



ISSN 0002-3272

**ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА**

**Ю.Г. Цеховский, А.С. Балуев,  
И.Е. Стукалова, Р.Г. Корнева**

The cover image shows a rocky coastline on the left side, with a blue sky and a blue sea on the right. The rocks are layered and appear to be part of a cliffside. The water is calm with some ripples. The sky is clear and blue.

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ  
И КАЙНОЗОЙСКИХ  
РИФТОВЫХ  
ВПАДИНАХ**



**Труды Геологического института**  
Основаны в 1932 году  
Вып. 617

**Ю.Г. Цеховский, А.С. Балувев,  
И.Е. Стукалова, Р.Г. Корнева**

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ  
РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Москва  
ГЕОС  
2018



УДК 551  
ББК 26.323  
Ч. 58

Ответственный редактор *А.В. Маслов*

Редакционная коллегия:

*М.А. Федонкин* (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора), *Г.Н. Александрова* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*, *К.Е. Дегтярев*, *А.В. Дронов*, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносков*, *В.Ю. Лаврушин*, *М.Г. Леонов*, *М.А. Рогов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты: *В.В. Петрова*, *М.Г. Леонов*

**Труды Геологического института / Геол. ин-т, – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964 – М: ГЕОС. 2018.**

ISBN 978-5-89118-766-5

**Вып. 617: Седиментогенез в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Центральной Азии / Ю.Г. Цеховский, А.С. Балувев, И.Е. Стукалова, Р. Г. Корнева. Отв. ред. А.В. Маслов. М.: ГЕОС. 2018. 168 с.**

ISBN 978-5-89118-766-5

В работе на примере изучения мезозойских и кайнозойских внутриконтинентальных рифтовых впадин Забайкалья, Прибайкалья и Монголии рассматриваются своеобразные слабо изученные особенности осадконакопления и литогенеза в этих структурах. Доказано, что в них, наряду с экзогенными процессами, способствующими изменению климата, рельефа, фаций и растительности, проявлялись глубинные процессы, связанные с вулканизмом и разгрузкой газово-жидких флюидов, дополнительно поставляющие различные по составу компоненты в область осадконакопления и во многом определяющие его специфику. Отмечается также и необычность экзогенных процессов в рифтовых впадинах. При этом возникали толщи грубообломочных пород в эпохи выравнивания рельефа, когда в этих структурах, окруженных высокими и крутыми прибортовыми уступами, происходило разрушение слагающих их пород и формировались обвальнo-осыпные образования, олистостромы и делювиально-пролювиальные шлейфы. Рассмотрены особенности осадконакопления в наземных участках рифтовых впадин, где возникли травертины, гейзериты, и рифтовых озерах, на дне которых появлялись грязевые вулканы, грифоны, и иногда формировались скопления метановых газогидратов, а также создавались благоприятные обстановки для образования кремнистых осадков. Показано, что набор осадочных формаций, образующихся в рифтовых впадинах, существенно отличен от внерифтовых участков платформ. Учитывая высокую насыщенность рифтовых отложений органическим веществом и формирования в них многих богатых по запасам месторождениям углей, горючих сланцев, а также углеводородных газов и нефти выясняются причины этого явления. Детально раскрывается геологическая история Байкальской рифтовой впадины, а также сложные процессы литогенеза в ее крупном глубоководном пресном озере.

Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-15-00037



Издание РФФИ не подлежит продаже

© Коллектив авторов, 2018  
© ГИН РАН, 2018  
© ГЕОС, 2018

**Proceedings of the Geological Institute**  
Founded in 1932  
Vol. 617

**Yu.G. Tsekhovskiy, A.S. Baluev,  
I.E. Stukalova, R.G. Korneva**

**SEDIMENTOGENESIS  
IN MESOZOIC AND CENOZOIC  
RIFT TROUGHS  
IN CENTRAL ASIA**

Moscow  
GEOS  
2018

УДК 551  
ББК 26.323  
Ч. 58

Editor-in-chief: *A.V. Masllov*

Editorial board:

*M.A. Fedonkin* (Editor in Chief), *M.A. Akhmet'ev*, *Yu.G. Gavrilov*, *K.E. Degtyarev*,  
*V.A. Zakharov*, *V.B. Kurnosov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoi*,  
and *N.P. Chamov*

Reviewers: *V.V. Petrova*, *M.G. Leonov*

**Proceedings of the Geological Institute** / Geol. Institute, Moscow: Acad. Sci. USSR, 1932–1964. M.: Наука, 2018.

**ISBN 978-5-89118-766-5**

**Issue 617: Sedimentoogenesis in mesozoic and cenozoic rift troughs in Central Asia** / Yu.G. Tsekhovskii, A.S. Baluev, I.E. Stukalova, and R.G. Korneva. Editor-in-chief: A.V. Maslov M.: GEOS, 168 p.

**ISBN 978-5-89118-766-5**

The specifics and still poorly understood features of sedimentation and lithogenesis are discussed with reference to Mesozoic and Cenozoic continental rift troughs in Transbaikalia, western Baikal area, and Mongolia. Along with supergene processes, which facilitated changes in the climate, surface topography, facies of the sediments, and vegetation, these structures are proved to have been affected by juvenile processes (related to volcanism and the discharge of gas–liquid fluids), which bring additional components to the sedimentation areas and thus largely controlled its specifics. Supergene processes in the rift troughs were also unusual. They were associated with the accumulation of rudaceous sediments when the surface topography was leveled off and when rocks of these structures (which were surrounded by high and steep flank scarps) were eroded, and this material produced landslides and talus, olistostromes, and diluvial–proluvial blankets. Distinguishing features of sedimentation in on-land portions of the rift troughs (where travertine and geyserite were formed) and rift lakes are discussed. On the floor of these lakes, mud volcanoes and mud springs developed, and methane gas hydrate was sometimes accumulated. The floors of the lakes were also favorable for the accumulation of siliceous sediments. The ensembles of associations of sedimentary rocks deposited in the rift troughs are remarkably different from those in off-rift portions of platforms. Possible reasons for the high abundances of organic matter in the rift rocks and the fact that many large coal, slate coal, hydrocarbon gases, and oil in the rift rocks are discussed. Detailed information is presented on the geological history of the Baikal rift trough and on complicated lithogenesis processes in this large freshwater lake.

This publication was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research, project no 18-15-00037



This publication was issued by the Russian Foundation for Basic Research and is not for sale.

© Коллектив авторов, 2018  
© ГИН РАН, 2018  
© ГЕОС, 2018



# ОГЛАВЛЕНИЕ

---

<b>Предисловие</b> .....	7
<b>ГЛАВА 1. Особенности осадконакопления в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Центральной Азии</b> .....	10
1.1. Сведения о континентальном платформенном рифтообразовании .....	10
1.2. Строение и эволюция рифтовых впадин .....	12
1.3. Формационный анализ рифтовых отложений .....	21
1.4. Распространение рифтовых формаций .....	29
1.5. Рифтовые формации в областях с гумидным климатом .....	32
1.6. Рифтовые формации в областях с аридным климатом .....	41
1.7. Травертины и известковистые каличе в рифтовых отложениях .....	55
<b>ГЛАВА 2. Кайнозойское осадконакопление в Байкальской рифтовой зоне</b> .....	63
2.1. Тектоника Байкальской рифтовой зоны .....	63
2.2. Строение фундамента и неотектоника Байкальской рифтовой зоны .....	65
2.3. Магматизм Байкальской рифтовой зоны .....	70
2.4. Сейсмичность и геодинамика Байкальской рифтовой зоны .....	71
2.5. Особенности тектоники Байкальской рифтовой зоны .....	73
2.6. История геологического развития Байкальской рифтовой зоны .....	75
2.7. Экзогенные процессы литогенеза в Байкальской рифтовой зоне .....	76
2.8. Вклад глубинных процессов в рифтовое осадконакопление Прибайкалья .....	79
2.9. Главные особенности современных рифтовых процессов литогенеза в Прибайкалье .....	96
<b>ГЛАВА 3. Закономерности накопления углей и горючих сланцев в рифтовых впадинах</b> .....	101
3.1. Угленосные отложения .....	101
3.2. Особенности угленакопления в рифтовых впадинах .....	104
3.3. Петрографический состав и степень метаморфизма углей .....	109

3.4. Палеоландшафты в эпохи угленакопления и причины формирования мощных пластов углей .....	114
3.5. Горючие сланцы .....	118
3.6. Нижнемеловые горючие сланцы Забайкалья и Монголии .....	119
3.7. Структурный и формационный анализ сланценосных толщ .....	127
3.8. Факторы влияющие на образование горючих сланцев .....	128
3.9. Условия образования нижнемеловых озерных горючих сланцев в Забайкалье и Монголии.....	134
3.10. Особенности процессов накопления углей и горючих сланцев в Забайкалье, Прибайкалье и Монголии .....	143

<b>ГЛАВА 4. Главные формы проявления процессов рифтового континентального платформенного литогенеза в мезозойско-кайнозойских отложениях Центральной Азии .....</b>	<b>145</b>
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

<b>Заключение.....</b>	<b>152</b>
<b>Литература .....</b>	<b>154</b>

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

Работа посвящена изучению процессов осадконакопления осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в мезозойских и кайнозойских платформенных внутриконтинентальных рифтовых впадинах Центральной Азии на территории Забайкалья, Монголии и Прибайкалья. Эти тектонические структуры имеют здесь широкое распространение. При характеристике мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, заполняющего эрозионно-тектонические впадины Центральной Азии, многие геологи отмечают своеобразие процессов всех звеньев цепи литогенеза (мобилизации вещества в областях денудации, его транспортировки, осадению и диагенезу) в рифтовых впадинах. Здесь в область осадконакопления дополнительно поступает глубинное вещество с продуктами вулканизма, гидротермальной деятельности, а также при разгрузке газово-жидких флюидов, что существенно влияет на процессы литогенеза. При этом резко активизировалась деятельность микроорганизмов, что также отражается на процессах осадконакопления.

Следует отметить важное практическое значение изучения рифтовых отложений, с которыми связаны многочисленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Особо следует выделить углеродистые породы, содержащие крупные месторождения углей, горючих сланцев, а также нефти и газа.

В настоящее время, несмотря на множество публикаций, затрагивающих отдельные особенности рифтового осадконакопления, пока отсутствуют работы, где подробно и последовательно характеризуются процессы рифтового литогенеза. Детальное их изучение осуществлялось авторами с 1991 по 2017 гг. в лабораториях ГИН РАН: «Литогенеза», «Сравнительного анализа осадочных бассейнов» и «Тектоники консолидированной коры» (в рамках научных госбюджетных тем: «Динамика литогенетических процессов формирования и эволюции внутриконтинентальных рифтов и пострифтовых структур фанерозоя Евразии» (№ госрегистрации 0135-2014-0016), «Формирование литологических и минералогическо-геохимических особенностей осадочного чехла Европейской части России и сопредельных областей в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках» (№ госрегистрации 0135-2016-0004), при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 01-05-64595, 04-05-64148; 04-05-64045; 10-05-00852), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: «Структуры и тектоническая эволюция платформ



и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации»), а также в рамках международной программы «Глубоководная экология, палеолимнология и геодинамика Байкала».

На территории Забайкалья, Прибайкалья, Сибири и Монголии выявлены погребенные мезозойские рифтовые впадины, а также их современные аналоги в Байкальской рифтовой зоне. Последняя была заложена в начале кайнозоя и продолжает свое развитие в настоящее время, что позволяет непосредственно наблюдать здесь и изучать процессы рифтового литогенеза. Поэтому в работе более подробно рассмотрены строение и геодинамика развития этой одной из крупнейших современных систем континентального рифтинга на основе многих публикаций разных геологов, а также новых данных, полученных авторами настоящей монографии.

Для России сохранение чистых и пресных вод Байкала является одной из актуальных задач. Показано, что своеобразие, сложность и многообразие протекающих минералообразующих процессов в этом водоеме (в отличие от других озер нашей страны) связано с его местоположением в рифтовой зоне. Здесь на состав байкальских вод и на литогенез осадков существенное влияние оказывают не только наземные процессы (атмосферные осадки, таяние ледников, почвенно-грунтовые воды), но и масштабное поступление глубинных газово-жидких флюидов.

Учитывая частое обогащение рифтовых отложений органическим веществом и наличие во впадинах продуктов его преобразований (месторождений угля, залежей нефти, газа и газогидратов), выявлению причин этого явления в работе уделялось повышенное внимание. При этом учтены и обобщены данные Ю.Г. Цеховского, О.В. Япаскурта и И.Е. Стукаловой, изложенные в серии статей, и привлечены полученные авторами проекта новые данные, касающиеся указанной тематики. Кроме того продолжались актуальные исследования трансформации органического вещества и вмещающих его пород, результаты которых содержатся в проекте РФФИ № 01-05-64595 за 2001–2003 гг. (руководитель И.Е. Стукалова).

В настоящей монографии при характеристике сложных и многообразных процессов литогенеза, включающих седиментацию и диагенез, согласно данных [Геологический словарь, 1978; Страхов, 1963], а также при катагенетических преобразованиях пород, основное внимание уделялось рассмотрению особенностей проявлений седиментогенеза, иногда с привлечением стадии диагенеза. Поэтому термин седиментогенез используется и в названии настоящей работы.

**Благодарности.** В организации исследований, обсуждении их результатов и консультациях принимали участие сотрудники ГИН РАН: О.В. Япаскурт, Ю.Г. Леонов, М.Г. Леонов, Ю.О. Гаврилов, Т.Ф. Щербакова, В.В. Костылева, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, М.А. Ахметьев, А.И. Вознесенский, А.В. Полещук, Т.М. Кодрул, В.Н. Кулешов, В.И. Муравьев, Г.В. Щепетова, И.М. Симанович, И.М. Гусев; геологи Бурятгеоцентра: Г.П. Потрахин, Ю.П. Гусев, Е.М. Шатковская, В.С. Платов, В.А. Лбов, А.А. Савченко, а также Ж. Бадамгарав (Института Геологии и Минеральных ресурсов Монгольской Академии Наук), А.В. Никитин (Воронежский государственный университет) и К.М. Седаева (Московский государственный университет).

Особо следует отметить важный вклад в организацию и проведение работ, направленных на изучение процессов литогенеза в континентальных рифтовых структурах О.В. Япаскурта.

Научные исследования и подготовка монографии проводились в лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН, в том числе и в рамках текущей темы «Тектоно-седиментационные системы: строение и развитие» (№ 0135-2018-24), а также частично по теме лаборатории тектоники консолидированной коры «Верхнекоровые структурно-морфологические ансамбли платформ и подвижных поясов: тектоническая эволюция и связь с глубинным строением (на примере Восточно-Европейской платформы и подвижных зон Евразии)» (№ 0135-2016-0012).

# ГЛАВА 1

## ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

---

### 1.1. Сведения о континентальном платформенном рифтообразовании

Объектами изучения процессов платформенного рифтового литогенеза служили ряд регионов Центральной Азии (Западное Забайкалье, Прибайкалье и Монголия), охваченные в мезозое и кайнозое интенсивным рифтообразованием. Здесь выделяется древняя Забайкальская рифтовая система [Писцов, 1982, 1986] или ее расширенный вариант, включающий прилегающие районы Монголии и именуемой Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой системой [Воронцов и В.В. Ярмолук, 2004]. Согласно исследованиям Е.Е. Милановского [1987], данные рифтовые структуры являются частью Забайкальско-Восточно-Монгольско-Дунбэйской мегасистемы рифтов, дополнительно прослеженной также и на севере Китая. Кроме того, В.С. Самойловым и М.М. Аракелянцем [1989] в Южной Монголии выделяется Северо-Гобийская рифтовая зона.

Кайнозойская Байкальская рифтовая зона, охарактеризованная в публикациях [Логачев, 1968, 1974; Мац и др., 2001, Цеховский, Леонов, 2007 и др.], ещё и в настоящее время продолжает свое развитие, здесь непосредственно можно наблюдать и изучать процессы рифтового осадконакопления.

К континентальным рифтам относятся линейно вытянутые на сотни километров структуры растяжения земной коры, обычно осложненные сдвиговыми деформациями [Геологический словарь, 1978; Грачев, 1977; Леонов, 2001]. Они представляют собою цепочки удлиненных грабенов, разделенных трансферными перемычками, а также нередко сливающиеся между собою и образующие прогибы (грабен-синклинали или депрессии). Эти структуры приурочены к зонам крупных, длительно живущих разломов, а вдоль простираания рифтовой системы они ограничены сбросами с переменной полярностью. За счет растяжения, происходящего при формировании этих структур, под рифтами вся мощность земной коры оказывается уменьшенной.



Формированию рифта обычно предшествует предрифтовая стадия [Грачев, Девяткин, 1997; Леонов, 2001], с которой связывают повышенную сейсмичность и тепловой поток, возникновение разрывных нарушений, проявления магматизма, образование отдельных грабенов, а также, нередко, пенеппенизацию рельефа и формирование площадных кор выветривания, чему, так же, как и рифтообразованию, благоприятствуют обстановки растяжения земной коры [Цеховский др. 1996а,б; Цеховский, Ахметьев 2003а,б]. Однако установлено, что наличие предрифтового режима не подразумевает обязательного его перехода в режим рифтогенеза [Грачев, Девяткин, 1997; Леонов, 2001].

После прекращения рифтообразования в перекрывающем осадочном чехле может проявляться пульсирующий вулканизм, гидротермальная деятельность, а также активизируются наложенные эпигенетические процессы [Япаскурт, 2005; Япаскурт, Цеховский, 2016].

В настоящей работе рассматривается строение и состав осадочного чехла собственно рифтовой стадии развития характеризуемых платформенных структур. Традиционной является точка зрения, согласно которой процессы осадконакопления и формации, выполняющие рифтовые впадины (а также развитые за их пределами) не меняются. Их строение и состав контролируются наличием горного или равнинного рельефа в областях денудации, а также наличием гумидного или аридного типа климата.

Данная проблема наиболее полно рассмотрена на примере мезозойских и кайнозойских континентальных рифтов [Грачев, 1977; Логачев, 1968; Маслов, 1994, 2002; Маслов, Алексеев, 2003; Николаев, 1986]. Общей их закономерностью является двучленное строение разреза с преобладанием наиболее тонкозернистых осадков (иногда называемых молассоидами) в нижней части и грубозернистых (орогенных моласс) – в верхней. Это отражает две последовательно сменяющие друг друга стадии: «медленный рифтинг» с компенсированным осадконакоплением и «быстрый рифтинг» с некомпенсированным осадконакоплением.

Некоторые авторы [Митчелл, Реддинг, 1990; Chen et al., 1981, 1982] на примере третичных рифтовых впадин Северо-Восточного Китая также отмечают двучленное строение их осадочного чехла. Было установлено, что и в начальную стадию формирования впадин (когда в озерах, временами имеющими связь с морем, накапливалась толща карбонатных пород), они представляли собою грабены с отчетливо выраженными бортовыми уступами. С учетом этого в эволюции рифтовых впадин в данном регионе выделяются: «ранняя провальная стадия (медленного погружения)» и «интенсивная провальная стадия (быстрого погружения)», которые соответственно коррелируются с медленным и быстрым рифтингом в прежней схеме. Принципиальное отличие этих схем состоит лишь в том, что согласно последней ещё в начальную стадию рифтообразования предполагается активное образование грабенов.

В конце XX в. была высказана точка зрения, согласно которой основным фактором, влияющим на смену процессов осадконакопления в рифтовых впадинах, являются не колебательные движения земной коры (отражающие наличие горного или равнинного рельефа в окружающих областях денудации), а скорости про-

седания дна структур [Романовский, 1998; Митчелл, Рединг, 1990]. Но эти авторы лишь схематично наметили данные процессы и не раскрыли их сущность.

Объектами исследований авторов монографии служили мезозойские и кайнозойские отложения, выполняющие рифтовые впадины Западного Забайкалья, Прибайкалья, Монголии и охарактеризованные в публикациях [Гоби-Алтайское... , 1963; Логачев, 1968; Логачев и др., 1974; Нагибина, 1995; Самойлов, Аракелянц, 1989; Сеница, 1993; Скобло и др., 2001; Флоренсов, 1960; Шувалов, 1975, 1982; и др.]. Мезозойские рифты Западного Забайкалья и Гобийского Алтая, согласно существующей классификации [Самойлов, Ярмолюк, 1992], относятся к восточно-африканскому типу, расположенному внутри континентальных плит и формирующемуся в условиях растяжения), а также байкальскому типу, продолжающему в настоящее время свое развитие на фоне общего сжатия внутри или на периферии зон континентальной коллизии.

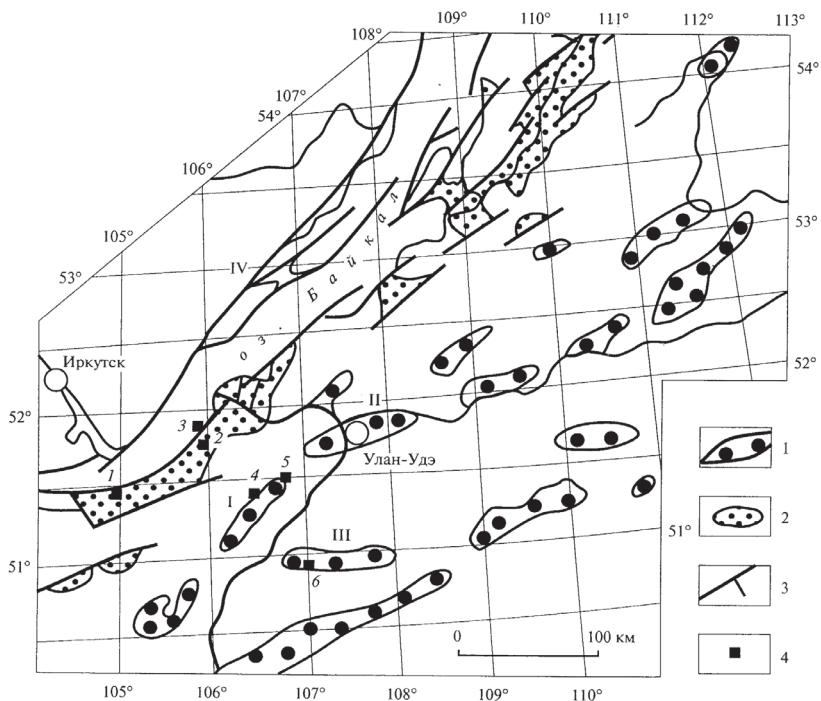
На территории Западного Забайкалья заложение рифтовых впадин проявилось локально в ранней юре, охватило большие площади в раннем мелу, в конце которого и завершилось. Раннемеловые впадины Западного и Восточного Забайкалья входили в состав Забайкальской рифтовой системы, простирающейся с запада на северо-восток на 1300 км, при ширине до 600 км [Писцов, 1982].

Для рифтовых впадин на юге Монголии, входящих в состав Северо-Гобийской рифтовой зоны, характерен длительный (с небольшими перерывами) диапазон рифтообразования – от ранней перми до позднего мела (сеномана) включительно [Самойлов, Аракелянц, 1989]. Касаясь мезозойского этапа, следует отметить, что заложение рифтовых впадин произошло в ранней-средней юре, резко усилилось в конце поздней юры и продолжалось на протяжении раннего мела. Формирование Байкальского рифта в составе кайнозойской Байкало-Монгольской рифтовой системы началось в позднем олигоцене и продолжается в пределах Альпийско-Гималайского коллизионного горного пояса вплоть до настоящего времени [Цеховский, Леонов, 2007].

## 1.2. Строение и эволюция рифтовых впадин

Рифтовые впадины обычно представляют собою цепочки грабенов, приуроченные к зонам крупных разломов древнего заложения и длительного развития. В качестве примера приведена типичная схема размещения подобных структур в мезозойских и кайнозойских рифтовых зонах на территории Западного Забайкалья и Прибайкалья (рис. 1.1).

Анализ материалов, посвященных характеристике рассматриваемых структур, свидетельствует об их сложном строении и условиях образования [Логачев и др., 1974; Лукина, 1988; Цеховский и др., 2010]. Развитые здесь мелкие изолированные впадины – это удлиненные, преимущественно односторонние или, реже, двухсторонние грабены, длина и ширина которых обычно не превышает первых десятков километров. Сливаясь, впадины образуют более крупные удлиненные структуры, по сути являясь грабен-синклиналями, далее именуемыми депрес-



**Рис. 1.1.** Схема расположения мезозойских и кайнозойских рифтовых впадин на территории Прибайкалья. Составлена с использованием данных [Логачев и др., 1974].

1 – мезозойские впадины; 2 – кайнозойские впадины Байкальской рифтовой зоны; 3 – крупные кайнозойские разломы; 4 – крупные мезозойские и кайнозойские впадины (депрессии); I – Гусиноозерская, II – Иволгинско-Удинская, III – Тугнуй-Сухаринская; IV – Байкальская; 1–6 – обнажения или разрезы (1–6): 1 – четвертичные отложения (Байкальская депрессия, левый берег р. Аносовки); 2 – неогеновая танхойская свита (Байкальская депрессия, карьер у г. Бабушкино); 3 – современные галечники (побережье оз. Байкал к северо-востоку от устья р. Мантурихи); 4 – нижнемеловая муртойская свита (Гусиноозерская депрессия); 5 – нижнемеловая холбольдзинская свита (Гусиноозерская депрессия); 6 – нижнеюрская березовская свита (Тугнуй-Сухаринская депрессия)

сиями, имеющими ширину 15–60 км и длину – многие десятки и сотни километров. Примером служат: кайнозойская – Байкальская депрессия (IV), а также расположенные в Западном Забайкалье раннемеловые впадины – Гусиноозерская (I), Иволгинско-Удинская (II) и юрско-раннемеловая – Тугнуй-Сухаринская (III) (см. рис. 1.1). Наиболее крупная из них – современная Байкальская депрессия имеет длину по осевой линии озера 685 км и ширину 25–60 км (до 80 км). Максимальная мощность осадочного чехла в этих впадинах составляет 1,5–2,5 км и достигает 4-х км в Байкальской депрессии.

Депрессии обладают сложным блоковым строением и состоят из небольших впадин (грабен, разделенных горстовыми перемычками). Размеры и строение рифтовых впадин существенно менялись в процессе их эволюции, что влияло на процессы осадконакопления. Они представлены односторонними либо двусто-



ронными грабенами. Первые ограничены крутым и противоположным пологим прибортовыми уступами. За счет эрозии и разрушения пород крутого прибортового уступа у его подножий накапливаются грубообломочные отложения, которые по направлению к осевым участкам впадины и далее вплоть до пологого уступа, фациально замещаются тонкообломочным материалом. В двусторонних грабенах накопление грубообломочных отложений происходит вдоль обоих крутых прибортовых уступов.

В Западно-Забайкальскую рифтовую систему входят около 80 впадин, которые группируются в несколько депрессионных зон: Верхнеджидинскую, Джидино-Витимскую, Тугнуйско-Куандинскую, Хилокскую и Чикой-Ингундинскую. Между собой осадочные бассейны разделены хребтами и межвпадинными перемычками. По времени заложения и развития выделяют Тугнуйский, Гусиноозерский и Харгинский типы впадин, которые различаются по характеру разрезов выполняющих отложений, тектоническим условиям их накопления, а также по некоторым морфологическим особенностям [Лунина и др., 2009].

В последнее время заложение и формирование мезозойских впадин в Южном Забайкалье связывают с началом в ранней-средней юре на этой территории процессов крупноамплитудного асимметричного растяжения литосферы с формированием глубоко проникающего пологого сброса (*detachment zone*) с юго-восточной вергентностью [Мазукабзов и др., 2008; Складов и др., 1997]. Для самых глубоких уровней этой структуры характерно образование гнейсов или гранитогнейсов (пластичное течение), а более высокие уровни характеризуются проявлением милонитов и ультрамилонитов. Для северо-западного фланга этой зоны характерно развитие серии крутых листрических сбросов, контролируемых снизу зоной главного срыва, вдоль которых закладывались односторонние грабены. Судя по Заганскому поднятию, данная область была сложена преимущественно интрузивными образованиями позднепалеозойского возраста. Таким образом, образование рифтогенных впадин в Южном Забайкалье связывается с формированием комплексов метаморфических ядер кордильерского типа [Складов и др., 1997].

Инициация процессов растяжения связывается с подъемом мантийного диапира и внедрением базитовых интрузий в нижние горизонты коры, которые, наряду с мантийными флюидами, обеспечивали интенсивный прогрев нижних и средних уровней континентальной коры и образование серии очагов плавления. При этом отдельные порции как основных магм, так и кислых выплавов могли прорываться к поверхности, образуя бимодальные ассоциации, известные в частности в Тугнуйской впадине.

Историю осадконакопления в Западном Забайкалье можно представить следующим образом. В триасе формировались только вулканогенные породы, а первые осадочные толщи стали накапливаться в ранней юре. Процессы растяжения и тектоническая экспозиция глубинных породных комплексов достигли кульминации предположительно в поздней юре – начале раннего мела. В это время широкое распространение во впадинах получают осадочные породы фэновской формации. По всей видимости, для этого времени проявлялись наибольшие скоро-

сти прогибания впадин, которые совпадают с наиболее интенсивным тектоническим экспонированием метаморфических комплексов в период 123–112 млн лет назад [Мазукабзов и др., 2008]. Последующий период характеризуется изостатическим всплыванием и изгибанием экспонированных ранее пород фундамента с образованием близкой к современной геометрии вала и окончательным эродированием верхней тектонической пластины. Излияние субщелочных и щелочных базальтов раннемелового возраста в Хилокской и других впадинах Забайкалья с рифтогенными характеристиками [Казимировский, 1996] фиксирует финальную стадию процессов растяжения земной коры этой территории.

Во второй половине мела и в палеогене большая часть территории Западного Забайкалья становится областью денудации. В миоцене и начале плиоцена площади осадконакопления становятся шире, формируются преимущественно тонкообломочные молассоиды, сменяющиеся выше по разрезу верхнеплиоцен-четвертичной молассой [Лунина и др., 2009].

Анализ фактического материала по мезозойско-кайнозойским рифтовым впадинам Прибайкалья и Монголии позволяет предложить две контрастные схемы их эволюции. Ранее они были охарактеризованы [Цеховский и др., 2010] на примере мезозойских односторонних Гусиноозерской и Тугнуй-Сухаринской депрессий (грабен-синклиналей), расположенных на территории Западного Забайкалья. Ниже рассмотрим главные особенности заложения и развития этих структур.

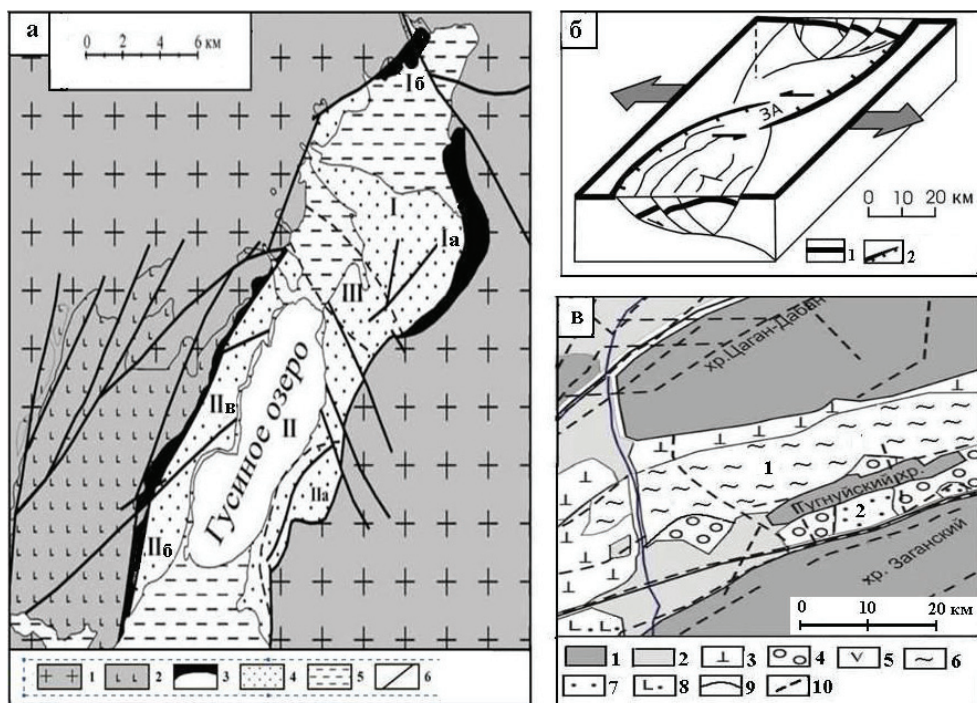
*Гусиноозерская депрессия* (рис. 1.2, а) заполнена нижнемеловыми отложениями гусиноозерской серии мощностью до 2,5 км и вытянута в северо-восточном направлении на 70 км при ширине до 18 км.

Она представляет собой грабен-синклиналь, заключенную между Хамбинским (на северо-западе), а также Боргойским и Моностойским (на юго-востоке) глыбовыми поднятиями, от которых отделена разломами. Разлом, проходящий по подножью Хамбинского хребта, представлен крутым (70–75°) сбросом, а по северо-западному склону Моностойского хребта – взбросом или взбросо-надвигом.

В пределах Гусиноозерской депрессии выделяются Северо-Восточная (I) и Юго-Западная (II) впадины, разделенные Загустайским поднятием (III), где снижается мощность осадочного чехла. Нижнемеловые отложения гусиноозерской серии, заполняющие депрессию, подразделяются на свиты (рис. 1.3): грубообломочную – муртойскую (в основании разреза), и – вышележащие тонкообломочные – убукунскую, селенгинскую и холбольджинскую [Скобло и др., 2001]. Две последние свиты, особенно холбольджинская, выделяются высокой угленасыщенностью. Тонкообломочные отложения 3-х верхних упомянутых свит вдоль юго-восточного борта депрессии фациально замещаются грубообломочной моностойской толщей, мощностью до 1500 м.

Во впадинах Гусиноозерской депрессии имеются также узкие щелевые грабены (см. рис. 1.2, а), локально расположенные вдоль бортов депрессии, а также ряд наложенных котловин. Примером последних служит Холбольджинская котловина, с которой связано одноименное угольное месторождение.

Возникновение и развитие Гусиноозерской депрессии происходило на фоне окружающего равнинного рельефа. Ее заложение началось в берриасе путем



**Рис. 1.2.** Схемы строения рифтовых депрессий:

а – схема строения центральной и северо-восточной части Гусиноозерской депрессии: 1 – породы палеозойского фундамента; 2 – ниже-среднеюрские эффузивы ичетуйской свиты; 3 – муртойская свита (берриас – начало валанжина); 4 – убукунская, селенгинская и холбольджинская свиты (конец валанжина – начало апта); 5 – кайнозойские отложения; 6 – разломы впадины внутри депрессий: I – Загустай-Убукунская, II – Юго-Заадная; котловина внутри впадины; IIa – Холбольджинская; щелевидные грабены в пределах впадин: Ia, Ib, IIв; III – Загустайское поднятие; б – схема сегментации рифтовой зоны, по материалам [Bosworth, 1985]; 1 – контур дорифтовой поверхности; 2 – сбросы; на схеме 3А – зона аккомодации;

в – схема строения Тунгуй-Сухаринской депрессии и прилегающих районов, по данным [Цеховский и др., 2010]; 1 – осадочно-метаморфические и эффузивные породы палеозойского фундамента; 2 – граниты и гнейсы; 3 – триасовые эффузивы; 4 – нижеюрские грубообломочные угленосно-терригенные отложения березовской свиты; 5 – ниже-среднеюрские эффузивы ичетуйской свиты; 6 – среднеюрские и верхнеюрские угленосно-терригенные отложения тунгуйской и галгатайской свит; 7 – нижнемеловые отложения муртойской и убукунской свит; 8 – ниже-меловые эффузивно-осадочные отложения хилокской свиты; 9 – границы структур и свит; 10 – основные тектонические разломы; на схеме впадины Тунгуй-Сухаринской депрессии: 1 – Тунгуйская, 2 – Сухаринская

формирования небольших изолированных узких щелевых грабенов (рис. 1.4, а), ширина которых не превышала 2–2,5 км, а длина составляла 5–25 км. Грабены заполнялись грубообломочными отложениями муртойской свиты. Во второй половине валанжина и начале готерива произошло максимальное раскрытие депрессии и накопление отложений убукунской свиты (рис. 1.4, б). Она залегает на муртойской свите, или (за пределами щелевых грабенов) непосредственно пе-

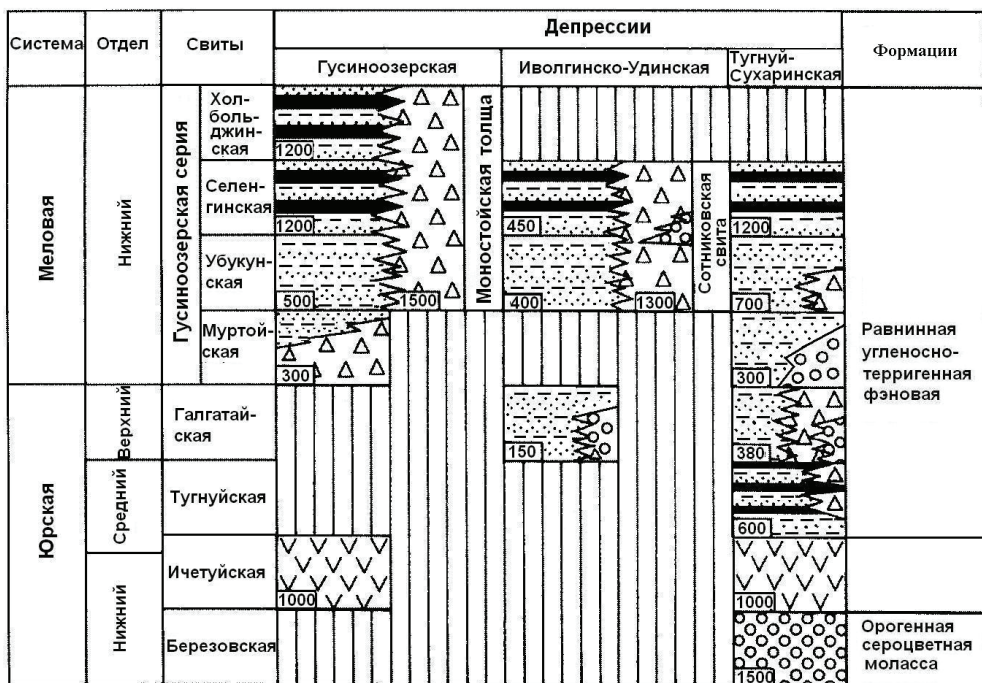


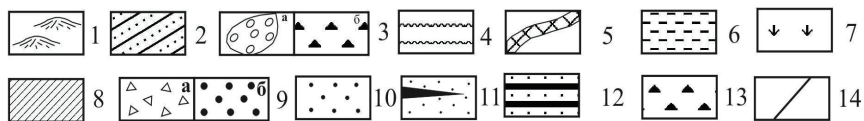
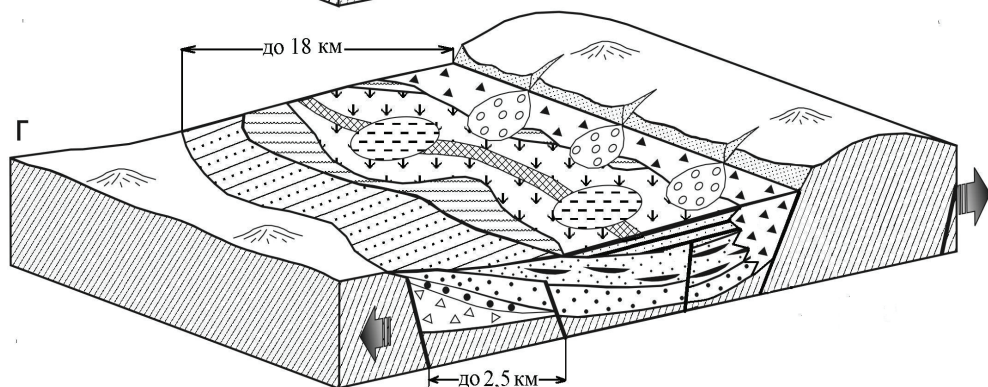
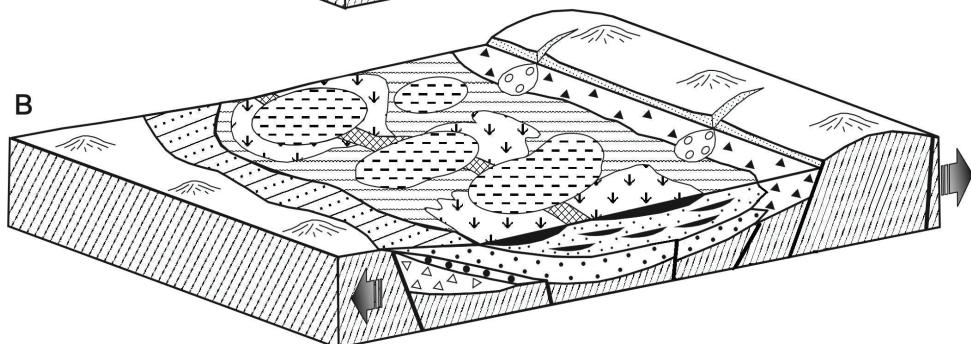
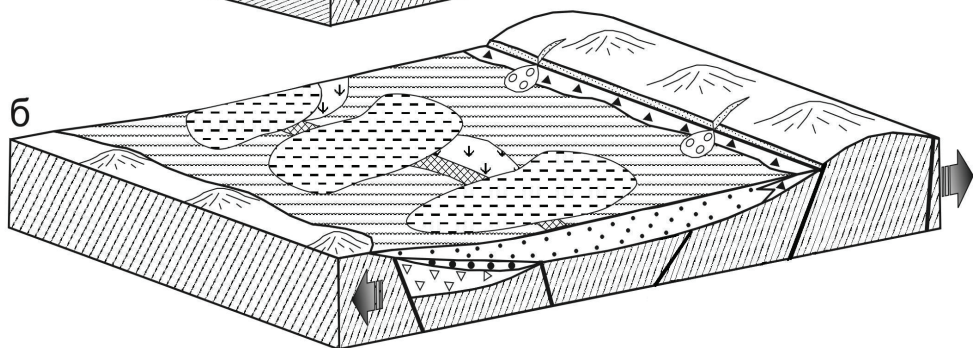
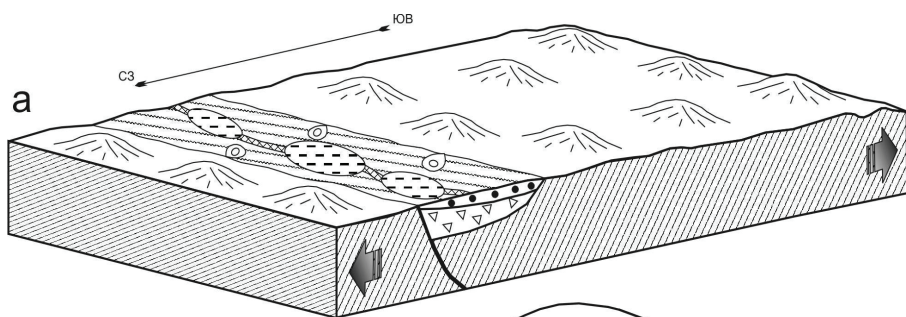
Рис. 1.3. Схема формационного строения юрско-меловых отложений Гусиноозерской, Иволгинско-Удинской и Тунгуй-Сухаринской рифтовой депрессий.

