослойные фазы в ходе последующего превращения возникли сравнительно легко при моноионной форме раствора, а неупорядоченные – при наличии в растворе двух и более катионов. Подтверждена предпочтительная сорбция  $\text{K}^+$  и ингибирующего воздействия некоторых других катионов [117]. Сильное отрицательное влияние на процесс гидрослюдизации оказывало увеличение давления в системе. Реакции оказывались успешными при высокой щелочности растворов ( $\text{pH} = 9$ ), когда Al присуща четвертная координация.

Более ограниченные эксперименты по образованию хлорита и близких ему фаз осуществлены в щелочных растворах Mg. При низких температурах и давлениях хлоритоподобные фазы получены при воздействии растворов на диоктаэдрический сметит с осаждением гидроокиси Mg в его межслоевых промежутках [111, 132]. При повышенных давлениях и температурах (до 200 атм и до 200–300°C) хлорит получен за счет каолинита [95] и сметита [81]. В последнем случае был достигнут следующий ряд превращений: диоктаэдрический сметит → триоктаэдрический сметит → триоктаэдрический хлорит → ортосерпентин.

Накопленные в последнее время данные о распространении, условиях образования и устойчивости цеолитов свидетельствуют о возможности их образования в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах на разных стадиях литогенеза (диагенез, ранний и поздний катагенез) за счет вулканического стекла, многих алюмосиликатов, включая глинистые минералы. Свидетельства превращений последних в цеолиты на разных стадиях литогенеза становятся все более многочисленными [35, 39, 133].

Намечена определенная зональность распределения минералов этой группы по разрезу [31, 63, 113]. Для верхних горизонтов стратифферы характерны филлипсит, морденит, клиноптилолит, реже – гейландит, стильбит, анальцит. В более глубоких слоях преобладающим минералом становится анальцит, а затем и ломонтит. При дальнейшем погружении вместо ломонтита появляются полевые шпаты, пренит, пумпелиит. Возникновение подобной зональности связывается с возрастанием температуры и давления. Однако в природе она не во всех случаях выдерживается; так, имеются данные об образовании ломонтита на глубинах в несколько сотен метров [9, 39, 40, 134].

Ряд данных показывает, что в природе аутигенное цеолитообразование стадий

## Физико-химические условия преобразования и формирования глинистых минералов и цеолитов

Глинистые минералы и цеолиты, для которых физико-химические условия изменения, устойчивости и новообразования изучены с большой полнотой, справедливо рассматриваются как индикаторы условий постседиментационных преобразований пород.

Деградация 2:1 глинистых минералов и формирование каолинита протекают в верхних горизонтах стратисферы в условиях низких температур и давлений, при удалении продуктов реакции (активная циркуляция растворов) и наличии в системе органических кислот. Эти процессы описаны в почвах, корках выветривания при диагенезе и раннем катагенезе терригенных отложений. Наиболее часто они развиваются при изменении триоктаэдрических (биотит, хлорит), реже – диоктаэдрических (мусковит) слоистых алюмосиликатов [40, 60, 124]. Превращение биотита по схеме: биотит → вермикулит (хлорит) → смектит сопровождается диоктаэдризацией минеральных фаз. В частности, диоктаэдрическими всегда оказываются смектиты, возникшие в ходе изменения биотита [48].

Эксперименты, моделирующие деградацию в лабораторных условиях, показали, что она развивается на фоне окисления закисного Fe в октаэдрах и выноса из минералов щелочных и щелочно-земельных элементов, а также Fe. Установлена важная роль в этих процессах органических кислот [6, 121].

Данные о синтезе каолинита из растворов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  указывают на важное значение концентрации этих двух элементов, скорости их выпадения из растворов и присутствия фульвокислот, которые, образуя комплексные соединения с Al, определяют его высокую устойчивость в растворе и шестерную координацию [56, 118, 125]. Синтез каолинита осуществлен как в кислых, так и в слабощелочных растворах. При повышенных температурах (до 300–400°C) и давлениях (до 5 кбар) синтез каолинита из алюмокремневых гелей и стекол определенного состава оказался возможным при низкой концентрации или отсутствии в системе щелочей.

Преобразование каолинита в диксит происходит при повышенных температурах и давлении в порах олигомиктовых или мономинеральных кварцевых песчаников в условиях, близких к гидротермальным [101]. Важное значение, возможно, имеет также кислый характер интерстиционных растворов [116]. Последнее возможно в специфической гидрохимической обстановке, что и определяет редкость подобных превращений. Обычно каолинит в литогенезе превращается в диоктаэдрические 2:1 глинистые минералы (смектит, смешанослойные фазы, гидрослюда и др.), с чем связано наблюдаемое с глубиной уменьшение его содержания в породах. Важное значение в этих процессах имеют увеличение с глубиной T и P, присутствие в подземных водах значительного количества растворенных щелочных и щелочно-земельных элементов и полимиктовый состав самих пород.

Аградация глинистых минералов развивается при возрастающих температурах и давлениях, при наличии интерстиционных растворов, содержащих щелочные и щелочно-земельные элементы. Различаются два направления аградации, особенно эффективно проявляющиеся при преобразовании смектитов: 1) формирование хлорита с появлением промежуточных фаз, представляющих чередование разбухающих и неразбухающих компонентов; 2) формирование диоктаэдрических слюдястых минералов через серию неупорядоченных или упорядоченных смешанослойных фаз [38, 47, 116]. Формированию хлорита благоприятствуют повышенные концентрации Mg в подземных водах и высокое содержание богатых Fe и Mg обломочных компонентов в породах, а диоктаэдрической гидрослюда – хлоридные натриево-калиевые рассолы, присутствие большого количества в породе полевых шпатов, кислых и щелочных эффузивов.

Важное значение для формирования гидрослюды имеет возрастание с погружением в стратифере отрицательного заряда кристаллической решетки слоистых силикатов при замещении  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Al}^{3+}$  в тетраэдрах, определяемом действием увеличивающихся температур [48, 129]. Определенное значение имеет замещение  $\text{Mg}^{2+}$  и (или)  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Al}^{3+}$ , а затем восстановление  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрических позициях [117]. Увеличивающийся отрицательный заряд в слоях глинистых минералов компенсируется ростом количества межслоевых катионов, переходящих из обменного состояния в прочно связанное. Фиксация катионов представляет, по-видимому, двухступенчатый процесс, включающий дегидратацию отрицательно заряженными межслоевыми плоскостями и перемещение их в гексагональные полости на поверхности тетраэдрического слоя, где они удерживаются особенно прочно. Низкая энергия гидратации  $\text{K}$  в ряду других широко распространенных катионов определяет селективность его фиксации глинистыми минералами.

При синтезе и трансформации 2:1 глинистых минералов в условиях повышенных температур и давлений, моделирующих процессы аградации, гидрослюды и упорядоченные или неупорядоченные смешанослойные фазы слюда–сметит были получены в растворах  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{K}$  с использованием в качестве исходных веществ смеси окислов гидроокислов  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}$ , каолинита, сметита [62, 95, 116, 119, 131].

Гидрослюде при ее образовании за счет каолинита нередко предшествовал диоктаэдрический сметит или смешанослойные фазы слюда–сметит с низким содержанием слюдиного компонента. Упорядоченные смешанослойные фазы в ходе последующего превращения возникали сравнительно легко при моноионной форме раствора, а неупорядоченные – при наличии в растворе двух и более катионов. Подтверждена предпочтительная сорбция  $\text{K}^+$  и ингибирующего воздействия некоторых других катионов [117]. Сильное отрицательное влияние на процесс гидрослюдизации оказывало увеличение давления в системе. Реакции оказывались успешными при высокой щелочности растворов ( $\text{pH} = 9$ ), когда  $\text{Al}$  присуща четвертная координация.

Более ограниченные эксперименты по образованию хлорита и близких ему фаз осуществлены в щелочных растворах  $\text{Mg}$ . При низких температурах и давлениях хлоритоподобные фазы получены при воздействии растворов на диоктаэдрический сметит с осаждением гидроокиси  $\text{Mg}$  в его межслоевых промежутках [111, 132]. При повышенных давлениях и температурах (до 200 атм и до 200–300°C) хлорит получен за счет каолинита [95] и сметита [81]. В последнем случае был достигнут следующий ряд превращений: диоктаэдрический сметит → триоктаэдрический сметит → триоктаэдрический хлорит → ортосерпентин.

Накопленные в последнее время данные о распространении, условиях образования и устойчивости цеолитов свидетельствуют о возможности их образования в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах на разных стадиях литогенеза (диагенез, ранний и поздний катагенез) за счет вулканического стекла, многих алюмосиликатов, включая глинистые минералы. Свидетельства превращений последних в цеолиты на разных стадиях литогенеза становятся все более многочисленными [35, 39, 133].

Намечена определенная зональность распределения минералов этой группы по разрезу [31, 63, 113]. Для верхних горизонтов стратиферы характерны филлипсит, морденит, клиноптилолит, реже – гейландит, стильбит, анальцит. В более глубоких слоях преобладающим минералом становится анальцит, а затем и ломонтит. При дальнейшем погружении вместо ломонтита появляются полевые шпаты, пренит, пумпелиит. Возникновение подобной зональности связывается с возрастанием температуры и давления. Однако в природе она не во всех случаях выдерживается; так, имеются данные об образовании ломонтита на глубинах в несколько сотен метров [9, 39, 40, 134].

Ряд данных показывает, что в природе аутигенное цеолитообразование стадий

диагенеза и катагенеза осуществляется при наличии в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах щелочных гидрокарбонатных натриевых интерстиционных растворов. В подобной обстановке происходило диагенетическое преобразование вулканического стекла с формированием комплекса цеолитов в осадках третичных озер южных штатов США [133]. Существующая в этих осадках латеральная зональность превращения: вулканическое стекло → смектит → клиноптилолит или морденит → анальцит или филлипсит → калиевый полевой шпат или альбит, в известной степени повторяющая вертикальную зональность в осадочных сериях, обусловлена возрастанием щелочности иловых растворов ( $\text{pH} = 8,5 - 10$ ), соленостью воды и концентрацией в ней определенных компонентов. На стадии катагенеза связь аутигенного минералообразования со щелочными гидрокарбонатными натриевыми подземными водами также отмечена в ряде районов [12, 40, 123].

Синтез цеолитов, тождественных природным, осуществлен в растворах щелочей, бикарбонатов и (или) карбонатов Na и K за счет гелей, вулканических стекол, глинистых минералов, а также при непосредственном выпадении  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  из растворов [78, 94, 114, 122, 136]. Реакции оказывались успешными при  $\text{pH}$  растворов, равном 9 и выше, когда Al присуща четверная координация. Повышение температуры снижало  $\text{pH}$  образования цеолитов [69, 94, 123]. Важное значение имели концентрация раствора в целом, содержание в нем отдельных катионов, соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , парциальное давление  $\text{CO}_2$  и другие факторы. Проявление тех или иных минералов этой группы зависело также от скорости реакций и их продолжительности [78].

Изложенные данные показывают, что гидрохимия среды минералообразования имеет важное значение для появления того или иного комплекса аутигенных минералов вместе с температурой и давлением. Деградация 2:1 глинистых минералов и формирование каолинита происходят в нейтральной или кислой среде при удалении продуктов реакции в условиях низких температур и давлений. Аградация развивается при повышенных температурах и давлении в щелочных условиях при наличии необходимых для формирования гидрослюда и хлорита ионов  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ . Для образования диккита, помимо высокой температуры и давления, по-видимому, необходима кислая среда. Для формирования цеолитов в областях низких и умеренных давлений и температур необходимы щелочные гидрокарбонатные натриевые растворы. При повышенных температурах и давлении цеолитообразование возможно в иной гидрохимической обстановке.