1 – эффузивы; 2 – брекчии с глыбами и линзами дресвяников; 3 – валунные конгломераты, конгломераты и гравелиты; 4 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин с пластами углей; 5 – переслаивание песчаников, алевролитов, глин, нередко углистых, иногда слабо угленосных; 6 – крупные перерывы в осадконакоплении; 7 – цифры в углу колонок – максимальные мощности отложений в метрах

рекрывает породы фундамента. Свита представлена преимущественно песчано-алевритовыми отложениями с комплексом грубообломочных пород. Последние коррелируются с нижней частью моностойской толщи, которая формировалась вдоль подножья уступа грабена в юго-восточном прибортовом участке депрессии (см. рис. 1.3).

Позже, в середине–конце готерива и начале баррема, произошло сокращение площадей прогибания депрессии (рис. 1.4, в), которое заметно усилилось во второй половине баррема и начале апта (рис. 1.4, г). При этом на ее территории возникли новые небольшие наложенные грабены (котловины), разделенные перемычками, где происходило накопление угленосно-терригенных отложений селенгинской и вышележащей холбольджинской свит. Синхронно в юго-восточном (прибортовом) участке депрессии продолжалось накопление грубообломочной моностойской толщи. Во второй половине апта завершилась эпоха рифтообразования, и характеризуемая территория превратилась в область денудации.





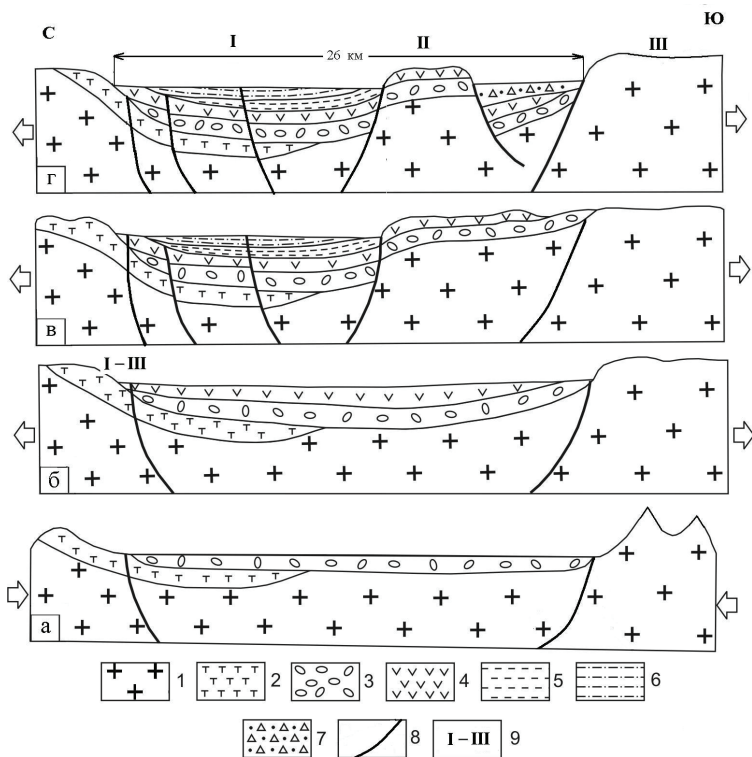
**Рис. 1.4.** Стадии эволюции и осадконакопления Гусиноозерской рифтовой депрессии в раннемеловое время:

а – грабенообразования в муртойское время с образованием щелевых грабенов; депрессионная стадия; б – с максимальным раскрытием впадины в убукунское время; в – сокращением площади осадконакопления в селенгинское время; г – с максимальным их сокращением в холбольджинское время. 1–7 – ландшафты: 1 – возвышенная денудационная холмистая равнина, 2 – низменная денудационная равнина в прибортовой части впадины, 3 – присклонный шлейф грубообломочных отложений (с фациями: а – делювия и коллювия, б – временных потоков), 4 – долина транзитной равнинной реки, 5 – русло реки, 6 – пойменные озера, 7 – пойменные болота; 8–13 – породные комплексы: 8 – кристаллического фундамента, 9 – муртойской свиты (а – грубообломочные, б – песчаные), 10 – убукунской свиты (песчано-алевритовые), 11 – селенгинской свиты (тонкообломочные, угленосные), 12 – холбольджинской свиты (тонкообломочные, сильно угленосные), 13 – моностойкой толщи (грубообломочные); 14 – разломы

В строении рассматриваемой депрессии выявлены многие признаки, характерные для типовой внутриконтинентальной рифтовой зоны, что можно видеть из сравнения рисунков 1.2, а и 1.2, б. К ним, согласно данным [Никишин, 2002], относятся: приуроченность к области сводовых поднятий; проявление процессов растяжения земной коры и осложняющих их сдвиговых деформаций; наличие сегментов впадин, являющихся полуграбенами, имеющих дугообразную форму, и разделенных пережимами – зонами аккомодации; попеременное заложение грабенов вдоль разных бортов впадин; проявление вулканизма и бимодальный характер их продуктов; асимметричное расположение эффузивов и приуроченность их к одному из бортов впадин.

Следует отметить, что разломно-блоковая структура Гусиноозерской впадины и прилегающей территории являлась довольно активной и в неоген-четвертичное время, о чем свидетельствуют зафиксированные зоны разрывных нарушений и деформации типа «сейсмитов» в позднекайнозойских отложениях, а также гусиноозерская сейсмодислокация с голоценовым возрастом смещений, протяженность которой достигает 10 км. Вероятнее всего, что активизация тектонических процессов в Гусиноозерской впадине во второй половине кайнозоя происходила под влиянием тектонических процессов в смежной Байкальской рифтовой зоне [Лунина и др., 2009].

*Тугнуй-Сухаринская депрессия*, расположенная между хребтами Цаган-Дабан и Заганский (см. рис. 1.2, в), прослеживается в северо-восточном направлении на 120 км при ширине до 26 км. Тугнуйским хребтом – горстом, расположенным в ее центральной части, депрессия подразделяется на Тугнуйскую и Сухаринскую впадины, борта которых ограничены прибортовыми разломами. В пределах обеих впадин отмечается ряд небольших котловин (грабенов), разделенных поднятиями, на которых сокращается мощность осадочного чехла [Цеховский и др., 2010]. Его разрез (см. рис. 1.3) начинается нижнеюрскими грубообломочными отложениями березовской свиты. Выше (во второй половине ранней юры и начале средней юры) они перекрываются эффузивами ичетуйской свиты. Далее вплоть до конца юры и в начале раннего мела формировались угленосно-терригенные отложения тугнуйской, галгатайской, муртойской и селенгинской свит.



**Рис. 1.5.** Стадии эволюции Тугнуй-Сухаринской рифтовой депрессии в юрско-ранне-меловое время:

а, б – депрессионная стадия с максимальным раскрытием структуры и накоплением: а – молассовых нижнеюрских отложений березовской свиты, б – ниже-среднеюрских эффузивов ичетуйской свиты; в – начальная фаза образования наложенных грабенов с возникновением Тугнуйской впадины и накоплением средне-верхнеюрских угленосно-терригенных отложений тугнуйской и галгатайской свит; г – конечная их фаза с образованием Сухаринской впадины и формированием нижнемеловых терригенных отложений муртойской и убукунской свит; 1 – породы палеозойского фундамента без расчленения; 2–7 – свиты: 2 – чернаяровская ( $T_{2,3}$ ), 3 – березовская ( $J_1$ ), 4 – ичетуйская ( $J_{1,2}$ ), 5 – тугнуйская ( $J_2$ ), 6 – галгатайская ( $J_3$ ), 7 – муртойская ( $K_1$ ) и убукунская ( $K_1$ ); 8 – разлом; 10 – главные структуры: I – Тугнуйская впадина, II – Сухаринская впадина, III – Тугнуйское горстовое поднятие

Характеризуемая депрессия заложилась в начале ранней юры в окружении горного рельефа как крупная грабен-синклиналь, где накапливались грубообломочные отложения березовской свиты (рис. 1.5, а). В конце нижней и начале средней юры произошло выравнивание областей денудации, а в разрезе депрессии сформировались эффузивы ичетуйской свиты (рис. 1.5, б). Начиная со второй половины средней юры прогибание сместилось в северную часть депрессии. Здесь образовалась Тугнуйская впадина (грабен), в которой вплоть до конца поздней юры формировались угленосно-терригенные отложения тугнуйской и вышележащей галгатайской свит (рис. 1.5, в). В начале раннего мела прогибание и грабенообразование охватило лишь северо-восточную часть депрессии. Здесь возникла



Сухаринская впадина (грабен), отделенная от Тугнуйской – одноименным горстовым поднятием, и накопились терригенные отложения муртойской и убукунской свит (рис. 1.5, г).

Таким образом, Гусиноозерская депрессия возникла и развивалась в равнинном рельефе на месте отдельных изолированных грабенов, а в завершающую стадию в ней появились небольшие наложенные котловины. В отличие от нее, Тугнуй-Сухаринская депрессия как крупная структура возникла среди горного рельефа. В дальнейшем, на фоне окружающих равнинных ландшафтов, её строение усложнилось за счет образования наложенных котловин. Согласно двум рассмотренным эволюционным схемам, процессы рифтообразования приводили к возникновению грабен-синклиналей, во внутренних частях которых находились небольшие структуры (впадины, котловины, узкие щелевые грабены), разделенные горстовыми перемычками.

Процессы интенсивного вулканизма иногда предшествовали формированию депрессий. Об этом свидетельствуют триасовые (чернояровские) и юрские (ичетуйские) эффузивы ичетуйской свиты, присутствующие соответственно в юрской Тугнуйской-Сухаринской и раннемеловой Гусиноозерской депрессиях. На юге Западного Забайкалья в начале раннего мела осадконакопление сопровождалось процессами вулканизма, что привело к формированию вулканогенно-осадочной хилокской свиты [Скобло и др., 2001].

Следует отметить и наличие рифтовых впадин, где отсутствуют вулканы. Это касается, например, кайнозойской Байкальской депрессии в одноименной рифтовой зоне, где эффузивы установлены только на ее флангах – в Тункинской и Чарской впадинах [Грачев, 1977; Нагорья..., 1974]. Причем они встречаются здесь эпизодически, на разных временных уровнях, и нередко отмечаются эпохи полного прекращения процессов вулканизма (например, в современной Байкальской рифтовой зоне).

### **1.3. Формационный анализ рифтовых отложений**

В составе отложений рифтовых впадин на характеризуемой территории, наряду с осадочными породами, часто присутствуют вулканы. Однако в настоящей работе приводится характеристика, главным образом, осадочных комплексов пород. В ней не ставилась задача детального изучения рифтовых вулканитов, имеющих сложное строение и состав, что подробно рассмотрено в многочисленных публикациях [Воронцов, 2002; Гоби-Алтайское..., 1963; Грачев, 1977; Нагорья..., 1974; Самойлов, Аракелянц, 1989; Самойлов, Ярмюк, 1992; Сеница, 1993 и др.]. Отметим только, что продукты вулканизма на рассматриваемой территории имеют повышенную щелочность и представлены, главным образом, субщелочными базальтоидами, трахибазальтами, трахириолитами и трахитами, характерными для континентальных рифтовых зон. Для изучения рифтовых осадочных парагенезов привлекались методы детального литолого-фациального и формационного анализов. Из публикаций предшественников следует, что оса-

дочные составляющие подобных парагенезов, залегающих в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Прибайкалья и Монголии, обогащены грубообломочным материалом. Это послужило основанием для включения их в формационный комплекс межгорных орогенных моласс (гумидных сероцветных угленосных или аридных – красноцветных). Предполагалось, что орогенные молассы – индикаторы горного рельефа – слагают весь разрез осадочного чехла мезозойских рифтовых впадин [Гоби-Алтайское..., 1963; Логачев и др., 1974; Нагибина, 1995; Писцов, 1982], а в кайнозойской Байкальской рифтовой зоне (табл. 1) к ним отнесли отложения верхнеплиоцен-четвертичного возраста [Флоренсов, 1960; Логачев, 1968, 2003]. Нижележащая толща тонкообломочных отложений, датируемая в диапазоне от позднего мела до нижнего плиоцена, включалась в формацию молассоидов, образование которых связывалось с выравниванием горных областей денудации.

Однако позже было установлено [Мац и др., 2001], что в прибортовых участках Байкальской впадины верхняя часть тонкообломочных молассоидов позднеолигоценового, миоценового и раннеплиоценового возраста) фациально замещается грубообломочными отложениями, поэтому и ее стали выделять в составе нижнемолассового раннеорогенного комплекса. С учетом этих данных был сделан вывод, что в Байкальской рифтовой впадине, как и в мезозойских тафрогенных впадинах Забайкалья и Монголии, накапливались лишь орогенные молассы в окружении горного рельефа. А в процессе эволюции впадин менялись лишь площади развития и высоты горных областей [Писцов, 1986, 1992].

Из работ предшественников следует, что на рассматриваемой территории горообразование сопровождалось мезозойской и кайнозойской эпохам рифтогенеза и было связано с орогенным или дейтероорогенным режимами ее развития [Белоусов, 1976; Милановский, 1987]. На всех палеогеографических картах Прибайкалья и Монголии также показано, что мезозойские и кайнозойские грабены возникали и развивались в окружении горного рельефа. Этот же вывод отражен и в обобщающей публикации [Нагорья..., 1974], где рассматривалась мезозойская и кайнозойская история развития рельефа данной территории. В то же время отмечается проявление здесь сравнительно кратковременного предрифтового (позднемелового-раннепалеогенового) этапа выравнивания, разделившего во времени мезозойскую и кайнозойскую эпохи рифтообразования.

При последующем изучении обогащенных грубообломочным материалом мезозойских и кайнозойских отложений рифтовых парагенезов было установлено, что многие из них не содержат главного индикатора орогенных ландшафтов – фаций горного аллювия и предгорного пролювия, а вместо них здесь развиты отложения равнинных рек и подпрудных пойменных озер. Эти парагенезы, выделенные в составе фэновых формаций, образовались в эпохи выравнивания областей денудации и существенно отличаются от межгорных моласс особенностями строения и литолого-фациальным составом [Цеховский и др., 2005, 2006б].

Было показано, что в мезозойских гумидных угленосных равнинных фэновых формациях Западного Забайкалья накопление сероцветных грубообломочных толщ, преимущественно с неокатанными и несортированными обломками, про-

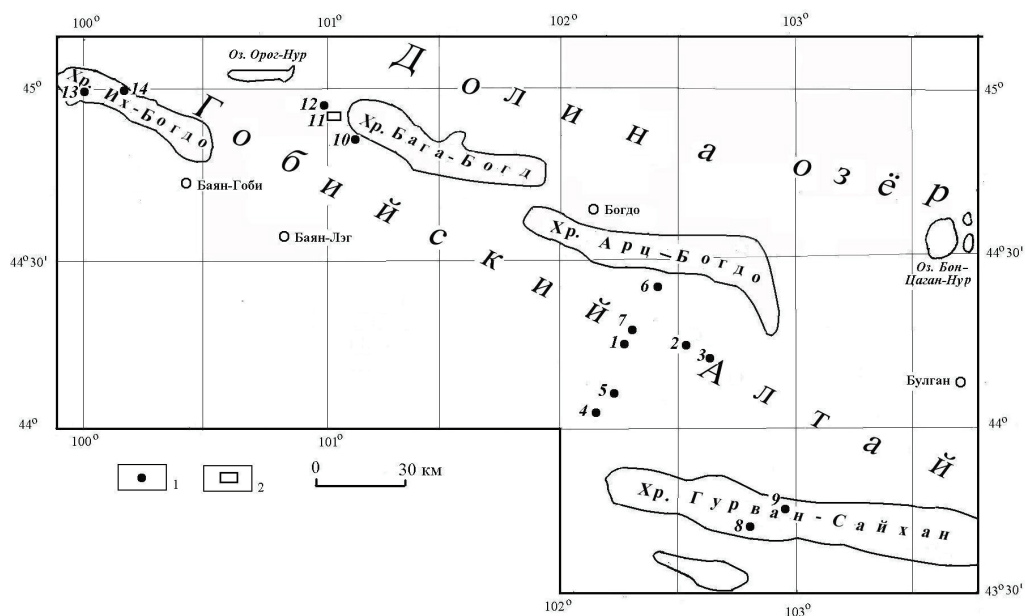
Таблица 1

## Формации и формационные комплексы Прибайкалья и Забайкалья

Возраст						Толщи, свиты						Н.А. Логачев [1968, 2003]		В.Д. Мац и др. [2001]						Ю.Г. Цеховский, М.Г. Леонов [2007]													
Верхний мел		Палеоцен		Эоцен		Олигоцен		Миоцен		Плиоцен		Четвертичный период						Формации		Этапы		Формационные комплексы, формации		Мегаэтапы		Этапы		Формационные комплексы, (формации)		Стадии		Этапы	
К <sub>2</sub>		P <sub>1</sub> – P <sub>2</sub> <sup>1</sup>		P <sub>2</sub> <sup>2</sup> P <sub>3</sub> <sup>1</sup>		P <sub>3</sub> <sup>2</sup> P <sub>3</sub> <sup>3</sup>		P <sub>3</sub> <sup>1</sup> P <sub>3</sub> <sup>2</sup>		N <sub>1</sub> <sup>1</sup> N <sub>1</sub> <sup>2,3</sup>		N <sub>2</sub> <sup>1</sup> N <sub>2</sub> <sup>2</sup>		Q <sub>1</sub> Q <sub>2</sub>		Q <sub>3</sub> Q <sub>4</sub>																	
								Усть-селенгинская (2500 м)								Толща песков, супесей, суглинков, галечников, валунистов, местами гравийников, щебней, торфяников (10-40 м)																	
								Танхойская (600 м)								Толща песков, супесей, суглинков, гравийников, галечников, местами валунистов, щебней, дресвяников (460 м)																	
								Осиновская (1200 м)																									
								Молаассоиды										Молаасса															

исходило в фациях коллювия и делювия (с участием обвальнo-оползневых образований) вдоль крутых и высоких прибортовых уступов грабенов за счет разрушения пород, слагающих эти уступы. Одновременно в осевых частях впадин формировались тонкообломочные терригенные, обычно углистые или угленосные отложения равнинных рек с пойменными озерами и болотами.

В аридных равнинных фэновых формациях, полно представленных в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая (рис. 1.6 и 1.7), вдоль прибортовых уступов грабенов накапливались красноцветные грубообломочные коллювиальные и делювиальные отложения [Цеховский, 2011]. В осевых частях впадин они фациально замещались красноцветно-пестроцветными тонкообломочными терригенными породами, а также мергелями, известняками и доломитами. Их формирование осуществлялось в равнинных водотоках и постоянных или сезонно пересыхающих водоемах в составе озерных, аллювиальных и пролювиальных фаций.



**Рис. 1.6.** Местоположение разрезов мезозойских отложений в рифтовых впадинах Гобийского Алтая:

1 – разрез горизонта или свиты, 2 – скопление разрезов разновозрастных горизонтов или свит. На схеме: 1–6 – манлайская свита: 1 – у горы Дзост Ула, в Шавгатской впадине; 2 – у горы Унэт в Шавгатской впадине; 3 – в 7 км юго-восточнее родника Суужийн булаг в Шавгатской впадине; 4 – в 8,5 км к западу от колодца Хэх эгийн худаг в Холтар-Холойской впадине; 5 – в 6 км к северо-западу от колодца Хэх эгийн худаг в Холтар-Холойской впадине; 6 – у горы Эдий Хар в Шавгатской впадине; 7–9 – хехшийрская свита: 7 – у горы Бурэгдий в Шавгатской впадине; 8 – у хребта Гурван-Сайхан; 9 – в хребте Гурван-Сайхан; 10 – цаганцабский горизонт в Цельбалакской впадине; 11 – разрезы цаганцабского, шинэхудукского, хухтыкского горизонтов и сайшандинской свиты в Танынской впадине; 12 – бахарский горизонт к северо-западу от Танынской впадины; 13–14 – шарилинский горизонт: 13 – в Хундуйской впадине; 14 – севернее горы Таряту-Ула

возраст	ГОРИЗОНТЫ, СВИТЫ	климат	СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИЙ		Формации					
					М.С. НАГИВИНА [1995]	Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ [2011]				
K <sub>1</sub>	БАШЦИРЭЙНСКАЯ СВИТА (150 м) САЙЛАНДИНСКАЯ СВИТА (280 м)	АРИДНЫЙ			Орогенная красноцветная моласса	Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ [2011]				
							Группа орогенных молассовых формаций (сероцветных и красноцветных)			
									АРИДНЫЙ	
J <sub>3</sub> - K <sub>1</sub>	ЦАГАНЦАБСКИЙ ГОРИЗОНТ (700 м)	АРИДНЫЙ			Орогенная красноцветная моласса	Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ [2011]				
							АРИДНЫЙ			
J <sub>1-2</sub>	БАХАРСКАЯ СВИТА (2500 м) верхняя толща нижняя толща	ГУМДИНЫЙ			Равнинная угленосно-терригенная фоновая	Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ [2011]				
							Орогенная сероцветная моласса			

Рис. 1.7. Схема строения мезозойских вулканогенно-осадочных формаций в рифтовых впадинах Гобийского Алтая.

1 – брекчи с включением глыб и с линзами древесняков и глин; 2 – валунные конгломераты; 3 – брекчи; 4 – конгломераты; 5 – песчаники, дресвяники, гравийники; 6 – глины, алевролиты; 7 – бурые угли; 8 – углеродистые глины (бумажные сланцы); 9 – известняки и доломиты; 10 – мергели; 11 – вулканиты; 12 – красноцветные породы



Для орогенных моласс (гумидных сероцветных или аридных красноцветных), развитых в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Прибайкалья и Монголии, в отличие от фэновых формаций, характерным является широкое развитие грубообломочных галечных или валунно-галечных отложений фаций горного аллювия или пролювия. В отличие от делювиальных или коллювиальных отложений (приуроченных к прибортовым участкам впадин), они располагаются в их центральных частях, где обычно переслаиваются с тонкообломочными гравийно-песчаными или глинисто-алевритовыми породами.

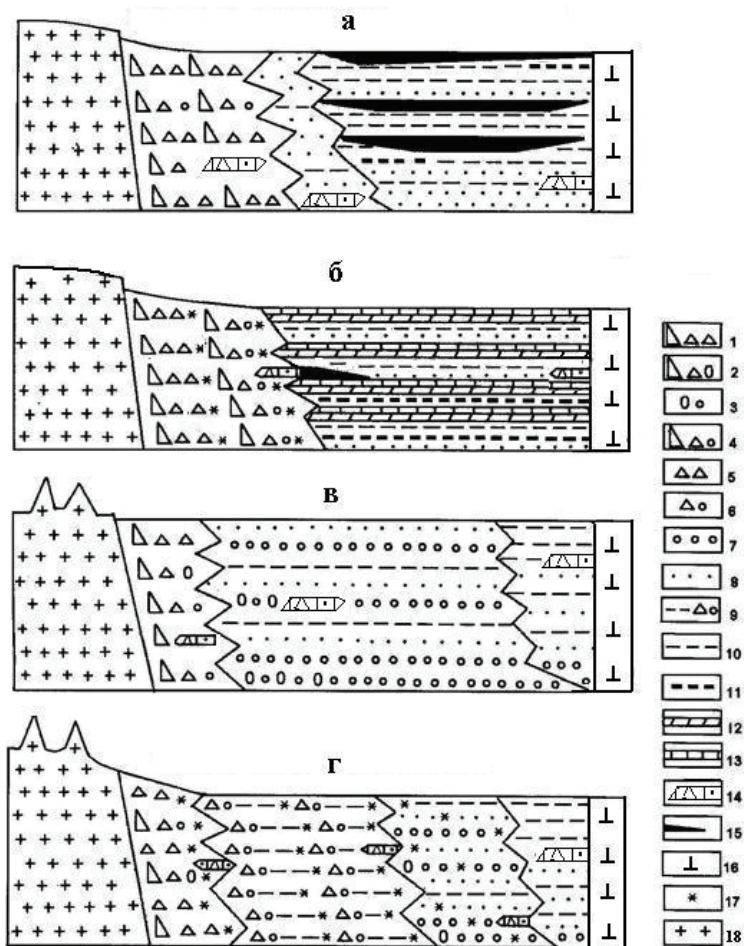
В разрезах орогенных моласс не встречаются промышленные залежи углей (в гумидных ландшафтах) и озерные карбонатные отложения (в областях с аридным климатом), что характерно для фэновых формаций. Установлено преимущественное развитие в мезозойско-кайнозойских рифтовых впадинах фэновых формаций и сравнительно редкое наличие здесь орогенных моласс. Типичным примером последних являются четвертичные отложения Байкальской рифтовой зоны, ландшафты и условия осадконакопления которых обычно ошибочно распространяют на все более древние рифтовые отложения.

В целом в строении осадочного чехла континентальных рифтовых впадин (рис. 1.8) принимают участие 4 формации [Цеховский, 2012; 2013]. При стабилизации вертикальных тектонических движений в рифтовых впадинах среди равнинного рельефа накапливались отложения равнинных фэновых формаций: а – гумидной угленосно-терригенной и б – аридной красноцветно-пестроцветной карбонатно-терригенной. В эпохи активизации тектонических движений и появления горных ландшафтов возникали орогенные молассы: в – гумидная, сероцветная и г – аридная, красноцветная.

В гумидной равнинной фэновой формации наибольшее распространение получают тонкообломочные углистые аллювиальные (пойменные) или озерные и болотные, нередко угленосные отложения (местами содержащие горючие сланцы), слагающие внутренние (осевые) участки грабен. По направлению к их прибортовым участкам они сменяются шлейфом сероцветных грубообломочных глыбово-щебнистых коллювиально-делювиальных отложений, оконтуривающих подножье уступов грабен. Для рассматриваемой формации характерно появление мощных и сверхмощных (от 10–15 до 50–70 м) залежей углей во впадинах, чему способствует интенсивное погружение днищ грабен и поступление небольших объемов терригенного материала из равнинных областей денудации.

В аридной равнинной фэновой формации также присутствуют грубообломочные коллювиально-делювиально-пролювиальные отложения, формировавшиеся у подножий прибортовых уступов грабен, имеют красноцветные окраски. По направлению к осевым частям грабен они фациально замещаются зеленоцветно-сероцветными тонко терригенными озерными отложениями с прослоями мергелей, известняков или доломитов. Здесь часто встречаются горючие сланцы, а угли исчезают из разрезов или изредка образуют маломощные линзы.

При накоплении фэновых формаций в древних равнинных ландшафтах с низкой гидродинамикой водных потоков грубые обломки (глыбы, щебень, дресва, накапливающиеся у прибортовых уступов грабен) не испытывали дальнейшей



**Рис. 1.8.** Схемы строения рифтовых формаций (а, б – равнинных фэновых; в, г – орогенных моласс) в мезозойско-кайнозойских рифтовых впадинах Прибайкалья и Монголии (а, в – области с гумидным климатом; б, г – с аридным).

1 – брекчии с глыбами; 2 – брекчии с глыбами и валунами; 3 – конгломераты с валунами; 4 – брекчии с включениями валунов и линзами конгломератов; 5 – брекчии; 6 – переслаивание брекчий и конгломератов; 7 – конгломераты; 8 – песчаники, часто с линзами гравелитов; 9 – глины песчаные с включениями дресвы и щебня, с линзами брекчий и конгломератов; 10 – глины; 11 – глины сланцеватые, углеродистые, местами содержащие горючие сланцы; 12 – мергели; 13 – известняки или доломиты; 14 – линзы известковистых или доломитовых травертинов с включениями обломочного материала (песка, дресвы, щебня, гравия, гальки); 15 – угли; 16 – вулканиты; 17 – красноватая окраска пород; 18 – породы палеозойского фундамента

транспортировки и оставались неокатанными и несортированными. Особенностью древнего рельефа в начальную стадию образования равнинных фэновых формаций являлось возникновение узких щелевых грабен (шириною в десятки-сотни или первые километры), где накапливались лишь грубообломочные комплексы пород.



В орогенных рифтовых молассах (гумидных – сероцветных или аридных – красноцветных), в отличие от фэновых формаций, грубообломочные отложения приурочены не только к фациям коллювия, делювия или пролювия, развитым вдоль прибортовых уступов грабенов, но и широко представлены в их осевых частях. Здесь они слагают русловые фации горного аллювия, где обломки вследствие длительной транспортировки становились окатанными и слагали толщи валунно-галечных или гравийных пород. Обильный привнос в грабены терригенного материала из горных областей денудации при образовании моласс подавлял в них накопление органогенно-хемогенных пород (углей, горючих сланцев, мергелей, известняков), характерных для фэновых формаций.

Следовательно, в строении осадочного чехла рифтовых впадин отсутствуют тонкообломочные парагенезы (включая формацию коры выветривания). Как в эпохи орогенеза, так и в эпохи выравнивания денудационного рельефа вдоль высоких и крутых прибортовых уступов грабенов за счет разрушения слагающих их пород накапливались грубообломочные (олистостромовые) комплексы пород – фации коллювия или делювия с неокатанными и плохо сортированными обломками. Глыбы в последних нередко достигают в поперечнике 1–3 м (иногда 8–10 м) и их скопления именуется гигантобрекчиями (рис. 1.9).

Важно подчеркнуть еще одну важную особенность рифтовых парагенезов – интенсивное участие эндогенных процессов в формировании постседиментационных преобразований осадков. Высокая проницаемость пород рифтовых зон, обилие разломов и проявление обстановок растяжения земной коры активизирует поступление к поверхности магматических расплавов и газовой-жидких флюидов. Поэтому часто они содержат продукты вулканизма (лавы, туфы, вулканиче-



**Рис. 1.9.** Видимая часть гранитной глыбы, достигающей в поперечнике около 8 м, в верхнемезозойских конгломерато-брекчиях в окрестностях города Улан-Удэ на правом берегу р. Уды, у с. Первомаевка, по данным [Флоренсов, 1960]

ские пеплы), а также различные породы, возникшие при разгрузке в осадочные бассейны гидротерм и газовой-жидких флюидов.

Эти породы образуют различные типы гидротермалитов (травертины, гейзериты, газогидраты грязево-вулканические брекчии и др.) и, кроме того, активизируется накопление осадочных пород (карбонатных, кремнистых, а также углеродистых). Рассмотрению процессов формирования данных пород посвящен отдельный раздел монографии.

## 1.4. Распространение рифтовых формаций

Ниже рассмотрим особенности строения разрезов мезозоя и кайнозоя в рифтовых впадинах Западного Забайкалья, Гобийского Алтая и Байкальской области.

**Западное Забайкалье.** Наиболее полная характеристика мезозойских отложений, выполняющих рифтовые впадины в этом регионе, содержится в публикациях [Нагорья..., 1974; Скобло и др., 2001; Флоренсов, 1960]. Процессы рифтообразования проявлялись здесь на протяжении юры и раннего мела в области с теплым гумидным климатом. Представительные разрезы осадочных формаций расположены в Гусиноозерской, Тугнуй-Сухаринской и Иволгинско-Удинской депрессиях (см. рис. 1.3). Выше отмечалось, что в разрезах мезозоя на изученной территории ранее выделялась одна угленосная (или сероцветная) молассовая формация.

Однако в дальнейшем было установлено, что накопление орогенной сероцветной молассы на территории Западного Забайкалья происходило лишь в первой половине юры [Цеховский и др., 2005, 2006б, 2010]. А в интервале от средней юры до раннего мела включительно здесь накапливались отложения равнинной угленосно-терригенной фэновой формации. Вывод о холмистых равнинных палеоландшафтах Забайкалья касается и раннемеловой эпохи. Ранее ее отложения ошибочно относились к орогенной молассе [Писцов, 1986, 1992], что приводило к необоснованному выделению здесь древней области горообразования.

**Гобийский Алтай.** Особенности строения и условий образования юрско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных отложений рифтогенных впадин (грабенов) на территории Гобийского Алтая, посвящен ряд публикаций [Гоби-Алтайское..., 1963; Самойлов, Аракелянц, 1989; Сеница, 1993; Шувалов, 1975, 1982]. Эти отложения заполняют здесь цепочки удлиненных грабенов в полосе шириной около 90 км и протяженностью 500 км (от сомона Бэгэр на северо-западе до хр. Гурван-Сайхан на юго-востоке). Их изучение проводилось на участке, расположенном между хребтами Их-Богдо и Гурван-Сайхан (см. рис. 1.6). Этот район с севера ограничен зоной Ихэ-Богдинского разлома и крупной впадиной Долины Озер (заполненной верхнемеловыми и четвертичными отложениями), с юга – зонами Заалтайского и Баян-Гобийского разломов.

Большинство красноцветно-пестроцветных мезозойских отложений на этой территории от поздней юры до позднего мела формировалось в областях с аридным палеоклиматом. Аридные толщи накапливались на протяжении поздней юры, а также раннего и позднего мела. Лишь в ранней и средней юре здесь образова-

лись гумидные сероцветные терригенные и угленосные отложения. Все эти парагенезы, по данным [Нагибина, 1995], ранее относились к группе орогенных моласс, свидетельствующих о наличии горных ландшафтов в эпохи их формирования. Однако в ряде публикаций [Гоби-Алтайское..., 1963; Шувалов, 1975, 1982] отмечалось, что в мезозойской геологической истории этого региона проявлялись и сравнительно кратковременные этапы выравнивания рельефа.

В результате исследований [Цеховский, 2011] установлено (см. рис. 1.7), что в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая присутствуют как орогенные молассы (сероцветная и красноцветная), так и равнинные фэновые формации (угленосно-терригенная и красноцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная).

Важно отметить, что процессы осадконакопления в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая обычно сопровождались щелочным вулканизмом, характерным для зон континентального рифтогенеза [Самойлов, Аракелянц, 1989; Самойлов и др., 1988]. Преимущественно пластовые тела вулканитов различной мощности широко представлены в молассах и в фэновых формациях. Однако наиболее интенсивная вулканическая деятельность проявилась в конце юры и начале мела – во время формирования цаганцабского горизонта, где эффузивы составляют не менее половины объема, а осадочные породы обычно имеют второстепенное значение.

В настоящей работе ниже-среднеюрские отложения бахарской свиты подразделяются на сероцветную орогенную молассу и сменяющую ее вверх по разрезу равнинную фэновую формацию. В прежней публикации [Цеховский, 2011] они включались в состав ранне-среднеюрской орогенной молассы. Основанием для предлагаемого подразделения является факт двучленного строения бахарской свиты [Нагибина, 1995; Сеница, 1993; Шувалов, 1975] с выделением нижней грубообломочной (песчанико-гравелит-конгломератовой) толщи и верхней тонкообломочной (песчаниково-алевролитовой угленосной). В разрезах мощность первой составляет 400 м, а второй – 300 м. Для верхней толщи, именуемой С.М. Сеницей орцагской, характерно присутствие каменных или бурых углей, достигающих мощностей 42 м в Бахарской впадине и 49,7 м к югу от нее, на месторождении Хотгор.

В пользу принадлежности орцагской толщи к фэновой формации свидетельствует участие в ее строении как тонкообломочных пород с залежами углей большой мощности, так и конгломерато-брекчий, преимущественно с неокатанными или плохо окатанными обломками, что характерно для фэновых формаций. Но вопрос о выделении этой формации на территории Гобийского Алтая еще требует дальнейшего решения. Характеризуемые отложения в данном регионе автором не изучались. Однако проведенные исследования среднеюрской угленосной толщи месторождения Баин-Тэг на сопредельной территории – в южных отрогах Хангая, а также месторождения Цаган-Ово в Сайханобинской впадине позволяют относить ее к угленосно-терригенной фэновой формации. К последней также приурочены и другие месторождения с мощными пластами среднеюрских углей, выявленные в разных регионах Монголии. Следует отметить, что эта же формация, отражающая крупный этап углеобразования, прослежена и на терри-

тории Забайкалья, где к ней относятся отложения среднеюрской тугнуйской свиты (см. рис. 1.3).

Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет также уточнить стратиграфию отложений ряда свит раннемеловой дзунбаинской серии в Шавгатской и Халгар-Холойской впадинах, распложенных к югу от хребта Арц-Богдо, которые относятся к аридной равнинной красноцветно-пестроцветной фэновой формации. В разрезах нижнемеловых отложений (см. рис. 1.7) здесь выделяется толща красноцветных грубообломочных отложений (манлайская свита, развитая в прибортовых разрезах впадин) и тонкообломочных терригенно-карбонатных (хехширская свита – в их центральных участках). Плохая палеонтологическая характеристика грубообломочной манлайской свиты не позволила однозначно решить вопрос о ее возрасте.

Вначале считалось, что манлайская свита имеет более древний возраст, чем хехширская [Тогтох и др., 1985]. Последующие работы [Самойлов и др., 1988], а также результаты наших исследований свидетельствуют о фациальных переходах по латерали грубообломочной и тонкообломочной толщ. Такие же взаимоотношения характеризующих парагенезов дзунбаинской серии установлены и в других районах Гобийского Алтая [Синица, 1993]. Особенно наглядно эти взаимоотношения раскрыты на примере Цогтобинской впадины [Нагибина, 1975], расположенной у восточной периферии Гобийского Алтая.

Необходимо отметить, что ширина шлейфа грубообломочных отложений манлайской свиты, оконтуривающего прибортовые уступы грабенов, обычно не превышает 1–2 км, но нередко эти отложения фациально замещаются эффузивами, и в этом случае картированием установлено, что ширина манлайского шлейфа может достигать 4–6 км [Тогтох и др., 1985].

**Байкальская рифтовая зона.** Характеристике этой кайнозойской зоны и формационному строению ее осадочного чехла посвящено множество публикаций, анализ которых содержится в последующей главе. Здесь же только отметим, что по данным [Цеховский, Леонов, 2007], собственно рифтовая стадия развития зоны с заложением впадин-грабенов началась в позднем олигоцене и продолжается по настоящее время (см. табл. 1). Осадконакопление происходило здесь преимущественно при гумидном климате – теплом в позднем олигоцене, миоцене и раннем плиоцене и холодном в плейстоцене, а также в голоцене. Диапазон развития аридных отложений ограничен поздним плиоценом и эоплейстоценом.

В рифтовую стадию развития зоны здесь возникли 3 формации: 1) равнинная угленосно-терригенная фэновая (датируемая поздним олигоценом, миоценом и ранним плиоценом); 2) орогенная красноцветная моласса (позднеплиоцен-эоплейстоценовая) и 3) орогенная сероцветная моласса (плейстоценовая и голоценовая). Однако, согласно последним данным [Лунина и др., 2010], начало заложения рифтовой зоны и время накопления в ней тонкообломочных отложений (фэновой формации) приходится на ранний палеоцен (65 млн лет).

Была предложена также схема [Мац и др., 2001], где в байкальской рифтовой зоне выделяются 11 формаций (см. табл. 1): I – кварц-каолиновой коры выветривания, II – терригенно-полимиктовая бескарбонатная зеленоцветная, III –

грубообломочно-полимиктовая охристая, IV – песчаная, V – экстраполимиктовая сероцветная, VI – карбонатно-монтмориллонитовая зеленоцветная, VII – мезомиктовая зелено- и пестроцветная, VIII – красноцветная карбонатно-каолинит-гидрослюдистая, IX – лессовая, X, XI – ледниковые. Необходимо отметить, что, по сути, подобные породные комплексы, часто не выдержанные по простираанию и сменяющие друг друга по латерали, а также в вертикальных разрезах, являются толщами или пачками и не имеют ранга формации, определение которой было дано выше.

Из приведенного обзора видно, что в строении мезозойских и кайнозойских рифтовых впадин на территории Прибайкалья и Гобийского Алтая участвуют равнинные и орогенные формации, которые ранее включались в комплекс орогенных моласс (гумидных сероцветных или угленосных и аридных красноцветных). Ниже охарактеризуем обстановки осадконакопления, характерные для этих рифтовых парагенезов, сформировавшихся в областях с гумидным и аридным палеоклиматом.

### **1.5. Рифтовые формации в областях с гумидным климатом**

Вначале отметим, что в обстановках с гумидным климатом образовались все упомянутые выше рифтовые формации мезозоя в Западном Забайкалье, большинство кайнозойских парагенезов Байкальской области (за исключением верхнеплиоцен-нижнечетвертичных), а также ниже-среднеюрские отложения бахарской свиты на территории Гобийского Алтая (см. рис. 1.3, 1.7 и табл. 1).

В основу настоящего раздела положены материалы собственных исследований, частично опубликованные [Цеховский и др., 2005, 2006а, б, 2010; Цеховский, Леонов, 2007; Цеховский, 2011], а также привлекались данные других геологов по Прибайкалью и Монголии [Базаров, 1986; Логачев, 1968; Мац и др., 2001; Нагибина, 1951; Нагорья..., 1974; Скобло и др., 2001; Флоренсов, 1960], а также Гобийскому Алтаю [Гоби-Алтайское, 1963; Нагибина, 1995; Сеница, 1993; Шувалов, 1975, 1982]. В характеризуемых регионах установлено наличие двух гумидных формаций: равнинной угленосно-терригенной фэновой и орогенной сероцветной молассы.

***Равнинная угленосно-терригенная фэновая формация.*** Эта формация (см. рис. 1.3, 1.7 и таблицу) изучалась в мезозойских рифтовых впадинах Западного Забайкалья и Гобийского Алтая, а также в пределах Байкальской рифтовой зоны. В ее строении участвуют 3 толщи: 1) грубообломочная, 2) тонкообломочная углестая терригенная, 3) терригенно-угленосная.

Характеристику строения, состава и условий образования этих толщ приведем на примере исследований в Гусиноозерской депрессии Западного Забайкалья. В ней развиты нижнемеловые тонкообломочные терригенные или угленосно-терригенные отложения, которые в прибортовом участке одностороннего грабена фациально замещаются монотойской грубообломочной толщей. Последняя



представлена брекчиями, глыбовыми брекчиями и местами содержит линзы конгломератов. Возрастным аналогом этой толщи являются отложения сотниковской свиты, развитые в прибортовой части Иволгинско-Удинской депрессии. При бурении установлено, что по направлению к осевой части депрессии ее отложения замещаются тонкообломочными углистыми или угленосно-терригенными породами убукунской и селенгинской свит. Следует также отметить, что грубообломочная толща (муртойская свита) заполняет небольшие узкие щелевидные грабены в прибортовых участках Гусиноозерской депрессии.

В строении грубообломочной толщи широко представлены щебнисто-глыбовые образования с неокатанными, несортированными и хаотично расположенными обломками, относящиеся к фации коллювия (рис. 1.10, а). Среди глыб присутствуют и очень крупные обвално-оползневые разности, достигающие в поперечнике 5–10 м, называемые «гигантобрекчиями» [Нагорья..., 1974; Флоренсов, 1960]. Часто встречаются также линзы или прослои делювиальных отложений с ориентированными (рис. 1.10, б) и иногда слабоокатанными обломками.

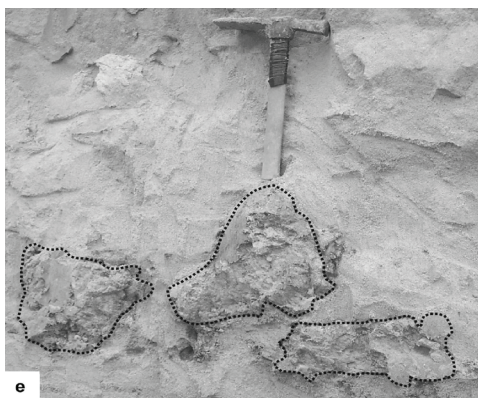
В характеризуемой толще местами отмечаются также линзы или прослои горизонтально-слоистых тонкообломочных пород (песчаников, алевролитов и алевролитистых углистых глин), относящихся к фации небольших озер. В целом эту толщу следует относить к олистостромам или гравитационным микститам.

Линзы слабоокатанных конгломератов, также встречающиеся в рассматриваемой толще, принадлежат к фации овражно-балочного пролювия, который формировался на склонах уступов грабенов и у их подножий. Следует также отметить, что в единичных разрезах грубообломочных пород изредка присутствуют линзы мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанными обломками фации руслового аллювия. Эти грубые обломки могли транспортироваться и окатываться лишь в горных реках, имеющих скорость течения 5–10 м/сек [Швецов, 1958]. В платформенных равнинных реках, где скорости течения обычно составляют около 0,2–0,5 м/сек, создаются благоприятные условия для транспортировки более тонкообломочного материала (глины, алевролита, песка и, частью, мелкого гравия).

В целом приведенные данные могут свидетельствовать в пользу наличия небольших участков горного рельефа среди древних холмистых равнин [Цеховский и др., 2005].

В составе тонкообломочных отложений фэновской формации, приуроченных к осевым участкам рифтовых депрессий, выделяются терригенные и угленосно-терригенные толщи с промышленными залежами углей. Терригенная толща в разрезах убукунской, галгагайской и верхней части муртойской свит, представлена песчаниками, алевролитами, глинами и нередко содержит линзы или прослои дресвяников и гравелитов. В ее породах часто присутствуют включения обугленной древесины, а также линзы углистых глин и, местами, маломощных углей, не образующих промышленных залежей.

В угленосно-терригенной толще (рис. 1.10, в), представленной в разрезах меловых и юрских свит (селенгинской, холбольджинской и тугнуйской), увеличивается число прослоев и линз углей, резко возрастает их мощность и появляются промышленные залежи.



Среди толщи песчаников и дресвяников широко развиты неслоистые их разновидности с плохой сортировкой и ориентировкой хаотично расположенных зерен («мусорные» породы). Это отложения водотоков с низкой гидродинамической активностью, которые не могли транспортировать, окатывать и сортировать значительную часть дресвяно-песчаного материала, поступающего из бортовых уступов грабен. Однако здесь же встречаются и обычные (слоистые и сортированные) гравелиты, песчаники и алевролиты, которые часто переслаиваются с «мусорными»



**Рис. 1.10.** Обнажения и фрагменты пород в разрезах равнинной угленосно-терригенной фэновой формации (местоположение разрезов см. рис. 1.1).

а – грубообломочные коллювиальные отложения нижнемеловой муртойской свиты в Гусиноозерской депрессии (разрез 4); б – ориентированные обломки в фации делювия муртойской свиты в Гусиноозерской депрессии, разрез 4; в – толща переслаивания углистых песчаников, алевролитов, глин и углей, с мощным (14 м) пластом (нижнемеловая, холбольджинская свита в Гусиноозерской депрессии), разрез 5; г – выклинивающийся пласт угля среди «мусорных» песчано-дресвяных пород (нижнемеловая, селенгинская свита в Гусиноозерской депрессии, разрез 5); д – дресвяный песчаник, состоящий из обломочных зерен углей и содержащий примесь зерен кварца (нижнемеловая холбольджинская свита в Гусиноозерской депрессии, разрез 5); е – обломки глины, хаотично расположенные в песчаном матриксе (позднемиocen-раннеплиоценовая танхойская свита в Байкальской депрессии, разрез 2)

ми» породами. Иногда в песчаниках фиксируется косая слоистость, характерная для фаций руслового аллювия.

Интенсивное углеобразование и присутствие мощных и сверхмощных (до 15–70 м) пластов углей – еще одна важная черта строения характеризуемой фэновой формации [Цеховский и др., 2006а]. В частности, на Гусиноозерском угольном месторождении одноименной впадины выявлено 70 пластов углей. При этом селенгинская свита содержит 16 рабочих пластов с максимальной мощностью 11,6 м, а холбольджинская свита – 17, мощностью от 2–4 до 30–53 м).

Известно, что главными факторами, способствующими образованию мощных угольных пластов, являются: бурный расцвет растительности в условиях гумидного климата; наличие заболоченных участков; непрерывное погружение областей угленакопления в течение длительного времени; отсутствие массового привноса терригенного материала, подавляющего торфонакопление. Все эти факторы проявились в рифтогенных грабенах, которые располагались в равнинных ландшафтах.

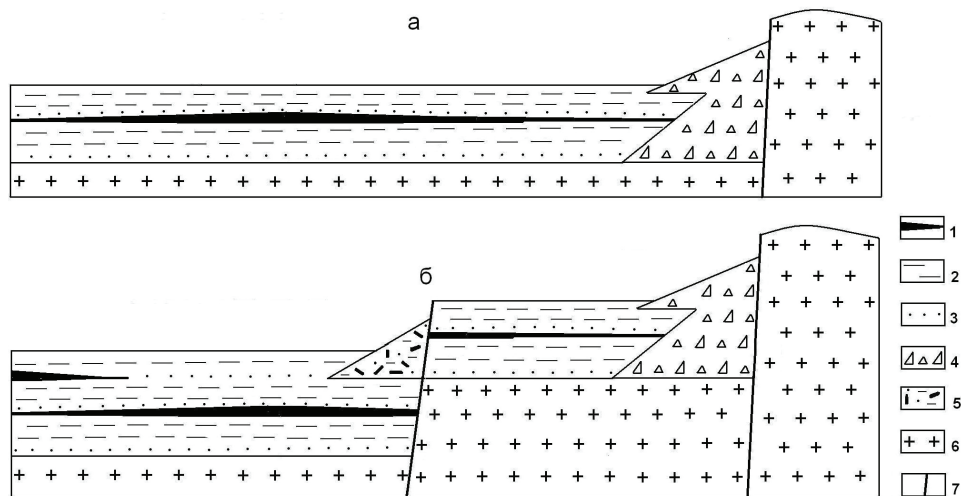
Поступление в грабены небольших объемов терригенного материала из равнинных областей денудации приводило к длительному существованию здесь участков с торфяниками, где погружение дна грабенов компенсировалось лишь их мощностью. При этом мощность торфяников нередко достигала многих десятков и сотен метров, что и способствовало возникновению мощных угольных пластов. Следует отметить, что в это же время вдоль бортов грабенов за счет разрушения пород, слагающих уступы, формировались мощные толщи грубообломочных отложений. Ареал их развития был ограничен прибортовыми участками; однако с временными пролювиальными потоками терригенный материал периодически поступал и в области торфонакопления. Поэтому в угольных толщах фэновой формации часто встречаются «мусорные» дресвяно-песчаные и мелкощепнистые породы. Они образуют линзы и прослои в периферийных участках угольных залежей или фациально замещают пласты углей (рис. 1.10, г). Более полной характеристике распределения угленосных толщ, а также строения и условий их образования посвящена отдельная глава монографии.

Важной особенностью фэновых формаций является присутствие в их разрезах линз терригенных пород, источником обломков которых служили осадочные породы этой формации. В частности, в линзе дресвяно-песчаной породы

из нижнемеловой холбольджинской свиты (участок Байн-Зурхе на юго-востоке Гусиноозерской депрессии) присутствуют переотложенные обломки углей и зерен кварца (рис. 1.10, д). Пластовые тела таких же кварцевых песков и углей присутствуют здесь в нижележащих коренных отложениях холбольджинской свиты. Эти угли при их разрушении и поставляли углистые зерна в дресвяно-песчаные отложения.

Еще одним подобным примером служит обнажение угленосной верхнепалеоген-неогеновой танхойской свиты в Байкальской депрессии. У города Бабушкин, на юго-восточном побережье озера свита слагается сероцветными песками, содержащими прослой и пласты зеленоцветных глин. В этом же обнажении в ней присутствует блок обвального-оползневых пород с хаотично расположенными обломками или линзами тех же танхойских глин, погруженных в песчаный матрикс (рис. 1.10, е). В юрско-нижнемеловых угленосных песчаных толщах, залегающих в рифтовых впадинах Западного Забайкалья, присутствуют различные по составу обломки пород, связанные с размывом и переотложением пород данных толщ (углей, аргиллитов и алевролитов) [Цеховский, 2013]. Таким образом, в процессе эволюции рифтовых впадин отдельные их участки превращались в области денудации.

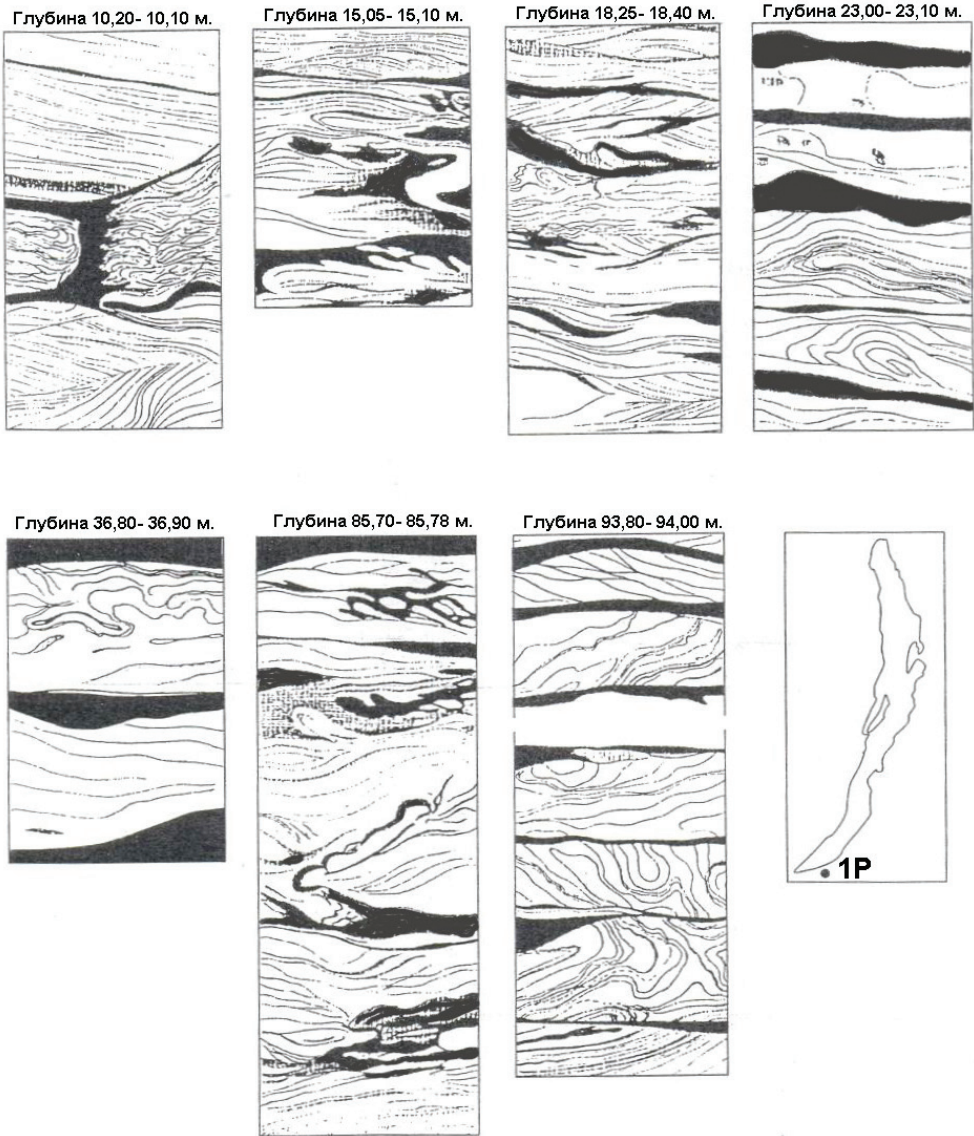
В приведенных примерах обломочные породы, участвующие в строении характеризующих мезозойско-кайнозойских свит, по сути, являются эндоолистостромами. Их образование связано с возникновением на дне рифтовых депрессий небольших наложенных грабенов с последующим разрушением и переотложением осадочных пород свиты, слагающей уступы грабенов. Схема формирования эндоолистостром показана на рис. 1.11.



**Рис. 1.11.** Схема распределения олистостром в равнинной угленосно-терригенной фэновской формации: а – в грабене, б – в ступенчатом грабене.

1 – бурые угли; 2 – глины и алевролиты, 3 – песчаники; 4 – олистострома с хаотично расположенными обломками пород фундамента; 5 – эндоолистострома с хаотично расположенными обломками мезозойских пород (углей, глин, песчаников); 6 – породы фундамента; 7 – разломы

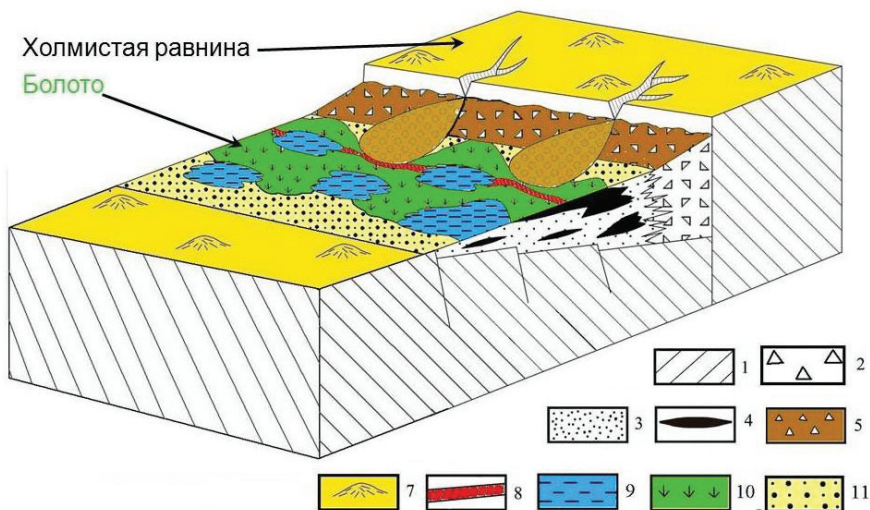
Важно отметить, что образованию различных типов рифтовых олистостром, способствует не только наличие высоких и крутых прибортовых уступов грабенов, но и периодически повторяющиеся в этих структурах землетрясения. В частности, сильные землетрясения отмечены в современную эпоху на юге озера Байкал. [Волгина и др., 2012]. Подобные землетрясения и наличие крутых прибортовых уступов в рифтовых грабенах способствовали широкому формированию в породах своеобразных оползневых структур (рис. 1.12).



**Рис. 1.12.** Горизонты с оползневыми текстурами в верхней части танхойской свиты (скв. 1), зарисовка по фотографиям [Мац и др., 2001]

Охарактеризованные выше главные особенности строения палеоландшафтов и распределения фаций в гумидных фэновых формациях показано на рис. 1.13.

### СХЕМА СТРОЕНИЯ ФЭНОВОЙ ФОРМАЦИИ



**Рис. 1.13.** Строение палеоландшафтов и распределение пород в эпохи образования юрских и нижнемеловых угленосных фэновых формаций.

1–4 – породы: 1 – породы фундамента и нижнемезозойские вулканогенно-осадочные отложения; 2 – грубообломочные делювиальные отложения (брекчии и дресвяники с включениями глыб в прибортовой части грабена); 3 – тонкообломочные (песчано-алевритово-глинистые) аллювиальные отложения; 4 – торфяные залежи; 5–11 – фации и формы рельефа: 5 – временные потоки; 6 – конуса выноса балочного аллювия; 7 – холмы на возвышенной равнине; 8 – русло реки; 9 – пойменные озера; 10 – торфяные болота; 11 – прибортовые участки речной долины; 12 – разломы

**Орогенная сероцветная моласса.** В изученных мезозойских рифтовых структурах к орогенной сероцветной молассе могут быть отнесены лишь отложения раннеюрской березовской свиты Тугнуй-Сухаринской депрессии на территории Западного Забайкалья (см. рис. 1.3), нижней толщи ранне-среднеюрской бахарской свиты (или свиты Целийн) во впадинах Гобийского Алтая и плейстоцен-голоценовые отложения в Байкальской области, где их накопление продолжается и в настоящее время.

Установлено, что строение и состав формации несколько менялись в зависимости от характера гумидного климата: теплого в ранней-средней юре [Нагорья..., 1974; Скобло, 2001; Шувалов, 1975] и холодного (переменно-влажного, с чередованием ледниковых этапов и межледниковий) в плейстоцене и голоцене [Базаров, 1986].

Примером сероцветной молассы областей с теплым климатом служат нижне-среднеюрские отложения (см. рис. 1.3 и 1.7), выполняющие рифтовые впадины на территории Западного Забайкалья и Гобийского Алтая [Гоби-Алтайское..., 1963;



Нагибина, 1995; Нагорья..., 1974; Сеница, 1993; Скобло и др., 2001; Цеховский, 2011; Цеховский и др. 2005, 2006б; Шувалов, 1975, 1982]. В строении молассы доминируют грубообломочные отложения – русловые фации горного аллювия или предгорного пролювия. Они представлены конгломератами (местами с валунами) или гравелит-песчаниками, содержащими прослойки или линзы алевроитово-глинистых пород. Среди них в прибортовых участках нередко встречаются также линзы или пачки щебнистых (с включением глыб) коллювиально-делювиальных отложений. В целом подчеркнем, что в характеризуемой молассе неокатанные обломки встречаются значительно реже, в отличие от грубообломочных отложений фэновской формации, где они преобладают. Конечно, и при формировании орогенной молассы со склонов окружающих гор в прилегающие прибортовые участки впадин поступал большой объем неокатанных обломков. Однако горные реки или временные водотоки с высокой гидродинамической активностью часто транспортировали и окатывали эти обломки.

Установлен разнообразный состав грубых обломков в молассовой формации, которые привносились горными реками или временными водотоками с обширных водосборов, где эродировались различные породы. По этому признаку они отличаются от грубых обломков фэновских формаций, поступающих из прибортовых уступов грабенов и не испытывающих дальнейшей транспортировки.

Строение типовых обнажений ниже-среднеюрской сероцветной молассы, выполняющей рифтовые впадины на территории Гобийского Алтая и Прибайкалья, показано на рис. 1.14. В составе толщ доминирующая роль принадлежит конгломератам или валунным конгломератам (см. рис. 1.14, а, б, в), часто содержащим линзы или прослойки гравелитов и песчаников.

Важно отметить, что при формировании рифтовой сероцветной молассы в областях с гумидным климатом, несмотря на наличие болотистых участков (на поймах горных рек или побережьях озер), не создавалось условий для мощного торфонакопления и углеобразования.

Еще одной важной особенностью образования молассы в рассматриваемой климатической зоне, является главенствующая роль процессов физического выветривания пород в областях денудации, а также наличие участков, лишенных растительного покрова в районах горных оледенений, или их спорадическое развитие в перигляциальной области. При этом создавались благоприятные условия для возникновения больших объемов мелкозема (суглинков, супесей) в составе продуктов выветривания. Толщи подобных мелкоземистых пород, участвующие в строении четвертичного осадочного чехла Байкальского рифта, иногда выделяются даже в ранге ледниковой и лессовой формаций [Мац и др., 2001]. В прибортовых частях Байкальской депрессии (перигляциальная область) лессы, лессовидные суглинки и супеси образуют линзы или пачки среди грубообломочных песчано-галечниковых толщ. Последние представлены фациями горного аллювия (рис. 1.14, д) или предгорного пролювия. Эти фации доминируют здесь в строении разрезов четвертичной молассы. По направлению к осевой части депрессии в разрезах появляется комплекс отложений крупного озерного бассейна, вдоль побережий которого накапливались сортированные галечники (см. рис. 1.14, е) или пески.



**Рис. 1.14.** Обнажения типовых пород орогенной сероцветной молассы в мезозойско-кайнозойских рифтовых грабенах Гобийского Алтая и Прибайкалья (местоположение разрезов см. рис. 1.6).

а – валунно-галечные конгломераты фации руслового горного аллювия в нижней части ранне-среднеюрской бахарской свиты (разрез 12); б, в – валунно-галечные конгломераты фации руслового горного аллювия в раннеюрской березовской свите (разрез 12); г – пачка хорошо сортированных озерных песчаников в нижней толще ранне-среднеюрской бахарской свиты (разрез 12) (на фото внизу – белая ручка молотка длиной 30 см (для масштаба); д – галечники с единичными валунами и пески (четвертичные отложения, фация горного аллювия на юго-восточном побережье озера Байкал; е – современные сортированные галечники на юго-восточном побережье озера Байкал

Этому препятствовало поступление в грабены больших объемов терригенного материала из окружающих горных областей денудации, обычно подавлявшего и прерывавшего рост торфяников и образование их мощных залежей. Поэтому в ее строении изредка встречаются лишь маломощные (до 1 м) линзы или прослои углей. В этой формации основная часть органического вещества (углистый детрит) рассеяна в породе или изредка присутствует в углистых алевролитах и глинах.

К сероцветной молассе областей с холодным климатом относятся четвертичные (плейстоцен-голоценовые) отложения Байкальского рифта [Базаров, 1986; Логачев, 1974; Мац и др., 2001; Раевский, 1972]. Во время их формирования установлено несколько разновозрастных этапов оледенений и потеплений климата (межледниковья), а также плювиальных его увлажнений и ксеротермических периодов, связанных с аридизацией. При похолоданиях ледники формировались в горных массивах, окружавших рифтовую зону и спускались по долинам в Байкальскую депрессию.

Своеобразие осадконакопления в подобных условиях отмечено Н.М. Страховым [1963], выделившим ледовый тип литогенеза, с которым связано образование морен и околеледниковых флювиогляциальных отложений. Последние обычно содержат примесь крупного или мелкого валунного материала. Характерным для ледового литогенеза является также наличие вечной мерзлоты. При этом в накоплении присклоновых отложений главенствующую роль начинают играть делювиально-солифлюкционные процессы.

В настоящее время на заболоченных участках побережья озера (в устье рек Селенги и Турки) в сероцветной молассе происходит формирование торфяников средней мощности 2,2 м (при максимальных значениях 7,9 м). Однако из подобных торфов при их уплотнении могут сформироваться лишь маломощные линзы или прослои углей. В центральной части Байкальской депрессии разрезы четвертичной молассы представлены преимущественно песками, алевритами и суглинками.

Из приведенного материала видно заметное изменение строения и состава рифтовой орогенной сероцветной молассы в эпохи гумидного (теплого или холодного) климата. Это позволяет выделять в ее разрезах две соответствующие этим климатам подформации.

## **1.6. Рифтовые формации в областях с аридным климатом**

В разрезах мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих рифтовые впадины областей с аридным палеоклиматом, выявлены две формации: 1) равнинная красноцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная фэновая и 2) орогенная красноцветная моласса. Эти парагенезы широко представлены в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая (см. рис. 1.7), где они впервые были кратко охарактеризованы [Цеховский, 2011]. За пределами этой территории лишь в Байкальской рифтовой зоне установлен один, сравнительно кратковременный



верхнеплиоцен-нижнечетвертичный этап аридного красноцветного осадконакопления. До настоящего времени строение и обстановки осадконакопления аридных рифтовых формаций подробно не рассматривались. Поэтому им будет уделено повышенное внимание. Детальное изучение их проводилось в западной части Гобийского Алтая (см. рис. 1.6) в районах хребтов Их-Богдо, Бага-Богдо и Арц-Богдо, где они имеют широкое развитие.

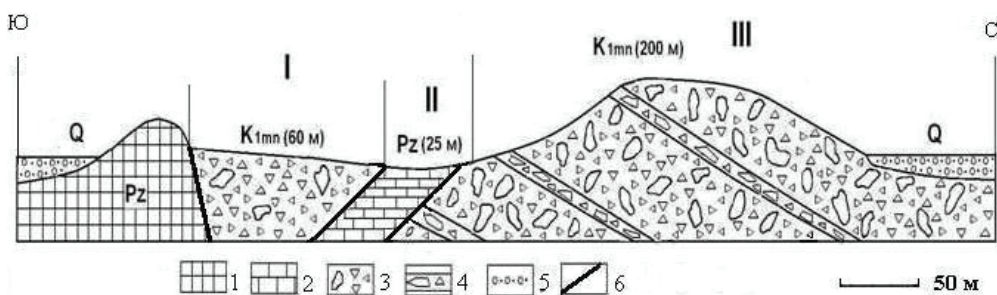
***Равнинная красноцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная фэновая формация.*** В рифтовых впадинах Гобийского Алтая отложения этой формации накапливались в составе цаганцабского горизонта (титон-валанжин) и дзунбаинской серии, начиная со второй половины ранней юры (готерива), и на протяжении всего раннего мела (см. рис. 1.7). Важно отметить, что мезозойское осадконакопление в этом регионе обычно сопровождалось проявлениями вулканизма. В строении нижнемеловой дзунбаинской серии преобладают осадочные породы, а вулканиты играют второстепенную роль. И, напротив, в более древнем цаганцабском горизонте, датированном титоном, берриассом и валанжином, вулканиты слагают около половины всего его объема. С учетом разной степени насыщения осадочных пород вулканитами характеризующую формацию можно подразделить на нижнюю (вулканогенно-осадочную) и верхнюю (осадочно-вулканогенную) подформации.

***Вулканогенно-осадочная подформация.*** Строение и обстановки осадконакопления этой подформации, где продукты вулканизма играют второстепенную роль, рассмотрим на примере нижнемеловой дзунбаинской серии, развитой в Шавгатской и других впадинах, расположенных южнее хребта Арц-Богдо. Шавгатская впадина имеет субширотную ориентировку; ее длина составляет около 100 км, а ширина достигает 30 км. В строении дзунбаинской серии здесь принимают участие грубообломочная и карбонатно-терригенная толщи, выделяемые соответственно в манлайскую и хехшийрскую свиты (см. рис. 1.7). Грубообломочная толща (манлайская свита), достигающая мощности 700 м, развита в прибортовых участках депрессии. Она нередко содержит прослои или пачки вулканитов (базальтов, андезитов-базальтов, туфов, туфобрекчий, агломератов). На отдельных участках осадочные породы свиты практически полностью замещаются вулканитами. Породы имеют общую красноцветную окраску и чаще всего слагают фации коллювия. Они представлены скоплениями глыбовых конгломератов, конгломератобрекчий и, реже, конгломератов. Обломки погружены в песчано-глинистый (с дресвой) матрикс; в большинстве случаев они хаотично распределены в породах, несортированы, неокатаны или плохо окатаны и, часто, неориентированы. Среди грубообломочных пород встречаются линзы дресвяников. В мелкообломочных дресвяно-песчано-глинистых разностях часто встречаются отдельные крупные «плавающие» обломки размером до двух-трех метров.

В породах свиты обычно не выражена слоистость, но нередко наблюдается напластование разностей, различающихся по гранулометрическому составу или цветовым оттенкам. Реже в разрезах характеризующей толщи встречаются пачки, линзы или пласты делювиально-пролювиальных отложений: конгломератобрекчий, конгломератов, песчаников или песчаных глин, в которых проявляется напла-

ствование пород, а также, в той или иной мере, улучшается сортировка и окатанность обломков, и они приобретают ориентировку.

Строение красноцветной грубообломочной толщи (манлайской свиты) в прибортовой юго-западной части Шавгатской впадины (район горы Дзост-Ула, см. рис. 1.6), показано на рис. 1.15. Здесь ее фрагменты слагают тектонические блоки (I и III), разделенные блоком палеозойских известняков. Доминирующими являются неслоистые грубообломочные красноцветные коллювиальные отложения, в которых отмечаются прослои делювия. Видимая мощность толщи составляет около 200 м. В южной части блока на нее надвинута пластина палеозойских известняков, в северной части она полого погружается под четвертичные отложения.



**Рис. 1.15.** Схематический разрез строения прибортовой грубообломочной толщи равнинной аридной фэновой формации в Шавгатской впадине Гобийского Алтая (манлайская свита, разрез 1, см. рис. 1.6).

1 – кварц-хлорит-серицитовые палеозойские сланцы; 2 – мраморизованные палеозойские известняки; 3 – красноцветные глыбово-щепнистые породы с хаотично расположенными обломками, сцементированные песчано-глинистым цементом; 4 – красноцветные глыбово-щепнистые породы с ориентированными обломками, сцементированные песчано-глинистым цементом; четвертичные отложения; 5 – пески, галечники, суглинки желтого и, местами, серого цвета; 6 – разлом. I–III – блоки, ограниченные тектоническими контактами

Примеры различных типов разрезов манлайской свиты, достигающих максимальной мощности 700 м, по данным [Тогтох и др., 1985], приведены на рис. 1.16. Выделяются 3 основных типа ее разрезов, представленные: 1) красноцветными грубообломочными осадочными породами (разрезы 4 и 5); 2) осадочными породами, содержащими прослои эффузивов (разрез 3); 3) преимущественно вулканитами (разрез б). При этом вулканогенные образования на ряде участков составляют значительную часть манлайской свиты.

В строении ее красноцветных осадочных пород доминируют брекчии и конгломератобрекчии (с включением глыб), преимущественно с неокатанными и несортированными обломками (разрез 3). Реже свита слагается конгломератами и конгломератобрекчиями с плохо окатанными и плохо сортированными обломками, обычно переслаивающимися с песчаниками (разрез 4), или содержащими прослои глин (разрез б).

3 (559.5)

Колонка	Мощн. м
○*○	2.5
Г Г Г Г	32.2
Г Г Г Г	
Г Г Г Г	
Г Г Г Г	
Г V Г V	15.6
Г V Г V	14.5
Г Г V V	
○*○	3
○*○	45
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	18.7
○*○	
△○*△○	139
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
Г V Г V	35
Г V Г V	
Г V Г V	
△○*△○	174
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
*△○	
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
△○*△○	
Г V Г V	35
Г V Г V	
Г V Г V	
△○*△○	35
△○*△○	
Pz	

**Рис. 1.16.** Разрезы манлайской свиты в Шавгатской (3, 6) и Холтар-Холойской (4, 5) впадинах Гобийского Алтая (см. рис. 1.6), по данным [Тогтох и др., 1985] (в скобках – суммарная мощность отложений, м).

1 – глыбы, валуны, конгломераты и конгломерато-брекчии (с преимущественно плохо окатанными и несортированными обломками), содержащие маломощные линзы, прослои песчаников или глин; 2 – конгломераты и конгломерато-брекчии (преимущественно с плохо окатанными и несортированными обломками), содержащие маломощные линзы или прослои песчаников и глин; 3 – песчаники с дресвой и линзами дресвяников; 4 – глины и аргиллиты; 5 – андезито-базальты; 6 – базальты; 7 – лавобрекчии или туфобрекчии; 8 – красная или бурая окраска пород; 9 – контакт с породами палеозойского фундамента

4 (163)










Колонка	Мощн. м
○*○	22
○*○	
○*○	
○*○	9
○*○	15
○*○	
○*○	9
○*○	5
○*○	9
○*○	6
○*○	11
○*○	40
○*○	
○*○	14
○*○	
○*○	24

5 (132)

Колонка	Мощн. м
○*○	20
○*○	
○*○	6
○*○	6
○*○	100
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	
○*○	

6 (234.5)

Колонка	Мощн. м
○*○	5.5
Г V Г V	156
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г V Г V	
Г Г Г Г	13
Г Г Г Г	41
Г Г Г Г	
Г Г Г Г	
Г Г Г Г	19
Г Г Г Г	
△○*△○	
Pz	

- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9

Вулканогенные породы свиты, достигающие максимальной мощности в 200 м, представлены преимущественно базальтами, андезитобазальтами, а также лавобрекчиями и туфобрекчиями. Примеры различных фациальных типов красноцветных грубообломочных осадочных пород манлайской свиты из разрезов Дзост-Ула и Унэт показаны на рис. 1.17. Ширина прибортового шлейфа грубообломочных пород манлайской свиты обычно не превышает 1–1,5 км (см. рис. 1.17). Однако на участках развития вулканогенной толщи, ее ширина может достигать 10 км.

В целом особенности строения и состава красноцветных грубообломочных отложений нижнемеловой манлайской свиты позволяют считать, что они представляют собой олистострому или гравитационные микститы, сформировавшиеся в условиях аридного климата. Данная толща образует сравнительно узкий (сотни метров – до 1,5 км) шлейф коллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений, оконтуривающий уступы грабен. Подобные олистостромовые комплексы широко распространены в пределах Гобийского Алтая и в более древних (верхнеюрских) отложениях фэновой формации. Сходные образования в разрезах поздней юры на сопредельной территории (в Предалтайской системе прогибов) описаны как континентальная олистострома орогенной молассы [Нагибина, 1995].

Тонкообломочная толща (карбонатно-терригенная) выделяется в составе нижнемеловой хехширской свиты. Она достигает мощности 550 м и приурочена к центральным участкам Шавгатской впадины. Здесь фрагменты ее разреза хорошо обнажены в районе горы Бурэгдий. По направлению к бортовым участкам депрессии ее отложения по латерали фациально замещаются грубообломочной манлайской свитой (рис. 1.18). Хехширская свита с размывом залегает на породах палеозойского фундамента или постепенно замещается вниз по разрезу, а также по латерали грубообломочной манлайской свитой. Хехширская свита, как и ранее рассмотренная манлайская, с размывом перекрывается верхнемеловыми отложениями.

В строении хехширской свиты участвуют осадочные терригенные и карбонатные породы, а также эффузивы (преимущественно покровные базальты мощностью до 30–40 м). Полная характеристика вулканогенных пород содержится в публикации [Самойлов и др., 1988].

Осадочные породы свиты представлены зеленоцветными глинами, содержащими линзы или прослои алевролитов и песчаников. Пачки карбонатных пород слагаются микритовыми известняками – доломитами, мергелями, нередко содержащими раковины остракод и другой фауны. В них также отмечаются прослои или линзы песчаников и алевролитов, реже, гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Местами встречаются пачки или прослои тонколистоватых глин или аргиллитов, часто битуминозных, называемых в разрезах мезозоя Монголии бумажными сланцами [Шувалов, 1975]; изредка присутствуют линзы бурых углей. Породы свиты имеют серую, зеленую и белую окраску, а угли и битуминозные сланцы окрашены в черные и темно-серые тона, и лишь, иногда, среди них встречаются

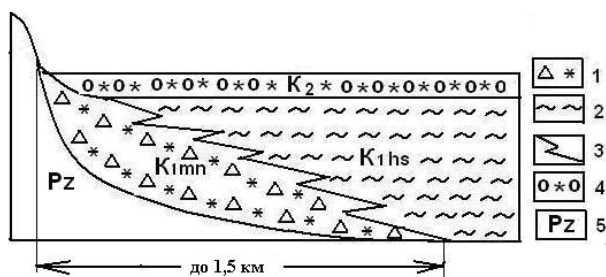




**Рис. 1.17.** Обнажения красноватых пород манлайской свиты в разрезе у южного борта Шавгатской впадины: а, в – разрез у горы Дзост-Ула; б, г, д – разрез у горы Унэт (местоположение разрезов см. рис. 6).

а, б, в – хаотичное распределение глыб и щебня в фации коллювия; г – толща делювиальных (слоистых) и коллювиальных брекчий с включениями глыб (местами ориентированных), залегающая на базальтах (чертой показан контакт с базальтами); д – конгломератобрекчии в делювиально-пролювиальных отложениях





**Рис. 1.18.** Схема соотношения нижнемеловых манлайской ( $K_{1mn}$ ) и хехширской ( $K_{1hs}$ ) свит в Шавгатской впадине южнее хр. Арц-Богд.

1 – красноцветные грубообломочные коллювиально-делювиальные и пролювиальные отложения манлайской свиты в прибортовых частях впадины; 2 – сероцветные тонкообломочные карбонатно-терригенные отложения осевых частей впадины; 3 – граница фациального перехода между манлайской и хехширской свитами; 4 – верхнемеловые красноцветные отложения; 5 – породы палеозойского фундамента

линзы или прослои красноцветов. Осадки накапливались преимущественно в равнинных озерах и реках, временами частично пересыхающих.

На фотографиях (рис. 1.19, а–е) показаны типовые обнажения терригенных, карбонатных и вулканогенных пород хехширской свиты в Шавгатской впадине, а также полные ее разрезы (8 и 9) в пределах хребта Гурван-Сайхан-Нур, по данным Д. Тогтох с соавторами [1985].

В более западных частях Гобийского Алтая (районах хребтов Бага-Богд, Их-Богдо) строение дзунбаинской серии несколько меняется. Здесь тонкообломочная карбонатно-терригенная толща подразделяется на шинэхудукский (нижний) и хухтэкский (верхний) горизонты (см. рис. 1.7), которые соответственно датируются готерив-барремом и апт-альбом. При этом в шинэхудукском горизонте возрастает роль бумажных сланцев, а в хухтэкском горизонте среди тонкообломочных и карбонатных пород значительно чаще встречаются песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты.

*Осадочно-вулканогенная подформация.* К этой подформации, в которой вулканы играют доминирующую роль, относятся отложения цаганцабского горизонта (см. рис. 1.7). Их детальное изучение проводилось в Цельбалакской впадине (10), а также в серии разрезов Танынской впадины (1.11), которая расположена к юго-западу и к западу от хр. Бага-Богд (см. рис. 1.6). В этом горизонте осадочные породы приурочены к нижней его части (рис. 1.20, разрезы I и II); однако и в них также встречаются прослои или пачки вулканитов. В осадочной составляющей подформации, как и в рассмотренной выше дзунбаинской серии, принимают участие два различных породных комплекса: 1) грубообломочные красноцветы олистостромового типа, возникшие за счет разрушения уступов грабенных и 2) тонкообломочные терригенно-карбонатные отложения фаций озер и равнинных рек. В вертикальном разрезе, в отличие от дзунбаинской серии, нередко присутствуют разновозрастные пачки грубообломочных отложений, разделенные тонкообломочными терригенно-карбонатными породами и вулканитами.