### **Зональность аутигенного минералообразования в порых и ее причины**

В предыдущих разделах отмечалась зональность аутигенного минералообразования в поровых пространствах. В песчаниках и гравелитах континентальных фаций или фаций опресненных заливов и лагун деградация глинистых минералов начиналась в первую очередь в центральных участках крупных пор и протекала в них с наибольшей интенсивностью. Именно здесь формировались первые выделения каолинита, в дальнейшем процесс постепенно захватывал краевые участки пор, где также формировался каолинит. Часто вдоль границ с обломочными зернами возникали крустификационные каемочки хлорита. Такие процессы с меньшей скоростью протекали в мелких порах пород. В них нередко такой цемент сохранялся неизменным.

При изучении пор песчаников и гравелитов с помощью электрозондового микроанализатора выявлено, что подобная зональность хорошо коррелируется с неравномерным распределением здесь ряда петрогенных элементов: Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na, Ti. При этом периферические участки пор, непосредственно прилегающие к границам обломков, обогащены по сравнению с центральными такими элементами, как Mg и Fe, иногда также Ca, Na, Ti. Ширина зон обогащения максимальна для Fe и Mg и ниже для других элементов. Зональность в распределении элементов возникает уже на

ранних этапах преобразования глинистого материала, еще при отсутствии выделений каолинита в центре пор. Она выражена очень резко при появлении таких выделений (табл. VII), а затем постепенно исчезает по мере заполнения новообразованным каолинитом всей поры.

Зональность распределения петрогенных элементов проявляется также в граувакковых песчаниках и гравелитах с высоким содержанием обломков основных и средних эффузивов, где уже на ранних этапах литогенеза в порах возник аутигенный хлоритовый цемент. Здесь по периферии пор нередко формируются каемочки аутигенного кварца.

В песчаниках и гравелитах континентальных фаций, где в позднем катагенезе происходили аградация глинистых минералов и формирование диоктаэдрической гидрослюды, процессы преобразования в порах развиваются от периферии пор к центру. Именно у границы с обломочными зернами и особенно в заливообразных участках появляются тонкие каемочки высокодвупреломляющей гидрослюды, или гидрослюды, или гидрослюды–сметита. При появлении еще на ранних этапах литогенеза (при деградации глинистых минералов) каемочки новообразованного хлорита последняя сохраняется и в катагенезе, а новообразованная гидрослюда, отвечающая этапу аградации, развивается в центре поры по каолиниту. В этом случае зональность в распределении петрогенных элементов выражена очень резко (табл. VIII).

В песчаниках и гравелитах морских фаций преобразование исходного глинистого цемента в хлорит, гидрослюду и цеолит протекало очень дифференцированно. При этом наибольшие количества хлорита формировались в периферических участках крупных пор, вдоль границы с обломочными зернами. Здесь хлорит окрашен в более темный цвет, часто содержит выделения гидроокислов Fe. К центру пор содержание гидрослюды и цеолита в нем возрастает, а хлорит приобретает более светлую окраску. Крупные выделения аутигенного цеолита локализуются в центре пор, а периферические участки последних сложены хлоритом. Преобразование исходного глинистого цемента в мелких порах песчаников и гравелитов протекало с меньшей интенсивностью; исходный глинистый цемент в них сохранялся дольше, а новообразованный материал сложен исключительно или почти исключительно хлоритом.

В песчаниках с новообразованным хлоритовым (корренситовым) и цеолитовым цементом периферические участки пор обычно содержат повышенные по сравнению с центральными концентрациями Mg и Fe, образующих здесь довольно широкие зоны, иногда также Ti и Na, которые формируют тонкие пленки непосредственно у границ обломков. Такие каемочки характерны также и для Ca, хотя при наличии в центре пор выделений ломонтита именно здесь расположена основная зона обогащения этим элементом (табл. V).

На существование зональности в распределении аутигенных минералов в порах песчано-гравийных пород указывают ряд других исследователей. Например, кристификационное строение аутигенного хлорита, локализация новообразованного каолинита или цеолита в центре пор, а хлорита по их периферии отмечаются в ряде работ [47, 61, 103, 104]. Приуроченность аутигенных каолинита к центру пор, а гидрослюды к их периферии описана В.И. Копорулиным [41]. Это показывает, что зональность превращений глинистых минералов в поровых пространствах песчано-гравийных пород представляет собой широко распространенное явление и отражает неоднородность физико-химических параметров среды в таких порах.

Появление подобной зональности аутигенного минералообразования связано с существованием поверхностных сил на границе раздела твердой и жидкой фаз. В общем виде эти явления находят объяснение с позиции теории о двойном электрическом слое (ДЭС). Значительный вклад в ее развитие внесли работы [21, 26, 33]. Согласно этой теории твердые тела несут на своей поверхности электростатический (обычно отрицательный) заряд, который в зоне контакта с электролитом уравнове-



шивается ионами противоположного знака – противоионами (обычно катионами) и ориентированными дипольными молекулами воды. Противоионы, непосредственно примыкающие к границе твердого тела, связаны с ним наиболее прочно и образуют неподвижную часть ДЭС. Противоионы, которые удалены на большее расстояние от границы раздела жидкой и твердой фаз, но еще находятся под воздействием электростатических сил, связаны с такой поверхностью менее прочно и составляют диффузную часть двойного электрического слоя. За его пределами расположен раствор с его обычными свойствами.

Концентрация противоионов с удалением от границы раздела уменьшается, а ионы, входящие в состав неподвижного и диффузного слоев ДЭС и остальной части раствора, находятся в состоянии динамического равновесия.

Существуют данные о дискретности и неоднородности зарядов на поверхности твердого тела, отличающихся в определенных условиях не только величиной, но и знаком заряда. Соответственно допускается, что в составе противоионов наряду с преобладающими катионами присутствуют и анионы.

Толщина неподвижной части двойного электрического слоя составляет примерно  $10^{-7}$  см; толщина диффузной его части варьирует от  $10^{-7}$  до  $10^{-4}$  см. Последняя контролируется диэлектрической проницаемостью и pH раствора, зарядами ионов и их концентрацией, температурой и др. Энергия связи катионов с поверхностью частиц тем выше, а толщина диффузного слоя тем ниже, чем выше валентность катионов и меньше их размер. Наибольшей энергией связи отличаются трехвалентные ионы  $Al^{3+}$  и  $Fe^{3+}$ , существенно меньшей – одновалентные ионы  $Na^+$  и  $K^+$ ; двухвалентные ионы  $Ba^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  занимают промежуточное положение между ними; среди них Mg вследствие малых размеров обладает особенно высокой энергией связи.

Сказанное относительно поверхностных явлений на границе жидкой и твердой фаз применимо и к песчано-гравийным породам, насыщенным подземными водами [41]. Тонкодисперсная масса их глинистого цемента представляет собой систему, в которой каждая частица несет на поверхности электростатический заряд, компенсируемый противоионами. Такое поле возникает также у границ обломочных зерен, что обуславливает появление здесь собственных адсорбционных и диффузных слоев. Размеры пор в песчано-гравийных породах колеблются от тысячных и сотых до десятых долей миллиметра. Первые преобладают в мелкозернистых песчаниках, вторые – в крупнозернистых песчаниках и гравелитах. Соответственно в мелких порах значительная часть их пространства находится под воздействием поверхностных сил стенок; в крупных порах действие поля сил захватывает лишь небольшие части их пространства.

Различия в энергиях связи катионов с поверхностью твердых частиц в каждой из пор вызывают дифференциацию элементов: прилегающие к стенкам участки пор окажутся обогащенными такими катионами, как  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ , тогда как центральные части пор будут относительно обогащены вытесняемыми ими ионами  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ . В эту же дифференциацию будут вовлечены и катионы, сорбированные глинистыми минералами цемента песчано-гравийных пород в ходе седиментации, а также катионы, высвобождающиеся из глинистых минералов и породообразующих компонентов в ходе вторичных преобразований.

В песчано-гравийных породах, через которые фильтруются слабоминерализованные кислые или нейтральные растворы, вызывающие деградацию и формирование каолинита, минимальные концентрации катионов и максимальная подвижность раствора характерны для центральных участков пор, где действие поверхностных сил стенок пор выражено слабо или не проявляется совсем. В периферических участках пор концентрация катионов в растворе и степень их иммобильности повышены.

Соответственно этому деградация глинистого материала и образование каолинита начинаются в первую очередь в центре крупных пор, распространяясь по мере выноса

катионов из пород к периферическим участкам. В мелких порах, где действие таких сил захватывает большую их часть или все поры, деградация запаздывает или не проявляется вовсе.

Образование аутигенного хлорита по периферии пор (с формированием аутигенного каолинита в их центре) обусловлено концентрированием ионов Mg и Fe в периферических участках пор за счет большей энергии связи их с поверхностью зерен в ДЭС. На образование каолинита расходуются Al и Si исходных глинистых минералов (слюд, смектита, хлорита), Fe и Mg частью выносятся из породы вместе с подземными водами, частью фиксируются по периферии пор, давая начало аутигенному хлориту.

Аналогично может быть объяснено формирование в песчаниках ассоциации аутигенных хлорита и ломонтита, происходящее при наличии в порах гидрокарбонатно-натриевых растворов. Локализация новообразованного ломонтита в центре пор, а хлорита по их периферии определяется возникновением максимальных концентраций Na в центре пор, а ионов Mg и Fe по их окраине. Элементы, необходимые для образования обоих минералов, заимствуются из поровых растворов и из исходного глинистого материала, испытывающего преобразование. В случае особенно высоких концентраций Mg и Fe в системе аутигенный хлорит выполнит целиком все поры.

В случае аградации с образованием гидрослюда или хлорита максимальные концентрации K и Mg возникают вдоль границ с обломочными зернами, в пределах окружающих их адсорбционного и диффузного слоев, здесь в первую очередь появляются аутигенные гидрослюда и хлорит. В терригенных породах континентального генезиса гидрослюда является, по существу, единственным новообразованным минералом и выполняет целиком все поровые пространства. Естественно предположить, что присутствовавшие в этих породах пластовые воды имели относительно однообразный состав катионов, среди которых достаточно высоким было содержание K<sup>+</sup>. Такой состав подземных вод должен был быть более или менее постоянным на протяжении длительного времени. В породах морской фаций, где наряду с преобладающим аутигенным хлоритом присутствуют известные количества цеолитов и гидрослюд, следует допустить значительное разнообразие катионного состава поровых растворов, в частности присутствие среди них Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>.

Крустификационный характер строения новообразованного глинистого материала следует связывать с неоднородностью распределения ионов на поверхности обломочных зерен, с существованием на ней центров с высокими значениями зарядов, разделенных участками с низкими значениями заряда или с зарядом иного знака. Рост аутигенных глинистых минералов начинается в первую очередь около центров с высокими значениями зарядов, а кристаллы здесь наиболее хорошо оформлены. Хотя ДЭС захватывает лишь часть крупных пор, однако с ростом аутигенных минералов по их периферии оно, по-видимому, перемещается все дальше от границ обломочных зерен к центру пор. Это и определяет формирование крупных кристаллов, ориентированных в том же направлении.