8 (377)

Колонка	Мощн. м
	48
	18
	24
	68
	44
	50
	67
	58
К1mn	

9 (126)

Колонка	Мощн. м
	40
	14
	17
	3
	52

**Рис. 1.19.** Обнажения (а–е) хехшийрской свиты ( $K_1hs$ ) в центральной части Шавгатской впадины в разрезе у горы Бурэгдий (разрез 7) и полное строение ее разрезов (8 и 9) в районе хр. Гурван-Сайхан-Нур (в скобках – суммарная мощность отложений). Местоположение разрезов (см. рис. 1.6).

а – пачка карбонатных (известковисто-доломитовых) пород под покровом базальтов; б – строение пачки зеленоцветных глин с маломощными прослоями алевролитов, песчаников и перекрывающие их карбонатные породы; в, г – строение пачки карбонатных пород (доломитов, известняков, мергелей общей мощностью до 10 м); д, е – волнисто-горизонтальная слоистость и жеодовая текстура в известняках. 1 – мелкогалечные конгломераты; 2 – песчаники, местами гравелиты; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – листоватые и битуминозные глины (бумажные сланцы); 6 – линзы бурых углей; 7 – мергели; 8 – известняки; 9 – красноцветная окраска пород; 10 – размыв на контакте с породами палеозойского фундамента; 11 – постепенный переход между манлайской ( $K_1mn$ ) и хехшийрской ( $K_1hs$ ) свитами

В разрезах грубообломочного комплекса отмечается напластование различных фациальных типов пород (рис. 1.20, а). При этом для коллювиальной фации характерно отсутствие слоистости, хаотичное распределение неокатанных и несортированных обломков, погруженных в дресвяно-песчано-глинистый матрикс (рис. 1.20, б). В делювиальной фации (рис. 1.20, в) крупные глыбово-щебнистые обломки приобретают ориентировку, отмечаются их неокатанные и слабоокатанные разности, образующие конгломератобрекчии; однако обломки остаются несортированными.

Следует отметить, что в красноцветном грубообломочном комплексе широко распространены дресвяники (нередко с включением щебня) в виде линз или прослоев (см. рис. 1.20, в), иногда появляются маломощные линзы с тонким переслаиванием дресвяников, песчаников и глин (рис. 1.20, г). Красноцветные породы местами замещаются зеленоцветными отложениями. Их образование происходило в небольших озерах, временами возникавших у подножий прибортовых уступов грабенов.

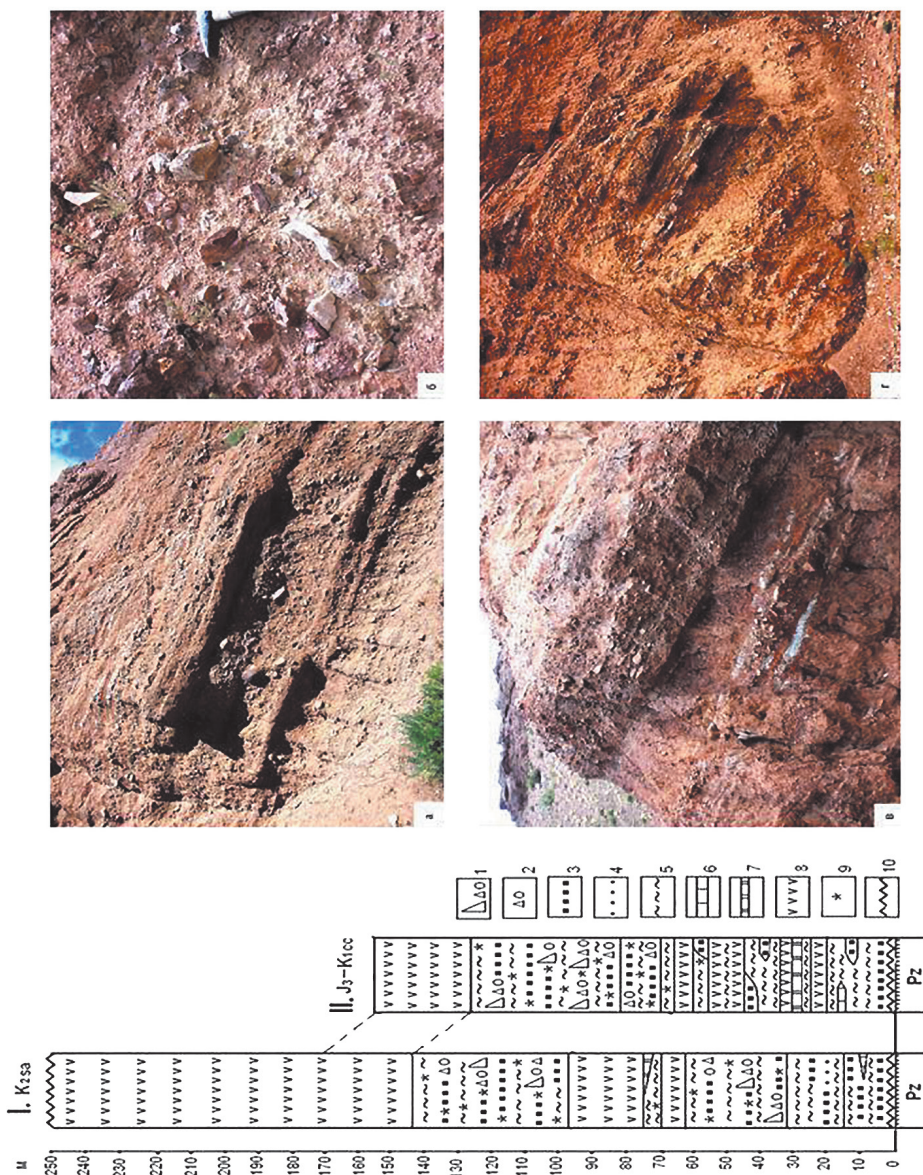
В строении вулканогенно-карбонатно-терригенного комплекса принимают участие осадочная и вулканогенно-осадочная пачки. Осадочная пачка (рис. 1.2, а) представлена, в основном, зелеными комковатыми глинами с редкими и маломощными (до 1 м) прослоями известняков (рис. 1.21, б) или доломитов. В этой пачке отмечаются линзы или прослои дресвяников и песчаников, а также, локально и редко, бумажные сланцы (рис. 1.21, в). В вулканогенно-осадочной пачке карбонатно-глинистые породы чередуются с базальтами. Ее осадочная составляющая представлена (рис. 1.21, г) зеленоцветными глинами и карбонатами – микритовыми доломитами, известковистыми доломитами и, реже, известняками.

Установлено также, что осадочные доломиты иногда непосредственно подстилают или перекрывают базальты, а также образуют внутри эффузивов линзы или прослои толщиной до 2 м (рис. 1.21, д). В базальтах встречаются также пятна, жилы и прожилки (субвертикальной ориентировки) перекристаллизованных карбонатов – доломита или кальцита (рис. 1.21, е), а на поверхности вулканитов иногда появляются конкреционно-жеодовые выделения кальцита.

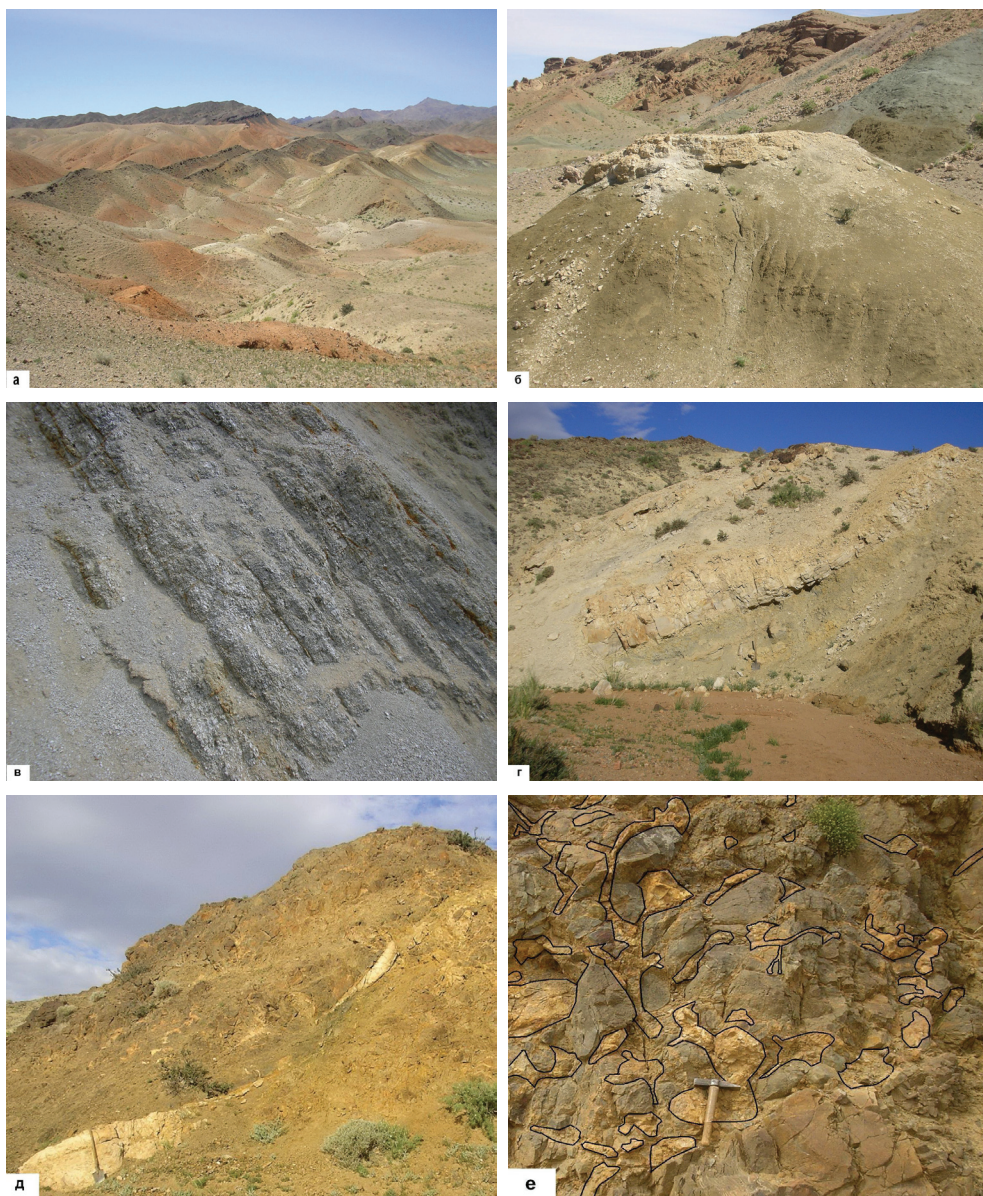


**Рис. 1.20.** Строение разрезов (I и II) цаганцабского горизонта ( $J_3-K_1, cc$ ) в восточной части Танынской впадины и обнажения различных фаций (а-г) его грубообломочного комплекса. Характеристика обнажений приведена в тексте.

- 1 – глыбово-щебнисто-галечные породы, сцементированные глинисто-известковым цементом;
- 2 – конгломерато-брекчии;
- 3 – дресвяники; 4 – песчаники;
- 5 – глины; 6 – известняки;
- 7 – доломиты и известковистые доломиты, иногда с прослоями известняков;
- 8 – вулканиты; 9 – красная или коричневая окраска пород;
- 10 – размыв и угловое несогласие на контактах с палеозоем и с отложениями верхнемеловой сайшандинской свиты ( $K_2, sh$ )







**Рис. 1.21.** Обнажения вулканогенно-карбонатно-терригенного комплекса цаганцабского горизонта ( $J_3-K_1cc$ ) в западной части Танынской впадины.

а – вулканогенно-осадочная пачка (показана линией) в низах цаганцабского горизонта; б – комковатые зеленоцветные глины и останец пласта известняков в осадочной пачке; в – обнажение бумажных сланцев в осадочной пачке; г – пачка доломитов с прослоями известняков и глин общей мощностью 10 м в толще базальтов (показана линией); д – линза микритовых доломитов, мощностью до 2 м, в базальтах; е – пятна, субвертикальные жилы перекристаллизованного доломита в базальтах



Осадочные породы характеризуемого комплекса окрашены в зеленые, серые или белые цвета; их накопление происходило в озерах и равнинных реках, где преобладали пойменные фации.

В результате проведенных исследований было также установлено, что в характеризуемой формации, кроме озерных карбонатов, появляются и иные их генетические типы (травертины и каличе), описание которых будет приведено ниже.

Завершая рассмотрение вулканогенно-осадочной и осадочно-вулканогенной подформаций, отметим принципиальное сходство обстановок их формирования. Несмотря на широкое развитие грубообломочных пород в обеих подформациях, часто встречаются озерные карбонатные породы – известняки, доломиты и мергели. Было установлено, что роль доломитов возрастает при появлении в разрезах базальтов. Причиной этого, вероятно, служил приток магниезиальных карбонатов с восходящими термальными растворами, сопровождавшими проявления вулканизма. Источником карбонатов, по-видимому, были толщи доломитов, широко представленные в породах палеозойского фундамента, через которые циркулировали термальные растворы.

Важно отметить, что озерные карбонаты аридной фэновской формации и озерно-болотные угли в ее гумидном аналоге являются гомологами. Они отражают однотипные, встречающиеся только в рифтовых впадинах обстановки осадконакопления – интенсивное прогибание дна грабенных и массовое накопление биогенных или хемогенных пород, которое не подавлялось привнесением больших объемов терригенного материала из равнинных областей денудации. Данные парагенезы, сформировавшиеся в различных (гумидной и аридной) климатических зонах, сближает и еще один признак. В них отсутствует главный индикатор горного рельефа – фации горного аллювия и предгорного пролювия, несмотря на широкое развитие грубообломочных пород. Это исключало возможность транспортировки крупных обломков на значительные расстояния и возможность их окатывания.

В целом установлена следующая схема образования формации. В областях денудации происходило формирование аридной красноцветной коры выветривания и продуктов ее перемыва. Строение, состав и условия образования различных типов континентальных аридных красноцветных или пестроцветно-красноцветных формаций достаточно полно раскрыто на примере верхнемеловых и кайнозойских отложений различных регионов Казахстана [Ерофеев, Цеховский, 1983, 1990]. Поступающие в области осадконакопления красноцветные продукты перемыва этой коры выветривания не меняли свою окраску в коллювиальных и делювиально-пролювиальных фациях, где господствовали процессы субаэрального диагенеза. В реках или озерах при диагенезе красноцветные терригенные осадки за счет редукции оксидов железа приобретали зеленую или серую окраску.

*Орогенная красноцветная моласса.* В мезозойских впадинах на территории Гобийского Алтая к орогенной красноцветной молассе относятся отложения верхнеюрского шарилинского горизонта, датированного киммеридж-титоном, а также верхнемеловых сайшандинской или байнширэнской свит, датированных соответ-

ственно сеноманом и сеноманом-началом сантона (см. рис. 1.7). Установлено сходство основных закономерностей строения и условий осадконакопления верхнеюрской и верхнемеловой красноцветных моласс.

Необходимо отметить спорность вопроса о рифтовой природе верхнемеловых отложений. В пользу их накопления в рифтовых впадинах приводятся данные о составе приуроченных к ним базальтов, обладающих повышенной щелочностью, что характерно для континентальных рифтов [Самойлов, Аракелянц, 1989]. Однако доказано, что формирование подобных вулканитов могло происходить также до или после эпох рифтообразования [Разваляев, 1979; Леонов, 2001].

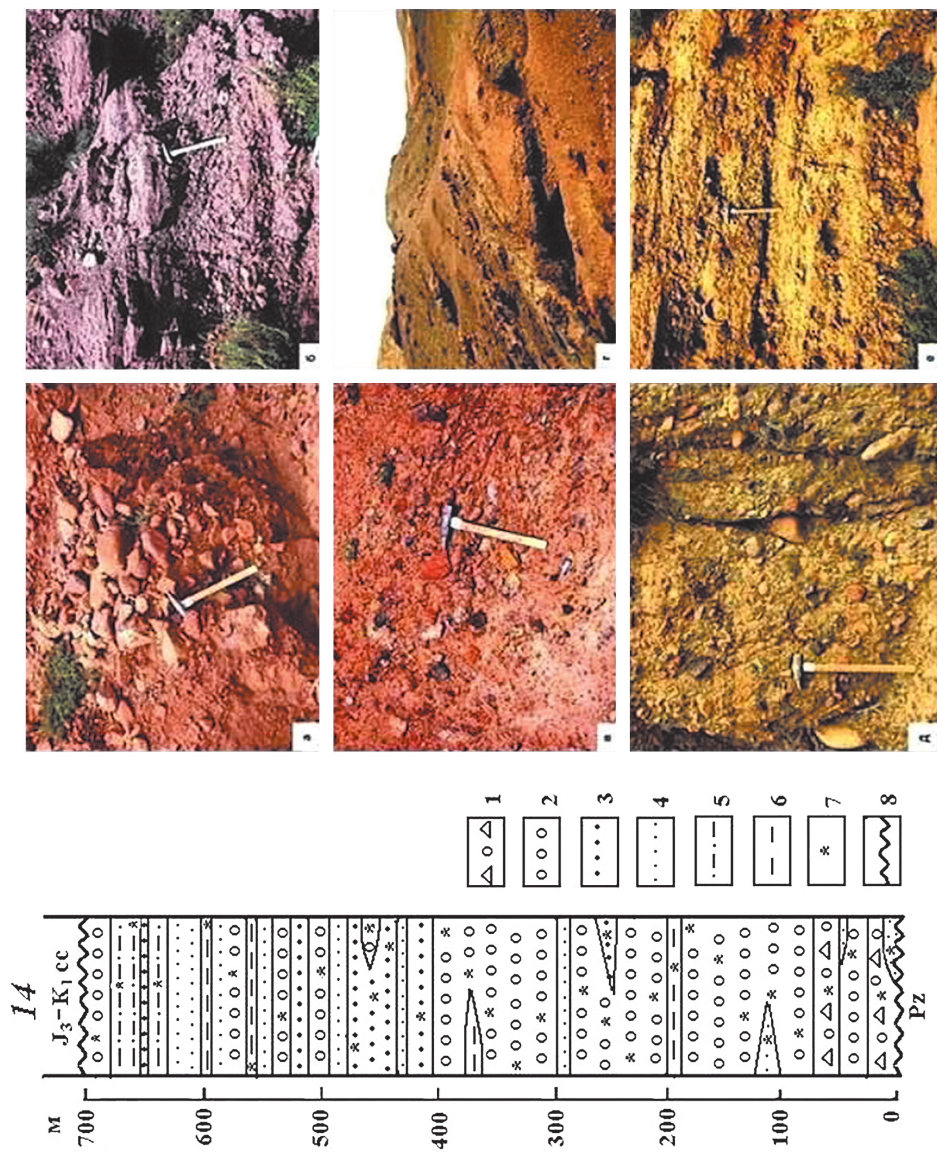
Поэтому для однозначного решения этого вопроса необходимо дополнительное привлечение других данных. В частности, установлено [Нагибина 1995; Шувалов, 1975], что верхнемеловые отложения с размывом и угловым несогласием перекрывают толщи мезозоя. Они знаменуют начало новой – платформенной стадии развития территории Гобийского Алтая и локализованы в эрозионно-тектонических впадинах, часто не совпадающих с юрско-раннемеловыми рифтовыми грабенами и грабен-синклиналями. Поэтому образование верхнемеловых красноцветов следует связать с пострифтовым этапом развития региона.

Ниже рассмотрим строение рифтовой аридной красноцветной орогенной молассы на примере позднеюрского шарилинского горизонта (достигающего максимальной мощности 900 м в западных районах Гобийского Алтая). Представительные его разрезы (13 и 14, см рис. 1.6) расположены в западной части хр. Их-Богдо. Для горизонта в целом характерно простое строение и достаточно ограниченный набор слагающих его пород и фаций. Они представлены в одном наиболее полном его разрезе 13 (рис. 1.22), составленном по материалам В.Ф. Шувалова [1975]. Отметим, что в более ранних публикациях [Гоби-Алтайское..., 1963] отложения этого горизонта включались в состав тормохонской свиты.

В большинстве случаев отложения аридной молассовой формации имеют красную или коричневую окраску, а в строении ее разрезов доминируют грубообломочные породы. Среди них наиболее широко развиты русловые фации горного аллювия или предгорного пролювия. Это преимущественно конгломераты или валунные конгломераты, часто с хорошо окатанными обломками (см. рис. 1.22, а), нередко содержащими линзы и прослои гравелитов или песчаников (см. рис. 1.22, б), иногда глин. В пролювиальной фации часто также встречаются конгломератобрекчии, а красноцветные делювиальные отложения, имеющие локальное развитие, представлены брекчиями (см. рис. 1.22, в) с плохой сортировкой обломков.

В верхней части разреза горизонта возрастает роль более мелкообломочных отложений – гравелитов, песчаников, алевролитов и глин, окрашенных в красные или зеленовато-серые тона. Их примером служит пачка преимущественно красноцветных пролювиально-озерных глин с прослоями мелкогалечных конгломератов и песчаников (см. рис. 1.22, г). При этом отдельные маломощные линзы песчаников имеют зеленовато-серую окраску. Следует отметить, что в ряде разрезов орогенной красноцветной молассы установлены аллювиально-озерные пачки пород зеленых и серых тонов, достигающих мощности 40 м и состоящие из

Рис. 1.22. Стростие разреза (14) верхнеюрской орогенной красноцветной молассы в составе шариллинского горизонта к северу от горы Таргатула, по данным [Шувалов, 1975], и обнажения молассы (а-г) в разрезе 13 на территории Хундуйской впадины (местоположение разрезом см. рис. 6).



1 — конгломератобрекчи; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты и глины; 6 — глины; 7 — красноцветная или коричневая окраска пород; 7 — размыв и угловое несогласие на контакте с палеозоем; J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> сс — цангабский горизонт. Фотографии обнажений: а — красноцветные валунные конгломераты; б — красноцветные мелкогалечные конгломераты с прослоем слоистых песчаников; в — красноцветные брекчи среди песчаников; г — красноцветные глины с прослоями мелкогалечных конгломератов и песчаников; д — сероцветные конгломераты; е — переслаивание сероцветных мелкогалечных конгломератов и песчаников

переслаивающихся песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов (см. рис. 1.22, д, е).

В целом представляется следующая схема появления в рифтовых впадинах орогенной красноцветной молассы. В эпоху ее формирования (как и при образовании аридной фэновой формации) во впадину приносились и накапливались в субаэральных условиях продукты перемыва аридной красноцветной коры выветривания. В субаквальных обстановках (реках или озерах) в процессе диагенеза красная окраска терригенных отложений менялась на зеленую или серую.

Однако в аридных орогенных ландшафтах обильные объемы терригенного материала, поступавшего в древние реки и озера из горных областей денудации, не только подавляли органогенно-хемогенное карбонатонакопление, но и разубоживали органическое вещество. Поэтому при диагенезе чаще всего сохранялась или слабо менялась первичная красноцветная окраска осадков. Чаще всего они приобретали светло-красный, розовый, светло-коричневый или буровато-желтый цвет. И лишь на отдельных участках, где накапливались в достаточной мере обогащенные органическим веществом отложения, формировались комплексы пород, имеющих зеленую или серую окраску.

Выявленные главные особенности строения и условий образования на территории Гобийского Алтая верхнеюрской красноцветной орогенной молассы сохранились и при образовании подобного парагенеза (сайшандинской свиты) в начале позднего мела. Некоторым отличием явилось лишь отсутствие в его разрезах мощных (превышающих 3–5 м) пачек зеленоцветно-сероцветных пород и валунных конгломератов.

Выше отмечалось, что при формировании аридных орогенных красноцветных моласс не возникало благоприятных условий для озерного карбонатонакопления. Однако в них (как и в рассмотренной выше аридной фэновой формации) происходило образование иных генетических типов карбонатных пород – травертинов и известковистых каличе. Ниже приводится краткая характеристика этих пород.

## **1.7. Травертины и известковистые каличе в рифтовых отложениях**

*Травертины* в мезозойских отложениях на территории Гобийского Алтая выделяются впервые. Они установлены здесь как в аридных орогенных верхнеюрской и верхнемеловой молассах, так и в верхнеюрско-нижнемеловой фэновой формации. Травертины представляют собой линзовидно-куполовидные тела карбонатов (доломитов, доломитовых известняков или известняков), мощностью до 3–5 м и протяженностью в десятки и первые сотни метров. Эти образования, имеющие коричневую или белую окраску, наблюдались среди красноцветных грубообломочных коллювиальных или делювиально-пролювиальных отложений. Они в большинстве случаев развиты в прибортовых разрезах грабенов.

В орогенной молассе их примером служит линза белых известковистых-доломитовых травертинов (рис. 1.23, а), залегающая в толще красно-бурых и



коричневых мелкогалечных конгломератов и брекчий в основании верхнемеловой сайшандинской свиты ( $K_2^1sh$ ) на территории Танынской впадины (разрез *11*, см. рис. 1.6). Здесь встречаются травертины, лишенные терригенной примеси (рис. 1.23, б), или слабопесчанистые образования, а также разности, содержащие дресвяные и мелкощебнистые обломки (рис. 1.23, в). В травертинах, а также в подстилающих их карбонатизированных брекчиях и конгломератах отмечаются кальцитовые прожилки и жеоды, выполняющие пустоты или трещинки (рис. 1.23, г).

В той же впадине при залегании верхнемеловых травертинов сайшандинской свиты ( $K_2^1sh$ ) на подстилающих красноцветных грубообломочных отложениях цаганцабского горизонта в ( $J_3-K_1cc$ ) в кровле последнего встречены линзы конгломератобрекчий, генетически связанных с травертинами (рис. 1.23, д). Можно предположить, что в верхнемеловую эпоху, при формировании травертинового купола на поверхности юрско-нижнемеловой толщи, растворы карбонатов проникали в нижележащие и контактирующие с ним наклонно залегающие пласты грубообломочных пористых пород цаганцабского горизонта и цементировали обломки.

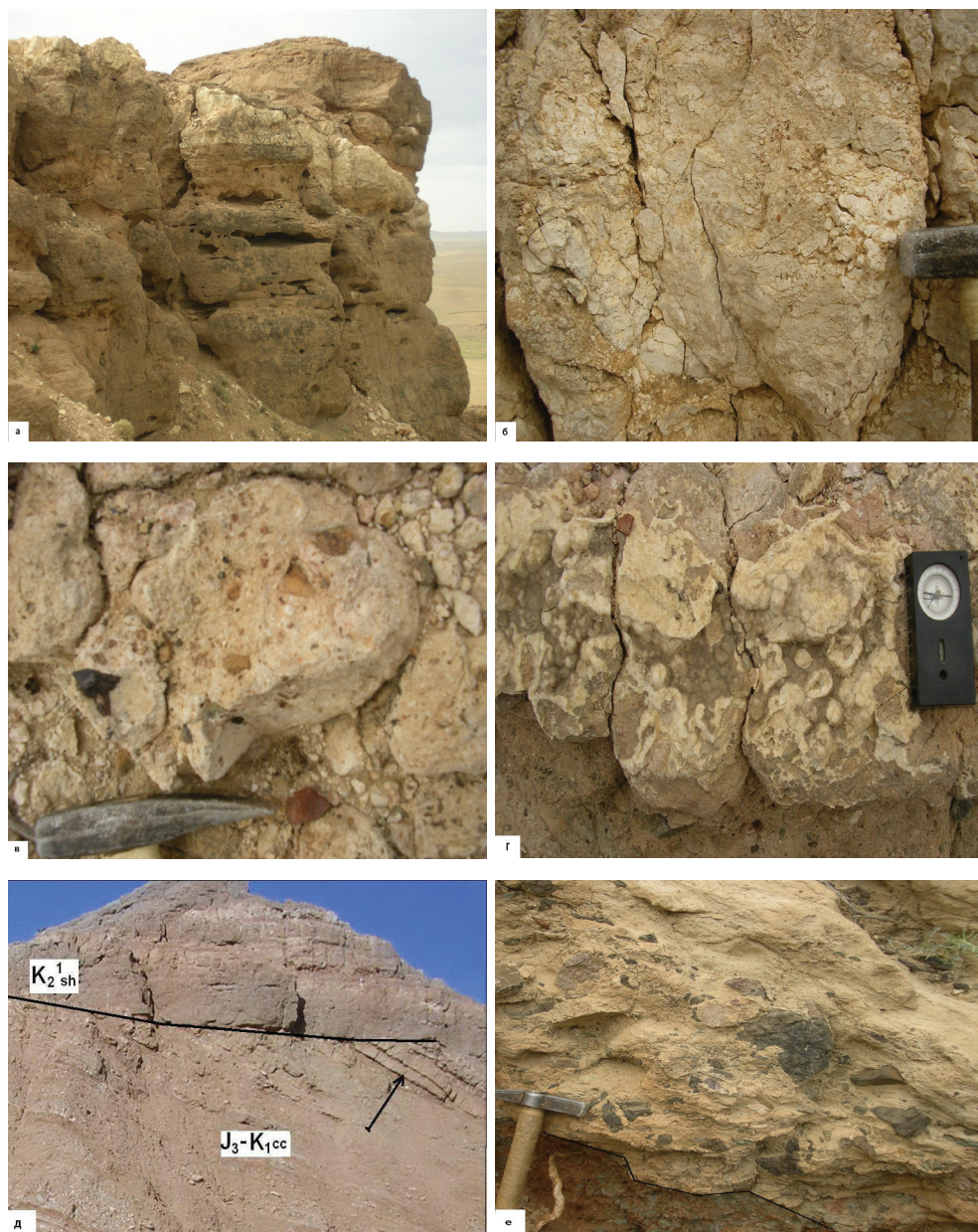
На фотографии (рис. 1.23, е) показан фрагмент травертинового купола в равнинной фэновой формации – цаганцабском горизонте ( $J_3-K_1cc$ ) Цельбалакской впадины (разрез *10*, см. рис. 1.6). Травертины залегают здесь с размывом и несогласием на поверхности красноцветных грубообломочных отложений, перекрытых пачкой базальтов. В строении травертинов участвуют микритовые слабопесчанистые доломиты, и их разности с беспорядочным включением более крупных базальтовых обломков размером от дресвы и мелкого щебня до крупных глыб.

Детальное изучение травертинов [Седаева и др., 2015], а также результаты проведенных рентгеноструктурного и химического анализов свидетельствует о сложном (доломитовом, известковистом или смешанном) составе этих образований, различных соотношениях кальцита и доломита, присутствии микритовых карбонатов или их раскристаллизованных разностей, многообразии микроструктур (комковатых, обломочных, жеодистых, сетчато-ячеистых, водорослевых, биотурбированных и др.), а также нередко присутствие в их составе обломков пород фундамента. Некоторые обломки кварца и полевых шпатов инкрустированы спартаитом с образованием вокруг них кальцитовой «рубашки», морфологически напоминающей собой зачаточные стадии образования оолитов.

В целом установлено, что аридное осадконакопление в рифтовых впадинах сопровождалось активными процессами травертинообразования. Возникшие при этом травертиновые известняки и доломиты в составе орогенных моласс и равнинных фэновых формаций необходимо отличать от озерных карбонатов. Во всех предыдущих публикациях геологов, где отмечается наличие в разрезах линзовидных или пластовых выделений карбонатов, последние априори считаются озерными образованиями. Вычленение из их состава травертинов позволит уточнить палеогеографические реконструкции. Особенно это касается орогенных моласс, при формировании которых отсутствовали благоприятные обстановки, необходимые для образования озерных известняков и доломитов. Однако породы с по-



добным химическим составом возникали в местах разгрузки восходящих карбонатных растворов.



**Рис. 1.23.** Обнажения мезозойских травертинов в разрезах: орогенной молассы – сайшандинской свиты ( $K_2^1 sh$ ) в Танынской впадине (разрез 11) и цаганцабского горизонта ( $J_3-K_1 cc$ ) в Цельбалакской впадине (разрез 10) Гобийского Алтая (местоположение разрезов см. рис. 6). Характеристика обнажений приведена в тексте

В заключение отметим, что в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая существовали необходимые предпосылки для образования травертинов, которые рассмотрены в публикациях [Байков и др., 1983; Добровольский и др., 1987; Набоко, 1980; Седлецкий и др., 1992]. Главные из них – это приуроченность к тектонически активным участкам земной коры, наличие разломов, а также проявления вулканизма. В упомянутых публикациях отмечается, что травертины обычно имеют известковый состав. Однако в изученном регионе ведущую роль играют доломитовые и известковисто-доломитовые травертины, а известковые их разновидности встречаются реже. Это, вероятно, связано с широким участием доломитов в строении палеозойского фундамента, что приводило к насыщению восходящих растворов карбонатами магния. При этом подобные растворы участвовали не только в образовании травертинов. Выше отмечался их вклад и в формирование озерных карбонатов.

Следует отметить, что насыщенные карбонатами восходящие термальные воды участвовали не только в образовании приповерхностных травертинов. Поднимаясь по зонам разломов, они местами пересекали покровы рыхлых, тектонически дезинтегрированных гранитоидов (венчающих поверхность магматических пород) и растекались по ним, образуя горизонтальные тела сцементированных карбонатами гидротермально-петрогенных пород [Седаева и др., 2015]. Их мощность достигает нескольких десятков метров. В целом, следует согласиться с классификацией травертинов [Татаринов и др., 2006], выделяемых в четвертичных отложениях Байкальского рифта и подразделяемых на: 1) хемогенные карбонатные пластовые, слоистые (формирующиеся на поверхности отложений в местах высачивания растворов), 2) терригенно-карбонатные внутриформационные (в случае цементации термальными водами обломочных осадочных пород) и 3) петрогенно-карбонатные, возникающие при гидротермальной цементации карбонатами дезинтегрированных пород фундамента.

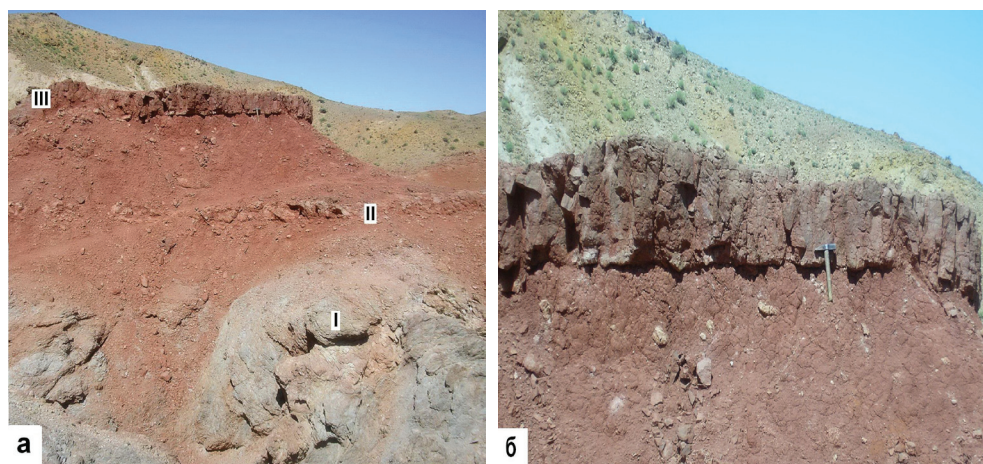
*Каличе*, или калькреты (известковистые или известковисто-доломитовые) в форме маломощных (0,1–2 м) линз и пластов, окрашенных в светлорозовый или розовый цвет, часто встречаются в аридных мезозойских орогенных молассах и фэновых формациях на территории Гобийского Алтая. Ранее они были охарактеризованы на примере верхнемеловых отложений Южной Монголии [Сочава, 1975]. Установлено, что эти образования формируются во время перерывов в осадконакоплении и подразделяются на межформационные и внутриформационные разновидности.

Каличе, нередко содержащие небольшую примесь глины или песчано-алевритовых частиц, представлены пластами известняков или доломитовых известняков (комковатых или конкреционных, часто с прожилками карбонатов), а также скоплениями конкреций (журавчиков), насыщающих глину. По данным А.В. Сочавы, возникновению пластовых каличе (известняков) благоприятствует равнинный рельеф и длительные интервалы перерывов осадконакопления. А если эти факторы отсутствуют, то формируются их маломощные конкреционно-глинистые разновидности. В результате проведенных исследований установлено, что образование этих типов каличе контролировалось различными для моласс и фэновых формаций обстановками осадконакопления.



В частности, ранее отмечалось, что при формировании аридных орогенных моласс, включающих отложения шарилинского горизонта и сайшандинской свиты, из горных областей денудации во впадины поступали большие объемы терригенного материала в области осадконакопления. И этот фактор влиял на процессы осадконакопления как в субаквальных, так и в субаэральных обстановках. При этом в озерах подавлялось карбонатонакопление, а в наземных ландшафтах не создавались условия для проявления длительных перерывов осадконакопления и, следовательно, для интенсивного выветривания пород и образования мощных пластовых каличе. Поэтому последние представлены в аридных орогенных молассах, в основном, глинами с известковыми конкрециями (журавчиками).

Напротив, при образовании аридной фэновой формации, включающей отложения цаганцабского горизонта и дзунбаинской серии, небольшие объемы поступающего терригенного материала из равнинных областей денудации способствовали озерному карбонатонакоплению, а в субаэральных условиях при длительных перерывах осадконакопления и интенсивном проявлении процессов выветривания – возникновению пластовых каличе. Их примером (рис. 1.24) служит внутриформационное каличе (III), венчающее аридную кору выветривания красноцветных осадочных глин хухтэцкого горизонта (восточная часть Танынской впадины, см. рис. 1.6). Ниже, на палеозойских сланцах (I), сформировалось межформационное каличе (II) мощностью около 1 м. Характеризуемые образования, связанные с процессами выветривания, представлены красноцветными комковатыми пластовыми известняками (рис. 1.24, б), которые по внешнему виду отличаются от озерных карбонатных пород.



**Рис. 1.24.** Известковистые каличе в Танынской впадине (разрез 11, см. рис. 1.6):

а – каличе (II), венчающая аридную красноцветную глинистую кору выветривания, развитую по палеозойским сланцам (I), а также каличе (III) в красноцветных глинах аридной равнинной фэновой формации (хухтэцкого горизонта); б – комковатая текстура красноцветных известняков, слагающих каличе в хухтэцком горизонте

Дальнейшие детальные литолого-петрографические и изотопные исследования перечисленных выше карбонатных рифтовых пород: озерных (флювиальных), элювиальных, гидротермально-осадочных (травертинов) и гидротермально-петрогенных (сцементированных карбонатами), дезинтегрированных гранитоидов позволило выявить их важную особенность [Седаева и др., 2015]. Большая часть карбонатов сложена тончайшими частицами – микритом ступчатого или карбонатного строения, возникшими в результате жизнедеятельности микробных организмов. Обычно карбонаты пропитаны органическим веществом и характеризуются широким спектром вариаций изотопного состава углерода и кислорода. Для озерных известняков установлены колебания значений изотопного углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰, SMOW): 0,8... 3,3 и 16,3... 22,1, соответственно. Для карбонатных каличе присущи пониженные значения параметров  $\delta^{13}\text{C}$  (-1,6... 0,5‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (16... 17,4‰). В травертиновых разностях карбонатных пород изотопный состав углерода и кислорода меняется в диапазоне -3,2... +3,1 и 17,0... /21,3‰ соответственно. Линзовидные известковистые или доломитовые травертины, развитые в кровле или у подошвы базальтов, характеризуются отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (-3,3... -1,4‰) и пониженными значениями изотопного состава  $\delta^{18}\text{O}$  (15,0... 20,7‰).

Анализ приведенных данных позволяет предположить наличие различных источников вод (метеорных, грунтовых, восходящих термальных), которые в разных пропорциях смешивались друг с другом и участвовали в образовании карбонатов. Этот вывод касается не только травертинов и карбонатизированных дезинтегрированных гранитоидов, но и рифтовых осадочных образований (хемогенно-осадочных озерных или элювиальных).

\* \* \*

В результате проведенных исследований установлено сложное строение мезозойского и кайнозойского осадочного чехла рифтовых впадин Забайкалья, Прибайкалья и Южной Монголии. Доказано, что не следует подразделять на тонкообломочные молассоиды (в основании разрезов) и грубообломочные комплексы (в их верхней части). На примере кайнозойских молассоидов (танхойской и осиновской свит Байкальской впадины) показано, что в их прибортовых разрезах широко развиты грубообломочные комплексы пород, ограничивающие прибортовые участки впадин, которые располагались в равнинном рельефе. Таким образом, начальный этап их формирования (медленный рифтинг, с заложением плоских впадин, согласно схемы Н.А. Логачева) более правильно относить к ранней провальной стадии с медленным погружением днищ, по схеме А.Х.Г. Митчелла и Х.Г. Рединга. В это время уже существовали грабены с отчетливо выраженными прибортовыми уступами, где накапливались отложения фэновской формации [Цеховский, Леонов, 2007].

Вероятно, не следует отрицать и возможность присутствия грабенов с невысокими эскарпами или практическим их отсутствием в самый начальный предрифтовый этап развития. Возникновение подобных плоских впадин на террито-

рии Прибайкалья предшествовало эпохе рифтообразования, когда здесь в пенепленизированных ландшафтах формировались коры выветривания и накапливались продукты их перемыыва.

Доказано, что в строении осадочного чехла рифтовых впадин участвуют не только орогенные молассы, но и равнинные фэновые формации, которые часто играют доминирующую роль. Установлено, что эти парагенезы отличаются особенностями строения, состава и условиями образования. Проведено вычленение равнинных фэновых формаций из состава орогенных моласс, с которыми они ранее объединялись, а также показано их различное строение и состав в разных климатических зонах.

Молассовые комплексы грубообломочных пород не всегда (подобно Байкальскому рифту) венчают разрезы рифтовых впадин. В частности, в базальной части разреза нижнемеловой Гусино-Озерской депрессии они представлены отложениями муртойской свиты, относящейся к фэновой формации, а в юрской Тугнуй-Сухаринской впадине выделяются в ранге орогенной формации (березовская свита).

При реконструкции рифтового осадконакопления следует учитывать проявление процессов вулканизма и образование эффузивов, роль которых иногда становилась доминирующей, например, в позднеюрско-раннемеловом цаганцабском горизонте во впадинах Гобийского Алтая. Вместе с тем, характер осадконакопления в зонах активного вулканизма и за пределами этих зон существенно не менялся. Процессы вулканизма в мезозойских аридных ландшафтах на территории Гобийского Алтая нередко сопровождалась формированием гидротермальных травертинов. Высокое содержание карбонатов в восходящих термальных растворах этого региона, вероятно, было связано с широким развитием мраморов, известняков и доломитов, участвующих в строении фундамента. За счет их растворения циркулирующие растворы насыщались карбонатами Ca и Mg.

Интенсивность насыщения восходящих растворов карбонатами активизировалась на участках с активной вулканической деятельностью. Установлено, что цикличное проявление вулканизма при формировании аридных фэновых формаций на территории Гобийского Алтая обычно сопровождалась усилением карбонатонакопления в древних озерах. При этом пачки озерных карбонатов не только непосредственно перекрывают или подстилают базальты, но и образуют внутри линзы или прослои. Таким образом, есть основание предположить, что разгрузка обогащенных карбонатами восходящих растворов в древних озерах областей с аридным климатом повышала степень их минерализации и активизировала накопление в них карбонатных осадков.

Поступление в озера восходящих вод, обогащенных карбонатами с повышенным содержанием Mg, позволяет объяснить частое образование верхнеюрских и нижнемеловых озерных доломитов в фэновой формации на территории Южной Монголии, где господствовал переменнно-влажный семиаридный климат. Он реконструируется на основе анализа остатков фауны и флоры [Ичинноров, 2009; Сеница, 1993; Сочава, 1975; Шувалов, 1982]. Данный тип палеоклимата определяется местоположением Южной Монголии в северной периферийной части древ-



ней зоны аридного литогенеза – на границе области с гумидным палеоклиматом. Последний в поздней юре и раннем мелу господствовал на севере Монголии и в Забайкалье, где характеризуемые пестроцветно-красноцветные карбонатно-терригенные отложения фэновой формации сменялись сероцветными угленосными толщами.

Установлено, что разные формы проявления тектонических движений в зонах рифтогенеза определяли особенности процессов осадконакопления. В эпохи орогенеза (когда опускание дна рифтовых впадин сопровождалось подъемом и горообразованием окружающих областей) процессы осадконакопления, как и положено, во многом контролировались наличием расчлененного рельефа областей денудации. В это время в рифтовых зонах и за их пределами возникали во многом сходные по строению и литолого-фациальному составу обогащенные грубым материалом орогенные молассы.

В эпохи выравнивания областей денудации происходило интенсивное погружение дна рифтовых впадин с возникновением высоких прибортовых уступов и образованием фэновых формаций. В это время (несмотря на наличие окружающих грабены равнинных областей денудации) за счет разрушения пород, слагающих их уступы, в прибортовых участках впадин формировались мощные толщи грубообломочных пород, аномальных для эпох выравнивания рельефа. В осевых участках тектонический режим также влиял на осадочные процессы: способствовал интенсивному торфонакоплению при гумидном климате или карбонатонакоплению в областях с аридным климатом.

Однако главной особенностью платформенных рифтовых парагенезов пород (моласс и фэновых формации, отличных от внерифтовых их разностей) является важный вклад глубинных продуктов вулканизма и газовой-гидротермальной флюидов, участвующих в их образовании.

## ГЛАВА 2

# КАЙНОЗОЙСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

---

### 2.1. Тектоника Байкальской рифтовой зоны

Выше отмечалось, что в кайнозойской Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), в настоящее время еще продолжающей свое развитие, можно непосредственно наблюдать и изучать охарактеризованные выше сложные процессы рифтового осадконакопления. Здесь фиксируются их новые формы проявления, позволяющие существенно дополнить сведения о закономерностях рифтового седиментогенеза. Последние нередко сложно реконструировать в погребенных мезозойских рифтах, где заполняющие их породы нередко изменены наложенными процессами. Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны с расположением ее впадин приведена на рис. 2.1. Она простирается на расстояние около 1700 км (от верховьев р. Олекмы в Восточной Сибири до истоков р. Селенги на севере Монголии [Логачев, 2003; Скляр и др., 2007]).

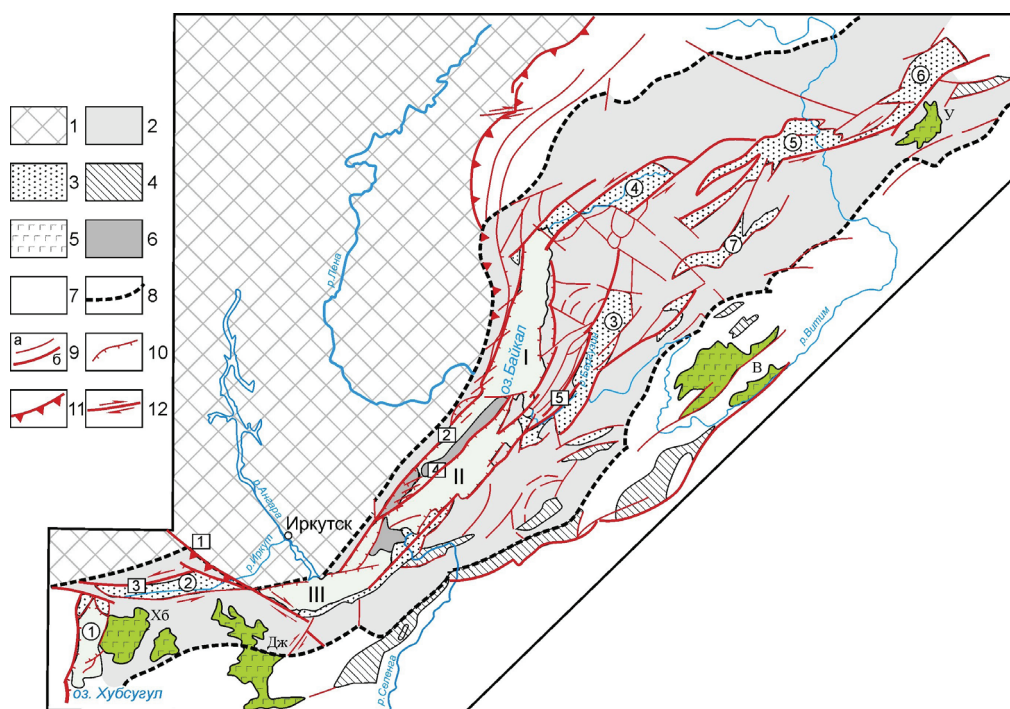
Основной объем работ был проведен в Прибайкалье (Байкальской, Тукинской, Мондинской, Усть-Баргузинской, Баргузинской и Верхнеангарской впадинах) – ключевом регионе, где с Южнобайкальской котловины началось заложение и развитие Байкальской рифтовой зоны. Геологами была получена обширная информация о своеобразном участии экзогенных и глубинных процессов в континентальном рифтовом осадконакоплении в характеризуемой структуре. С целью корреляции процессов осадконакопления в рифтогенных впадинах Байкальской рифтовой зоны с тектонической эволюцией последней, рассмотрим ее строение и геодинамику развития.

Байкальская рифтовая зона вызывает большой интерес не только научный, но и практический, прежде всего потому, что она является современной активно развивающейся континентальной структурой земной коры, в пределах которой интенсивно проявляются эндогенные и экзогенные процессы, среди которых особое значение для жизнедеятельности человека имеет высокая сейсмическая активность.

Байкальская рифтовая зона изучена достаточно детально. Описанию ее геологии, тектоники и глубинного строения посвящены работы [Балуев, Малкин, 1999;

Балуев и др., 2001; Балуев и др., 2002; Замараев и др., 1975; Зоненшайн и др., 1979; Зорин и др., 1995; Кузьмин и др., 2000; Логачев, 1968; Логачев и др., 1974; Лукина, 1988; Лунина, 2010; Лунина и др., 2009; Лухнев и др., 2013; Мац, 2012; Мац и др., 2001; Рассказов, Иванов, 1996; Цеховский, Леонов, 2007; Цеховский, Япаскерт, 2016; Флоренсов, 1960] и многие другие. В последние годы появился ряд работ по кинематике и геодинамике БРЗ, в которых предлагаются различные геодинамические модели, рассмотренные нами ниже в отдельном разделе.

Распределение позднекайнозойских впадин (грабенов) Байкальской рифтовой зоны приведено на рис. 2.1. Большая часть крупнейшей и наиболее глубокой впадины занято озером Байкал. Молодые грабены продолжают впадину Байкала к западу до районов Сев. Монголии и к востоку до центральной части Станового хребта.



**Рис. 2.1.** Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны.

1 – Сибирская платформа; 2 – фундамент БРЗ; 3 – кайнозойские рифтогенные впадины (цифры в кружке: 1 – Хубсугульская, 2 – Тункинская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Муйская, 6 – Чарская, 7 – Баунт-Ципинская); 4 – впадины мезозойского возраста; 5 – ареалы развития неоген-четвертичного базальтового вулканизма (Хб – Хубсугульский, Дж – Джидинский, В – Витимский, У – Удоканский); 6 – зоны аккомодации (межвпадинные переемычки: А – Академический хребет, ПБ – Посольская банка); 7 – Байкальская горно-складчатая область вне пределов БРЗ; 8 – границы БРЗ; 9 – разломы: а – основные структурообразующие, разделяющие крупные блоки (цифры в квадратах: 1 – Главный Саянский, 2 – Приморский, 3 – Тункинский, 4 – Ольхонский, 5 – Баргузинский); б – прочие; 10 – сбросы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги. Римские цифры – котловины Байкала: I – Северная, II – Центральная, III – Южная

Впадины байкальского типа занимают апикальную часть Байкальского свода; они располагаются не на одной линии, а кулисообразно или субпараллельно. В пределах рифтовой зоны широко проявлены неотектонические движения, молодой базальтовый вулканизм, синрифтовое осадконакопление и высокий тепловой поток.

Местоположение, строение и развитие БРЗ предопределено эволюцией Саяно-Байкальской складчатой области и характером сочленения последней с Сибирской платформой [Замараев и др., 1975]. Кайнозойский тектогенез использовал многочисленные неоднородности земной коры этого региона, в результате чего унаследованность тектонических элементов БРЗ проявилась в строении дорифтового фундамента.

## **2.2. Строение фундамента и неотектоника Байкальской рифтовой зоны**

Байкальская рифтовая зона сформировалась в области сочленения древней Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом, главные тектонические элементы которых и образуют ее дорифтовый фундамент. Почти повсеместно Сибирская платформа отделена от складчатого пояса краевым швом, образованным системой крупных древних, неоднократно активизированных, сдвигов. Конфигурация краевого шва в плане представляет сочетание различно ориентированных отрезков, образующих здесь три угла. Первый обрамляет южный выступ (Присаянский, Иркутский) платформы (Главная Саянская и Приморская сдвиговые зоны), второй обрамляет Байкало-Патомскую дугу (Северо-Байкальская и Жуинская сдвиговые зоны), а третий очерчивает юго-западный фас Алданского щита (Становая зона сдвига). Ориентировка краевого шва контролирует простирание линейной складчатости в прилегающих частях платформы и складчатого пояса, этому же направлению подчинены простиранья различных по времени становления и типу развития окраинных наплатформенных седиментационных бассейнов и краевых вулканоплутонических поясов.

БРЗ в своей центральной части (впадина оз. Байкал) строго следует вдоль Приморского фрагмента краевого шва Сибирской платформы. На флангах она отклоняется от общего простиранья, но и здесь часто подчиняется определенным древним структурным неоднородностям. Например, на юго-западном фланге рифтовая зона следует вдоль юго-восточной границы Тувино-Монгольского палеомикроконтинента, представляющей палеозойскую коллизионную зону. На северо-восточном фланге БРЗ основные рифтогенные впадины (Ангарская, Муйская и Чарская) расположены в пределах Байкало-Муйского офиолитового пояса, являющегося структурой сочленения Сибирского кратона и Баргузинского террейна. Вдоль этих впадин проходит полоса высокой сейсмической активности, которая является одним из основных показателей при определении границ литосферных плит.

Геометрически довольно сложная система разломов и впадин, образующих БРЗ, протягивается на 1800 км от Сев. Монголии до долины р. Олекмы и включа-

ет 13 крупных рифтовых депрессий (см. рис. 2.1). Она охватывает наиболее поднятую часть нагорий юга Восточной Сибири (до 3–3,5 км над уровнем моря) и соответствует области аномальной мантии и подъема кровли астеносферы к подошве земной коры. По своему строению, характеру ориентировки разломов и их кинематики в пределах рифтовой зоны отчетливо выделяются три крупных сегмента: Юго-Западный фланг, Центральная часть и Северо-восточный фланг [Балла и др., 1990].

**Юго-западный фланг БРЗ** образуют Восточный Саян, нагорье Сангилен и прилегающие районы Сев. Монголии. Здесь же располагаются три субмеридиональных грабена длиной 120–130 км и шириной 20–30 км: Хубсугульский, занятый оз. Хубсугул, Дархатский, по которому протекают верховья Енисея, и Бусингольский, расположенный на границе Тувы и Монголии.

К восточному отрезку субширотной разломной зоны приурочена Тункинская впадина, или Тункинский грабен, расположенный между поднятиями Китайских и Тункийских гольцов на севере и хр. Хамар-Дабан на юге [Logatchev, 1993]. Тункинский грабен имеет линзовидную форму, выклиниваясь на запад и на восток. Его длина равна примерно 100 км, ширина 10–20 км. Вскрытая скважиной максимальная мощность осадков достигает 2100 м. В свою очередь Тункинский грабен состоит из пяти впадин, разделенных перемычками, представляющими собой приподнятые блоки кристаллического фундамента. Кайнозойский осадочный чехол впадины начинается с верхнеолигоценовой танхойской свиты, залегающей на коре выветривания архейского фундамента. Свиты сложена глинами, аргиллитами, песками, известняками и бурыми углями. Вышележащие неоген-четвертичные отложения сложены терригенными песчано-алевритово-глинистыми породами, в верхней части которых появляются линзы галечников и конгломератов.

В центральной части Тункинской впадины, в основании осадочного чехла толщи установлены базальты общей мощностью около 400 м. В строении осадочного чехла (плейстоцен и голоцен) также встречены маломощные базальтовые потоки и шлаковые конусы более свежих извержений [Logatchev, 1993].

**Центральную часть** рифтовой зоны занимает оз. Байкал (в пределах одноименной впадины): длина его примерно 640 км, а ширина в среднем 50 км: оно является самым глубоким озером Земли – до 1700 м. В настоящее время происходит активное расширение озера за счет размыва берегов и сейсмогенного проседания блоков пород на склонах и днища, сопровождаемое частыми землетрясениями магнитудой  $>5$  баллов.

Байкальская впадина имеет весьма сложное очертание и строение в виду того, что в разных местах она располагается на различном по возрасту и структурному рисунку субстрате. Унаследованность развития новейших структур БРЗ хотя и носит избирательный характер, однако не исключает широкого проявления их дискордантного соотношения с древними тектоническими элементами.

Байкал косыми перемычками разделен на три впадины: Южную, Центральную и Северную. Границей между Южной и Центральной впадинами является Посольская банка и подводное продолжение дельты р. Селенги. Центральная и Северная впадины разделены островом Ольхон и находящимся на его продолже-



нии подводным, но высоко поднятым Академическим хребтом. Северная впадина Байкала (северо-восточная часть которой является сухоходольной) мельче двух других, ее глубина немного превышает 800 м.

Байкальские впадины обычно рассматриваются как самостоятельные рифты. В этом случае перемычки трактуются как зоны аккомодации [Bosworth, 1985] или зоны приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой [Зоненшайн и др., 1992]. Центральная часть рифтовой зоны включает в себя и Баргузинскую впадину, расположенную к северо-востоку от Центрально-Байкальской котловины на ее продолжении.

Приморский разлом, протягивающийся вдоль С-З борта Байкала более чем на 200 км, связывает между собой три его впадины. Его считают «главным граничным разломом», с которым соподчинена вся структура рифта [Зоненшайн и др., 1992]. Размах перемещения по нему, если судить только по рельефу, составляет не менее 2,5 км, если же прибавить к нему 5 км мощности осадков в южных впадинах, то величина смещения составит как минимум 7,5 км.

Однако, как отмечал Н.А. Логачев (2003), три котловины озера, обособленные друг от друга подводными перемычками дельты Селенги с Посольской банкой и Академического хребта, не являются одноранговыми структурными элементами. Речь может идти только о двух тектонически равнозначных и соизмеримых по протяженности впадинах – Южно-Байкальской (430 км) и Северо-Байкальской (400 км), эшелонировано сопряженных на расстоянии 200 км через диагональную перемычку о. Ольхон – подводный Академический хребет – Ушканий архипелаг. Южно-Байкальская впадина представляет собой единый, хотя и сильно раздробленный разломами трог, перегородженный в срединной части сложным седиментационно-тектоническим порогом.

В поле силы тяжести также четко отражается блоковое строение Байкальского рифта и подтверждается его деление на две основные части – Южно-Байкальскую и Северо-Байкальскую впадины – по диагональной горстовой перемычке (о. Ольхон, подводный Академический хребет). В пределах наиболее погруженной осевой части Байкальской впадины выделено 9 отрицательных экстремумов, что определяет более дробную сегментацию рифта [Балуев и др., 2001; 2002].

Все три котловины Байкала представляют собой полуграбены с резко опущенным по разлому фундаментом вдоль северо-западного и западного бортов. Максимальная рассчитанная мощность осадков составляет 7; 7,5 и 4,4 км соответственно для Южной, Центральной и Северной котловин. Наибольшая мощность осадков соответствует самой глубокой части каждого из этих бассейнов, смещая дорифтовые коренные породы на глубину 8–8,5 км (Южный бассейн), около 9 км (Центральный бассейн) и 5–5,5 км (Северный бассейн).

С учетом этих данных [Хатчинсон и др., 1993], осадочный клин Байкала может быть разделен условно на три стратиграфические единицы: проторифтовые, среднерифтовые и отложения современного рифта. Проторифтовые отложения (так называемая «прозрачная толща») коррелируются с танхойской и хапагайской свитами – среднемиоценовыми–раннеплиоценовыми тонкозернистыми угленосными отложениями мелководных озер и болот. Среднерифтовые сопоставляются

с отложениями грубозернистых песчаников, алевритов и аргиллитов, которые являются индикаторами более глубокой озерной системы, быстрого подъема и опускания в самом раннем плейстоцене (аносовская и харанцинская свиты).

Верхняя стратиграфическая рифтовая единица сопоставляется с современными (четвертичными) отложениями, образование которых сопровождалось привносом флювиальных, гляциальных и дельтовых осадков, и новым этапом разломообразования и опускания. Однако позднее В.Д. Мац [Мац, 2012] отнес начало формирования проторифтовой «прозрачной» толщи к позднему мел-палеогену, а не к миоцену (позднему олигоцену), как утверждалось в большинстве публикаций.

Следует также отметить, что под южной котловиной Байкала методами сейсмического зондирования (КМПВ) были обнаружены две преломляющие границы на глубине 5–6 и 8–14 км с граничной скоростью 4,8–5,1 и 5,9–6,2 км/сек соответственно, что говорит о возможном существовании в Южнобайкальской впадине мощных докайнозойских осадочных отложений [Суворов, Мишенькина, 2005]. Поскольку в пространстве Южная впадина Байкала достаточно тесно сопряжена с системой мезозойских рифтовых впадин Забайкалья, можно предположить, что она была наложена на одну из впадин этой более древней рифтовой системы.

В тектоническом плане по данным многоканального сейсмического профилирования озера Байкал выявлены следующие особенности [Зоненшайн и др., 1992]:

- четкая структурная асимметрия – Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми СЗ и пологими ЮВ крыльями;
- существование сбросовой лестницы, погружающейся с СЗ на ЮВ с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении;
- две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую развились антитетические сбросы с падением на СЗ и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины;
- общее растяжение Байкальского рифта очень небольшое, фактор растяжения  $b = 1,16–1,20$ , а суммарная величина раздвижения не превышает 15 км. В результате структура Байкальского рифта, несмотря на длительность развития (30 млн лет), находится на невысокой стадии тектонической эволюции континентальных рифтов и лишена вулканизма.

С двух сторон впадины Байкальского рифта обрамляют неотектонические поднятия. С северо-запада они сопряжены с поднятием Приморского хребта и его северо-восточного продолжения – Байкальского хребта. Северо-западное плечо рифта носит сводовый характер и является асимметричным: его западный склон более пологий и широкий, чем восточный. Последний повсеместно осложнен сбросовыми уступами. Вдоль оси Приморского сводового поднятия гипсометрическое положение поверхности выравнивания изменяется от 1000 м на юге до 2200 м на севере.

С востока впадина Байкала граничит с рядом сложно построенных поднятий. Наиболее крупным из этих поднятий является Баргузинское, прослеживаемое от устьевой части р. Баргузин до долины Верхней Ангары. Это поднятие явля-

ется типично сводовым, с ярко выраженной асимметрией, характерной для сводов Прибайкалья. Его западный склон пологий, плавно погружающийся под воды Байкала, а юго-восточный – узкий и крутой. Последний оборван серией разломов, представляющих собой в рельефе ряд кулисообразно расположенных эскарпов, в сторону Баргузинской впадины. Баргузинский свод воздымается до отметки 2800 м при ширине 100 км. К югу он постепенно сужается, а на севере срезан диагонально наложенной на него Верхнеангарской впадиной. Баргузинский свод осложнен разломами и следующими за ними впадинами-сателлитами – Давшанской, Язовской, Сосновской и др. Другим крупным неотектоническим сооружением, ограничивающим Байкальскую впадину с юга и юго-востока, являются поднятие Морского хребта, хр. Хамар-Дабан.

Баргузинская ветвь БРЗ, представленная серией впадин, лежащих на одном простирании, и сопряженными с ними линейными поднятиями, протягивается с восточного берега Байкала от долины р. Кика до верхнего течения р. Баргузин. Протяженность ветви составляет около 400 км при средней ширине 20–25 км. Северо-восточный фланг БРЗ, представляющий Муйско-Чарскую ветвь субширотного простирания, включает в себя Верхнеангарскую, Муйскую, Чарскую и Токкинскую рифтогенные впадины, разделенные перемычками [Геология и сейсмичность..., 1984].

По геофизическим данным глубина погружения фундамента впадин может достигать 2000 м и более. В Чарской впадине кайнозойские отложения вскрыты скважиной на глубину 1200 м до миоценовых [Уфимцев, Честнов, 1990]. Наиболее молодая по возрасту и небольшая по размеру Токкинская впадина является последней в цепи рифтогенных впадин на северо-востоке БРЗ. Накопление в ней осадков началось лишь в среднем плейстоцене [Геология и сейсмичность..., 1984]. Интересно отметить, что в днище этой впадины распространены ледниковые и флювиогляциальные аккумулятивные формы рельефа.

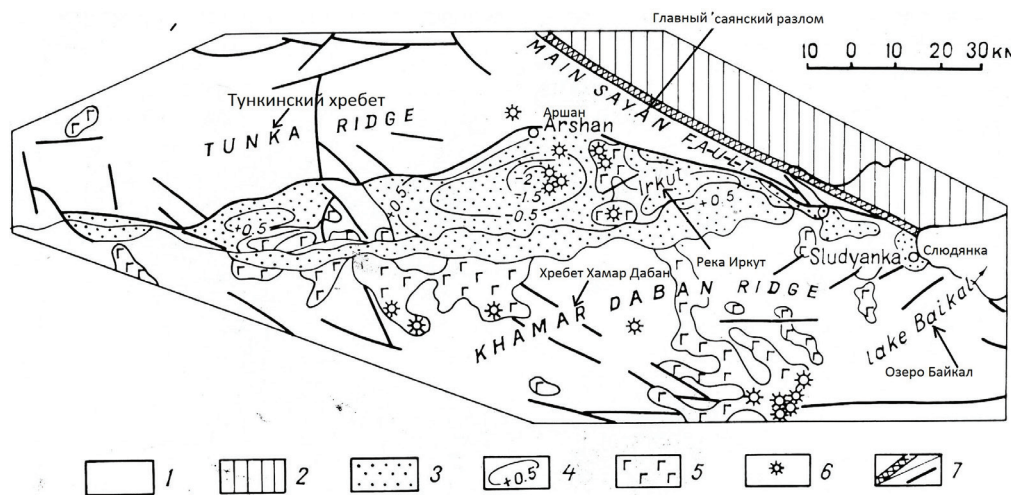
Обобщая данные по строению БРЗ, следует отметить, что вдоль оси простирания рифтогенных впадин выделяется так называемый «рифтогенный желоб», средней шириной около 40 км, протягивающийся примерно на 1,5 тыс. км из районов Сев. Монголии на юго-западе до долины р. Олекмы на северо-востоке [Геология и сейсмичность..., 1984]. Желоб асимметричен, имеет сложную внутреннюю структуру, а его западные и северо-западные склоны круче юго-восточных. По простиранию он имеет ступенчатое строение. В центральной части (Центральная Байкальская котловина) желоб имеет наибольшую глубину, и от нее к флангам его глубина скачкообразно уменьшается почти вдвое. С внешних сторон рифтогенный желоб обрамляется поднятиями, которые носят название «плечей рифта». Для Байкальской рифтовой зоны характерно наличие многих разломов (см. рис. 2.1) со следами сбросо-сдвиговых перемещений. Частично это древние разломы (обновленные в кайнозое); другая их часть молодые, связанные с кайнозойской историей развития этой структуры.

Завершая характеристику тектонического строения БРЗ, следует подчеркнуть, что в кайнозойских рифтовых впадинах выделяется два главных структурных этапа [Мац, 2012]. Для дочетвертичных отложений ряда участков Байкальской впа-

дины отмечается наличие складчатых деформации (как показатель сжатия) вследствие инверсии тектонических напряжений, а для вышележащих пород **установлено** преимущественно горизонтальное их залегание.

### 2.3. Магматизм Байкальской рифтовой зоны

Рифтообразование в БРЗ, как и в других зонах щелевого типа, сопровождалось ограниченным проявлением базальтового вулканизма, общий объем которого (около 8000 км<sup>3</sup>) составлял в 15 раз меньше суммарной емкости позднекайнозойских рифтовых впадин. Проявления вулканизма сосредоточены в трех районах пояса (см. рис. 2.1): близ ЮЗ окончания (Прихубсугулье, южная часть Восточного Саяна, Тункинская впадина и хр. Хамар-Дабан), на СВ окончании (хр. Удокан к югу от Чарского грабена) и на его юго-восточном крыле (Витимское плоскогорье). Все другие впадины участки БРЗ в отношении магматизма «стерильны». В осадочном чехле изученных впадин Прибайкалья различные формы проявления вулканизма (тела базальтов, вулканические конуса) установлены лишь в Тункинской впадине (рис. 2.2 и 2.3). Они фиксируются здесь на породах фундамента в основании олигоцен-неоген-четвертичного осадочного чехла и в самом осадочном чехле вплоть до нижнечетвертичных отложений. В верхах разреза четвертичных отложений на территории БРЗ и ее обрамлениях проявления вулканизма не установлены.



**Рис. 2.2.** Тектоническая схема Тункинской впадины (по [Logatchev, 1993]).

1 – кристаллический фундамент; 2 – краевая приподнятая зона архейского фундамента Сибирской платформы; 3 – неоген-четвертичные отложения; 4 – изогипсы глубины залегания фундамента (в км); 5 – олигоцен-неоген-четвертичные базальты; 6 – вулканические конуса; 7 – Главный Саянский разлом (юго-западная граница Сибирского кратона) и основные кайнозойские разломы





**Рис. 2.3.** Геологический разрез Тункинской впадины (по [Logatchev, 1993]).

1 – плиоцен-четвертичные осадки; 2 – олигоцен-миоцен-нижнеплиоценовые осадки; 3 – докембрийский кристаллический фундамент; 4 – базальты; 5 – разломы; 6 – скважины

Сопоставляя проявления кайнозойского магматизма в различных частях БРЗ, можно говорить о корреляции его возрастных интервалов в Тункинском сегменте, Витимском и Удоканском вулканических ареалах при сходных вариациях состава лав [Рассказов, 1993]. Говоря о кайнозойском вулканизме, сопровождавшем Байкальский рифтогенез, необходимо рассматривать его в связи с активной магматической деятельностью, проявившейся в мезозое вдоль юго-восточного края Сибирской платформы (в том числе и в Забайкалье), предшествовавшей байкальскому рифтингу.

## 2.4. Сейсмичность и геодинамика Байкальской рифтовой зоны

Высокий уровень современной сейсмической активности зоны Байкальского рифта свидетельствует о том, что процесс рифтообразования продолжается и в настоящее время [Зоненшайн и др., 1979]. Здесь обычны сильные землетрясения с магнитудой больше 5, такие, например, как Великое Восточно-Сибирское, Цаганское, во время которого образовался знаменитый «провал» в дельте Селенги, Мондинское 04.04.1950 г. с магнитудой 7, Муйское 27.06.1957 г. с магнитудой 7,6 и др.

В целом для Центральной Азии характерно рассеянное, диффузное распределение землетрясений на широкой площади, что вообще свойственно континентальной литосфере. Однако область рассеянной сейсмичности Центральной Азии заканчивается у Южной оконечности Байкала, сменяясь далее узким сейсмическим поясом, который Л.П. Зоненшайн и др. [1979] обозначили как Байкало-Становой. Этот пояс включает не только Байкальскую рифтовую зону, но и протягивается на восток за ее пределы до Охотского моря. В нем сконцентрированы все сильные с землетрясения этой области  $M > 5$  и подавляющая часть слабых землетря-

сений. Байкало–Становой сейсмический пояс протягивается в СВ направлении вдоль Байкала, поворачивая у его северного конца на восток до Чарского грабена.

Протяженность пояса составляет не менее 2000 км, а ширина не превышает 50 км. Концентрация очагов землетрясений в пределах узкого и протяженного сейсмического пояса, высокая энергия землетрясений, устойчивость сейсмичности по простиранию – все это позволило Л.П. Зоненшайну и др. [1979] трактовать Байкало–Становой сейсмический пояс как современную границу литосферных плит. К СЗ и к С от сейсмического пояса простирается Евразийская плита, а по другую сторону, к ЮВ и Ю, расположена малая литосферная плита, занимающая в основном бассейн Амура и названная поэтому Амурской.

В настоящее время существуют, по меньшей мере, две альтернативные точки зрения на происхождение Байкальского рифта, которые часто обозначаются как гипотезы активного и пассивного рифтинга: либо впадины возникли как реакция на подъем разогретой мантии вне зависимости (или в очень малой зависимости) от глобального взаимодействия литосферных плит, либо БРЗ образовалась в результате раскола Азиатского материка как следствие столкновения Индии с Евразией [Хаин, 1990].

Используя данные о движениях на границах жестких блоков (смещения по сдвигам, ориентировка напряжений в очагах землетрясений), Л.П. Зоненшайн с соавторами [1979] разработали кинематическую схему, по которой формирование всей совокупности структур этого региона – широтных сдвигов, зон сжатия и зон растяжения, включая Байкальскую рифтовую зону, – происходит в результате относительных перемещений нескольких микроплит, образовавшихся при раздроблении Евразийской плиты.

По данным [Зорин и др., 1995] пассивный рифтогенез, доминирующий в начальную стадию развития БРЗ, дополнился активным воздействием астеносферного выступа на современном этапе. Академик Н.А. Логачев отмечал [2003], что кайнозойский рифтогенез на юге Восточной Сибири невозможно объяснить одной лишь гималайской коллизией, игнорируя местный геодинамический фактор. Таким образом, противоположные точки зрения на механизм байкальского рифтогенеза сблизились.

В этой связи большой интерес представляет геодинамическая модель эволюции БРЗ [Мац, 2012], согласно которой наземные и водные отложения этой зоны накапливались в ходе не двух, а трех этапов развития (см. табл. 1). При этом заложение Байкальского рифта началось с позднего мела – палеогена, а не с позднего олигоцена как это считалось ранее. Причем байкальский рифтогенез начался еще до Индо-Евразийской коллизии и вне связи с ней. Этот вывод согласуется с данными о меловом возрасте Баргузинской рифтовой впадины, полученными при изотопном датировании методом следов распада по апатитам.

Отмечается, что в начале рифтогенез был пассивным откликом на глобальное растяжение, охватившее в позднем мелу – эоцене обширные территории Азии (предрифтовый или крипторифтовый этап), и наличие подобного тектонического режима подтверждается исследованиями [Цеховский, Леонов, 2007]. На

последующем этапе (поздний олигоцен – ранний плиоцен) главным геодинамическим фактором развития рифта стал фронт Индо-Евразийской коллизии (импактогенный рифт), продвигавшийся на север и достигший Байкальский регион около 30 млн лет назад. С ним связано начало заложения горного рельефа и формирование нижнемолассового раннеорогенного комплекса в позднем олигоцене, миоцене и раннем плиоцене. Дальнейшая активизация тектонических движений (в позднем плиоцене и голоцене) резко усиливала горообразование на этой территории и сопровождалась накоплением верхнемолассового собственно орогенного комплекса. Таким образом, трем стадиям развития Байкальского рифта (до-орогенный, раннеорогенный и позднеорогенный) соответствуют три формационных комплекса (кора выветривания и коррелятные отложения, ранняя моласса и поздняя моласса) и три механизма рифтообразования (пассивный, импактогенный и активный) [Мац, 2012].

Соглашаясь в целом с приведенной моделью, отметим ее существенный недостаток. Было показано [Леонов, Цеховский, 2007], что выделение в верхах молассоидов верхнеолигоцен-нижнеплиоценового раннеорогенного комплекса не подтверждается фактическими данными. В это время заложение и развитие грабенов среди равнинного рельефа привело к накоплению грубообломочных коллювиально-делювиальные отложений, локализованных вдоль крутых бортовых уступов грабенов. Они по направлению к центральным частям грабенов сменяются тонкообломочными углистыми молассодами, где отсутствуют главные индикаторы горного рельефа – фации горного аллювия и предгорного пролювия. Поэтому характеризуемый тип молассоидов, выполняющих рифтовые грабены, выделяется в составе равнинной угленосно-терригенной фэновой формации (см. табл. 1), которая завершает «пассивный» рифтинг.

## **2.5. Особенности тектоники Байкальской рифтовой зоны**

Анализ современного структурного плана БРЗ с использованием материалов дистанционного зондирования (ДЗ) позволил отметить некоторые особенности в строении и эволюции Байкальской рифтовой зоны, которые дают возможность дополнить или увязать уже известные факты [Балуев и др., 1999; Балуев, Малкин, 1999].

1. Подтверждено, что элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбросо-сдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Активные рифтогенные разломы в этом случае используют ослабленные зоны дизъюнктивного каркаса древних структур фундамента, а рядка напряженного состояния земной коры осуществляется часто по этим зонам. Контуры рифтовых впадин приспособляются к периферийным частям древних ядер фундамента, проникая иногда своими углами или впадинами-сателлитами в межкупольные пространства [Балуев и др., 1994; 1999].

2. Быстрое воздымание сводовых морфоструктур на плечах рифта в условиях растяжения формирует в апикальных частях сводов специфические формы рельефа, которые могут служить индикаторами геодинамического режима. Это радиально-концентрические системы глубоко эродированных трещин, получивших название эрозионно-раздвиговых желобов. Формирование ареалов эрозионно-раздвиговых желобов связано не только с растяжением в апикальных частях сводов, но зависит также и от более глубоких причин, определяющих региональное растяжение земной коры. Корреляция ареалов этих структурных форм с областью, расположенной над «раздувами» астеносферного выступа в зонах его планового изгиба, позволяет предполагать связь первых с областью растекания подкорового материала в верхней мантии, создающего напряжения растяжения в верхней хрупкой коре.

3. Исследования методами ДЗ показали существование в истории формирования БРЗ по крайней мере двух типов кинематики раскрытия, сменявших друг друга во времени. С первым типом кинематического режима связано образование системы кулисообразных левосторонних сбросо-сдвигов, ограничивающих практически все крупные неотектонические блоки. Такой структурный рисунок соответствует сдвигу-раздвигу между Сибирской и Амурской субплитами при субширотном растяжении, которое имело место в позднем миоцене – раннем плейстоцене [Зоненшайн и др., 1979]. Этому периоду соответствовало и субмеридиональное сжатие со стороны Иркутского выступа Сибирской платформы, признаки которого проявляются в разломной тектонике и других геологических данных по южной части БРЗ. Этот аспект позволяет предполагать, что возникновение БРЗ происходило в условиях трансконтинентального сжатия под влиянием процессов столкновения Индийской и Азиатской плит. На начальной (проторифтовой) стадии в условиях горизонтального сжатия происходило заложение впадин, косо ориентированных относительно оси сжатия, которые наследовали активизирующиеся неоднородности фундамента в зоне сочленения Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом.

4. С режимом второго типа связана обстановка чистого раздвига, сопровождавшегося смещениями по нормальным сбросам в приосевой части БРЗ. Такая обстановка характерна для современной эпохи, что подтверждается анализом фокальных механизмов землетрясений, но, вероятно, могла возникать и в прошлом. По данным о механизме очагов землетрясений намечается изменение типа напряженного состояния: от условий чистого растяжения в центральной части БРЗ к растяжению с элементами сдвига на ее флангах и, далее, к условиям сжатия за пределами рифтовой зоны.

5. По материалам космических съемок отчетливо фиксируются зоны динамического влияния БРЗ, обрамляющие ее и выраженные структурами растяжения. Последние наблюдаются по краю Сибирской платформы в полосе динамического влияния шириной 70–100 км, характерной чертой которой является серия узких вытянутых в северо-восточном направлении параллельно Байкальскому рифту миоценовых впадин. В Забайкалье зона динамического влияния БРЗ выражена под-



новлением граничных разломов мезозойских впадин в позднем кайнозое и проявлениями в некоторых из них щелочного базальтового магматизма в плиоцен – раннечетвертичное время (Витимский ареал).

Таким образом, пассивный рифтогенез начальных стадий эволюции БРЗ дополняется активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе, или же, другими словами, в настоящий момент действует смешанный тип механизма рифтогенеза.

Ниже остановимся на геологии Прибайкалья – наиболее важном и полно изученном звене Байкальской рифтовой зоны, где началось ее развитие.

## **2.6. История геологическое развития Байкальской рифтовой зоны**

Кайнозойскому байкальскому рифтогенезу предшествовала своеобразная стадия развития. Ее именуют различно (см. табл. 1): этап медленного рифтинга [Логачев, 1968; 2003], крипторифтовый этап [Мац и др., 2001], эпоха с предрифтовым режимом [Грачев, Девяткин, 1997], предрифтовая стадия [Цеховский, Леонов, 2007].

***Предрифтовая стадия.*** К ее признакам на территории Прибайкалья относят: возникновение в конце мела и начале палеогена сводового поднятия с пенепленизированным рельефом и корами выветривания, повышенные значения теплового потока (в 1,5–2 раза превышающих платформенный), повышенную тектоническую активность, наличие многочисленных разломов, локальные проявления базальтового вулканизма и гидротермальных процессов.

Реликты древнего пенеплена сохранились на поверхности горных хребтов Хамар-Дабан, Приморский, Байкальский, окружающих Байкальскую депрессию. Они отмечаются и под кайнозойскими отложениями в прибортовых участках депрессии или в её центральных частях на перемычках между впадинами. В небольших плоских впадинах накапливались (см. табл. 1) преимущественно тонкообломочные отложения (верхнемеловые палеоген-нижнеэоценовые молассоиды), которые в низах разреза были связаны с перемычком кор выветривания. Они представлены красноцветно-пестроцветными отложениями, встречаются в локальных участках на месте будущей Байкальской рифтовой впадины [Мац и др., 2001]. На прилегающих участках Западного Забайкалья (плечах Байкальского сводового поднятия) в позднем мелу произошло заложение единичных грабенов, где формировались обогащенные грубообломочным материалом отложения мохейской свиты [Цеховский, Леонов, 2007], и там же фиксируются редкие очаги позднемелового-палеоэоценового вулканизма [Ярмолюк, Иванов, 2000].