### **Уплотнение терригенных осадков и поведение поровых растворов**

Литогенез терригенных осадков при погружении в стратифере сопровождается их прогрессивным уплотнением, снижением пористости и содержания унаследованных (конседиментационных) растворов. Наибольшие количества последних характерны для глинистых и алевроито-глинистых осадков, исходная влажность которых нередко достигает 70–80% и более. Содержание влаги в свежееотложившихся песчаных осадках ниже и составляет 30–40%. Основная масса воды осадков выделяется вскоре после отложения в пределах слоя мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров или десятков метров. В дальнейшем темпы обезвоживания снижаются. Однако оно продолжается вплоть до глубин в несколько километров.

На начальных стадиях уплотнения растворы, выделяющиеся из осадков, поступают непосредственно в наддонную воду. С ростом погружения в стратиферии они из глинистых и алевроитовых пород внедряются в более пористые и более проницаемые песчано-гравийные породы, а затем по ним или по трещинам тектонических нарушений поступают в области разгрузки.

Геологов остро интересует поведение поровых растворов при уплотнении осадков. Ряд исследователей решили эту проблему экспериментально, используя обезвоживание глинистых осадков и мономинеральных глин, насыщенных электролитами или морской водой, при возрастающем давлении [7, 34, 53, 112, 120].

Эти эксперименты показали, что на начальных стадиях уплотнения концентрация выделяющихся поровых растворов не изменяется или изменяется очень мало. После достижения некоторых пороговых значений давления она последовательно снижается. В случае смектитовых глин снижение концентрации раствора было достигнуто при давлениях от нескольких килограмм на квадратный сантиметр до  $\sim 1500$  кг/см<sup>2</sup>, а в случае каолиновых глин при давлении более 3000 кг/см<sup>2</sup>.

Отмеченные эффекты наступали при более низких давлениях в случае менее концентрированных исходных растворов электролита, хотя общее количество выделившихся вместе с флюидами солей и разница между начальной и конечной концентрациями была значительно выше в случае более высокой минерализации начального порового раствора. Снижение концентрации поровых растворов при давлении выше порогового происходило главным образом за счет ионов SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>. Содержание Ca<sup>2+</sup> в одних случаях снижалось, а в других оставалось постоянным или возрастало. Сравнительно редкие данные о концентрации K<sup>+</sup> [7, 36] свидетельствуют об ее снижении при давлении выше порогового. Концентрации Mg при этих давлениях обнаруживали тенденцию к заметному росту.

Важное значение имеют скорости увеличения давления. Так, при отжатии поровых растворов из океанических осадков при давлении до 3000 кг/см<sup>2</sup> и скорости их увеличения порядка сотен килограмм на квадратный сантиметр в час не обнаружено снижения их концентрации [99, 126]. В сходных экспериментах В.А. Соколов и В.Ф. Симоненко [80] добились этого эффекта при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup> и скорости его возрастания около 9 кг/см<sup>2</sup> в час.

Опыты по отжиму поровых растворов из континентальных (озерно-аллювиальных) глин антропогена Белоруссии при давлении 500–60000 г/см<sup>2</sup> были осуществлены Г.В. Богомоловым и др. [8]. Минеральный состав изученных ими глин характеризовался преобладанием гидрослюд при подчиненных содержаниях каолинита и смектита. Среди обменных катионов преобладали Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, в отжимаемых растворах обычно заметно преобладал Na<sup>+</sup>. Таким образом, в континентальных осадках, подобно морским, установлено преимущественное выделение Na<sup>+</sup> в отжимаемые растворы и обогащение остаточных растворов K<sup>+</sup> и двухвалентными катионами.

Отжатие растворов из глин в условиях возрастающих температур [7] свидетельствует о значительном ускорении их обезвоживания и о начале снижения концентрации раствора при более низких давлениях. Остаточный поровый раствор глинистых пород обнаруживает более высокую концентрацию электролита и более высокое содержание в них Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup>, чем в опытах с постоянными температурами.

Постоянство концентрации порового раствора на начальных этапах уплотнения глинистых пород и ее последовательное снижение связаны с удалением вначале свободного раствора, выполняющего крупные поры и находящегося за пределами поля поверхностных сил. В дальнейшем этот процесс захватывает раствор двойного электрического слоя. При этом в первую очередь из него удаляются молекулы воды, а катионы остаются на поверхности глинистых частиц, компенсируя их отрицательные заряды и переходя из обменного состояния в необменное. Определенное

значение в снижении концентрации порового раствора, отжимаемого из глинистых пород, может принадлежать фильтрационному эффекту [26, 46, 108, 120].

Наблюдения о дифференциации элементов в ходе уплотнения глин, полученные в ходе экспериментов, нашли подтверждение при гидрохимических исследованиях в мощных толщах осадков морского генезиса с высоким содержанием глинистых и алевроито-глинистых разностей: в третичных отложениях района Мексиканского залива мощностью до 5 тыс. м [135], в глинистых породах палеозоя и позднего протерозоя Русской платформы мощностью до 3000 м [51], в мезозойско-кайнозойских комплексах Северо-Крымского и Западно-Кубанского прогибов [52].

Приведенные данные свидетельствуют, что непрерывно развивающееся обезвоживание глинистых осадков, являющихся главными носителями унаследованных подземных вод, приводит к определенной дифференциации растворенных в них веществ. Хотя в составе выделяющегося флюида присутствуют все или почти все катионы и анионы исходного илового раствора, их соотношение в нем становится иным. Эти особенности эволюции состава погребенных вод, имеют, по-видимому, важное значение для процессов аутигенного минералообразования в алевроито-глинистых и песчано-гравийных породах и приводят к формированию повышенных количеств гидрослюды в первых и хлорита во вторых.

## ГЛАВА СЕДЬМАЯ

### ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Изложенные материалы указывают на значительные различия в характере минеральных преобразований терригенных осадков, накапливавшихся в различных фациально-ландшафтных условиях. Важное значение для возникновения того или иного комплекса аутигенных минералов имеет химический состав водной среды, в которой развивается минералообразование. В осадочных породах роль такой среды выполняют подземные воды. Поэтому естественно искать одну из главных причин различий в наборе аутигенных минералов, возникающих в ходе литогенеза морских и континентальных отложений, в разном химическом составе подземных вод, насыщающих эти отложения. К сожалению, гидрогеологические исследования в большинстве изученных районов крайне ограничены. Исключение составляет о-в Сахалин, для которого выполнен ряд работ, характеризующих химический состав и поведение подземных вод в толще осадочных образований. В то же время приводятся важные наблюдения о составе подземных вод в осадочных толщах морского и континентального генезиса, которые позволяют более полно понять процессы литогенеза в изученных отложениях.

#### Континентальные отложения

Характерной особенностью вод континентальных бассейнов седиментации современной и прошлых эпох является их слабая минерализация, не превышающая десятки доли грамма. В их катионной части основную роль играют ионы  $\text{Ca}^{2+}$ , а в анионной –  $\text{HCO}_3^-$ . Вода континентальных водоемов имеет слабокислую или нейтральную реакцию с  $\text{pH} = 7,5$ , а в некоторых верховых трофьяниках – кислую реакцию ( $\text{pH} = 3-4$ ) [18, 32, 97]. Она содержит разнообразных ОВ (гуминовые и фульвокислоты, низкомолекулярные кислоты, белки, полисахариды и др.) в количестве от нескольких миллиграмм до нескольких сотен миллиграмм на литр [98]. Первые значения характерны

для озер и рек районов со слабым развитием болот, вторые – для болотных массивов, а также озер и рек, питаемых ими. Ряд ОВ образует комплексные органоминеральные соединения, в виде которых мигрируют большие количества Al, Ti, Fe и других элементов [83].

Низкую минерализацию поровых растворов, преобладание в них  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ , кислую или нейтральную реакцию среды имеют континентальные осадки, испытывающие постепенное погружение в стратисфере. Так, по данным гидрохимиков, в толщах таких осадков на глубине порядка нескольких сотен – тысячи метров (зоны активного и сравнительно активного водообмена) подземные воды характеризуются минерализацией до 1–2 г/л, преобладанием  $\text{Ca}^{2+}$  (реже  $\text{Na}^{2+}$ ) в катионной части,  $\text{HCO}_3^-$  в анионной части, довольно высоким содержанием ОВ (главным образом гумусовых и фульвокислот), слабокислой, нейтральной, реже – слабощелочной реакцией. На глубине в 2–2,5 тыс. м (зона замедленного водообмена) отмечены слабоминерализованные (до 3–4 г/л) гидрокарбонатные, кальциевые, кальциево-натриевые или натриевые воды [5, 32, 37, 93]. В последних значения pH нередко достигают 8,1–8,2.

Отмеченные особенности состава подземных вод в верхней части разреза континентальных толщ определяются тем, что их питание и динамика определяются проявлением инфильтрационных и элизионных процессов. В ходе первых в осадочные толщи проникают значительные объемы пресных поверхностных вод; в ходе вторых происходит отжатие аналогичных по составу седиментационных вод, главным образом вод алеврито-глинистых осадков и пластов торфа.

Роль поверхностных вод более высокая при широком развитии в разрезе песчано-гравийных и галечниковых осадков, хорошо проницаемых для поверхностных вод; а роль унаследованных – при широком развитии глинистых и алеврито-глинистых осадков и пластов торфа, сконцентрировавших в седиментогенезе значительные объемы воды. Основная масса воды из алеврито-глинистых пород и торфяников выделяется в песчано-гравийные уже на глубинах в первые десятки метров. В дальнейшем процесс обезвоживания происходит все более медленно, однако влияние этого источника продолжает сказываться вплоть до значительных глубин погружения.

На территории Северного Сахалина пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией не более 1 г/л и глубиной залегания 1,5–2 тыс. м приурочены к его западной части [73]. Они связаны с отложениями нутовской и окобыкайской свит, где широко представлены аллювиальные, озерные преимущественно песчаные осадки, заключающие горизонты пойменных и озерных алеврито-глинистых осадков, пласты бурых углей или алеврито-песчаные породы сильно опресненных заливов и лагун. Подобный состав подземных вод определяется не только пресным составом погребенных вод, но и длительной (вплоть до современной эпохи) инфильтрацией метеогенных вод в эти горизонты.

Данные о составе подземных вод в континентальных толщах, испытывавших большие погружения, в нашем распоряжении отсутствуют, однако такая их особенность, как сравнительно низкая минерализация (до 5–10 г/л), сохраняется [30].

Изложенные в предыдущих главах наблюдения о характере аутигенного минералообразования, протекающего в терригенных осадках континентального генезиса на разных этапах литогенеза, согласуются с изменением химического состава подземных вод и интенсивностью их миграции в осадочных породах. Интенсивная деградация глинистых минералов, разложение обломков полевых шпатов и формирование за их счет аутигенного каолинита в диагенезе и раннем катагенезе, как и вынос из пород Fe, Mg, Na и других элементов, связаны с интенсивной миграцией вод в зонах активного, сравнительно активного и части сравнительно замедленного водообмена, их кислой или нейтральной реакцией, присутствием значительных количеств растворенных органических веществ, низкой минерализацией и низкой температурой.

Более высокая интенсивность минеральных преобразований на этом этапе в гравелитах и крупнозернистых песчаниках по сравнению со средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами отвечает уменьшению скорости миграции подземных вод и их общего количества при переходе от крупнозернистых разностей к тонкозернистым. Эта же особенность определила более интенсивное изменение глинистого материала в крупных порах и более слабое – в мелких.