В предыдущей главе отмечалось, что по данным В.Д. Маца с соавторами появление грубообломочных пород верхней части толщи тонкообломочных молассоидов в рифтовой зоне Прибайкалья (позднеэоценового, миоэоценового и раннеплиоэоценового возраста) является основанием для их включения в состав орогенных моласс. Однако позже [Цеховский, Леонов, 2007] было показано, что эти

отложения следует выделять в составе равнинной фэновой формации, заполняющей грабены среди равнинного рельефа. Поэтому поздним олигоценом следует датировать начало заложения Байкальской рифтовой зоны (собственно рифтовую стадию). До этого время накопления тонкообломочных молассоидов в плоских палеогеновых и верхнемеловых впадинах относили к предрифтовой стадии развития, с которой обычно связывают начало байкальского рифтогенеза [Логачев 1968; Лунина, 2010; 2003, Мац и др., 2001; Мац, Перепелова, 2011].

Характеризуя предрифтовую стадию в Прибайкалье все вышеупомянутые исследователи к числу ее важных признаков относят выравнивание рельефа, которое сопровождалось формированием кор выветривания. Этот же вывод о пепленизации рельефа, предшествующего активному рифтообразованию, относится и к другим континентальным рифтовым зонам Сибири [Гринев, 1998]. В настоящее время понятна причина этого явления – их генетическая связь с обстановками растяжения земной коры [Цеховский, 2015а; 2015б]. При относительно слабой интенсивности этих процессов происходит выравнивания рельефа и формирование площадных кор выветривания, а усиление их интенсивности приводит к образованию рифтовых грабенов.

*Стадию Байкальского рифтогенеза*, согласно данным [Цеховский, Леонов 2007], связывают с концом олигоцена, и она продолжается в настоящее время (см. табл. 1). В это время рифтообразование охватило не только большую площадь территории в Прибайкалье, но и проявилось в прилегающих областях Монголии. Ранее отмечалось наличие двух этапов с различным тектоническим режимом и характером осадконакопления на рассматриваемой территории: 1) образование фэновой формации в грабенах среди равнинного рельефа (с позднего олигоцена по ранний плиоцен), и 2) накопление в грабенах среди горного рельефа орогенной молассы (красноцветной аридной в позднем плиоцене и низах плейстоцена, а также сероцветной гумидной в остальное время четвертичного периода).

Следует отметить, что в плейстоцене и начале голоцена в пределах рассматриваемой территории отмечаются несколько кратковременных похолоданий климата и возникновение отложений, типичных для ледового типа литогенеза [Базаров, 1986; Мац и др., 2001]. К ним относятся горные морены (в предгорьях), а также супеси, лессовидные суглинки и делювиально-солифлюкционные образования. Но в целом в строении сероцветной молассы они играют второстепенную роль, а в современную эпоху относительного потепления климата отложения ледового типа литогенеза совсем не формируются.

## **2.7. Экзогенные процессы литогенеза в Байкальской рифтовой зоне**

В настоящее время в межгорных рифтовых впадинах Прибайкалья продолжается накопление гумидной сероцветной орогенной молассы [Базаров, 1986; Логачев и др., 1964; Нагорья..., 1974; Щетников, 2003], при этом для голоценовой эпохи выделяются разные типы аккумулятивных ландшафтов, где происходит ее обра-

зование: 1) предгорная аллювиальная равнина с небольшими пойменными озерами; 2) обширный глубоководный водоем – озеро Байкал с максимальной глубиной свыше 1700 м, протяженностью около 680 км и шириной 25–80 км; 3) горные речные долины с подпрудными озерами на плечах противорифтовых поднятий. В наземных ландшафтах в результате обильного сноса грубообломочного материала из окружающих впадины горных областей накапливается большая масса песчано-гравийно-галечных (местами с валунами) аллювиальных отложений, которые нередко сменяются обвально-оползевыми и глыбово-щербнистыми породами делювиально-коллювиального генезиса. При этом среди преимущественно грубообломочных отложений небольших пойменных озер встречаются линзы или прослойки тонкообломочных алевритово-глинистых осадков, а также супесей или суглинков.

Характеризуемые толщи содержат рассеянное в породе органическое вещество в форме углефицированного растительного детрита или маломощных линз углистых суглинков. И лишь изредка (в устье рек Селенги и Турки, на удаленных от гор участках Байкальской впадины) в тонкообломочных песчано-алевритовых отложениях появляются прослойки торфяников толщиной 2,2–7,9 м.

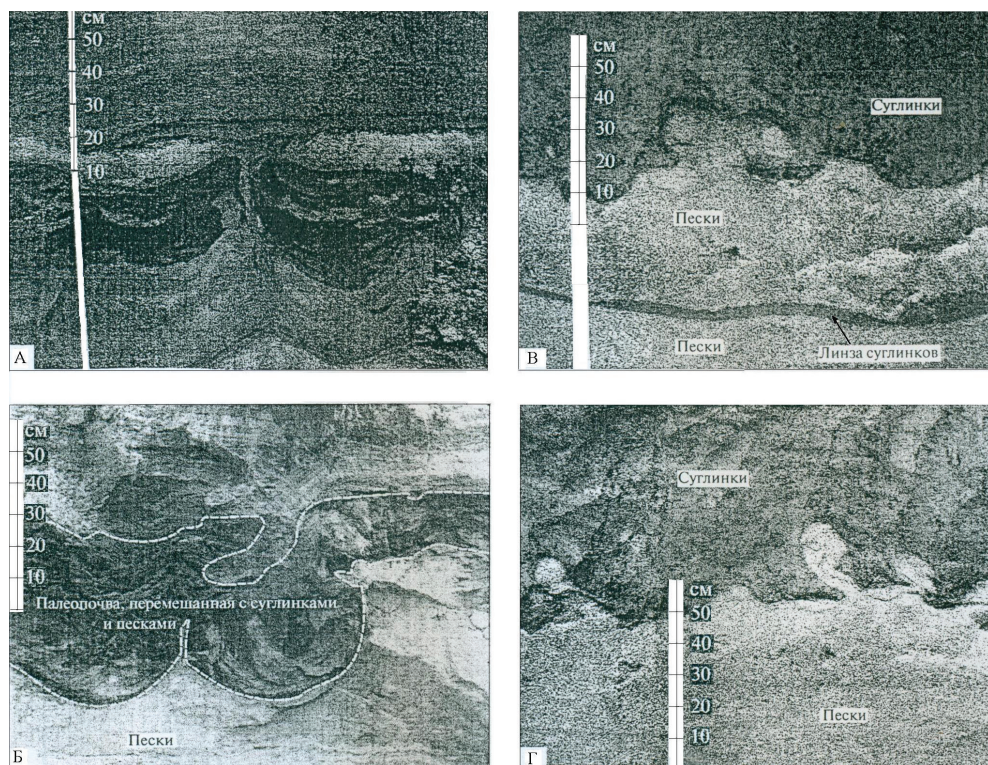
В обширном и глубоководном Байкальском водоеме характер осадконакопления меняется. Как уже отмечалось выше, в Байкальском озере выделяются Северная, Центральная и Южная котловины, образующие Северобайкальскую и Южнобайкальскую впадины (последняя включает Южную и Центральную котловины). Впадины и котловины разделяются между собою перемычками, где мощность кайнозойского осадочного чехла сокращается. Максимальные его мощности достигают: 4,4 км в Северобайкальской впадине и 7,5 км в Южнобайкальской [Зоненшайн и др., 1992]. В центральной и южной частях озера наибольшую площадь занимают глинисто-алевритовые илы, нередко с примесью диатомей. В его прибрежной части накапливаются преимущественно песчаные илы, которые вдоль побережий обычно сменяются грубообломочными отложениями. В латеральной зоне озера имеются участки с мощными зарослями водорослей, где спикулы губок (как и диатомей) вносят заметный вклад в формирование кремнистых осадков [Вотинцев, 1948].

Присутствие многочисленных высоких и крутых ступенчатых прибортовых скалистых уступов грабенов в наземных ландшафтах приводит к широкому развитию обвально-оползневых и коллювиально-делювиальных олистостромовых пород, частично охарактеризованных выше. При этом в горных грабенах при обрушении пород возникают обвально-плотинные рифтовые озера [Щетников, 2003].

На дне Байкальского озера, у подножий рифтовых уступов также возникают обвально-оползневые образования и, кроме того, широкое развитие получают суспензионные потоки (турбидиты), связанные с разрушением пород, слагающих эти уступы [Волгина и др., 2003; 2012; Карабанов, 1999]. При этом илистые и песчаные осадки суспензионных потоков (формирующиеся на прибортовых склонах и прилегающих равнинных участках с подводными конусами выноса) в пределах глубоководных равнин сменяются тонкими илистыми турбидитами, занимающими большие площади. В пределах подводных глубоководных равнин турбиди-

ты переслаиваются с глинистыми илами и диатомитами, которые накапливались здесь в спокойных условиях. На дне озера отмечаются зоны отсутствия турбидитов – подводные поднятия и участки с пологими прибортовыми уступами.

Важно отметить, что на формирование рифтовых наземных и водных осадков существенно влияют не только рассмотренные выше скалистые формы рифтового рельефа, но и высокая сейсмичность региона, где периодически фиксируются крупные землетрясения [Волгина и др., 2012]. Последние активизируют обвально-оползневые процессы, а также способствуют образованию турбидитов и разгрузке вдоль разломов газовой-жидких флюидов. Поэтому на дне пресного Байкальского озера отмечаются участки с аномальным химическим составом поровых вод [Погодаева и др., 2007]. В частности, на фоне маломинерализованных (не более 100–200 мг/л) гидрокарбонатно-кальциевых поровых вод встречаются относительно высокоминерализованные (до 1200 мг/л) сульфатно-кальциевые их разности [Юдович, 2009], характерные для гидротерм Байкальской рифтовой зоны.



**Рис. 2.4.** Формы проявления сейсмитов в четвертичных отложениях р. Иркут в Тункинской впадине (по данным [Лунина и др. 2010]).

а – кластическая дайка тонкозернистого песка, прорывающая деформированный слой палеопочв, сложенных суглинками, супесями, песками и глинами; б – шаровидная отдельность в породах; в–г – каплевидные формы в породах



В Прибайкалье тектоническая активность отражается на строении кайнозойских рифтовых толщ [Лунина, 2010; Хомяк и др., 2015]. В породах проявляются трещины и разрывы сплошности, субвертикальные каналы, фиксируются следы течения, скольжения и соударения на поверхности крупных обломков, а также возникают кластические дайки (рис. 2.4, а) и сейсмиты. Последние образуют шаровидную отдельность (рис. 2.4, б), а также грибовидные и каплевидные текстуры (рис. 2.4, в, г).

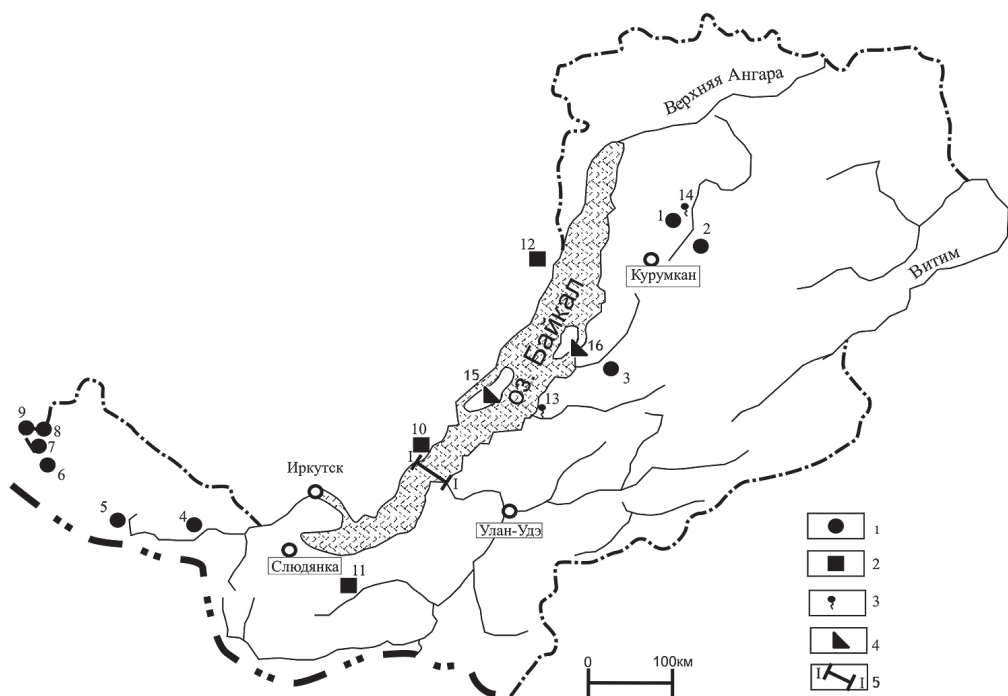
## **2.8. Вклад глубинных процессов в рифтовое осадконакопление Прибайкалья**

Глубинные процессы, сопровождающиеся проявлениями вулканизма, гидротермальной деятельностью и поступлением газовых флюидов, обычно играют важную роль в рифтовом осадконакоплении. Однако на территории Прибайкалья вулканы имеют ограниченное развитие. Выше отмечалось, что они установлены лишь в Тункинской впадине, где неогеновые базальты переслаиваются с осадочными породами [Логачев и др., 1964; Нагорья..., 1974]. Кроме того, в прилегающих горных ландшафтах Южного и Восточного Прибайкалья (на плечах свода рифтового поднятия) известны проявления базальтового вулканизма палеогенового, неогенового и плейстоценового возраста.

Самые молодые проявления эксплозивного вулканизма в Байкальской рифтовой зоне имеют К-Аг датировки 0,65–1,1 млн лет [Рассказов, Иванов, 1996]. Считается, что с эпизодами проявления четвертичного вулканизма в Прибайкалье связано повышение содержания ртути в илах озера Байкал [Гелетий и др., 2007]. В целом отметим, что на рассматриваемой территории кайнозойский вулканизм проявлялся локально, пульсационно и временами полностью прекращался, что характерно для современной эпохи. Однако в это время здесь продолжалась активная разгрузка глубинных газово-жидких флюидов (имеющих эндогенное или катагенетическое происхождение), существенно влияющих на процессы седиментации.

В Байкальской рифтовой зоне участие глубинных газово-жидких флюидов в процессах осадконакопления раскрыто в публикациях [Геохимическая..., 2011; Голубев, 2007; Ломоносов, 1974; Скляр и др., 2007; и др.]. Здесь известно свыше 60 естественных выходов глубинных термальных вод с температурой от 2,3 °С до 84 °С, а в скважинах их температурные значения достигают 100 °С. Расположение родников хорошо изученных разностей приведено на рис. 2.5. Формированию гидротерм способствует также и повышенный тепловой поток, средние значения которого в полтора-два раза выше, чем в областях, окружающих рифтовые впадины [Хуторской, 1996].

Значения pH вод меняется в диапазоне 6,2–10,6 и они подразделяются на гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные. В зависимости от преобладающего состава газов выделяются азотные, углекислые, метановые и сероводородные растворы [Ломоносов, 1974]. Выявлены как пресные, так и соленые воды с минерализацией от 0,2 до 8,0 г/л. В ряде источников установлена высокая фторонос-



**Рис. 2.5.** Схема расположения различных типов проявлений газожидких флюидов на территории Прибайкалья, по данным [Геохимическая..., 2011; Плюснин и др., 2000; Скляров и др., 2004, 2007; Черкасов и др., 1985].

1 – травертины (1 – Аллинское, 2 – Гаргинское, 3 – Гусихинское, 4 – Аршанское, 5 – Шумацкое, 6 – Холон-Унгун, 7 – Ара-Шухулай, 8 – Хойто-Гол, 9 – Жойган); 2 – алюмосульфат-глиноземистые породы (10 – Большоголоустенское, 11 – Хаянское, 12 – Бирелейское); 3 – песчано-илистые осадки газовой-водно-грязевых грифонов, образующихся на дне озер в местах разгрузки гидротерм (13 – Горячихинское, 14 – Баунтовское); 4 – гейзериты (15 – Приольхонские, 16 – Кулиные болота); 5 – местоположение схематического разреза I – I

ность вод (содержания фтора 1,6–26,4 мг/л), а также их обогащенность кремнием, стронцием, литием [Замана, 2000]. Максимальная концентрация кремниевой кислоты в водах достигает 200 мг/дм<sup>3</sup>.

На флангах Байкальской рифтовой зоны, в пределах Витимского плоскогорья установлены щелочные содовые гидротермы, образование которых связывают с выщелачиванием широко развитых здесь щелочных и умеренно щелочных базальтов [Перельман, Самонов, 1986]. Их спецификой является бедность подвижными формами кальция и железа, высокие содержания Si и Na, а также повышенные значения B, F, W, Mo и ряда других элементов.

Большинство геологов считает, что метеорные воды питают глубинные гидротермальные системы в Прибайкалье. Однако не исключается возможность наличия в их составе и ювенильных вод [Диденков и др., 2006]. При этом пресный состав байкальских вод (средние значения минерализации которых ниже,

чем у вод впадающих в озеро рек) связывают с влиянием углеводородных мантийных флюидов.

Считают, что присутствующие в них кислородсодержащие углеводороды ( $C_{17}$ – $C_{20}$ ) в процессе их восхождения преобразуются во флюид –  $CH_4$ ,  $CO_2$ , и  $H_2O$ , а затем после снижения температуры возникает водный раствор, насыщенный углекислотой и метаном. Предполагают, что этот процесс является одним из важных факторов, обеспечивающих сохранение уникального и стабильного состава пресных вод озера Байкал, а наличие пресных гидротерм – характерная особенность континентальных рифтов Исландии, Восточно-Африканской рифтовой системы и других.

Появление больших объемов ювенильных пресных вод во многом предопределяет специфику гидрогеологических условий рифтовых систем [Хаустов, 2008]. Эти воды обладают минимальной минерализацией, что подтверждается анализом данных о составе газовой фазы в породах. В отличие от них ювенильные воды современных коллизионных структур обладают повышенной минерализацией.

Выше отмечалась насыщенность гидротерм Прибайкалья различными газами. Однако необходимо подчеркнуть, что активные процессы дегазации Земли происходят здесь и вне связи с гидротермами. О высокой насыщенности газами рифтовых пород свидетельствует ряд данных. В частности, при их бурении вследствие высокого давления газа неоднократно наблюдалось «кипение» бурового раствора и происходило поднятие или даже выброс на поверхность бурового инструмента [Сизых и др., 2004]. На дне озера Байкал, в местах разгрузки газовой фазы флюидов наблюдаются газовые вулканы или грифоны (с пузырьками газов в воде, поднимающихся к поверхности), а в придонном слое имеется крупное месторождение метановых газогидратов.

На поверхности озера, под зимним ледяным покровом отмечают скопления метана. И если пробить лед и поднести к поверхности отверстия спичку, то метан загорается [Клеркс и др., 2004]. В весенний период при снижении мощности ледяного покрова возникают проталины над придонными участками разгрузки глубинных газовой фазы флюидов. О значительных масштабах поступления глубинных газов свидетельствует образование крупного месторождения метановых газогидратов на дне Байкальского озера в пределах Южной и Средней котловин [Голубев, 2007; Клеркс и др., 2004; Сизых и др., 2004]. Здесь мощность гидратосодержащих осадков достигает 100 м. Их формирование периодически сопровождается мощными выбросами углеводородных газов, а в местах локализации залежей появляются локальные тепловые аномалии, характеризующиеся значениями до  $1000 \text{ мВт/м}^2$ .

По данным [Крылов и др., 2008; Татаринов, Ялович, 2015], продукты грязе-вулканических извержений широко развиты в отложениях на дне озера. Здесь они имеют куполовидную (сопочную) форму и слагаются литкомплексами алевритово-псаммитово-гравелитовой размерности, иногда с карбонатными конкрециями и имеют собственные названия: «Центральный», «Большой», «Маленький», «Малютка», «Старый». Характерной их особенностью является наличие грязе-вулканических брекчий. В голоценовых осадках грязевого вулкана «Маленький»

обнаружены диатомеи плиоценового возраста и плитчатые обломки плейстоценовой глины (образующие газово-вулканическую брекчию). Это позволило предположить, что они поступили на поверхность с метановым флюидом с глубин более 300 м [Крылов и др., 2008]. По данным [Татаринов, Яловик, 2015], в современных грязевых вулканах Прибайкалья обнаружены обломки пород и минералов фундамента, и предполагается, что они вынесены с больших глубин (7–15 км).

Было также установлено, что в поверхностных алевро-пелитовых осадках грязевых вулканов «Центральный» и «Маленький», где осуществляется разгрузка метана, в диагенезе формируются сидеритовые и родохрозит-сидеритовые стяжения, что является аномалией для обычных донных бескарбонатных осадков пресноводного озера Байкал [Крылов и др., 2008]. Выше приводились данные об аномальном появлении различных по химическому составу поровых вод в местах разгрузки газово-жидких флюидов, что и расширяет диапазон диагенетического минералообразования в пресноводном водоеме.

В частности, в местах выхода метана на дне Байкальского озера [Злобина, 2012] отмечено появление в илах галита, ангидрита, гипса, сидерита и пирита, а в пробах илистых осадков газово-водно-грязевых грифонов на дне небольших пресноводных озер в районе Баунтовского и Горячихинского минеральных источников формируется мирабилит [Геохимическая..., 2011]. В местах выхода на дне Байкала [Погодаева, 2012] газово-жидких флюидов (иногда содержащих примесь нефти) в составе восходящих растворов кроме упомянутых выше ультрапресных разностей появляются и их минерализованные разности (сульфатно-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-натриевые).

При этом отмечают и диагенетические преобразования алюмосиликатов с активным участием микроорганизмов [Злобина, 2012]: иллитизация смектита, разрушение хлорита (биовыщелачивание с выносом железа и кремнекислоты). Причем гидрогетит окрашивает осадки в темно-коричневый цвет, а кремнекислота расходуется на формирование хорошо окристаллизованных выделений вермикулита. Предполагается, что в местах разгрузки гидротерм последние способствуют увеличению содержания в осадках количества железа, марганца и фосфора соответственно в 2, 4 и 3 раза.

Вероятно, с этой же причиной связано возникновение озерного вивианита в глинистых, песчано-глинистых, алевритово-глинистых и глинисто-диатомитовых илах в удаленных от побережья участках Байкальского озера [Князева, 1954]. Обычно этот минерал формируется в прибрежно-болотных фациях. Установлены разнообразные формы его выделения: точечные, пластинчатые, комковатые, образования, напоминающие обломки коры и древесные веточки, шаровидные стяжения или почковидные сростки, а также призматические кристаллы минерала.

Следует отметить и появление нефти в местах разгрузки ряда газово-жидких флюидов на дне озера Байкал, а также в континентальных отложениях на территории Байкальской впадины [Рябухин, 1992; Сизых и др., 2004]. При этом наблюдаются пятна нефти на поверхности озера и выбросы озокерита вдоль восточного побережья озера. На участке Ключи-Столбовая под покровом воды буровая скважина вскрыла архейские гнейсы, трещины в которых заполнены нефтью и жила-



ми озокерита. Предполагается два возможных глубинных источника байкальской нефти: 1) из нефтепроизводящих толщ, участвующих в строении пород фундамента, 2) ее синтез во флюидах, имеющих магматогенную природу.

По мнению О.Н. Злобиной [2012], высокие объемы поступления вещества в осадки озера Байкал с глубинными газово-жидкими флюидами следует учитывать при их классификации. Она предлагает выделять 3 типа осадков. Первый – характеризует фации склоновой седиментации, которая контролируется поступлением терригенного минерального вещества с суши (это светло-серые, коричневатого- и темно-серые илы крупноалевритовые кварцево-глинистые). Вторые образуются в местах разгрузки глубинных флюидов; это светло-серые, темно-серые, коричневатого-серые и красно-коричневые илы, пелитово-алевритовые кремнистогетит-гидрогетитовые, с прослоями, обогащенными марганцем. Третий тип приурочен к зонам высачивания нефти (это черные алевритово-пелитовые и кремнистоглинистые битуминозные илы).

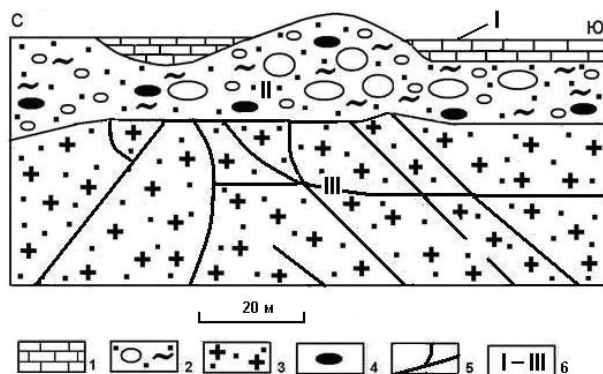
**Травертины.** Эти породы, связанные с разгрузкой газово-жидких флюидов, широко развиты среди голоценовых осадков аллювиальных равнин на территории Прибайкалья (см. рис. 2.5) [Геохимическая..., 2011; Плюснин и др., 2000; Татаринев и др., 2006]. Они имеют известковистый (кальцитовый или кальцит-арагонитовый) и доломитовый состав и установлены в Байкальской, Баргузинской, Тункинской и других рифтовых впадинах, где в местах разгрузки современных термальных источников их формирование иногда еще продолжается.

Травертины представляют собою куполовидные тела или покровы карбонатных пород толщиной в несколько метров, протяженностью до 1 км, залегающие на четвертичных аллювиальных отложениях. К разновидности травертинов относят и четвертичные углеродистые обломочные отложения, а также дезинтегрированные породы фундамента (пегматиты, сланцы), которые испытали интенсивную карбонатизацию вследствие циркуляции восходящих углекислых термальных растворов. Они образуют горизонтальные тела (100–200 м) или штокверки (10–30 м и более) и нередко содержат скопления сажистых сапропелитов. Ниже, привлекая данные работ вышеупомянутых авторов, рассмотрим главные особенности строения, состава и условий образования травертинов.

Их различные генетические и минералогические типы (известковистые или доломитовые) установлены в Тункинской впадине (см. рис. 2.5), где они обнажаются в террасах р. Кынгырги (район курорта Аршан и у села Жемчуг). В настоящее время при разгрузке термальных источников с температурами вод 43–44 °С здесь происходит образование арагонит-кальцитовых травертинов. Их подложкой служат валунно-галечные русловые отложения, на которых растут слоистые купола травертинов. Они образуют небольшие (в плане 10 x 5 м) и маломощные (1–30 см) пластовые тела, в которых чередуются тонкие (миллиметры или доли миллиметров) кальцитовые кремнисто-кальцитовые и глинисто-кальцитовые слойки. В известковистых травертинах минеральная примесь представлена преимущественно смектитами и аморфным кремнеземом. С участием термальных вод происходит формирование арагонит-кальцитовых корок на продуктах жизнедеятельности человека: железных трубах и желобах, а также обломках древесины.

Однако в рассматриваемом районе широко развиты и более древние голоценовые травертины, представленные доломитизированными грубообломочными отложениями или породами фундамента (пегматитами и сланцами), доломитизированными в результате гидротермальной деятельности.

Слоистые полосчатые доломиты, встречающиеся среди грубообломочных пород, террасовых голоценовых аллювиальных отложений реки Кынгырги (рис. 2.6), где образуют тела протяженностью в десятки метров и толщиной до 3 м. Под влиянием углекислых кальциевых термальных вод, участвующих в их образовании, происходит и карбонатизация вмещающих песчано-валунно-галечных голоценовых отложений. В подстилающих более древних голоценовых отложениях выявлены доломитизированные обломочные разности травертинов. В них доломит образует корки обрастания обломков и цементирует их. Химический состав аршанских доломитовых и арагонит-кальцитовых травертинов приведен в табл. 2.



**Рис. 2.6.** Травертины в валунно-галечных отложениях террасы р. Кынгырга и пегматитах фундамента у северной окраины курорта Аршан [Татаринов и др., 2006].

1–3 – травертины: 1 – пластовые арагонит-кальцитовые, 2 – доломитизированные валунно-галечные, 3 – доломитизированные дезинтегрированные пегматитовые; 4 – линзы сажистых углеподобных сапропелитов; 5 – крупные трещины в дезинтегрированных пегматитах, заполненные сажистым углеподобным сапропелитом с чешуйками графита; 6 – типы травертинов: I – слоистые доломитовые, II – доломитизированные обломочные, III – доломитизированные пегматитовые

Важно отметить, что выделения доломитовых травертинов нередко сопровождаются появлением линз ( $0,2 \times 1,5$  м) углеродистых пород – черных сажистых сапропелитов (содержания  $C_{орг}$  10–15%) с включениями корковых доломитовых травертинов. Они иногда переходят в бурый уголь.

По данным [Геохимическая..., 2011], на примере Аршанских травертинов установлена возможность образования больших скоплений углеродистого вещества (аморфного сажистого углерода) в гидротермально-осадочных породах континентальных рифтов за счет преобразования живого вещества бактерий. Его возникновение связывается с массовой гибелью бактерий при вскипании термальных углекислых растворов в условиях резкого повышения температур (что подтверждается наличием сферических частиц стекла в травертинах).

**Химический состав (масс. %) травертинов Аршанского района**  
[Татаринов и др., 2006]

Разновидности травертинов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
Доломитовые по рыхлым отложениям террас и пегматитам	0,60	0,05	0,70	0,04	0,20	0,01	20,60	30,86	0,06
	< 0,10	0,02	< 0,10	–	0,16	0,01	21,78	31,00	0,03
	18,40	0,10	1,30	0,55	0,24	0,05	13,03	27,46	0,03
	28,80	0,47	8,50	2,07	2,08	0,08	13,20	23,40	0,17
Арагонит-кальцитовые по рыхлым отложениям р. Кынгирги (с реликтами доломитовых)	< 0,10	0,02	< 0,10	0,67	0,30	0,02	0,59	55,30	0,10
	< 0,10	< 0,02	< 0,10	0,80	0,18	0,02	0,56	55,30	0,10
	1,20	0,03	0,40	0,68	0,20	0,02	1,19	53,05	0,15
	0,40	0,02	< 0,10	0,29	0,08	0,02	0,90	54,50	0,12
	0,30	< 0,02	0,10	0,28	0,20	0,03	0,75	54,40	0,12
	1,20	0,04	0,40	3,01	0,36	0,03	0,73	52,00	0,15

Необходимо отметить, что исходные сапропелиты, сопровождающие формирование травертинов в грубообломочных аллювиальных толщах при более низких температурах термальных вод, нередко не претерпевают изменений с их переходом в сажистые породы. Например, в районе Гаргинского минерального источника, несмотря на обильное присутствие в породах бактерий, редко встречаются выделения сажистой органики. Это, вероятно, связано с более низкими температурами термальных вод, сравнительно с Аршанским источником.

Установлено, что в верхнеолигоцен-неогеновой танхойской свите Тункинской впадины, слагающей нижнюю часть рифтогенного осадочного чехла Прибайкалья и относящейся к фэновой формации, широко развиты сапропелевые угли, чередующиеся с микробактериальными карбонатными породами [Татаринов и др., 2006; Геохимическая..., 2011]. Предполагается подобие их генезиса с охарактеризованными выше углисто-карбонатно-травертиновыми отложениями, формирующимися с участием микроорганизмов в местах разгрузки термальных вод.

Отмечается также, что породы фундамента (пегматиты или сланцы, тектонизированные и дезинтегрированные, нередко до состояния обломков), залегающие под четвертичными отложениями с охарактеризованными травертинами, под воздействием гидротерм нередко также испытали вторичную доломитизацию, и относятся к особой разновидности травертинов. Они образуют тела или блоки мощностью до 30 м. В них доломит встречается в форме вкраплений, прожилков и корок в исходных породах. Кроме того, отмечаются крупные трещины, заполненные сажистым сапропелитовым керогеном. Иногда в зоне сдвиговых деформаций и динамометаморфизма часть органического вещества превращается в графит, образующий мелкие (0,01–0,03 мм) чешуйки, обычно приуроченные к прожилкам новообразованного кварца.

Взаимоотношение охарактеризованных выше различных генетических типов известковистых и доломитовых травертинов, а также их строение в одном из разрезов Тункинской впадины, в террасе р. Кынгирги у курорта Аршан по данным [Татаринов и др., 2006], показано на схематическом разрезе (см. рис. 2.6). Химический их состав приведен в табл. 2.

Для доломитовых и известковистых травертинов этой впадины установлено сходство изотопного состава углерода и кислорода с карбонатными осадочно-метаморфическими породами докембрийского фундамента. В составе последних участвуют доломитовые мрамора, доломитизированные кристаллические сланцы, которые и считаются источниками карбонатов четвертичных травертинов.

В тонких линзах пылевидного углеродистого рудного вещества, присутствующих в Аршанских травертинах, диагностированы пирит, сфалерит, галенит, магнетит, повеллит, а также частицы самородного золота, серебра и элементы палладиевой группы [Геохимическая..., 2011]. Установлено, что благородные и редкие металлы ассоциируют с сульфидами, приуроченными к углеродистым фрагментам минеральных матов. Пластинчатые или комковатые частицы золота имеют размеры 3–100 мкм. В пробах из травертинов установлены следующие максимальные содержания благородных и редких металлов (г/т): Au – 2,3, Ag – 0,058, Pt – 1,3, Pd – 6,1, Os – 0,0064, Ir – 0,0051, Ru – 0,001.

Таким образом, концентрация золота, платины и палладия достигает промышленных значений. Причем элементы платиновой группы, в отличие от Au и Ag, не образуют собственных минералов, а входят в состав металлоорганических соединений (кластеров). Приведенные данные свидетельствуют о смене состава термальных карбонатных растворов, образующих травертины, что и привело к появлению их известковистых и доломитовых разновидностей.

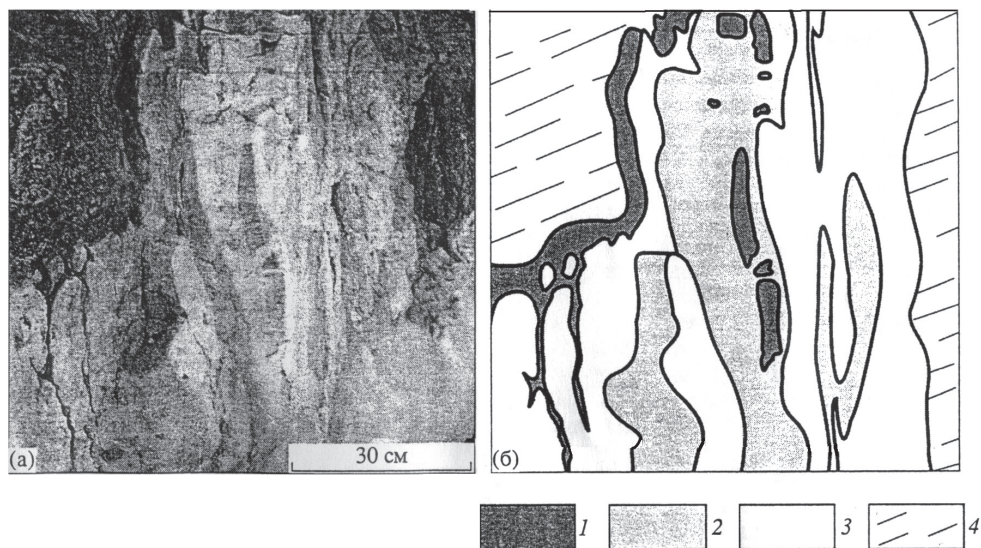
Показательный пример травертинов (рис. 2.7) описан в обнажении карбонатизированных гнейсов на северной оконечности острова Ольхон [Склярков и др., 2007]. Здесь в породах наблюдается вертикальная травертиновая кальцитовая жила, имеющая зональное строение и отражающая 3 фазы отложения карбонатов.

Первая фаза представлена сильно ожелезненными криптокристаллическими карбонатами бурого цвета, в виде небольших фрагментов в краевой части жилы, мощностью до 5 см. Вторая фаза – это светло-коричневато-желтые тонкокристаллические карбонаты, содержащие прямоугольные обломки первой фазы, размером до 2 x 5 x 6 см. И, наконец, третья фаза сложена светло-серым до белого полупрозрачным кальцитом, в краевых частях жилы, имеющим натечную «агатовую» текстуру. В ней наблюдаются многочисленные остроугольные обломки карбонатов второй фазы, размером от первых миллиметров до первых сантиметров.

Химический состав фаз карбонатов оказался различен (табл. 3). Первая фаза (обр. 3) обогащена железом ( $Fe_2O_3$  – 12,9%), в то время как поздняя фаза (обр. 5) представлена практически чистым кальцитом ( $CaO$  – 53,99%) с небольшой примесью доломита ( $MgO$  – 1,92%). Вторая фаза (обр. 4) содержит промежуточные значения данных компонентов ( $Fe_2O_3$  – 2,75%,  $CaO$  – 50,65%,  $MgO$  – 1,50%).

Различия химического состава трех фаз отражаются и на содержаниях редких и рассеянных элементов, показывая тенденцию снижения концентраций от пер-





**Рис. 2.7.** Фотография (а) и рисунок по фотографии (б) фрагмента травертиновой жилы 1–3 – травертины первой (1), второй (2) и третьей (3) фаз; вмещающие гнейсы. Пояснения в тексте. 1 – магматические и метаморфические породы фундамента; 2 – кайнозойские отложения; 3 – водная толща озера; 4 – толща метановых газогидратов

вой фазы к третьей. В распределении БРЗЭ наблюдается обогащение первой фазы легкими редкими землями (от La до Gd), а во второй и третьей фазах присутствуют отчетливые Ce- и Eu-отрицательные.

Выше отмечалось наличие травертинов и в дочетвертичных, а также более древних мезозойских рифтовых отложениях, которые накапливались в зонах как с аридным, так и с гумидным палеоклиматом. Поэтому можно включить травертины в группу пород, характерных для континентального рифтового осадконакопления.

**Гейзериты.** В Прибайкалье эти породы были обнаружены и охарактеризованы сравнительно недавно в ряде пунктов острова Ольхон (см. рис. 2.5) на Байкале [Агатова, 2012; Скляр и др., 2004, 2007]. В коренном залегании они ассоциируют с травертинами, образуют жилы толщиной до 5 м и шарообразные тела в кровле тектонически дробленных породах, венчающих линейные коры выветривания и связанных с зонами разломов в породах фундамента (мраморах, амфиболитах, бластомилонитах, ультрабазитах, гейзеритах). Изредка они также в виде тонкого слоя (5–20 см) перекрывают четвертичные щебни и супеси. Кроме того, на поверхности отмечаются их переотложенные разности: крупноглыбовые развалы на площади от первых десятков метров до 100–150 м. Обычно это плотные опаловидные породы, сложенные халцедоном и гидроксидами железа, иногда с включениями рассеянного графита. По данным химического анализа (см. табл. 3) содержание  $\text{SiO}_2$  составляет в них 82–99,7%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,7–10%,  $\text{CaO} + \text{MgO}$  – 0,04–2,6%; количество остальных компонентов пренебрежительно мало. Важной особенностью ряда образцов гейзеритов является присутствие тонкорассеянных выделений графита.

**Химические анализы травертинов и гейзеритов в Ольхонском районе**  
[Скляров и др., 2007]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	8,94	58,16	3,44	1,91	0,23	94,30	84,53	99,45	93,42
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,08	0,06	0,05	0,003	0,031	0,003	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,53	0,46	<0,04	<0,04	0,06	0,69	0,10	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	2,75	12,09	2,75	0,26	2,66	10,15	2,16	1,62
FeO	0,55	0,38	0,92	0,26	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,84
MnO	0,05	0,06	0,04	0,11	0,003	0,02	0,03	0,02	0,13
MgO	1,92	1,40	1,62	1,50	1,92	0,05	0,02	0,05	0,56
CaO	46,48	19,60	43,72	50,65	53,99	0,07	0,17	0,04	0,34
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04	0,02	0,05	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,13	0,08	0,10	0,03	0,14	0,03	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,030	0,03	0,004	0,002	0,002	0,017	0,100	0,024	0,040
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	35,18	40,56	40,70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O	«	«	0,21	0,18	0,05	«	«	«	«
П.п.п.	38,64	16,71	2,551	1,712	3,119	1,31	2,59	0,94	1,97
Сумма	99,39	99,66	100,50	99,81	100,47	98,55	98,50	98,83	99,39

*Примечание.* Травертины (1–5) и гейзериты (6–9) в разных вмещающих породах: ультрабазитах (1, 2, 9), гнейсах (3, 4, 5), мраморах (6), blastsмилонитах (7).

Предполагается, что при активизации тектонических движений по зонам разломов циркулировали горячие термальные воды, которые и формировали залежи жильных гейзеритов. Сложнее объяснить появление шарообразных гейзеритов, перекрывающих породы фундамента и, нередко, оторванных от подводящих каналов [Агатова, 2012]. Этим они отличаются от слоистых аэральных покровов современных гейзеритов Камчатки, и предполагается возможность их формирования в водах древнего Байкальского озера, которое раньше, вероятно, покрывало территорию Приольхонья. Здесь к аэральным покровам гейзеритов относится их маломощная (5–20 см) линза слоистых гейзеритов, перекрывающая четвертичные суглинки на юго-восточном склоне Красной Горки [Скляров и др., 2004].

В Приольхонье гейзериты, нередко встречающиеся совместно с известковистыми травертинами, часто приурочены к кровле тектонически раздробленных пород фундамента. Химические анализы образцов гейзеритов (6, 7, 8, 9) и травертинов (1, 3, 4, 5) из этого района приведены в табл. 3. В числе этих пород отметим появление сильно окремненных известковистых травертинов (обр. 2) с содержаниями CaO – 19,60% и SiO<sub>2</sub> – 58,16%, по сути являющихся промежуточными разновидностями между травертинами и гейзеритами.