Особенно активное проявление подобных процессов на участках разреза с повышенной угленосностью, о чем говорилось при описании отложений Аркагалинской площади, Пенжинской губы, о-ва Сахалин, связано с тем, что при накоплении торфяников, особенно мощных, а затем при их уплотнении и обезвоживании в ходе диагенеза и начальных стадий катагенеза во вмещающие терригенные породы, в первую очередь проницаемые песчано-гравийные, поступали значительные количества растворов, богатых ОВ и имевших кислую реакцию.

По содержанию минеральной перестройки пород по гидрохимическим, гидродинамическим и термобарическим условиям их развития первый этап литогенеза терригенных континентальных осадков тождествен гипергенезу и выветриванию в том виде, как они описываются многими исследователями [60, 67].

Широкое развитие на втором этапе литогенеза континентальных осадков (поздний катагенез, начальные стадии метагенеза) процессов аградации глинистых минералов, превращение каолинита в смешанослойные минералы ряда слюда–сметит, а затем и в гидрослюда были связаны не только с повышением температур и давлений, на что указывали многие исследователи, но также и со снижением скорости миграции подземных вод, увеличением их минерализации, происходившими по мере погружения осадков под возрастающим покровом более молодых осадков. Широкое развитие гидрослюды среди новообразованных глинистых минералов свидетельствует о поступлении в систему достаточных количеств К.

Проблема источника К, необходимого для развития аутигенной гидрослюды в осадочных породах при их погружении в стратифере, привлекает внимание многих исследователей. При этом обычно обращаются к обломочным компонентам пород (биотиту, мусковиту, калиевым полевым шпатам) или к их глинистой фракции, включая сметит [117, 130, 135]. Иногда допускается поступление К из более глубоких слоев стратиферы и земной коры, где развиваются процессы гранитизации и метаморфизма [135], однако возможность такого поступления требует дополнительного обоснования.

Породы изученных районов имеют в основном полимиктовый состав и содержат в большом количестве обломки полевых шпатов, ди- и триоктаэдрические слюды, нередко также хлорит, кислые и средние эффузивы. Полевые шпаты, слюды, эффузивы характеризуются постоянным присутствием К в своем составе. В калиевых полевых шпатах содержание  $K_2O$  близко к 17%, в слюдах оно нередко достигает 10%, в плагиоклазах не превышает нескольких процентов, в кислых эффузивах изменяется от 1–2 до 3,5–4,5%, в средних и основных эффузивах близко соответственно к 2 и 1%.

Калиевые полевые шпаты в изученных отложениях редки или отсутствуют, а слюды в большинстве были уже изначально заметно гидратированы, и соответственно часть К из них была извлечена в корях выветривания и путях переноса. Таким образом, общее содержание этого элемента в исходных осадках не превышало нескольких процентов. Поэтому маловероятно, чтобы эти минералы могли обеспечить К весь процесс гидрослюдизации сметита.

Содержание Mg, присутствие которого очень важно для образования хлорита, в тех же минеральных компонентах очень незначительно; так, в полевых шпатах этот элемент практически отсутствует, в кислых эффузивах содержание его не превышает 0,3–1,7%, но в средних и основных эффузивах оно существенно повышено и соответственно равно 2–5 и 6–10%.

В ходе интенсивных преобразований начальных стадий литогенеза континентальных отложений, приводящих к превращению многих компонентов в каолинит, из алюмосиликатов освобождаются значительные количества различных элементов, в том числе Ca, Na и Mg. Однако вследствие низкой миграционной способности в ходе этих процессов, как и при выветривании [68], K выносится слабее других элементов, что и определяет его консервацию в пределах континентов, в то время как Na, Ca, Mg интенсивно выносятся в моря и океаны [15]. Не исключено, что подобная консервация K в континентальных блоках земной коры в какой-то степени связана с формированием гидрослюда за счет других глинистых минералов и обломочных компонентов в ходе поздних этапов литогенеза континентальных терригенных отложений. При этом важное значение имеет склонность глинистых минералов, особенно смектита, к предпочтительной сорбции K и последующему переходу его из сорбированной формы в состав кристаллической решетки [117]. Отмеченное выше преимущественное экстрагирование Na и Ca из глинистых пород при их уплотнении является свидетельством реальности этих процессов.

Важное значение могут иметь процессы бародиффузии, механизм которой предложен О.Я. Самойловым и Д.С. Соколовым [76]. Эти процессы предполагают перемещение K из верхних слоев стратисферы в нижние в артезианских бассейнах при возрастании температур и давлений.

Осадочные толщи, изученные в пределах Зырянского бассейна, отвечают основным условиям этой концепции. В них существовал поток инфильтрирующих с поверхности вод, скорость которого ослабевала с глубиной, в этом же направлении происходило возрастание давления. Естественно предположить, что последовательное возрастание с глубиной концентраций K в глинистой фракции пород, обеспечивавшее переход ряда минералов в гидрослуду, могло быть связано также и с этими процессами.

Низкое содержание аутигенного хлорита в континентальных осадках или его полное отсутствие определяются низким содержанием Mg в самих породах и его выносом из них в диагенезе и раннем катагенезе. Повышение количества аутигенного хлорита характерно обычно для граувакковых песчаников и гравелитов, богатых средними и основными эффузивами, что связано с повышенным содержанием магния в самих породах.

Аутигенное цеолитообразование, развивающееся иногда в породах осадочных толщ континентального генезиса, следует связывать с появлением в таких толщах щелочных гидрокарбонатных натриевых вод. Данные по гидрохимии мезозойских и кайнозойских континентальных осадков Западно-Сибирской низменности и Амуро-Зейской впадины свидетельствуют о возможности появления таких вод в континентальных отложениях. В обоих случаях они формируются при проникновении в континентальные осадки морских вод, что, по наблюдениям некоторых гидрохимиков [11, 71], определяет развитие при этом специфических процессов метаморфизации подземных вод.

### Морские отложения

Морские терригенные отложения накапливаются в водной среде, которая по многим показателям резко отличается от среды накопления континентальных осадков и их последующего пребывания в стратисфере. Для морской воды характерна общая минерализация 35,5 г/л с резким преобладанием Na (10,8 г/л), на втором месте по значению стоит Mg (1,3 г/л), довольно велика также концентрация K (~0,4 г/л). Анионы представлены в основном  $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , содержание  $\text{HCO}_3^-$  незначительно. Характерно низкое содержание в морской воде растворенных  $\text{O}_2$ , а также Fe и Al; pH морской воды обычно равно 8,1–8,2. Термодинамические расчеты показывают равновесность с морской водой хлорита, гидрослюда, мусковита и близость к равновесию

смектита [32]. Существуют представления о постоянстве химического состава воды морей и океанов на протяжении мезозоя [15, 84] или даже всего фанерозоя [127]. Таким образом, существует реальная основа интерполировать химический состав современной морской воды на водоемы геологического прошлого.

Проведенные в последние 15–20 лет исследования осадков в океанах и морях дали большой фактический материал о составе поровых растворов осадочных толщ в интервале от современной эпохи до юры включительно [11, 79, 99, 127]. Эти данные свидетельствуют, что терригенные осадки, накапливавшиеся со скоростью более 2 см/1000 лет и локализующиеся по периферии континентов, обнаруживают сходные особенности изменения химического состава интерстиционных растворов. В них по мере увеличения глубины погружения происходит следующее: 1) снижается концентрация  $\text{SO}_4^{2-}$ , иногда до нулевых значений; 2) падает концентрация  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , иногда наблюдается также слабое понижение концентрации  $\text{Na}^+$ ; 3) возрастает концентрация  $\text{Ca}^{2+}$  во многих случаях прямо пропорционально снижению концентрации  $\text{Mg}^{2+}$ . Измеренные значения pH иловой воды в осадках обычно ниже, чем в наддонной морской воде (7,7–7,8). В некоторых случаях вслед за снижением этой величины в верхней части осадочного чехла наблюдается ее рост в более глубоких горизонтах до 8,5–8,9.

Отмеченные изменения интерстиционных растворов морских и океанических осадков протекают при низкой температуре и давлении и при сохранении осадками высоких значений пористости и влажности. Снижение концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  связано с микробиологической редукцией сульфатной серы до сульфидной за счет ОВ самих осадков. Сероводород, генерируемый в ходе процесса, расходуется в основном на формирование сульфидов Fe, а иногда остается в осадках в молекулярном виде. Не исключено, что часть его выделяется в наддонную воду, где вновь окисляется до  $\text{SO}_4^{2-}$ . За счет образующегося иона  $\text{HCO}_3^-$  часто образуется аутигенный кальцит [17].

Удаление из поровых растворов ионов  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  и обогащение их ионом  $\text{Ca}^{2+}$  объясняется реакциями в самих осадках либо за их пределами. В числе первых обычно называют катионный обмен между глинистыми минералами и поровой водой; формирование доломита или магнийсодержащего кальцита; трансформацию глинистых минералов или их синтез (формирование глауконита, преобразование смектита в хлорит и гидрослюда, образование магнийсодержащего смектита при изменении вулканического стекла, замещение  $\text{Fe}^{2+}$  в октаэдрических пакетах глинистых минералов на Mg); образование цеолитов или калиевых полевых шпатов; связывание Mg биогенным опалом [79, 128].

К процессам за пределами осадочного чехла, влияющим на концентрацию поровых растворов в терригенных осадках, относят изменение базальтов второго слоя океанической коры [128]. При этом за счет разложения плагиоклазов из твердой фазы в раствор высвобождается  $\text{Ca}^{2+}$ , а превращение темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов, оливина) и стекла в селадонит, смектит, хлорит, цеолиты и некоторые другие минералы связывает  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  и  $\text{Na}^+$  жидкой фазы, перевода их в твердую.

Наблюдающееся в осадочной толще современных океанов и морей снижение с глубиной концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  и возрастание концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  должны вызывать диффузионное перемещение трех первых из наддонной воды в осадок, а последнего из осадков в наддонную воду [79, 99, 127, 128]. Одни исследователи полагают, что такое перемещение приводит к значительному перераспределению вещества и служит важным инструментом сохранения постоянства в химическом составе воды Мирового океана. Другие приходят к выводу ограниченности такого перераспределения, поскольку диффузионный обмен между наддонной водой и осадками захватывает лишь немногие метры в пределах придонной части последних [99, 127]. Ряд исследователей, признающих перемещение катионов через всю толщу осадков, тем не менее считают, что количественно оно невелико и не оказывает



значительного влияния на состав воды океанов и валовой химический состав осадков или базальтов [115, 128].

Максимальные мощности осадков современных океанов и морей, для которых проведены подобные исследования, не превышают 1000 м. Характеристику состава вод в терригенных осадочных образованиях, испытавших большее погружение, дают гидрохимические исследования в регионах современных континентальных блоков Земли. Они показывают, что подземные воды терригенных толщ морского генезиса, испытавших погружение в стратифере на глубину в несколько тысяч метров, сохраняют значительное сходство с исходной морской водой, они имеют минерализацию до 25–30 г/л и присущие ей высокие концентрации  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  [5, 11, 79]. На территории Северного Сахалина [73] подземные воды с минерализацией до 10–35 г/л установлены в морских отложениях нутовского, окобыкайского и дагинского горизонтов западной окраины острова. Они представляют, с одной стороны, унаследованную воду древнего морского бассейна, а с другой – элизионные воды, проникающие в эти отложения из осадочных толщ, погребенных в настоящее время под водами Охотского моря.

Среди факторов изменения состава погребенных вод в толщах морского генезиса на больших глубинах называют проникновение в них пресных инфильтрационных вод, микробиологическую редукцию  $\text{SO}_4^{2-}$ , диффузионный массоперенос, взаимодействие компонентов самой воды с твердым скелетом пород, в первую очередь с глинистыми минералами, и другие процессы [11, 30, 79]. При этом изменяются общая минерализация, соотношение многих компонентов, а в конечном счете и тип таких вод. Так, хлоридно-магниевого типа морской воды может превратиться в хлоридно-кальциевый или гидрокарбонатно-натриевый типы. Однако даже при высокой метаморфизации поровые и пластовые воды морских отложений длительное время сохраняют особенности, отличающие их от вод отложений пресноводных водоемов суши [20, 93].

По мнению некоторых гидрогеохимиков, взаимодействие  $\text{Mg}^{2+}$  с алюмосиликатными и карбонатными компонентами водовмещающих пород при повышенной температуре глубоких слоев стратиферы приводит к вытеснению из пород Ca, Na и даже K. Подобные процессы предполагал С.И. Смирнов [79] в кайнозойских терригенных отложениях о-ва Сахалин. Они, по М.Г. Валяшко и др. [16], приводят к "прямой метаморфизации" погребенных морских вод, вызывающей удаление из них Mg, и формированию вод хлоридно-кальциевого типа.

Реальность таких процессов подтверждена экспериментально. Так, под воздействием растворов  $\text{MgCl}_2$  или морской воды при 150, 200 и 300°C воластофит, везувиан и лабрадор испытали превращение в хлорит и сепиолит [10]. При реакции морской воды с базальтом при 200°C из нее были полностью удалены  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , а конечный раствор обогатился  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{K}^+$ . В базальте возникли смектит и ангидрит; формирование первого связывается с изменением в базальте нераскристаллизованного стекла, а второго – с взаимодействием выделяющегося  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  морской воды.

Нетрудно видеть, что минеральные преобразования, описанные автором в терригенных отложениях морского генезиса района Пенжинской губы и о-ва Сахалин и некоторыми исследователями в ряде других мест, близки к изменениям водовмещающих комплексов, которые предполагают гидрогеохимики, анализируя процессы метаморфизации погребенных морских вод. Важное значение при этом имеют сравнительно высокая минерализация морских и унаследованных вод, щелочная реакция, низкие концентрации  $\text{OH}^-$ , высокая концентрация химически активных Mg и K, а среди анионов –  $\text{SO}_4^{2-}$ . Присутствие  $\text{SO}_4^{2-}$  обеспечивает существование в порых восстановительных условий, появление сульфидного иона, переход окисного Fe в закисное и т.д. Наличие значительных количеств растворенных Na, Mg, K вместе со щелочным характером среды играет важную роль для образования цеолитов, смектита, хлорита, глауконита, смешанослойных фаз.

Важное значение для литогенеза морских терригенных осадков имеют особенности динамики погребенных морских вод: отжатие воды из глинисто-алевритовых пород в песчано-гравийные и перемещение ее по водоносным горизонтам, разломам и т.д. по латерали и вверх по разрезу (элизионные процессы), а также и дифференциация элементов в ходе отжатия. На начальных этапах литогенеза состав растворов, выделяющихся из глинистых пород в песчаные, близок к исходной морской воде. При погружении осадков на определенную глубину при достижении некоторых значений давления и температуры, варьирующих в зависимости от ряда факторов, и в частности от минерального состава глинистой фракции, состав растворов, выделяемых из алеврито-глинистых в песчаные и остающихся в них, оказывается различным. В песчано-гравийных породах по сравнению с алеврито-глинистыми повышена концентрация Mg и снижена концентрация K. Повышенное содержание новообразованных хлоритов и цеолитов в песчано-гравийных породах и гидрослюда – в алеврито-глинистых связано, по-видимому, с этими причинами.

### Отложения заливов и лагун

Довольно ограниченные данные о химическом составе воды опресненных морских заливов и лагун гумидных зон (Северное Причерноморье [3], побережье Ледовитого океана [13], о-в Сахалин [29]) показывают, что химический состав воды лагун и заливов сильно варьирует в зависимости от объемов смешивающихся речных и морских вод от значений, характерных для речной воды, до значений, близких морской воде. Минерализация воды в каждом таком водоеме изменяется во времени и зависит от величины речного стока, сгонно-нагонных течений, количества атмосферных осадков, испарения, интенсивности биологических и биохимических процессов. Интенсивное течение последних связано с высоким содержанием в воде и самих осадках ОВ. На площади водоемов минерализация часто меняется как по вертикали, так и по горизонтали. Каждый из них обычно имеет свои специфические особенности гидрохимического режима, зависящие от его морфологии, степени изоляции от моря, размеров впадающих рек.

Опресняющаяся морская вода длительное время сохраняет почти постоянным относительное соотношение присутствующих в ней катионов и анионов, характеризуясь резким преобладанием в ней  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ . Лишь в области относительно низких значений минерализации (в интервале 1–2 г/л) в ней происходят быстрые, хотя и довольно плавные изменения: относительное содержание  $\text{Cl}^-$  снижается от примерно 40 до 5 %-экв,  $\text{Na}^+$  – от 36 до 5 %-экв; относительное содержание  $\text{HCO}_3^-$  увеличивается от 4 до 38 %-экв, а  $\text{Ca}^{2+}$  – от 5 до 31 %-экв. Таким образом, только при низкой солёности вода приобретает типичный для пресных природных растворов облик с резким преобладанием  $\text{HCO}_3^-$  в анионной и  $\text{Ca}^{2+}$  – в катионной части.

Хотя данные о химическом составе иловых и поровых растворов осадков заливов и лагун в нашем распоряжении отсутствуют, естественно предположить, что они наследуют основные черты состава водоемов (общая минерализация, соотношение анионов и катионов), характеризовавшего водную среду бассейна седиментации. А пестрота и неоднородность постседиментационных изменений этих осадков, которая отмечалась выше, связана с пестрыми вариациями состава наддонных, унаследованных иловых и поровых растворов.

Механизм воздействия изменяющихся солёности и соотношения катионов в водах на постседиментационные превращения в осадках еще неясен, однако правомерно принять, что, чем выше степень опреснения водоема, тем больше характер происходящих в осадках минеральных превращений приближается к тому типу, который характерен для собственно континентальных отложений; тем выше в них количество новообразованного каолинита и ниже количество аутигенного хлорита. И наоборот, чем выше солёность воды, чем ближе она по составу к обычной морской

воде, тем больше преобразование осадков заливов и лагун приближается к преобразованиям, типичным для собственно морских осадков, тем больше в них на стадиях диагенеза и раннего катагенеза формируется хлорита и меньше каолинита.

Несомненно, важное влияние на направление вторичных преобразований заливно-лагунных отложений оказывает развитие процессов заболачивания и торфонакопления. Появление торфяников в разрезе с их высокоагрессивными кислыми болотными водами уже в диагенезе и раннем катагенезе сдвигает все процессы минеральной перестройки в сторону континентального литогенеза.

Таким образом, морские и континентальные отложения накапливались в водоемах с различными гидрохимическими особенностями (общая минерализация, соотношение важных для процессов аутигенного минералообразования катионов и анионов, кислотно-щелочные свойства, содержание органического вещества). Они в основном наследуются иловыми и погребенными подземными водами отложений морского и континентального генезиса. Существенные различия выявляются в динамике подземных вод, циркулирующих в морских и континентальных толщах: для первых характерны элизионные процессы (отжатие поровых вод в процессе погружения), для вторых, наряду с элизионными, – инфильтрационные (проникновение пресных поверхностных вод). Отложения опресненных заливов и лагун по химическому составу воды бассейнов седиментации, иловых и поровых растворов, насыщающих породы после их погребения, занимают промежуточное положение между собственно морскими и континентальным. По-видимому, эти особенности гидрохимии бассейнов, а также химического состава и динамики подземных вод в терригенных отложениях различного генезиса определяют неодинаковый характер минеральных превращений на разных стадиях литогенеза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное литологическое исследование мезозойско-кайнозойских морских и континентальных отложений района Северо-Востока и Дальнего Востока России, включающее изучение их фациальной природы, палеогеографических условий накопления, вещественного состава пород и их постседиментационных преобразований, позволило более полно раскрыть историю геологического развития этих районов и осветить некоторые общие проблемы седиментогенеза и литогенеза терригенных отложений в целом.

Ландшафтно-палеогеографические реконструкции устанавливают, что терригенные толщи, приуроченные к гетерогенным тектоническим структурам, характеризуются неодинаковыми фациально-ландшафтными условиями седиментации: Аркагалинская и Авековская площади (посторогенные наложенные впадины) – ландшафтами внутриконтинентальных аллювиально-озерных равнин; Зырянский бассейн (внутриконтинентальный рифт короткого развития) – сильно опресненным эпиконтинентальным бассейном, сменявшимся во времени внутриконтинентальной аллювиально-озерной равниной; район Пенжинской губы и о-ва Сахалин (крупные прогибы в зоне смыкания блоков коры континентального и океанического типа) – краевыми относительно мелководными морями, во время регрессии превращавшимися в систему опресненных заливов и лагун или причленявшимися к континенту с широким развитием аллювиально-озерных условий седиментации.

Минералого-петрографический анализ кластогенной и глинистой составляющей отложений показывает их полимиктовый состав в большинстве районов и вариации, часто достаточно резкие, в разрезе и на площади. Это отражает напряженный характер тектонической жизни регионов Северо-Востока и Дальнего Востока России в мезозое и кайнозое, существование здесь молодого расчлененного рельефа, близость областей размыва и седиментации. Осадочные толщи, накапливавшиеся в структурах континентального блока земной коры, характеризуются в целом более высоким содержанием кварца, кислых плагиоклазов, кислых эффузивов, осадочных и метаморфических пород по сравнению с толщами прогибов по периферии Тихого океана, где более высоким оказывается содержание обломков основных–средних эффузивов и средних плагиоклазов.

Изучение постседиментационных изменений осадочных толщ выявляет наличие специфических особенностей минеральных превращений в комплексах различного генезиса. Наиболее четко они проявляются в континентальных и морских отложениях, что говорит о генетической специализации литогенеза терригенных комплексов и позволяет выделить по меньшей мере два его типа: морской и континентальный гумидный. Важную роль при этом играют различия химического состава вод в морских и континентальных водоемах, наследовавших затем погребенными водами осадочных толщ, а также особенностей гидродинамики в осадочных толщах разного генезиса: развитие элизионных процессов в морских, сочетание элизионных и инфильтрационных – в континентальных. В последних масштабная инфильтрация поверхностных вод в диагенезе и катагенезе определяет развитие процессов, сходных с выветриванием.

Процессы литогенеза терригенных отложений сопровождаются определенной дифференциацией элементов. В континентальных отложениях в диагенезе и раннем катагенезе вследствие инфильтрационных процессов происходит предпочтительный вынос из пород Fe, Mg, Na, Ca и относительное обогащение SiO<sub>2</sub>, Al, K. На более поздних этапах эти породы также испытывают относительное обогащение SiO<sub>2</sub> и K. В морских толщах в ходе уплотнения и обезвоживания при прогрессирующем погружении в стратиффере алевроито-глинистые разности обогащаются K, а песчано-гравийные – Mg.

Осадочные толщи изученных районов содержат крупные запасы каменных и бурых углей; некоторые из месторождений (Аркагалинская площадь, площади южной части Зырянского бассейна и некоторых районов Сахалина) интенсивно разрабатываются. Эксплуатация других неизбежно развернется в ближайшем будущем в связи с освоением этого региона. Зырянский бассейн и район Пенжинской губы рассматриваются как районы, перспективные для поисков нефти и газа.