Считают, что гейзериты образуются в источниках с температурами выше 70 °С, а травертины – при более низких их значениях. Отмечается, что процессы образования травертинов и гейзеритов в Прибайкалье наиболее активно проявлялись в конце плейстоцена и начале голоцена, а в современную эпоху они ослабевают. Упоминается лишь один современный термальный источник – Кулиные болота (на узком перешейке между Баргузинским и Чувьркуйским заливами озера Байкал) (см. рис. 2.5 № 16), где происходит их формирование [Скляров и др., 2004].

На границе Прибайкалья и Восточного Саяна, в районе термального источника Хойто-Гол (см. рис. 2.5) также формируются современные гейзериты (совместно с травертинами) [Геохимическая..., 2011]. Это маломощные (до 1–2 см) кремнистые корки, где чередуются тонкие кремнистые и глинистые слойки, соответственно с псевдоморфозами аморфного кремнезема и глинистых минералов по микроорганизмам, слагающим бактериальные маты. При этом аморфный кремнезем фиксирует структуру клеток бактерий и сохраняет их первичную форму. Кроме того, в кремнистом веществе присутствуют слойки микрокристаллического кварца в виде бипирамидальных микрокристаллов, размером 0,05–0,08 мм. В целом отмечается сходство характеризуемых гейзеритов и их разностей с подобными образованиями, развитыми на Камчатке (в кальдере вулкана Узон).

В пределах мезозойско-кайнозойских рифтов Центральной Азии достоверно выявлена лишь одна четвертичная эпоха, когда происходило образование гейзеритов. В других регионах и в более древних отложениях подобные породы пока не отмечены. Исключением являются лишь нижнемеловые отложения Удино-Даинской впадины в Западном Забайкалье, в которых по данным [Татаринов, Яловик, 2015], древние грязе-вулканические породы венчают гейзеритовые купола. К сожалению, разрезы и полная характеристика этих объектов в публикациях не приводится.

Данные тела травертинов и гейзеритов вначале представляли собой бактериальные маты, в которых происходило накопление карбонатных и кремнистых минералов. Существует два основных способа образования карбонатов в травертинах [Плюснин и др., 2000]: в результате декомпрессии углекислого газа из холодных или теплых (с температурой от 7 °С до 44 °С) углекислых растворов, пересыщенных карбонатами при их выходе на поверхность, а также из горячих ( $t > 73$  °С) азотных терм вследствие жизнедеятельности микроорганизмов. При этом микроорганизмы накапливали в своих клетках соединения  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , а карбонаты и кремнезем формировали корки на их поверхности. Кроме того, бактерии в ходе метаболизма разлагали смектит с выделением аморфного кремнезема, образующего «панцирь» вокруг их клеток. Доказано, что и хемогенное образование травертинов не обходилось без участия микроорганизмов [Геохимическая..., 2011; Татаринов и др., 2006]. Вследствие их жизнедеятельности менялся компонентный состав и щелочность (до  $\text{pH} > 8$ ) термальных вод, что приводило к осаждению карбонатов и минералов кремнезема.

В публикациях [Геохимическая..., 2011; Крылов, Тихомирова, 1988] показано, что литификация (карбонатизация и окремнение) бактериальных матов – длительный процесс. Он начинается еще на прижизненной стадии развития микроорганиз-

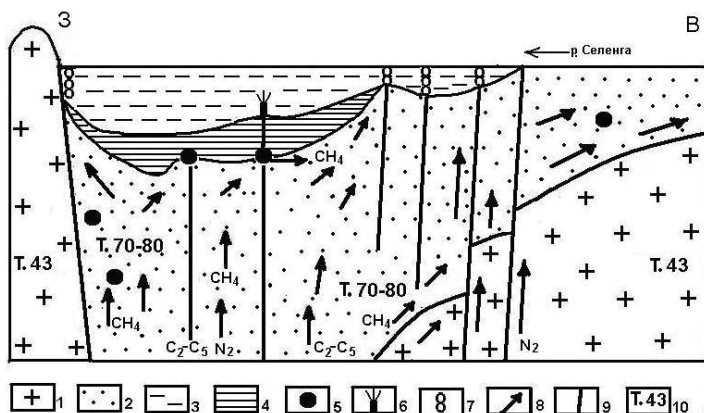
мов и продолжается после их гибели в диагенезе и, вероятно, в начале катагенеза. В результате из первичного гелеобразного органо-глинисто-карбонатного субстрата формируется зернистая раскристаллизованная арагонит-кальцитовая или доломитовая, преимущественно пористая порода с реликтами первичного пелитоморфного вещества. В травертинах среди карбонатов встречается манганокальцит, а также примесь плагиоклаза, кварца, хлорита, биотита, мусковита, смектитов, гидрослюды, опала, цеолитов, а в единичных пробах – флюорита, турмалина, пироксена, циркона. В упомянутых выше включениях углеродисто-рудного вещества, помимо отмеченных выше благородных и редких металлов, установлены пирит, сфалерит, галенит, метациннабарит, магнетит.

Карбонатные травертины, как и подобные по составу осадочные породы, могут относиться к известнякам или доломитам. Большинство из них имеет тонкослоистое строение с наличием слоев, в разной степени обогащенных кремнеземом или глинистыми минералами. Это может свидетельствовать о многократном изменении состава компонентов в термальных растворах, а иногда и полной смене их минерального состава; при этом доломитовые и известковистые разновидности могут встречаться в одном и том же разрезе. Для голоценовых травертинов характерна также раскристаллизация карбонатов, повышенная степень метаморфизма сапропелевого органического вещества (появление керогена, а иногда и чешуек графита), приуроченность к грубообломочным толщам пород и присутствие обломков в их составе.

Следует отметить существование небольших озер, связанных с отдельными термальными источниками в пределах Прибайкалья. На их дне фиксируются песчано-иловые образования – миниатюрные газо-водные грязевые грифоны [Геохимическая..., 2011]. В их центре имеется полый сантиметровый канал, где продолжается разгрузка газово-жидких флюидов и накопление илов. Подобные образования охарактеризованы на примере Баунтовского и Горячихинского источников азотно-сульфатно-натриевых термальных вод (см. рис. 2.5). В составе слагающих их илов методом рентгеновского анализа выявлена ассоциация минералов, образование которых, вероятнее всего, связано с деятельностью микроорганизмов: кальцит, доломит, хлорит, гидрослюда, гематит, гидросиликат Са, кварц, апатит, бемит и повышенные содержания мирабилита (до 11, 5 мас.%). Установлено присутствие благородных металлов, среди которых Au и Ag – самородные, а элементы платиновой группы (Pt, Pd) входят в состав металлоорганических соединений.

На дне глубоководного озера Байкал (как отмечалось выше) с разгрузкой газово-жидких флюидов связано возникновение газовых вулканов и грифонов, а в зимний период под ледяным покровом появляются скопления метана. На примере одного из разрезов в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки озера Байкал (рис. 2.8) показано распределение очагов разгрузки глубинных газовых флюидов и масштабы их поступления. О большой интенсивности газо-гидротермальной деятельности свидетельствует образование в придонном слое озера крупного месторождения метановых газогидратов с залежью, средняя мощность которой 100 м, максимальная – 600 м [Голубев, 2007]. Известно, что за пределами областей развития вечной мерзлоты формирование газогидратов, происходящее в условиях





**Рис. 2.8.** Схематический разрез (I – I), иллюстрирующий распределение газовых флюидов в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки озера Байкал (см. рис. 2). Составлен с использованием данных из работ [Сизых и др., 2004; Хуторской, 1996].

1 – магматические и метаморфические породы фундамента; 2 – кайнозойские отложения; 3 – водная толща озера; 4 – толща метановых газогидратов; 5 – скопления газов; 6 – газовый вулкан; 7 – газовый грифон; 8 – направления газовых потоков; 9 – разлом; 10 – средние значения теплового потока

низких температур и высокого давления, может осуществляться лишь на глубинах около 200–500 м и ниже, в зоне их стабильности [Клеркс и др., 2004].

В пределах континентов рифтовые впадины с высокими скоростями прогибания их дниц и некомпенсированным осадконакоплением в местах разгрузки газовых флюидов являются наиболее благоприятными участками для образования газогидратов, и Байкальское озеро с глубинами, достигающими 1600 м служит их примером. Установлено также появление пятен нефти на поверхности этого озера, а иногда и выбросы озокерита. Имеются сторонники органического и неорганического происхождения байкальских углеводородов, которые одни связывают с катагенетическими преобразованиями органического вещества осадочных пород [Сизых и др., 2004; Татарин, Абрамов, 2001], а другие рассматривают как следствие дегазации глубинных недр [Рябухин, 1992].

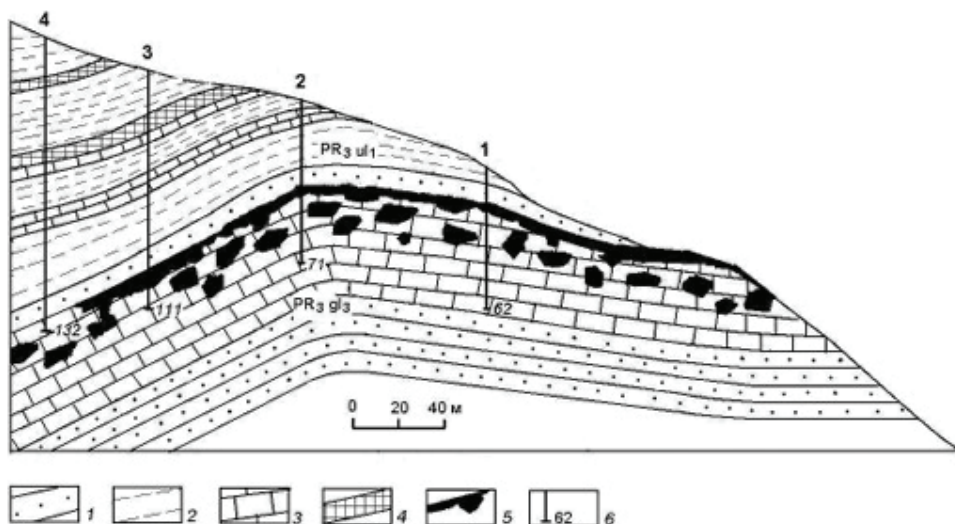
Привнос биофильных компонентов с газовой-жидкими флюидами в Байкальское озеро активизирует бактериальную жизнедеятельность и накопление углеродистых или кремнистых осадков [Бескровный и др., 1983]. Это объясняет отмеченное выше широкое развитие в озере обогащенных диатомовым планктоном тонкозернистых отложений. Любопытно, что его биомасса периодически (через 2–3 года) возрастает в сотни и тысячи раз, что связывается с циклами усиления гидротермальной деятельности [Сывороткин, 2002]. На дне озера, в местах разгрузки термальных вод и струйных выделений метана происходит обогащение осадков соединениями железа, марганца и фосфора с увеличением их содержания соответственно в 2, 4 и 3 раза [Злобина, 2012]. С окислением бактериями метановых углеводородов здесь также связывают образование углекислоты, пресной воды, карбонатов и гидрокарбонатов [Бычинский и др., 2008].

**Алюмосульфат – глиноземистые образования.** На территории Прибайкалья, как и во многих других районах Сибири, встречаются алюмосульфат-галлуазит-гиббситовые породы, которые обычно считаются продуктами сернокислотного выветривания [Лизалек, Филатов, 1986; Черкасов, 1983, 1989]. Среди них иногда встречаются и маломощные тела хемогенно-осадочных бокситов, отличающихся от обычных (латеритных) разностей белым цветом, низкими содержаниями оксидов железа и титана, а также присутствием примеси аллофана, галлуазита и алюмосульфатов. В большинстве публикаций отмечается, что в пределах Байкальской рифтовой зоны образование серной кислоты происходило в кайнозой за счет притока по разлому гидротерм, обогащенных сероводородом. Последний окислялся в приповерхностных условиях, формирующаяся при этом кислота разлагала силикаты, растворы насыщались глиноземом, и он осаждался на химических барьерах. Считается, что в Байкальской рифтовой зоне магматический очаг служил основным источником сероводородных эманаций.

На территории Прибайкалья алюмосульфат-галлуазит-гиббситовые породы обычно связаны с карстом, развитом на контакте доломитов и терригенных пород. При этом доломиты служили химическим барьером, где из растворов алюмосульфат-глиноземистые минералы осаждались или метасоматически замещали исходные породы – доломиты и доломитовую «муку», обогащенную смектитами. В Прибайкалье их примером служат Большеголоустенское, Хаянское и Бирелейское проявления (см. рис. 2.5). Здесь установлены два типа карстовых образований: залегающих внутри дислоцированных толщ протерозоя и на их поверхности под кайнозойскими отложениями.

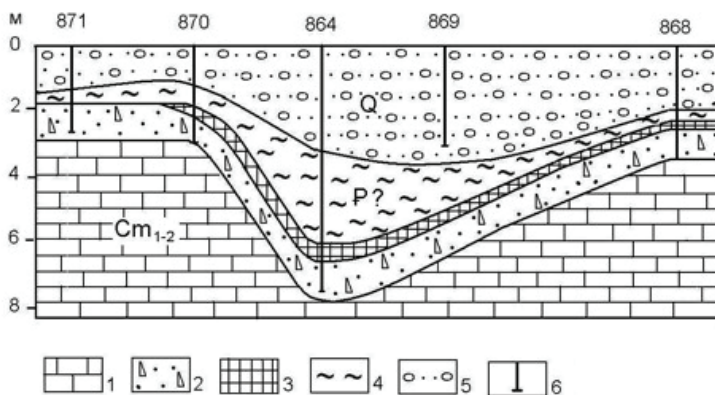
Большеголоустенское карстовое проявление алюмосульфат-глиноземистых пород (рис. 2.9), расположенное внутри дислоцированных верхнепротерозойских отложений, обнажается на западном берегу озера Байкал [Домбровская, 1983; Черкасов 1983]. Оно приурочено к контакту закарстованных доломитов верхней подсвиты голоустенской свиты и перекрывающей терригенной толщи нижней подсвиты улунтуйской свиты, имеющих наклонные углы падения. Поверхность карбонатных пород покрыта доломитовой «мукой» с обломками кремней и доломитов и содержит небольшие (шириной до 5–10 м) карстовые пустоты, заполненные белыми или пестроцветными образованиями сложного состава: смектитовыми и галлуазитовыми глинами с алунитом, аллофаном и выделениями гиббсита. В качестве примеси присутствуют кварц, опал, бемит, пирит, гипс, гидрослюда, гидроксиды железа. Белые аллит-бокситовые породы образуют линзовидно-пластовые тела толщиной 0,3–0,6 м, а также мелкие гнезда и желваки.

Белые карстовые бокситы Бирелейского рудопроявления (рис. 2.10) развиты на закарстованной поверхности ниже-среднекембрийских доломитов и перекрываются кайнозойскими отложениями [Колесников, Мазилев, 1974; Черкасов, 1983]. Они залегают на карстовой доломитовой «муке» с обломками карбонатов и образуют пласт толщиной до 0,65 м. Бокситы слагаются гиббситом и нередко содержат примесь других минералов: аллофана, алюминита, каолинита, галлуазита и метagalлуазита. Следует отметить наличие в составе тяжелой фракции сидерита, пирита, марказита. Крайне низкие содержания в бокситах  $TiO_2$  (0,04–0,06%) и сум-



**Рис. 2.9.** Геологический разрез по линии расположения буровых скважин на Большеголу-стенском проявлении алюмосульфатов, по [Домбровская, 1983], с изменениями.

1 – кремнистые песчаники и кварциты; 2 – сланцы; 3 – доломиты; 4 – талькиты; 5 – алюмосульфат-глиноземистые породы (гибсит-алунит-галлузитовые со смектитом); 6 – буровая скважина и глубина (м)



**Рис. 2.10.** Разрез Бирелейского проявления бокситов [Колесников, Мазиллов, 1974].

1 – доломиты раннего-среднего кембрия; 2 – карстовая доломитовая «мука» с обломками выветрелых доломитов и кремней; 3 – белые бокситы палеогеновые ? 4 – красноцветные глины, палеогеновые ? 5 – четвертичные песчано-галечные отложения; 6 – шурфы

марные значения окисного и закисного железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 0,44-0,64\%$ ) резко отличают характеризующиеся хемогенно-осадочные бокситы от их латеритных разновидностей. Перекрывающие их кайнозойские отложения представлены красноцветно-пестроцветными каолинит-смектитовыми глинами (предположительно палеогенового возраста) и четвертичными песчано-галечными отложениями.

Они залегают на карстовой доломитовой «муке» с обломками карбонатов и образуют пласт толщиной до 0,65 м. Бокситы слагаются гиббситом и нередко содержат примесь других минералов: аллофана, алюминита, каолинита, галлуазита и метагаллуазита. Следует отметить наличие в составе тяжелой фракции сидерита, пирита, марказита. Крайне низкие содержания в бокситах  $TiO_2$  (0,04–0,06%) и суммарные значения окисного и закисного железа ( $Fe_2O_3 + FeO - 0,44-0,64\%$ ) резко отличают характеризуемые хемогенно-осадочные бокситы от их латеритных разновидностей. Перекрывающие их кайнозойские отложения представлены красноцветно-пестроцветными каолинит-сметкитовыми глинами (предположительно палеогенового возраста) и четвертичными песчано-галечными отложениями.

Несмотря на приуроченность характеризуемых карстовых глиноземистых образований к толщам докембрия или их контакту с третичными отложениями, время их образования предположительно относят к палеогену. Именно в начале кайнозоя происходило заложение Байкальского рифта, и при этом в результате сводового поднятия протерозойские породы фундамента оказывались в зоне циркуляции грунтовых вод, которые растворяли пластовые карбонаты, чем обусловлено образование подземного или наземного карста в кембрийских отложениях. Отсутствие палеонтологических остатков в третичных красноцветах, перекрывающих карстовые бокситы Бирелейского проявления, не позволяет более точно датировать их возраст. Ряд авторов считают, что они образовались в палеогене [Домбровская, 1983; Колесников, Мазилев, 1974].

Вместе с тем, формирование кайнозойского Байкальского рифта и возникновение грабенов среди окружающего вначале равнинного, а затем (начиная с позднего неогена) и горного рельефа активизировали процессы щелочного вулканизма и приток глубинных флюидов. Это касалось и их сероводородных разновидностей, участвующих в формировании алюмосульфат-глиноземистых карстовых пород, образования которых в Байкальской рифтовой зоне и прилегающих регионах Сибири, по мнению ряда авторов, произошло в неоген-четвертичное время [Лизалек, Филатов, 1986; Черкасов, 1983; 1989].

Существует и иная трактовка генезиса алюмосульфат-глиноземистых пород Большеголоустенского рудопоявления Прибайкалья. Так, Ж.В. Домбровская [1983] считает, что источником сернокислых растворов служили не глубинные, сероводородные эманации, а продукты окисления пирита, который в форме конкреций, вкраплений и прожилков содержится в докембрийских терригенных отложениях, вмещающих характеризуемые карстовые породы. Однако в большинстве публикаций [Лизалек, Филатов, 1986; Черкасов 1983, 1989] показано, что на территории Прибайкалья, как и в других регионах Сибири, под действием инфильтрационных поверхностных вод окисляется большая часть аутигенных выделений пирита в терригенных породах, но при этом алюмосульфат-глиноземистые минералы встречаются редко. При этом отмечают и неизменные выделения пирита, а также наличие толщи пород, где он отсутствует.

Напротив, в породах, подстилающих алюмосульфат-глиноземистые отложения, и нередко в них самих (как показано выше для Большеголоустенского и Бирелейского проявлений) присутствуют не окисленные выделения пирита. Кроме



того, для образования глиноземисто-алюмосульфатных пород необходима высокая концентрация серной кислоты в растворах, что возможно обычно лишь в зонах окисления сульфидных руд, которые отсутствуют в зонах развития характеризаемых глиноземистых пород. В терригенных отложениях при окислении зерен, конкреций или прожилков пирита иногда происходит образование каемок алюмосульфатов у контакта его выделений. Однако в этом случае их крупные рудопрооявления, подобные прибайкальским, не образуются.

По мнению авторов, с учетом приведенных выше данных, вывод о связи глиноземистых сероводородных и сернокислых растворов с глубинными источниками является более аргументированным. Для Байкальской рифтовой зоны, как и других районов Сибири, он подтверждается и приуроченностью глиноземисто-алюмосульфатных пород к зонам разломов, где в настоящее время при разгрузке глубинных глиноземистых сероводородных и сернокислотных растворов осаждаются алюмосульфаты, иногда совместно с гиббситом и аллофаном [Черкасов, 1989]. На территории Прибайкалья подобные глиноземистые минеральные источники расположены в районе охарактеризованных выше Хаянского и Бирелейского рудопрооявлений, а также и на других участках [Черкасов и др., 1985].

Анализ приведенных выше данных позволяет сделать следующий вывод. Возникновение Прибайкальских алюмосульфат-глиноземистых пород – длительный процесс, который связан с образованием наземных или подземных карстовых областей в условиях заложения и развития Байкальской рифтовой зоны. При этом активизировался приток к поверхности глубинных газово-жидких флюидов (включая их сернокислые и сероводородные разности), поступление которых фиксируется и в настоящее время. Вероятно, карстообразование и заполнение карстовых полостей алюмосульфат-глиноземистыми породами сопровождали заложение и развитие Байкальской рифтовой зоны на протяжении палеогена, неогена и четвертичного периода, включая современную эпоху.

Следует отметить, что процессы образования алюмосульфатов и глиноземистых пород с участием сернокислотных вод, подобные охарактеризованным выше в Прибайкалье, также фиксируются в пределах современных гидротермальных систем Камчатки [Заварзин и др., 1989]. Для ряда регионов Восточной Сибири, наряду с магматическим источником сероводорода, предполагается также возможная его связь и накопление алюмосульфат-глиноземистых пород с минерализованными водами артезианских Ангаро-Ленского, Тунгусского и Якутского бассейнов [Лизалек, Филатов, 1986].

В Байкальской рифтовой зоне влияние глубинных процессов на литогенез не ограничивалось четвертичными отложениями, а затрагивало и более древние комплексы пород. В частности, выше приводились сведения о проявлениях преимущественно неогенового базальтового вулканизма на территории Тункинской впадины, а также в ряде периферийных участков рифтовой зоны и участии глубинных газово-жидких флюидов в формировании палеогено-неогеновых алюмосульфатно-глиноземистых пород.

Для верхнеолигоцен-нижнеплиоценовых отложений танхойской свиты Тункинской впадины Прибайкалья, где циклично проявлялись процессы вулканизма,

характерно широкое развитие карбонатных и углеродистых отложений [Мазиллов и др., 1993]. Последние похожи на рассмотренные выше четвертичные травертино-углеродистые образования и относятся к их древним аналогам [Геохимическая..., 2011; Татаринцов и др., 2006]. Отмечается, что олигоценовые маломощные пластовые известняки и пятнисто-линзовидные выделения карбонатов, как и четвертичные травертины, часто имеют бактериальную микроструктуру, а их гидротермально-осадочное образование также сопровождалось интенсивным микробактериальным накоплением сапропелитового органического вещества. В процессе литогенеза отложений танхойской свиты из углеродистых осадков формировались сапропелитовые или сапрогумолитовые бурые угли, в которых присутствуют углефицированные реликты высших растений.

Данные определения степени углефикации по показателю отражения витринита в кедровом масле ( $R_0$ ) свидетельствуют о его изменении в диапазоне от 0,49 до 0,57, что соответствуют первой стадии метаморфизма углей. Марка угля – третий бурый (3Б). При постседиментационных преобразованиях отложений танхойской свиты в них отмечается пелитизация и серицитизация зерен полевого шпата, замещение слюд хлоритом и бурыми оксидами железа, формирование глинисто-сланцевых агрегатов; в легкой фракции присутствует небольшая примесь хлорита, иногда цеолита и графита, а в тяжелой фракции – целестина и барита [Мазиллов и др., 1993; Саркисян, 1958]. Максимальное содержание последнего в одной из проб тяжелой фракции в танхойской свите (обнажение у р. Половинка, Юго-Восточное Прибайкалье) достигает 23,06%. Однако в изученном регионе целенаправленные исследования, касающиеся изучения влияния глубинных процессов на осадконакопление и литификацию древних третичных рифтовых отложений, пока не проводились. Остается неясной роль каждого типа восходящих термальных вод – напорных пластово-инфильтрационных, эксфильтрационных, илизионных и их происхождение (связь с магматическим очагом или формирование в толщах осадочного чехла).

## **2.9. Главные особенности современных процессов рифтогенного литогенеза в Прибайкалье**

Для Байкальской рифтовой зоны (на примере Прибайкалья – ключевого региона, в котором началось ее образование) установлено своеобразие экзогенных и глубинных процессов, участвующих в платформенном осадконакоплении. В геологической истории этого региона вулканические процессы проявлялись локально, слабо, эпизодически, и существовали эпохи их прекращения, например, в настоящее время. Вместе с тем, наличие глубинного магматического очага на протяжении всей кайнозойской истории Байкальского рифта влияло на процессы седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. Это связано с повышенным тепловым потоком и прогреванием рифтовых отложений, а также с интенсивным притоком глубинных газовой-жидких флюидов, что подробно показано на примере современной орогенной эпохи.

В настоящее время в межгорных впадинах Байкальской рифтовой зоны в условиях гумидного климата накапливаются обогащенные грубым материалом отложения сероцветной орогенной молассы. Влияние глубинных процессов на их состав проявляется как в наземных аллювиальных ландшафтах, так и в глубоководном озере Байкал. При разгрузке глубинных газовой-жидких флюидов в пределах речных долин формировались гидротермально-осадочные отложения: известковистые или доломитовые травертины, глинисто-кремнистые гейзериты, сапропелиты; а на дне небольших, преимущественно пойменных озер – грязевые (песчано-илистые) осадки, связанные с газовой-водными грифонами. При участии гидротерм происходило также образование карстовых хемогенно-осадочных алюмосульфатов и бокситов (низкожелезистых и низкотитанистых), отличных от продуктов латеритного выветривания.

В обширном и глубоководном озере Байкал с интенсивным поступлением глубинных флюидов на его дне связано возникновение грязевых вулканов и грифонов, а также образование месторождения метановых газогидратов. Кроме того, в озере циклично, при усилении притока термальных вод, активизировалось накопление диатомового планктона, а на его дне (включая большие глубины, за пределами зоны фотосинтеза, в местах разгрузки флюидов) происходило образование органического вещества за счет микроорганизмов, использующих для своей жизнедеятельности глубинное тепло и газовые флюиды. На этих же участках микроорганизмы иногда влияли на состав глинистого вещества. Существует также гипотеза, согласно которой стабильный пресный состав байкальских вод, средние значения минерализации которых ниже, чем у впадающих в озеро рек, обусловлен преобразованием восходящих мантийных углеводородных флюидов.

Установлено, что гидротермально-осадочные травертиновые известняки и доломиты, а также нередко связанные с ними сапропелитовые углеродистые отложения, могут формироваться в орогенных молассах совместно с грубообломочным материалом. При обычном осадконакоплении (без участия гидротерм) подобные обстановки считаются неблагоприятными для возникновения таких отложений из-за обильного поступления грубого материала с окружающих горных областей. Полученные новые данные расширяют диапазон обстановок, благоприятных для накопления карбонатных и углеродистых пород.

Для рифтовых впадин необходимо подчеркнуть большой вклад бактерий в процессы литогенеза. Установлено, что многие охарактеризованные выше гидротермально-осадочные отложения являются микробиолитами. Жизнедеятельности микроорганизмов, образующих эти породы, не препятствуют значительные температурные колебания восходящих растворов (от холодных до горячих) и большие глубины озер, где не проявляются процессы фотосинтеза. Кроме того, при травертинообразовании минерализация бактериальных матов, а также возникновение сапропелевого органического вещества продолжается в постседиментационную стадию и проявляется не только в четвертичных отложениях, но и в подстилающих породах фундамента.

Влияние микроорганизмов на образование отложений сводилось к следующему [Геохимическая..., 2011; Плюсин и др., 2000; Татарин и др., 2006]. При от-

мирании их биомасса непосредственно формировала сапропелитовые илы. В бактериальных матах их жизнедеятельность приводила к изменению компонентного состава и высокой щелочности (до  $\text{pH} > 8$ ) термальных вод, что сопровождалось хемогенным осаждением карбонатов и минералов кремнезема. Кроме того, микроорганизмы накапливали в своих клетках карбонаты, кремнезем, а также формировали корки на поверхности клеток.

С помощью микроорганизмов, одновременно с возникновением органо-глинисто-рудных образований, происходила раскristаллизация карбонатов, обрастание ими обломков, а также цементация карбонатами терригенных отложений. Бактериальной деятельностью объясняют появление смектита, выполняющего клетки микроорганизмов, а также совместно с карбонатами или кремнеземом образующего глинисто-карбонатные или глинисто-кремнистые слои в травертинах. Кроме того, в ходе метаболизма бактерии разлагали смектит с выделением аморфного кремнезема.

В травертинах или грязевых осадках грифонов на дне озер обнаружена смесь и многих других минералов, вероятно, возникших с участием микроорганизмов [Геохимическая..., 2011]. К их числу относят: манганокальцит, гидрослюда, хлорит, кварц, флюорит, апатит, гематит, бемит. Из рудных минералов диагностированы пирит, сфалерит, галенит, метациннабарит. Кроме того, установлено присутствие благородных металлов – Au, Pd, Pt, достигающих промышленных концентраций, а также наличие Ag, Os, Ir, Ru.

В местах разгрузки газово-жидких флюидов на дне ряда небольших озер Прибайкалья менялся состав пресных придонных вод и в илах формировался мирабилит (в небольших озерах в районе Баунтовского и Горячихинского термальных источников), а также галит, ангирит и гипс на дне Байкальского водоема. Подобное необычное явление – образование в пресноводных водоемах гумидной климатической зоны сульфатно-хлоридных минералов, а также кальцита и доломита в травертинах, связывают с деятельностью микроорганизмов [Геохимическая..., 2011], а для остальных упомянутых минералов механизм их формирования пока не раскрыт.

В целом, проведенные исследования подтверждают вывод о колоссальной роли бактериальной деятельности в процессах седиментогенеза на территории рифтовых зон [Япаскурт, 2013]; причем этот вывод может быть распространен и на процессы диагенеза. Можно предположить, что широкое развитие бактериальных биолитов является одним из важных признаков рифтовых комплексов пород.

Повышенные значения теплового потока в рифтовых зонах и приток гидротерм способствовали нагреванию пород, что влияло на процессы осадконакопления и постседиментационные преобразования отложений. В этих условиях происходит слияние зон диагенеза и раннего катагенеза. Ранее отмечалось [Япаскурт, 2005], что и без учета влияния глубинного источника высокие скорости накопления осадков и быстрое их захоронение в рифтовых структурах приводили к незавершенности диагенетических процессов. Поэтому не доведенная до состояния равновесия система реакционноспособных минеральных, органических (ОВ) и флюидных компонентов вскоре после седиментации оказывалась в глубинных



условиях катагенеза, что ускоряло процессы аутигенного минералообразования. Следовательно, не только большие скорости накопления осадков в рифтах, но и проявления глубинных процессов затрудняют проведение в этих структурах границы между диагенезом и катагенезом.

В качестве примера можно привести условия образования гидротермально-осадочных травертинов Прибайкалья. Здесь в процессе диагенеза на поверхности четвертичных отложений образуются и постепенно растут бактериальные маты. Однако практически сразу с возникновением первого слоя начинаются охарактеризованные выше процессы карбонатизации и окремнения подстилающих пород.

Показательны рассмотренные выше процессы диагенетического преобразования органического вещества в травертинах верхнечетвертичных отложений. Здесь исходное сапропелитовое органическое вещество превращается в сажистый кероген. То же по возрасту органическое вещество, заполнявшее трещины и жилы в карбонатизированных (под воздействием гидротерм) гранитах и сланцах, а в зонах сдвиговых деформаций и проявления динамометаморфизма, вероятно, частично преобразуется в графит. Известно, что его образование требует нагревания углеродистых пород до 700–1000 °С и обычно происходит в зонах глубокого метаморфизма или на контакте осадочных пород с продуктами магматизма [Мазор, Пронина, 1980]. О высоких температурах, при которых формировались травертины Прибайкалья, свидетельствует присутствие в них сферических частиц стекол [Геохимическая..., 2011]. Считается, что они образовались из газового флюида вследствие кавитации газовых пузырьков и повышения температур до 900 °С.

К сожалению, приведенные примеры наличия графита и сферических стекол в трещинах зон сдвиговых деформаций пород фундамента в Прибайкалье, свидетельствующие о сверхвысоких температурах их образования [Геохимическая..., 2011] не подкрепляются петрографическими исследованиями и данными химических анализов [Геохимическая..., 2011]. Однако возможность появления температур до нескольких тысяч градусов при сдвигах в трещинах, образующихся при механическом трении частиц, обоснована в публикации [Гогель, 1978]. Данный процесс имеет тектоническую природу и лишь косвенно связан с гидротермами. При этом в зонах динамометаморфизма появлению трещиноватости, и дезинтеграции пород фундамента благоприятствовали восходящие термальные растворы, участвующие в формировании травертинов, а интенсивные тектонические движения, характерные для рифтовых систем, способствовали образованию подобных зон.

Установлено, что в трещинах сдвиговых зон повышение температур происходит локально, вдоль поверхностей скольжения и проявляется кратковременно, лишь во время перемещения блоков пород. Здесь процесс аутигенного минералообразования ограничен узкими полосами вдоль поверхностей скольжения. Поэтому его масштабы невелики, что и определяет особенности распределения графита и сферических стекол в рассматриваемых объектах на территории Прибайкалья.

Выше было показано, что в гейзеритах Приольхонья графит может формироваться иным способом – привноситься из больших глубин с термальными водами, обогащенными кремнеземом.

Рассмотренные выше преобразования карбонатно-кремнистых пород и органического вещества четвертичных отложений в зонах циркуляции гидротерм и динамометаморфизма в сопредельных обычных платформенных бассейнах происходят на больших глубинах, на стадиях катагенеза или метаморфизма.

Результаты проведенных исследований подтверждают еще одну установленную геологами [Пероззио и др., 1982; Япаскерт, 2013] особенность литогенеза в континентальных рифтах – различие постседиментационных преобразований осадков и пород над разломами, где разгружаются глубинные флюиды, и за их пределами. При этом происходит неоднородная по интенсивности и не связанная со стратиграфическим положением пород литификация с поступлением вещества по ослабленным зонам из нижних геосфер.

На примере современного Байкальского рифта хорошо видно появление очень разнообразного животного мира, населяющего его озерный водоем [Мац и др., 2001]. Здесь определено более 1500 видов и подвидов организмов, причем более половины являются эндемичными. Среди них присутствуют и морские виды (тюлень и омуль, частично изменившиеся в пресной воле), вероятно поступавшие по руслу древней Лены. Предполагается, что ее истоки располагались в озере Байкал [Ламакин, 1963].

Следует также отметить наличие рыбок, которые не установлены в озерах за пределами Байкальской рифтовой зоны. Наиболее интересной из них является головлянка, которая рождается из живых личинок. Кроме того, в составе байкальских осадков важную роль играют кремнистые диатомовые илы. В пределах Северного полушария основная часть современных озерных диатомитов располагается на севере умеренной гумидной климатической зоны – в пределах субарктических и бореальных широт – к северу от 57–60° с.ш. [Жузе, 1966].

Считается, что источником кремнекислоты здесь являются четвертичные морены, богатые продуктами разрушения кристаллических пород. А в центральных и южных районах Северного полушария фиксируются лишь редкие единичные современные озерные водоемы, где высокие содержания кремнезема в основном связываются с вулканогенно-гидротермальной деятельностью [Жузе, 1966; Холодов, 1987]. Однако в последней упомянутой публикации предполагается также поступление глубинной кремнекислоты с гидротермами в Байкальском рифте (за пределами зоны вулканизма). И данная точка зрения в настоящее время подтверждается находками гейзеритов, охарактеризованных выше.

В целом можно считать, что в современном Байкальском рифтовом озере (с чередованием больших и малых глубин, интенсивном притоке из недр по разломам разнообразных по составу газово-жидких флюидов, а также с существенными колебаниями температур воды при разгрузке гидротерм) на сравнительно небольшой территории резко менялись обстановки осадконакопления под воздействием экзогенных и эндогенных факторов. С их участием появлялись многочисленные разнообразные эндемичные формы организмов, а также менялся химический состав осадков (сравнительно с окружающими внерифтовыми участками).

# ГЛАВА 3

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ В РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ

---

В мезозойско-кайнозойских отложениях Забайкалья, Прибайкалья и Монголии пласты углей и горючих сланцев имеют большие мощности и пользуются широким развитием. Установлено, что при сравнительно небольшом объеме (до 6%) осадочных образований, приходящихся на рифтовые бассейны, в них концентрируется более 15% мировых запасов углеводородов [Гончаренко и др., 1984]. По данным [Хаин, Соколов, 1993], для подавляющего числа континентальных рифтовых бассейнов характерна повышенная (по сравнению с их площадью) нефтегазоносность и самая высокая в мире удельная плотность запасов нефти. Это связано с накоплением здесь мощных обогащенных органическим веществом осадочных толщ и интенсивным их прогревом за счет повышенного теплового потока. Данный вывод о высокой насыщенности рифтовых толщ углеродистыми породами (а также продуктами их постседиментационных преобразований) применим и для изученных мезозойско-кайнозойских континентальных отложений характеризуемых районов Центральной Азии. Здесь угли и горючие сланцы достигают большой мощности и имеют широкое распространение. Поэтому в число основных задач исследований входило выяснение причин высокой насыщенности рифтовых отложений органическим веществом. Ниже последовательно охарактеризуем строение состав и условия образования угленосных и сланценосных толщ на рассматриваемой территории.

### 3.1. Угленосные отложения

#### *Общая характеристика*

В мезозойских рифтовых впадинах Забайкалья накопление большинства угленосных толщ началось в средней юре и продолжалось в верхней юре и раннем мелу в пределах гумидной климатической зоны [История..., 1963]. Угленосны-

ми являются: букачинская (тугнуйская) свита (средняя юра), улангинская свита (средняя юра – начало нижнего мела) и тургино-витимская свита (нижний мел, валанжин – апт). Менее интенсивное угленакпление проявилось в неогеновой танхойской свите на юго-востоке Байкальской депрессии. В северном и центральном районах Монголии (в зоне перехода от гумидного к аридному климату) промышленные залежи углей в рифтовых грабенах известны в юре (на западе МНР) и в раннем мелу (на востоке МНР). На крайнем юге страны (в зоне с аридным климатом на территории Гобийского Алтая) месторождения мезозойских углей не встречаются.

Особенности распространения, строения и условия накопления угленосных толщ детально рассмотрены на примере Западного Забайкалья, где они широко развиты, достигают наибольшей мощности и хорошо изучены [Геологическая..., 1962; Цеховский, 2013, Цеховский, Стукалова, Гусев, 2005]. Общая характеристика строения, состава и условий образования рифтовых угленосных толщ в этом регионе была приведена в главе 1. Однако к настоящему времени геологами получена дополнительная информация по геологии данных толщ, которая будет изложена ниже.

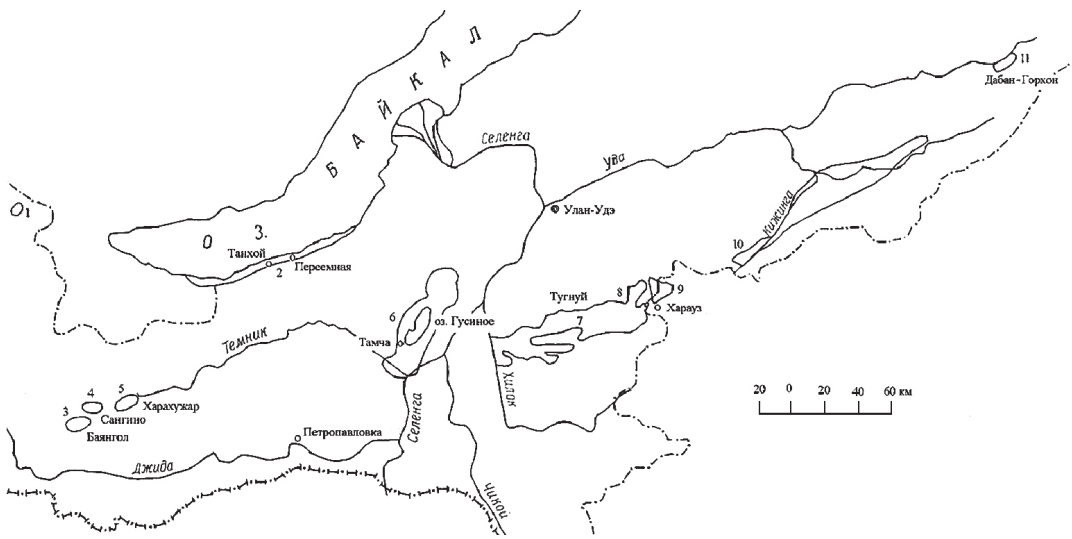
Выше отмечалось, что на территории Западного Забайкалья юрские и нижнемеловые угленосные отложения заполняют цепочки небольших удлиненных приразломных депрессий или впадин (обычно односторонних грабенов), ширина которых изменяется от нескольких до 10–20 км. Особенностью их строения является высокая угленасыщенность, присутствие мощных и сверхмощных пластов углей, а также быстрая фациальная смена в прибортовых разрезах тонкообломочных угленосных отложений мощными толщами грубообломочных пород.