Полученные палеогеографические реконструкции важны для оценки перспектив их угленосности, нефте- и газоносности. В частности, присутствие в пределах Зырянского бассейна лишь континентальных осадков и осадков опресненного водоема предполагает большую вероятность обнаружения газа, чем нефти. Сходство тектонического положения и ряда особенностей геологического развития района Пенжинской губы и о-ва Сахалин, который давно известен своими нефтяными и газовыми месторождениями, подтверждает правомерность поисков нефти и газа также и в первом районе. Полученные данные о характере постседиментационных преобразований терригенных пород, присутствующего в них органического материала позволяют более правильно подойти к прогнозированию поисков каменных углей определенных марок, районов и участков разреза, где возможна концентрация нефти и газа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгиревич Л.Ф. *Метаморфизм углей: Сахалинский угольный бассейн* // Геология месторождений угля и горючих сланцев. М.: Недра, 1973. Т. 9. С. 633–637.
2. Ажгиревич Л.Ф., Сальников Б.А. *Литолого-фациальная характеристика угленосных отложений* // История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 39–58.
3. Алмазов А.М. *Гидрохимия устьевых областей рек (Северное Причерноморье)*. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 255 с.
4. Аммосов И.И., Уткина А.А. *Палеотемпературы, литификация и нефтегазоносность неогеновых отложений Северного Сахалина* // Палеотемпературы зон нефтеобразования. М., Наука, 1975. С. 70–93.
5. Басков Е.А. *Основы палеогидрологии рудных месторождений*. Л.: Недра, 1983. 263 с.
6. Бахтин А.И., Булатов Ф.М., Гузиев И.С., Эйриш М.В. *О механизме преобразований флогопит – гидрофлогопит – вермикулит по данным оптической и мессбауэровской спектроскопии* // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 3. С. 44–50.
7. Богашова Л.Г., Баляшко М.Г., Родионова И.П., Мураьева Л.Я. *Экспериментальное изучение закономерностей формирования поровых растворов* // Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 99–107.
8. Богомолов Б.В., Козлов М.Р., Матвеева Л.И. *Поровые растворы озерно-аллювиальных глин антропогенных отложений Белоруссии* // Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974. С. 16–22.
9. Бурьянова Е.З., Богданова В.В. *Закономерности распределения аутигенных цеолитов – ломонтита и гейландита – в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля* // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 2. С. 59–68.
10. Валяшко М.Г., Власова Н.К. *Устойчивость солей магния в растворах морского происхождения и ее геохимическое значение* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 4. С. 16–27.
11. Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н., Гричук Д.В. *О направлении развития химического состава поровых вод в донных отложениях морей и океанов* // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 43–63.
12. Ван А.В. *Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна* // Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967. С. 99–118.
13. Васильев А.Н. *Взаимодействие речных и морских вод в Обской устьевой области* // Тр. Аркт. и Антаркт. НИИ. 1976. Т. 314. С. 183–196.
14. Вассоевич Н.Б. *Происхождение нефти* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 5. С. 3–23.
15. Виноградов А.П. *Введение в геохимию океана*. М.: Наука, 1967. 215 с.
16. Виноградов А.П. *Атлас литолого-палеогеографических карт СССР*. М.: Наука, 1968. Т. 3. 77 л.
17. Волков И.И. *Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков* // Химия океана: Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 363–414.
18. Гаррельс В.М., Маккензи Ф. *Эволюция осадочных пород*. М.: Мир, 1974. 271 с.
19. Градусов Б.П. *Минералы со смешанной слоистой структурой в почвах*. М.: Наука, 1976. 125 с.
20. Грамберг И.С. *Палеогидрохимия терригенных толщ*. Л.: Недра, 1973. 172 с.
21. Дерягин Б.В. *Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород* // Тр. совещ. по инж.-геол. свойствам горн. пород и методам их изучения. М.: Изд-во АН СССР. 1956. Т. 1. С. 45–58.
22. Дриц В.А., Копорулин В.И. *К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду* // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 145–148.
23. Дриц В.А., Коссовская А.Г. *Слоистые*

- силикаты в земной коре // Там же. 1984. № 6. С. 3—23; 1985. № 1. С. 3—16.
24. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
  25. Еремеев В.В. Палеогеография и минералообразование нижнекаменноугольных угленосных отложений Среднего Урала. М.: Наука, 1972. 224 с.
  26. Жариков В.А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. 3. Электрокинетический механизм и его возможная геохимическая роль // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 9—39.
  27. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Тимофеев П.П. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 332 с.
  28. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Невзорова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
  29. Задкова И.И., Малюшко Л.Д., Сарочан В.Ф. Геохимия лагуны Буссе на Сахалине. Новосибирск: Наука, 1975. 87 с.
  30. Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1986. 239 с.
  31. Запорожцева А.С., Вишневская Т.Н., Глушицкий П.И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1963. № 2. С. 161—177.
  32. Зеерев В.П. Энергетика гидрохимических процессов современного седиментогенеза. М.: Наука, 1983. 135 с.
  33. Злочевская Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 176 с.
  34. Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеина З.А., Сергеев Е.М. О природе изменения свойств связанной воды в глинах под действием повышающихся температур и давлений // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. № 3. С. 80—96.
  35. Ииджима А. Петрохимическая характеристика цеолитовых формаций в вулканогенно-обломочных породах // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 14—23.
  36. Казинцев Е.А. Поровые растворы майкопской толщи Восточного Предкавказья и методика отжима поровых вод при высоких температурах // Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968. С. 35—42.
  37. Караванов К.П. Амуро-Зейский артезианский бассейн // Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 23: Хабаровский край и Амурская область. С. 107—145.
  38. Карпова Г.Б. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 175 с.
  39. Копорулин В.И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 1. С. 174—177.
  40. Копорулин В.И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 3. С. 72—78.
  41. Копорулин В.И. Об эпигенетическом формировании кругрификационного хлорита в песчано-гравийных породах // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 95—99.
  42. Копорулин В.И. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке // Там же. 1972. № 2. С. 100—109.
  43. Копорулин В.И. К геохимии железа и магния в морских и континентальных отложениях верхнего мела Северо-Западной Камчатки // Геохимия. 1976. № 5. С. 789—793.
  44. Копорулин В.И. Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины. М.: Наука, 1979. 179 с.
  45. Копорулин В.И., Вознесенский А.И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 6. С. 65—77.
  46. Коржинский Д.С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 35—48.
  47. Коссовская А.Г. Граувакки печорской угленосной формации // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 105—153.
  48. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71—95.
  49. Коссовская А.Г., Соколова Т.Н. Граувакки красной окраски формации Оренбургского Приуралья // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 232—284.
  50. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Кристаллохимия мине-

- ралов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 19–34.
51. *Кривошеева З.А., Бирюкова О.А.* Изменение с глубиной состава и минерализации поровых вод палеозойских и верхнепротерозойских глинистых пород центральной части Московской синеклизы // Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974. С. 108–116.
  52. *Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М.* В природе изменения состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. 4, Литология. 1977. С. 60–73.
  53. *Крюков Л.А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 220 с.
  54. *Логвиненко Н.В.* Постдиагностические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
  55. *Маверинский Ю.С., Уткина А.И.* О метаморфизме органического вещества верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений Южного Сахалина в связи с прогнозом нефтегазоносности // Изв. Сахалин. отд-ния Геогр. о-ва СССР. 1971. Вып. 2. С. 152–159.
  56. *Матвеева Л.А., Сивцов А.В.* Синтез каолинита при нормальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 81–87.
  57. *Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклиальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с.
  58. *Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н.* Сахалин и Хоккайдо // Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 191–202.
  59. *Мельников О.А., Захарова М.А.* Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации о. Сахалин. М.: Наука, 1977. 243 с.
  60. *Милло Ж.* Геология глин: (Выветривание, седиментация, геохимия). Л.: Недра, 1968. 359 с.
  61. *Муравьев В.И.* Граувакки меденосной формации Мангышлака // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 285–322.
  62. *Муравьев В.И., Сахаров Б.А.* Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 62–70.
  63. *Набоко С.И.* Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 38–53.
  64. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с.
  65. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконгита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
  66. *Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки (Пенжинский район). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 147 с.
  67. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов: (Зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 331 с.
  68. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 283 с.
  69. *Петров В.Л.* Вулканическое стекло и цеолитообразование // Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 7–25.
  70. *Попов Г.Г.* Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев. М.: Госоптехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.
  71. *Посохов Е.В.* Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеозидат, 1969. 154 с.
  72. *Пушаровский Ю.М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
  73. *Равдоникас О.В.* Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 168 с.
  74. *Разницын Ю.Н., Меланхолина Е.Н.* Охотское море, Курильская островная дуга, Курило-Камчатский глубоководный желоб // Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 203–214.
  75. *Сальников Б.А.* Литолого-фациальная характеристика угленосных отложений // История неогенового угленакопления на территории Сахалина. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 39–58.
  76. *Самойлов О.Я., Соколов Д.С.* Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 9. С. 72–80.
  77. *Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1974. 54 с.
  78. *Сендеров Э.Э.* Метастабильные системы при образовании цеолитов // Геохимия. 1983. № 11. С. 1590–1598.
  79. *Смирнов С.И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М.: Недра, 1974. 263 с.
  80. *Соколов В.Л., Симоненко В.Ф.* К вопросу об изучении на моделях процесса отжа-



- тия седиментационных вод // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 117—121.
81. Соколова М.Ф. Синтез серпентиновых и хлоритовых минералов при повышенных температурах и давлениях // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 154—160.
  82. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
  83. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
  84. Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза // Литология и полезные ископаемые. 1971. № 5. С. 3—21.
  85. Тильман С.М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 128—142.
  86. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 262 с.
  87. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с.
  88. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с.
  89. Тимофеев П.П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17—25.
  90. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Еремеев В.В. и др. Особенности преобразования вещества осадков различных фаций в процессе формирования пород // Докл. на спец. засед. VIII Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1967. С. 145—154.
  91. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 48—75.
  92. Тимофеев П.П., Шербаков А.В. Проблемы энергетики осадочного процесса // Там же. 1979. № 1. С. 3—22.
  93. Уоддов П.А., Назаров А.Д., Коробейникова Е.С. и др. Геохимические особенности поровых растворов горных пород. М.: Недра, 1983. 240 с.
  94. Франк-Каменецкий В.А., Когов Н.В., Томашенко А.Н. К вопросу о роли  $Al^{III}$  и  $Al^{IV}$  при преобразовании и синтезе слоистых силикатов // Геохимия. 1973. № 8. С. 1153—1162.
  95. Франк-Каменецкий В.А., Когов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные образования слоистых силикатов при повышенных  $P$ — $T$  параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
  96. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 152 с.
  97. Шеварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
  98. Швец В.М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973. 191 с.
  99. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
  100. Шувеев А.С. Стратиграфия верхнемеловых отложений в истории геологического развития о. Сахалин в позднемеловую эпоху: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 30 с.
  101. Шутлов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 3. С. 30—44.
  102. Шутлов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 9—29.
  103. Шутлов В.Д. Граувакки карагиндинской угленосной формации // Там же. С. 30—105.
  104. Шутлов В.Д. Граувакки меленосной формации Джезказгана // Там же. С. 187—231.
  105. Шутлова Г.С., Уткина А.И. К вопросу о выделении терригенно-минералогических провинций верхнемеловых отложений Западного Сахалина // Тр. СахКНИИ. 1974. Вып. 31. С. 93—97.
  106. Шербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
  107. Юркова Р.М. Граувакки неогена Северного Сахалина // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 154—186.
  108. Berry F.A.F. Relative factors influencing membrane filtration effect in geological environments // Chem. Geol. 1969. Vol. 4, N 1/2. P. 395—401.
  109. Brindley G.W., Brown G. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. 495 p.
  110. Burst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 1. P. 73—93.
  111. Castrea D.D., Harward M.E., Knox E.G. Formation and stability of hydroxyl—Mg interlayers in phyllosilicates // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 4. P. 213—222.
  112. Chilingarian G.V., Savabini C.T., Riecke H.H. Effect of compaction on chemistry of solution expelled from montmorillonite clay saturated in sea water // Sedimentology. 1973. Vol. 20, N 3. P. 391—398.
  113. Coombs D.S., Ellis A.Y., Fyfe W.S., Tay-

- lor A.M. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1959. Vol. 17, N 1/2. P. 53-107.
114. *Donahoe R.J., Liou J.S.* An experimental study of the process of zeolite formation // *Ibid.* 1985. Vol. 49, N 11. P. 1349-2360.
  115. *Donnelly W., Wollace J.L.* Major and minor element chemistry of Atlantic clay-rich sediments: Sites 322, 323 and 325 DSDP, Leg 35 // *Init. Rep. DSDP*. 1976. Vol. 35. P. 427-446.
  116. *Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review // *Sedimentology*. 1970. Vol. 15, N 3/4. P. 281-346.
  117. *Eberl D.* Alkali cation selectivity and fixation of clay minerals // *Clays and Clay Miner.* 1980. Vol. 28, N 3. P. 161-172.
  118. *Eberl D.D., Hower J.* A kaolinite synthesis: The role of the Si/Al and alkali/H<sup>+</sup> ratio in hydrothermal systems // *Ibid.* 1975. Vol. 23, N 4. P. 301-309.
  119. *Eberl D.D., Whitney G., Khouri H.N.* Hydrothermal reactivity of smectite // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 401-409.
  120. *Engelhardt W. von, Gaida K.H.* Concentration changes of pore solutions during compaction of clay sediments // *J. Sediment. Petrol.* 1963. Vol. 33, N 4. P. 919-930.
  121. *Gilkes R.J., Young R.C., Quirk J.P.* The oxidation of octahedral iron in biotite // *Clays and Clay Miner.* 1972. Vol. 20, N 5. P. 303-315.
  122. *Howden M.G.* The in situ synthesis of zeolite in fired kaolinite matrices // *Proc. I Cong. miner. Johannesburg*, 1983. P. 369-373.
  123. *Iijima A.* Effects of sodium concentration in pore water to zeolite diagenesis // *XI Congr. Intern. sediment. Nice*, 1975. Vol. 9. P. 385-391.
  124. *Ismail F.T.* Biotite weathering and clay formation in arid and humid regions, California // *Soil Sci.* 1970. Vol. 109, N 4. P. 257-261.
  125. *La Inglesia A., Oosterwyck-Gastuche M.V. van.* Kaolinite synthesis. 1. Crystallization conditions at low temperatures and calculation of thermodynamic equilibria: Application to laboratory and field observations // *Clays and Clay Miner.* 1978. Vol. 26, N 6. P. 397-408.
  126. *Manheim F.T.* Comparative studies on extraction of sediment interstitial waters: Discussion and comments on the current state of interstitial water studies // *Ibid.* 1974. Vol. 22, N 4. P. 337-343.
  127. *Manheim F.T., Sayles F.L.* Composition and origin of interstitial waters of marine sediments based on DSDP cores // *The sea: Ideas and observations on progress in the studies of the seas. N.Y. etc.: Wiley*, 1974. Vol. 5. P. 527-568.
  128. *McDuff R.E.* Major cation gradients in DSDP interstitial waters: The role of diffusive exchange between sea water and upper oceanic crust // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1981. Vol. 45, N 10. P. 1705-1713.
  129. *Perry E.C. (Jr.), Hower J.* Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments // *Clays and Clay Miner.* 1970. Vol. 18, N 3. P. 165-177.
  130. *Polastro R.M.* Mineralogical and morphological evidence for formation of illite at the expense of illite-smectite // *Ibid.* 1985. Vol. 33, N 4. P. 265-274.
  131. *Roberson H.E., Laham R.W.* Smectite to illite conversion rates: Effects of solution chemistry // *Ibid.* 1981. Vol. 29, N 2. P. 129-135.
  132. *Slaughter M., Milne J.H.* The formation of chlorite-like structures from montmorillonite // *Clays and clay minerals: The VII Nat. conf. L.etc.: Pergamon press*, 1958. P. 114-124.
  133. *Surdam R.C., Sheppard R.A.* Zeolites in saline alkaline-like deposits // *Natur. Zeolites. Geol. occurrence, property, use. Oxford etc.*, 1978. P. 145-174.
  134. *Thomson M.B.* Laumontite equilibria and the zeolite facies // *Amer. J. Sci.* 1970. Vol. 269, N 3. P. 267-275.
  135. *Weaver C.E., Beck K.C.* Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss // *Geol. Soc. Spec. Pap.* 1971. N 139. P. 3-131.
  136. *Wirshing U.* Experiments on the hydrothermal formation of calcium zeolites // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29, N 3. P. 171-173.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1. Общий вид малоизмененного полимиктового (преимущественно гидрослюдистого) глинистого цемента. Песчаник среднезернистый, фация АРР. Аркагаалинская площадь, аркагаалинская свита (шлиф,  $\times 100$ , николи //).

2. Новообразованный каолинитовый цемент в поре, вдоль границ обломков — реликты исходного цемента (темные каемочки). Песчаник крупнозернистый, фация АРР. Аркагаалинская площадь, аркагаалинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

3. Преобразование чешуйки биотита в каолинит в поре, видны волокна сравнительно малоизмененного биотита, разделенные агрегатом каолинита. Песчаник крупнозернистый, фация АРР. Аркагаалинская площадь, аркагаалинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

4. Реликты зерна плагиоклаза, замещенного каолинитом. Песчаник среднезернистый, фация ОВМ. Аркагаалинская площадь, аркагаалинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи +).

5, 6. Сканирующие электронные микрофотографии аутигенного каолинитового цемента: 5 — вермикулитоподобные сростки из сочлененных по базисной плоскости изометричных кристаллитов; 6 — пилообразная поверхность обломочного зерна, подвергшегося замещению каолинитом. Песчаник мелкозернистый, фация АРП. Аркагаалинская площадь, аркагаалинская свита.

Таблица II

1. Общий вид вулканомиктового грауваккового крупнозернистого песчаника с глинистым цементом, преимущественно смектитового состава. Фация ОВМ. Авековская площадь, верхняя часть авековской свиты (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

2. Пора, выполненная новообразованным клиноптилолитом. Песчаник среднезернистый, вулканомиктовый. Фация АРП. Авековская площадь, верхняя часть авековской свиты (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

3, 4. Чешуйка биотита, замещенная клиноптилолитом. Песчаник крупнозернистый, фация АРР (шлиф, 3 —  $\times 100$ ; 4 —  $\times 600$ , николи // (3), + (4)).

5, 6. Начальные этапы превращения каолинита в смешанослойные минералы слюда—смектит, видно стопочковидное строение агрегата последних, имитирующих строение исходного каолинита. Песчаник среднезернистый, фация АРР. Зырянский бассейн, основание селяпской свиты (шлиф,  $\times 600$ , николи +).

7. Аутигенный гидрослюдистый цемент в крупной поре относительно крупночешуйчатого строения. Песчаник среднезернистый, фация АРП. Зырянский бассейн, ожогинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи +).

Таблица III

1. Аутигенный диккит (?) по каолиниту в виде плотных стопочковидных агрегатов. Песчаник среднезернистый, фация АРР. Зырянский бассейн, бастакская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

2. Чешуйка биотита, первоначально измененная до каолинита, а затем замещенная агрегатом гидрослюд. Песчаник среднезернистый, фация АРП. Зырянский бассейн, ожогинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи +).

3. Общий вид малоизмененного глинистого цемента смектит-гидрослюдисто-хлоритового состава; видно его беспорядочно-агрегатное строение. Песчаник среднезернистый, фация ОВМ. Район Пенжинской губы, западное побережье, маметчинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

4. Новообразованный корренситовый цемент с отчетливым крустификационным строением, видна его неоднородность в направлении от периферии поры к центру. Гравелит мелкозернистый,

фация МСД. Район Пенжинской губы, восточное побережье, быстринская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

5. Зонарное строение аутигенного хлорит-цеолитового цемента в поре, участки с высоким содержанием цеолита (светлое) и хлорита (темное) чередуются при переходе от периферии к центру, а в центре образуют крустификационный агрегат. Гравелит мелкозернистый, фация МСД. Район Пенжинской губы; восточное побережье, быстринская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

6. Новообразованный хлорит-ломонтитовый цемент в поре. Относительно широкая каемка хлорита приурочена к границе пор, ломонтит выполняет их центральные части. Гравелит мелкозернистый, фация МСД. Район Пенжинской губы, восточное побережье, нижебыстринская подсвита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

#### Таблица IV

1-4. Сканирующие электронные микрофотографии новообразованного цемента в порах.

1, 2. Крустификационный хлорит, видны плоские и удлиненные в плоскости "а-в" чешуйки.

3, 4. Ломонтит, видны близкие к прямоугольным поверхности скола на кристаллах. Песчаник среднезернистый, фация МСД. Район Пенжинской губы, восточное побережье, нижебыстринская подсвита.

5, 6. Сканирующие электронные микрофотографии цемента в порах. Песчаник среднезернистый, фация МЛС, невельская свита, скв. 1, район пос. Лютога.

5. Сметитовый цемент, образующий субколломорфные обособления мелких чешуек с загнутыми краями.

6. Кристаллы клиноптилолита и лепидосферы кристобалита в цементе. Поверхность кристалла цеолита несколько корродирована.

#### Таблица V

Снимки сканирования в поглощенных электронах —  $e^+$  (1) и характеристических рентгеновских лучах (2-9) крупной поры ( $100 \times 200$  мм), выполненной новообразованным ломонтитом (центр поры), хлоритом (каемка по периферии) и выделениями сфена вдоль границ некоторых обломков. Песчаник среднезернистый, фация МСД. Пенжинская губа, восточное побережье, нижебыстринская подсвита.

#### Таблица VI

1-4. Сканирующие электронные микрофотографии глинистого цемента в порах.

1. Гидролюдистый цемент с беспорядочным расположением удлиненных или слабоудлиненных чешуек. Алевролит крупнозернистый, фация МПА, о-в Сахалин.

2-4. Хлоритовый цемент: 2, 3 — глобулярные обособления хлорита, состоящие из тонких чешуек с четко выраженными кристаллографическими очертаниями; 4 — агрегат тонких беспорядочно ориентированных чешуек, часто несколько изогнутых и контактирующих по системе край-плоскость. Песчаник среднезернистый, МСД, краснопольевская свита, скв. 6374.

5. Начальные стадии преобразования полимиктового (преимущественно гидрослюдисто-хлоритового) глинистого цемента в поре. Виден новообразованный каолинит в центре поры и мощная каемочка хлорита по периферии. Гравелит мелкозернистый, фация АРР, о-в Сахалин, снежинкинская свита (шлиф,  $\times 600$ , николи //).

6. Сканирующая электронная микрофотография аутигенного каолинита в поре. Видны крупные вермикулитовые сростки изометричных и псевдогексагональных кристаллитов этого минерала. Песчаник среднезернистый, фация АРР, о-в Сахалин, снежинкинская свита.

7. Аутигенный цемент, состоящий из смешанослойной фазы слюда-сметит, сформированной по аутигенному каолиниту более ранней генерации. Видны выделения новообразованного кварца на обломочных зернах. Песчаник среднезернистый, фация МЛА, о-в Сахалин, жонкьерская свита (шлиф,  $\times 300$ , николи //).

8. Сканирующая электронная микрофотография аутигенного кварца в поре. Образец, микрофотография которого приведена на рис. 5.

#### Таблица VII

Снимки сканирования в поглощенных электронах —  $e^+$  (I) и в характеристических рентгеновских лучах (2–9) узкой поры ( $20 \times 40$  мкм), выполненной новообразованным каолинитом в центре поры и реликтами исходного глинистого материала по периферии. Каолиниту отвечают повышенные концентрации Si, гидрослюдистому — Fe, Mg, непосредственно у границы с обломком — K и Ti. Песчаник крупнозернистый, фация APP, о-в Сахалин, снежинкинская свита.

#### Таблица VIII

Снимки сканирования в поглощенных электронах —  $e^+$  (I) и характеристических рентгеновских лучах (2–9) поры, выполненной новообразованной гидрослюдой (в центре поры) и хлоритом (по ее периферии). Гидрослюде отвечает повышенное содержание Al и K, а хлориту — Fe и Mg. Вдоль границ обломочных зерен видны тонкие каемки Ca, иногда Na и Ti. Песчаник мелкозернистый, фация МЛА, о-в Сахалин, жонкьерская свита.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава первая	
<b>Седиментогенез и литогенез верхнемеловых отложений Аркагагинской угленосной площади . . . . .</b>	<b>6</b>
Общая геологическая характеристика . . . . .	6
Фациальный состав отложений и условия накопления . . . . .	6
Вещественный состав пород и области сноса материала . . . . .	12
Постседиментационные преобразования пород . . . . .	16
Глава вторая	
<b>Седиментогенез и литогенез олигоценовых отложений Авековской угленосной площади (Магаданская обл.) . . . . .</b>	<b>18</b>
Общая геологическая характеристика . . . . .	18
Фациальный состав отложений и условия накопления . . . . .	19
Вещественный состав пород и области сноса материала . . . . .	22
Постседиментационные преобразования пород . . . . .	25
Глава третья	
<b>Седиментогенез и литогенез нижнемеловых отложений Зырянского угленосного бассейна . . . . .</b>	<b>26</b>
Общая геологическая характеристика . . . . .	26
Фациальный состав отложений и условия накопления . . . . .	29
Вещественный состав пород и области сноса материала . . . . .	31
Постседиментационные преобразования пород . . . . .	34
Глава четвертая	
<b>Седиментогенез и литогенез верхнемеловых отложений района Пенжинской губы . . . . .</b>	<b>45</b>
Общая геологическая характеристика . . . . .	45
Фациальный состав отложений и условия накопления . . . . .	46
Вещественный состав пород и области сноса материала . . . . .	47
Постседиментационные преобразования пород . . . . .	56
Глава пятая	
<b>Седиментогенез и литогенез верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых осадков западной и северной частей о-ва Сахалин . . . . .</b>	<b>60</b>
Общая геологическая характеристика . . . . .	60
Фациальный состав отложений и условия накопления . . . . .	63
Вещественный состав пород и области сноса материала . . . . .	65
Постседиментационные преобразования пород . . . . .	68
Глава шестая	
<b>Генетические и физико-химические аспекты литогенеза терригенных отложений . . . . .</b>	<b>89</b>
Генетические особенности литогенеза изученных терригенных отложений . . . . .	89
Физико-химические условия преобразования и формирования глинистых минералов и цеолитов . . . . .	98
Зональность аутигенного минералообразования в порых и ее причины . . . . .	100
Уплотнение терригенных осадков и поведение поровых растворов . . . . .	103

Глава седьмая

<b>Гидрохимические и гидродинамические особенности литогенеза терригенных отложений различного генезиса</b> .....	105
Континентальные отложения .....	105
Морские отложения .....	108
Отложения заливов и лагун .....	111
<b>Заключение</b> .....	113
<b>Литература</b> .....	115
<b>Объяснения к таблицам</b> .....	120

## CONTENTS

<b>Preface</b> . . . . .	3
<b>Chapter one</b>	
<b>Sedimentation and lithogenesis of Upper Cretaceous sediments in Arkagalinskaya coal bearing field</b> . . . . .	6
General geological characteristic . . . . .	6
Facies and sedimentation conditions . . . . .	6
Rock composition and source of terrigenous material . . . . .	12
Postsedimentary transformations of sediments . . . . .	16
<b>Chapter two</b>	
<b>Sedimentation and lithogenesis of Oligocene sediments in Avecovo coal bearing field</b> . . . . .	18
General geological characteristic . . . . .	18
Facies and sedimentation conditions . . . . .	19
Rock composition and source of terrigenous material . . . . .	22
Postsedimentary transformations of sediments . . . . .	25
<b>Chapter three</b>	
<b>Sedimentation and lithogenesis of Lower Cretaceous sediments in Zyrjanka coal bearing basin</b> . . . . .	26
General geological characteristic . . . . .	26
Facies and sedimentation conditions . . . . .	29
Rock composition and source of terrigenous material . . . . .	31
Postsedimentary transformations of sediments . . . . .	34
<b>Chapter four</b>	
<b>Sedimentation and lithogenesis of Upper Cretaceous sediments in Peshynskaya bay region</b> . . . . .	45
General geological characteristic . . . . .	45
Facies and sedimentation conditions . . . . .	46
Rock composition and source of terrigenous material . . . . .	47
Postsedimentary transformations of sediments . . . . .	56
<b>Chapter five</b>	
<b>Sedimentation and lithogenesis of Upper Cretaceous, Paleogenic and Neogenic sediments on Sakhalin Island</b> . . . . .	60
General geological characteristic . . . . .	60
Facies and sedimentation conditions . . . . .	63
Rock composition and source of terrigenous material . . . . .	65
Postsedimentary transformations of sediments . . . . .	68
<b>Chapter six</b>	
<b>Genetic and physico-chemical aspects of terrigenous sediment lithogenesis</b> . . . . .	89
Genetic peculiarities of studied sediment lithogenesis . . . . .	89
Physico-chemical conditions of clay mineral and zeolite formation and alteration . . . . .	98
Zonality of authigenic mineral formation in pores and factors influencing its appearance . . . . .	100
Compaction of terrigenous sediments and pore fluid behavior . . . . .	103



Chapter seven

<b>Hydrochemical and hydrodynamic peculiarities of terrigenous sediment lithogenesis of variegated genesis</b> . . . . .	105
<b>Continental deposits</b> . . . . .	105
<b>Marine deposits</b> . . . . .	108
<b>Lagunal and bay deposits</b> . . . . .	111
<b>Conclusion</b> . . . . .	113
<b>Bibliography</b> . . . . .	115
<b>Explication to plates</b> . . . . .	120

Научное издание

**Копорулин  
Владимир Иванович**  
**МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ  
ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА  
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**  
Труды, вып. 480

Утверждено к печати  
Геологическим институтом РАН

Редактор **Г.В. Киреева**  
Художник **Е.Б. Иваненко**  
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**  
Технический редактор **Т.В. Жмелькова**  
Корректор **Т.И. Шеповалова**

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 49083

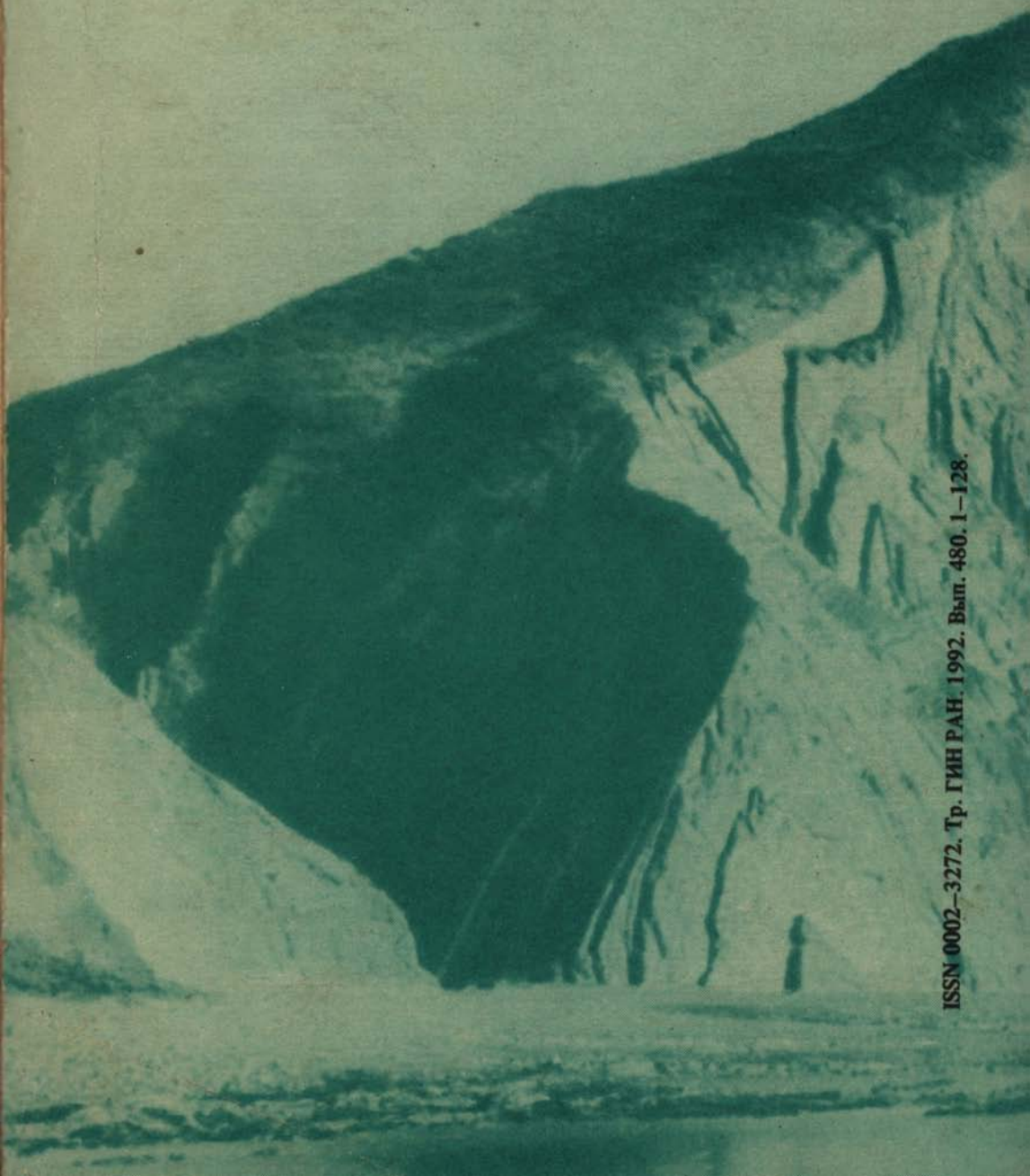
Подписано к печати 24.04.92. Формат 70 × 100 1/16  
Бумага типографская № 2. Гарнитура Пресс-Роман  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,4 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 11,4  
Уч.-изд.л. 11,8. Тираж 295 экз. Тип. зак. 2045

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864  
ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

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

6

20-00



ISSN 0002-3272. Тр. ГИН РАН. 1992. Вып. 480. 1-128.