В публикациях М.С. Нагибиной, Б.А. Иванова, Е.П. Бутовой, К.В. Боголепова, Н.А. Логачева, В.М. Скобло и других характеризуются отложения относились к семейству межгорных угленосных моласс. Традиционно считается, что их формирование происходило в узких грабенах, среди горного рельефа, во многом похожего на современный [История..., 1963; Писцов, 1992]. При этом в работах геологов не объяснены причины интенсивного углеобразования в данных структурах, синхронно с активным привносом из горных областей денудации большого объема грубообломочного материала, который должен был подавлять образование мощных торфяников в древних межгорных равнинах.

Схема распространения наиболее крупных мезозойско-кайнозойских месторождений угля и контуры вмещающих их угленосных депрессий в Западном Забайкалье и Прибайкалье по данным Л.Н. Нефедьевой [История..., 1963] приведены на рис. 3.1. Почти все месторождения имеют мезозойский возраст: Заготуйское, Переемнинское, Баянгольское, Сагинское, Харахужарское, группа месторождений Гусиноозерского района, Тугнуйское, Никольское, Хараузское (Олонь-Шибирское), Кижингинское, Дабан-Горхонское. Исключением является Переемнинское месторождение неогенового возраста, расположенное на юго-восточном побережье оз. Байкал.

Исследования последних лет [Цеховский, 2013; Цеховский и др., 2006] позволили значительно уточнить существующие представления об условиях формиро-





**Рис. 3.1.** Схема распространения наиболее крупных мезозойско-кайнозойских месторождений угля и контуры вмещающих их угленосных депрессий в Западном Забайкалье и Прибайкалье по данным Л.Н. Нефедьевой [Геологическая..., 1963].

Месторождения: 1 – Заготуйское, 2 – Переемнинское, 3 – Баянгольское, 4 – Сангинское, 5 – Харахужарское, 6 – месторождения Гусиноозерского района, 7 – Тугнуйское, 8 – Никольское, 9 – Хараузское (Олонь-Шибирское), 10 – Кижингинское, 11 – Дабан-Горхонское

вания мезозойских угленосных толщ на территории Западного Забайкалья. Было установлено, что большинство из них (за исключением нижнеюрских) принадлежит к фэновой формации, которая заполняла грабены среди равнинного рельефа. С этим связана высокая угленасыщенность, преобладание неокатанных, плохо сортированных обломков среди грубообломочных пород, наличие в осевых частях удлиненных впадин равнинного аллювия с широким развитием пойменных озер и болот и отсутствие здесь отложений горных рек.

В характеризуемом регионе к фэновым формациям относят средне-верхнеюрские отложения тугнуйской и галгатайской свит и нижнемеловые отложения муртойской, убукунской и холбольджинской свит. Из них угленосными (содержащими промышленные пласты угля) являются тугнуйская, селенгинская и холбольджинская свиты.

В среднеюрской тугнуйской свите на территории одноименной впадины известны 5 месторождений каменных углей. Количество продуктивных пластов изменяется от одного до 30, а их максимальные мощности на Никольском и Олонь-Шибирском месторождениях достигают соответственно 50 и 45 м [История..., 1963]. Месторождения нижнемеловых углей селенгинской и вышележащей холбольджинской свит располагаются в Иволгинско-Удинской и Гусиноозерской впадинах. В последней на одноименном месторождении установлено максимальное (до 70) число угольных пластов. При этом в селенгинской свите выявлено до 16 рабочих пластов с максимальной мощностью до 11,6 м. Наиболее угленасыщен-



**Рис. 3.2.** Разработка в карьере мощного пласта угля на Олонь-Шибирском месторождении

ная холбольджинская свита содержит 16–17 рабочих пластов мощностью от 2–4 до 30–53 м.

На фотографии (рис. 3.2) показано разработка одного из мощных пластов угля на Олонь-Шибирском месторождении.

### **3.2. Особенности угленакопления в рифтовых впадинах**

Можно согласиться с большинством выводов Е.П. Бутовой [История..., 1963], раскрывшей особенности мезозойского угленакопления в рифтовых впадинах Западного Забайкалья. Здесь угленосные толщи с разрывом залегают на породах фундамента либо на верхнепалеозойско-нижнемезозойских эффузивах. Выделяется 3 главных генетических типа углеобразования.

1. Обстановка речной долины, где формировались русловые, пойменные, пойменно-озерные и болотные фации. В строении разрезов угленосной толщи (достигающей мощностей 1000–2000 м) здесь отмечается чередование пачек разнотернистых песчаников и тонкозернистых пород (алевролитов и аргиллитов), местами отмечаются преимущественно маломощные конгломераты. Количество угленосных пластов меняется от единиц до нескольких десятков (с мощностью от 1–10 метров). Торфонакопление приурочено речным поймам. Данный генети-

ческий тип углей преобладает на Гусиноозерском, Тугнуйском и Сангинским месторождениях, содержащих наибольшие их запасы (800–3500 млн т).

2. Обстановка развития грубообломочных отложений предгорий с породами смешанного гранулометрического состава. Здесь в среднеюрской и нижнемеловой угленосной толще (мощностью 200–600 м) прослой тонкозернистых осадков (песчаников, аргиллитов) быстро сменяются плохо сортированными грубообломочными толщами временных потоков (фациями пролювия). Большая их часть представлена брекчиями и, редко, конгломератами, преимущественно с плохо окатанными обломками. Е.П. Бутова предполагает, что эти породы накапливались в предгорных ландшафтах и отмечает: «Как ни странно, но именно в таких, казалось бы, малоблагоприятных условиях накапливаются наиболее мощные угольные пласты, достигающие мощности 20–50 и выше – до 80 метров». Этот генетический тип углей характерен для месторождений Кижинга, Харахужар, Холбольджино, а также Дабар-Горхон, где установлен наиболее мощный (80 м) пласт угля. Торфонакопление приурочено к заболоченным озерам, располагавшимся на периферийных частях пролювиальных конусов выноса. Однако пласты углей не выдержаны по простиранию; они быстро расщепляются на более мелкие пласты и выклиниваются, а их запасы небольшие (3–20 млн т).

3. Обстановка пенепленизированной равнины с озерами. Этот тип угленакопления мало развит и известен только на Баянгольском месторождении в средне-верхнеюрской продуктивной толще, достигающей мощности 600–700 м. Здесь фиксируется 1–2 угольных пласта мощностью от нерабочей – до 1–6 м. Торфонакопление приурочено к крупному замкнутому заболоченному водоему, и запасы углей составляют 30–60 млн т.

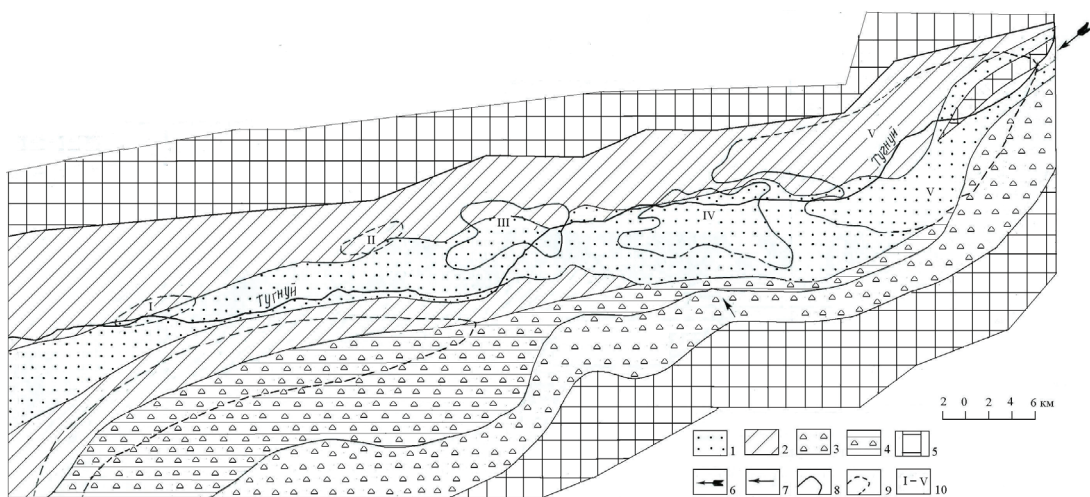
Однако в дальнейшем [Цеховский, 2013] была предложена другая генетическая модель формирования грубообломочных пород, широко развитых в мезозойско-кайнозойских угленосных толщах в рифтовых грабенах Западного Забайкалья. В главе 1 было показано, что эти грабены возникали среди равнинных ландшафтов, а образование грубых обломков было связано с разрушением пород, слагающих их высокие и крутые прибортовые уступы. При этом грубообломочные породы в форме шлейфа оконтуривали подножья прибортовых уступов грабенов, а по направлению к их центральной части они фациально замещались тонкообломочными угленосными толщами. Подобные угленосные парагенезы пород были выделены в составе равнинных фэновых формаций.

В характеризуемом регионе к фэновым формациям относят средне-верхнеюрские отложения тугнуйской и галгатайской свит и нижнемеловые отложения муртойской, убукунской и холбольджинской свит. Из них угленосными (содержащими промышленные пласты угля) являются тугнуйская, селенгинская и холбольджинская свиты. Важно отметить гигантские мощности древних торфяных залежей, где начиналось образование мощных и сверхмощных (50–80 м) залежей бурых и каменных углей. Для этого, согласно данным [Жемчужников, Гинзбург, 1960], их мощность должна была составлять не менее 50–800 м.

Приведенная генетическая модель объясняет многие необычные фактические данные строения и состава характеризующихся угленосных толщ, которые ранее относились к межгорным молассам. Выше уже отмечалось, что в них практически отсутствуют главные индикаторы горного рельефа – валунно-галечные толщи горного руслового аллювия, и вместо него доминирующее развитие получили тонкообломочные русловые пойменные отложения медленно текущих равнинных рек. При этом грубообломочные делювиальные отложения поступали в пойменные болота равнинных рек, и вполне закономерно, что в разрезах грубообломочные отложения контактируют с пластами угля.

Важно отметить, что в предлагаемой новой генетической модели углеобразования не меняются представления Е.П. Бутовой о связи грубообломочных отложений и угленосных толщ с фациями временных потоков (пролювием и делювием). Однако доказано, что образование этих фаций было связано не с горными ландшафтами, а осуществлялось в грабенах среди равнинного рельефа.

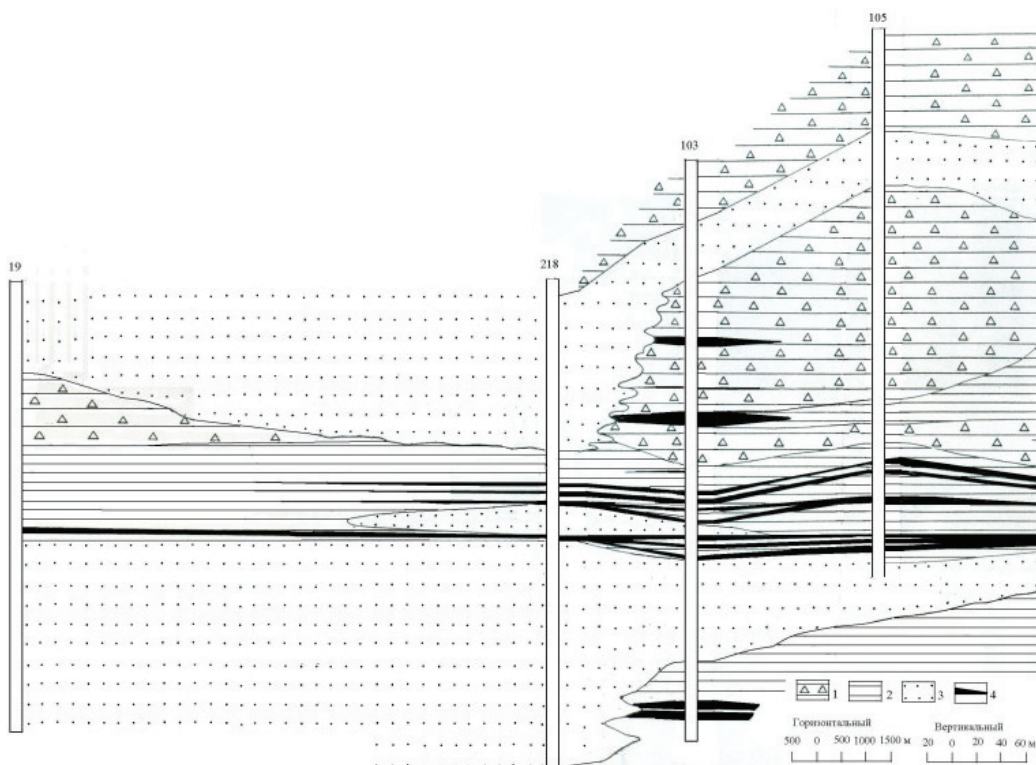
В качестве примера приведена схема распространения разных генетических типов пород в тугнуйской (букачинской) угленосной свите в одноименной депрессии с использованием данных Е.П. Бутовой (рис. 3.3). Тугнуйская депрессия представляет собой односторонний грабен, развитый среди равнинного рельефа с крутым и высоким прибортовым уступом на юге и пологим уступом на севере. Соответственно вдоль подошвы южного уступа имеется шлейф грубообломочных отложений, которые в центральных участках депрессии фациально сме-



**Рис. 3.3.** Схема распространения генетических типов пород тугнуйской (букачинской) свиты в одноименной депрессии, по данным Е.П. Бутовой [История..., 1963], с уточнением.

Генетические типы отложений (1–4): 1 – речных русел; 2 – пойменно-озерные; 3 – пойменно-озерные с выносом временных потоков; 4 – делювиально-пролювиальные, связанные с разрушением пород, слагающих крутой бортовой уступ грабена; 5 – холмистая равнина, окружающая Тугнуйский грабен; направления сноса: 6 – основные, 7 – второстепенные; контуры торфяных болот: 8 – установленные, 9 – предполагаемые; 10 – номера торфяных болот





**Рис. 3.4.** Схематический продольный фациальный профиль восточной части Тунуйской депрессии, по данным Е.П. Бутовой [История..., 1963], с уточнением.

1 – пойменно-озерные (песчано-алевритово-глинистые) с конусами выноса грубообломочного материала временными потоками; 2 – пойменно-озерные (песчано-алевритово-глинистые); 3 – речных русел (песчаные с примесью гравия и, редко, – мелких галечников); 4 – торфяных болот (угленосные)

няются преимущественно песчаными осадками равнинного аллювия. Ещё севернее (где прибортовой уступ плохо выражен) прослеживаются тонкообломочные пойменные отложения.

В плане депрессии отмечается наличие разных генетических типов торфяных болот (I – V) приуроченных к пойменным и русловым фациям аллювия, а также к отложениям временных потоков.

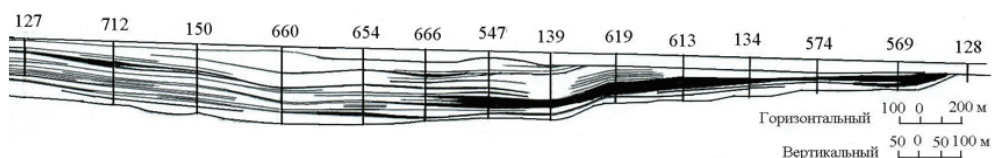
На схематическом продольном фациальном профиле в восточной части Тунуйской депрессии (рис. 3.4) видна приуроченность промышленных пластов углей не только к тонкообломочным пойменным отложениям, но также и к толще грубообломочного пролювия. Причем последняя содержит наиболее мощные пласты углей.

Приведенные данные свидетельствуют, что высокая насыщенность углями рифтовых отложений, и появление в разрезах их мощных и сверхмощных пластов является их важной отличительной особенностью. Имеются разрезы угленос-

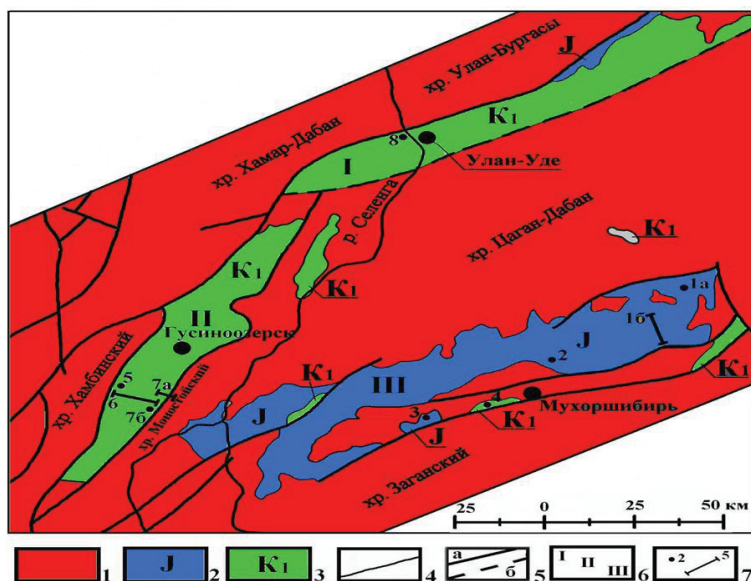


ных толщ, где мощные пласты углей в разрезах не встречаются. Однако и здесь суммарная мощность этих углеродистых пород нередко достигает высоких значений: например, 110 м, на участке Хольбоджин Гусиноозерского месторождения [История..., 1963].

Расщепление мощных пластов углей на более мелкие и их выклинивание по простиранию – еще одна важная особенность рифтовых толщ. Это можно видеть на примере Олонь-Шибирского месторождения, расположенного на востоке Тугнуйской депрессии (рис. 3.5). Здесь угленосная толща содержит один мощный пласт угля (который по простиранию расщепляется) и множество углеродистых прослоев. На Дабангорхонском месторождении сверхмощный (80 м) пласт угля на расстоянии 225 м расщепляется на 9 пластов общей мощностью 75 м, разделенных аргиллитами.



**Рис. 3.5.** Характер залегания пластов угля Олонь-Шибирского месторождения на востоке Тугнуйской депрессии по данным [История..., 1963]. На Олонь-Шибирском месторождении угленосная толща содержит 1 рабочий пласт угля и большое количество углистых прослоев



**Рис. 3.6.** Схема распространения мезозойских впадин. Составлена по данным [Скобло и др., 2002; и др.].

1 – докембрийские породы основания; 2 – юрские отложения; 3 – меловые отложения; 4 – стратиграфические границы; 5 – разломы; 6 – впадины-грабены: I – Иволгинско-Удинская, II – Гусиноозерская, III – Тугнуйская; 7 – изученные разрезы

Согласно данным [Иванов, 1949], расщепление пластов угля связано с разной скоростью опускания дна депрессии при накоплении в ней осадков. В случае опережения погружения, по сравнению с мощностью накапливающихся осадков, расщепление пласта происходит от периферии к центру депрессии, при обратном соотношении – от центра к периферии. Известно, что для рифтовых депрессий, возникающих в приразломных зонах, характерно блоковое строение, наличие ряда наложенных впадин или мульд (разделенных перемычками) и неравномерные скорости погружения разных участков дна впадин. И поэтому расщепление углей является следствием подобного осадконакопления.

На рассматриваемой территории строение и состав юрско-меловых угленосных толщ описаны в ряде работ [Геология..., 1973; История..., 1992; Скобло и др., 2001, и др.], а запасы углей оценены до категорий А и В. Однако, вопрос о палеогеографических условиях накопления юрско-меловых отложений и генезисе мощных угольных пластов в этом регионе остается открытым. Ниже приводятся результаты наших детальных исследований вещественного состава углей и условий образования мощных пластов в пределах Гусиноозерской, Тугнуйской и Иволгинско-Удинской впадин (рис. 3.6).

### **3.3. Петрографический состав и степень метаморфизма углей**

В процессе работ детально изучены угли Холбольджинского участка Гусиноозерского месторождения (обр. №№ 1–4), из Байн-Зурхенского участка Гусиноозерского месторождения одноименной впадины (обр. №№ 5–11), а также рудника Саган-Нур на Олонь-Шибирском месторождении Тугнуйской впадины (обр. №№ 12–16). Изученные угли гумусовые, в основном состоят из остатков древесных растительных тканей, но отличаются содержанием микрокомпонентов группы фюзинита.

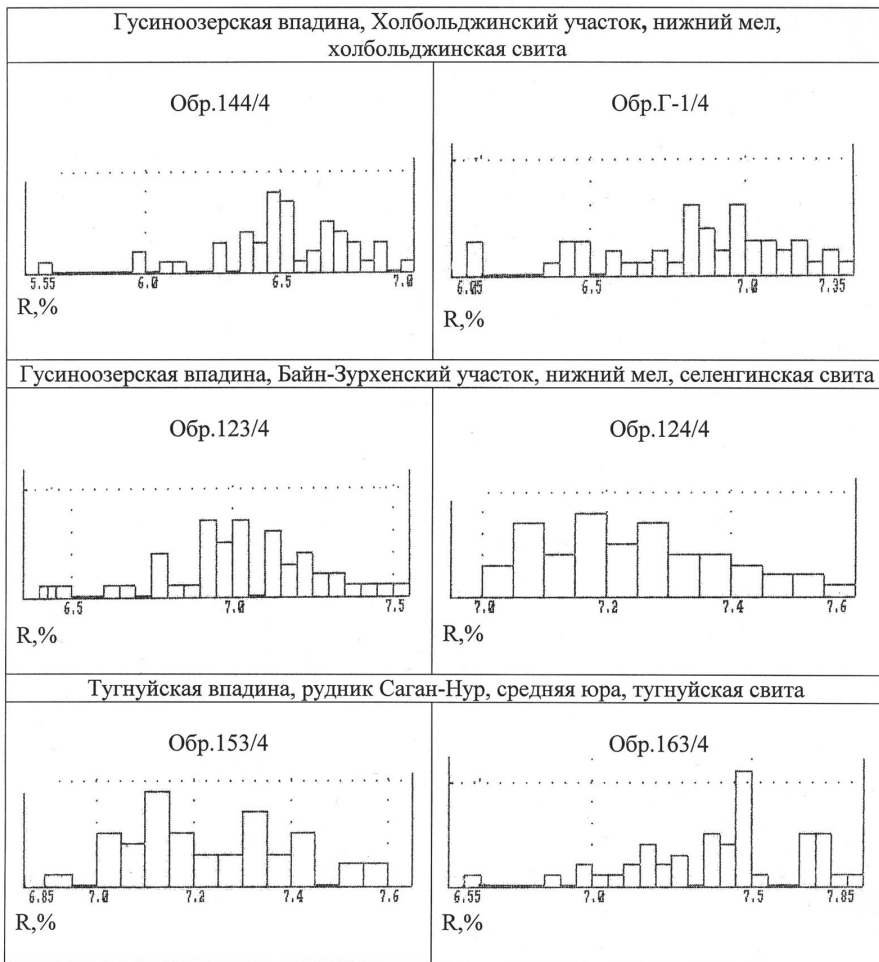
В пределах Гусиноозерского месторождения установлены гелинито-телинитовые и гелинито-посттелинитовые петрографические типы углей, по классификации Л.И. Боголобой, П.П. Тимофеева [Тимофеев, 2006]. Здесь макроскопически выделяются их древесные разности темно-бурого и черного цвета, иногда типа «барзасской рогожки», с неровным или раковистым изломом. Под микроскопом наблюдается чередование полос кларена и витрена 1,5–2,5 см толщиной (рис. 3.7).

Растительные ткани представлены в основном витринитовыми микрокомпонентами, среди которых распространены крупные фрагменты и полосы чистого витринита. Часто в одном фрагменте растительной ткани наблюдаются переходы от витринита бесструктурного к витриниту структурному, ксиловитриниту и ксилениту.

В некоторых образцах отмечается повышенное содержание паренхимных тканей и окаймляющей кутикулы. Иногда фиксируется повышенное содержание минеральных включений в виде глинистой примеси и пирита. В углях селенгинской

## МСФУ-ЭВМ

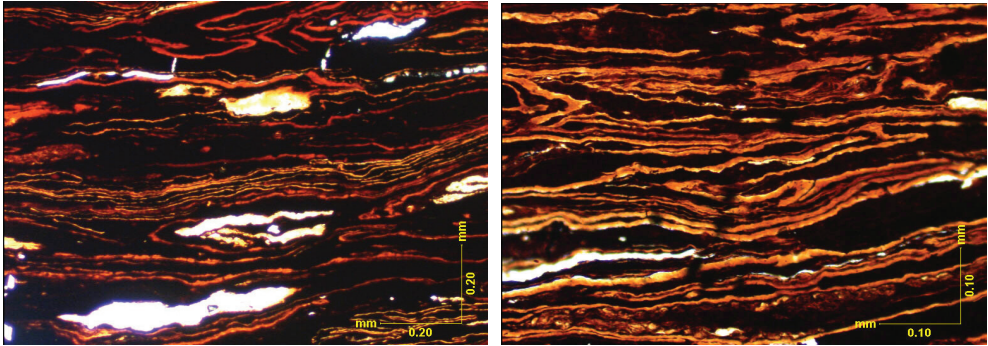
ПАРАМЕТРЫ РАБОТЫ			
РЕЖИМ РАБОТЫ.....	ИзмОтрУг	РАБОЧИЙ ФЭУ.....	ФЭУ-106
ДЛИНА ВОЛНЫ.....	546.0	НАПРЯЖЕНИЕ ФЭУ-106 /В./.....	1507.
ЧИСЛО ИЗМЕРЕНИЙ.....	50.	НАПРЯЖЕНИЕ ФЭУ-62 /В./.....	400.
КОЭФФИЦИЕНТ.....	0.01		



**Рис. 3.7.** Микрофотографии углей. Проходящий свет, увеличение 200<sup>x</sup>. Гусиноозерская впадина, Гусиноозерское месторождение, Холбольджинский участок, нижний мел, холбольджинская свита, шлиф 134/4

свиты нижнего мела из Байн-Зурхенского участка отмечаются многочисленные прожилки каолинита. Среди углей Гусиноозерского месторождения выделяются гелинито-гелинитовые и гелинито-посттелинитовые петрографические типы.

Угли среднеюрской тугнуйской свиты из рудника Саган-Нур Тугнуйской впадины (рис. 3.8) отличаются от углей Гусинозерского месторождения. Макроскопически угли каменные, черного цвета, полублестящие и полуматовые, полосчатые и неяснополосчатые, с раковистым изломом. Отмечаются тонкие прослойки и линзовидные включения фюзена. Под микроскопом выделяются тонкополосчатые дюрены, с чередованием полос дюрена, кларена и фюзена 0,3–1,5 см толщиной.



**Рис. 3.8.** Микрофотографии углей. Проходящий свет, увеличение 200<sup>x</sup>, Тугнуйская впадина, Олень-Шибирское месторождение, рудник Саган-Нур, средняя юра, тугнуйская свита. Фото 1 – шлиф 154а/4, фото 2 – шлиф 182/4

В гелифицированной основной массе различаются мелкие фрагменты витринита, семивитринита, семифюзинита и других переходных разновидностей, часто присутствуют обрывки кутикулы. Полосы гелифицированной основной массы с набором различных по степени окисленности растительных тканей чередуются с тонкими прослоями витринита бесструктурного и отдельными крупными линзами, и фрагментами звездчатого фюзинита. Часто встречается минеральная примесь в виде глинистых зерен и кварца. В этих углях преобладают гелифюзинито-гелинито-посттелинитовые, иногда переходящие в преколлинитовые, петрографические типы.

Вещественно-петрографический состав изученных углей Западного Забайкалья свидетельствует, что торфонакопление проходило в обводненных болотах с быстрым опусканием (прогибанием) области торфонакопления. Преимущественно телинитовая и посттелинитовая структура растительных древесных тканей как нельзя лучше подтверждает этот вывод, так как в таких условиях лигнино-целлюлозные ткани древесных растений, по-видимому, в основном лесных болот, сохраняются и торфяники погружаются, не успев полностью разложиться, а лишь испытав преобразования на стадии диагенеза.

В целом, торфонакопление было автохтонным, развитие специфической юрской и меловой растительности, а также быстрое опускание и захоронение торфяников способствовало накоплению крупных торфяных залежей и последующему преобразованию их в мощные угольные пласты.



Наличие мощных угольных пластов характерно для отложений мезозоя. Э. Штах [1978] отмечал, что «в сравнении с флорой карбона болотная растительность мезозоя была намного разнообразнее и более специфична, что приводило к образованию мощных отложений торфа».

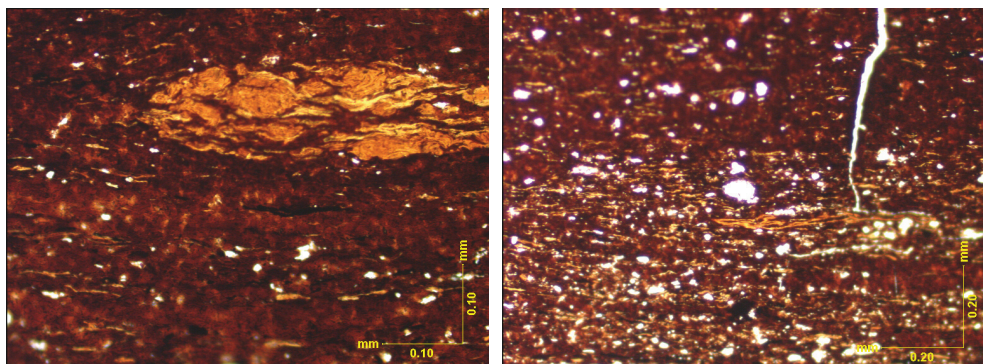
При характеристики качества углей приводятся данные определения величин отражения витринитов (табл. 4) на микроскопе-спектрофотометре МСФУ-ЭВМ (рис. 3.9) с построением гистограмм по методике, подробно описанной ранее [Стукалова, 1997].

Таблица 4

**Величины отражения и степень метаморфизма углей**

№ п/п	№ образца	R <sub>ср.</sub> , %	R <sub>max</sub> , %	R <sub>min</sub> , %	$\frac{R_{max}}{R_{min}}$ , %	σ	10Ra, %	Стадии метаморфизма	Марка угля*
Гусиноозерская впадина, Гусиноозерское месторождение, Холбольджинский участок, нижний мел, холбольджинская свита									
1	Г-1/4	6,83	7,33	6,11	1,22	0,31	68	O <sub>3</sub>	Б <sub>3</sub>
2	Г-2/4	6,79	7,00	6,38	0,62	0,13	68	O <sub>3</sub>	Б <sub>3</sub>
3	134/4	6,60	7,14	5,57	1,57	0,36	66	O <sub>2</sub>	Б <sub>2</sub> **
4	144/4	6,52	6,96	5,62	1,34	0,26	65	O <sub>2</sub>	Б <sub>2</sub>
Гусиноозерское месторождение, Байн-Зурхенский участок, нижний мел, селенгинская свита									
5	116/4	6,82	7,25	5,61	1,64	0,38	68	O <sub>3</sub>	Б <sub>3</sub>
6	120/4	6,11	6,62	5,58	1,04	0,30	61	O <sub>2</sub>	Б <sub>2</sub> **
7	121/4	5,83	6,17	5,57	0,61	0,18	58	O <sub>2</sub>	Б <sub>2</sub> **
8	122/4	7,22	7,97	6,90	1,07	0,22	72	I	Д
9	122a/4	6,06	6,34	5,73	0,62	0,17	61	O <sub>2</sub>	Б <sub>2</sub> **
10	123/4	7,04	7,54	6,45	1,10	0,24	70	I	Д
11	124/4	7,25	7,59	7,03	0,56	0,14	73	I	Д
Тугнуйская впадина, Олонь-Шибирское месторождение, рудник Саган-Нур, средняя юра, тугнуйская свита									
12	152/4	7,02	7,42	6,76	0,66	0,14	70	I	Д
13	153/4	7,25	7,60	6,95	0,66	0,17	72	I	Д
14	154a/4	7,04	7,31	6,60	0,71	0,18	70	I	Д
15	154б/4	7,08	7,97	5,97	1,99	0,41	71	I	Д
16	163/4	7,39	7,80	6,61	1,20	0,26	74	I	Д

\*Марки углей: Б<sub>2</sub> – бурый, Б<sub>3</sub> – бурый, Д – каменный длиннопламенный, \*\*уголь с признаками окисления.



**Рис. 3.9.** Результаты измерений величин отражения витринитов на микроскопе-спектрофотометре МСФУ-ЭВМ с построением гистограмм

Установлены средние значения величин отражения ( $R_{cp}$ , %), максимальные величины отражения ( $R_{max}$ , %), минимальные величины отражения ( $R_{min}$ , %), разница значений ( $R_{max} - R_{min}$ ), среднее квадратичное отклонение ( $\sigma$ ), и приводится стадия метаморфизма углей и марка углей (см. табл. 4). Для некоторых образцов приводятся выборочные гистограммы распределения величин отражения с указанием параметров работы прибора, измерения проводятся при длине поляризованного света 546 нм, на каждом образце производится 50–100 замеров.

Образцы из Холбольджинского участка Гусиноозерского месторождения одноименной впадины из холбольджинской свиты нижнего мела имеют среднюю величину отражения ( $R_{cp}$ ) от 6,52% до 6,83%, максимальная величина отражения ( $R_{max}$ ) в них составляет 6,96–7,33%, минимальная ( $R_{min}$ ) равняется 5,57–6,38%, разница значений ( $R_{max} - R_{min}$ ) составляет 0,62–1,57%, среднее квадратичное отклонение ( $\sigma$ ) равняется 0,13–0,36. По показателям отражения, угли находятся на стадии метаморфизма  $O_2$ – $O_3$ , марка – бурые угли  $B_2$ – $B_3$ .

Угли из Байн-Зурхенского участка Гусиноозерского месторождения из селенгинской свиты нижнего мела являются переходными разностями от бурых к длиннопламенным, они имеют среднюю величину отражения ( $R_{cp}$ ) от 5,83% до 7,25%, максимальная величина отражения ( $R_{max}$ ) в них составляет 6,34–7,97%, минимальная ( $R_{min}$ ) равняется 5,57–7,03%, разница значений ( $R_{max} - R_{min}$ ) составляет 0,56–1,64%, среднее квадратичное отклонение ( $\sigma$ ) равняется 0,14–0,38. По показателям отражения, угли находятся на стадии метаморфизма от  $O_3$  до I, марка углей от бурых  $B_3$  до Д – длиннопламенных каменных.

В углях из рудника Саган-Нур на Олонь-Шибирском месторождении Тугнуйской впадины из тугнуйской свиты средней юры, средняя величина отражения составляет ( $R_{cp}$ ) 7,02–7,25%, максимальная величина отражения ( $R_{max}$ ) в них составляет 7,31–7,97%, минимальная ( $R_{min}$ ) равняется 5,97–6,95%, разница значений ( $R_{max} - R_{min}$ ) составляет 0,66–1,99%, среднее квадратичное отклонение ( $\sigma$ ) равняется 0,14–0,41. По показателям отражения угли находятся на стадии метаморфизма I, марки углей – Д, длиннопламенные каменные (см. табл. 4).

По результатам измерений наблюдается четкая тенденция повышения величин отражения и соответственно степени метаморфизма углей в стратиграфическом разрезе. Угли, лежащие ниже стратиграфически, имеют величины отражения и степень метаморфизма выше. Так, угли из участка Холбольджинского Гусиноозерской впадины из холбольджинской свиты нижнего мела находятся на стадии метаморфизма  $O_2-O_3$ , марка – бурые угли  $B_2-B_3$ . Угли из участка Байн-Зурхенского той же впадины, но из селенгинской свиты нижнего мела являются переходными разностями от бурых к длиннопламенным, находятся на стадии метаморфизма от  $O_3$  до I, марка углей от бурых  $B_3$  до Д – длиннопламенных. А угли из рудника Саган-Нур Тугнуйской впадины из тугнуйской свиты средней юры, находятся уже на стадии метаморфизма I, марки углей – Д, длиннопламенные каменные, то есть их степень метаморфизма повышена по сравнению с углями из Гусиноозерской впадины.

Наблюдается также отчетливая зависимость – там, где в аншлифах фиксируются признаки окисления (побежалость, многочисленные трещины усыхания, в обр. №№ 3, 6, 7, 9), величина отражения меньше и соответственно снижается стадия метаморфизма, иногда вплоть до целой стадии, от  $B_3$  до  $B_2$ , что необходимо учитывать при оценке качества углей.

Большой разброс температур в породах нижнемеловых рифтовых структур, связанный с меняющимися значениями теплового потока, а также с локальным дополнительным прогревом пород в местах проявления вулканизма и гидротерм, приводил к существенному колебанию значений степени метаморфизма органического вещества. В частности, в юрско-меловых тафрогенных грабенах Забайкалья (имеющим сравнительно небольшую мощность осадочного чехла – до 2–2,5 км) встречаются угли: бурые, бурые – переходные к каменным и каменным маркам Д (длиннопламенные) и Г (газовые) по данным [Карпов, Нефедьева, 1963]. Известно, что в бассейнах с региональным типом метаморфизма бурые угли формируются на глубине от 1 до 3 км; каменные угли марок Д и Г – на глубинах 3–5 км [Неручев и др., 1976].

### **3.4. Палеоландшафты в эпохи углеобразования и причины формирования мощных пластов углей**

Выше отмечалось, что с учетом широкого развития в составе мезозойских отложений Западного Забайкалья мощных грубообломочных толщ, а также наличия мощных пластов углей, при палеогеографических или палеотектонических реконструкциях они относились к семейству угленосных моласс, которые накапливались в дейтероорогенный или эпиплатформенный орогенный этапы развития региона. Предполагалось, что на характеризующей территории отложения мезозоя заполняли узкие межгорные впадины, по дну которых протекали реки с широким развитием пойменных озер и болот [Геология..., 1973; История..., 1963]. Для доказательств подобных палеоландшафтных реконструкций приводился факт фациального замещения формирующихся здесь тонкообломочных, нередко угленосных

отложений, при прослеживании их к бортам впадин, мощными толщами грубообломочных пород. Последние выделялись в составе предгорных фаций, сложенных коллювием, делювием, пролювием, с участием отложений селевых потоков.

При таких палеогеографических реконструкциях оставалось неясным, как в подобных, казалось неблагоприятных для торфообразования обстановках (в узких межгорных долинообразных впадинах, с активным поступлением терригенного материала с областей денудации) осуществлялось интенсивное торфонакопление и последующее образование углей, включая формирование их мощных и сверхмощных залежей.

Для объяснения внутриконтинентального типа углеобразования в составе угленосной молассы, к которой относили описываемые мезозойские отложения Западного Забайкалья, можно предложить модель, разработанную В.Н. Волковым [2003]. В ней отмечается определенный режим осадконакопления, объясняющий привнос минимального объема терригенного материала в торфяниках, приуроченных к грубообломочным угленосным толщам. При этом соблюдаются условия: 1) разобщенность во времени периодов формирования торфяника и массового терригенного материала; 2) территориальная удаленность торфяника от его источников массового сноса. Кроме того, для захоронения торфяника необходимо непрерывное погружение области торфонакопления или эвстатическое повышение уровня вод.

Однако данная модель не применима для образования мезозойских угленосных отложений Западного Забайкалья. На данной территории грубообломочный материал, слагающий фации коллювия, делювия, пролювия и селевых потоков, непрерывно поступал с бортов впадины и способствовал формированию у их подножий мощных шлейфов, синхронных с углеобразованием. Причем в сравнительно небольших по размеру рифтовых впадинах угленосные и грубообломочные толщи фациально сменяют друг друга на небольших площадях.

По нашему мнению, главной причиной, контролирующей интенсивное углеобразование в мезозойских и кайнозойских грабенах на характеризуемой территории, являлся тектонический фактор – приуроченность к рифтовым структурам. Здесь в условиях теплого гумидного палеоклимата создавались исключительно благоприятные условия для массового накопления и захоронения торфяников синхронно с накоплением грубообломочных толщ. Поэтому в рифтовых грабенах ряда регионов формируются мощные и сверхмощные пласты углей (100–200 м вплоть до 400 м) [Волков, 2003].

В последние годы были получены новые данные о формационной принадлежности характеризуемых мезозойских терригенных толщ. Установлено, что в большинстве случаев (за исключением нижнеюрской березовской свиты) они имеют черты строения и состава, позволяющие относить их к семейству фэновых формаций [Цеховский и др., 2005; Цеховский, 2013]. Для грубообломочных пород равнинной фэновой формации, в отличие от предгорной молассы, характерно преобладание неокатанных или плохо окатанных обломков пород, слагающих отложения делювия, коллювия или временных потоков, а также широкое развитие гравитационных микститов (олистостром).

При исследованиях в осевых частях узких мезозойских долинообразных депрессий не были обнаружен главный индикатор горных ландшафтов – отложения горного аллювия. Для них характерно резкое преобладание грубообломочных пород русловых фаций, над тонкообломочными пойменными. В разрезах фэновой формации вместо горного аллювия преобладающее развитие получают отложения равнинных рек с обширными поймами и широким развитием фаций проточных пойменных озер и болот. В их строении участвуют преимущественно песчаные, алевроитовые и глинистые породы, которые транспортировались водными потоками, обладающими невысокой гидродинамикой. Лишь изредка в прибрежных разрезах фэновых формаций среди грубообломочных коллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений выявлены небольшие участки с горным аллювием, свидетельствующие о наличии небольших островков горного рельефа среди равнинных областей денудации.

Важно отметить, что в неоген-четвертичной молассе, слагающей впадины (по форме и размерам похожие на мезозойские) не встречаются мощные торфяники. Их формирование подавлялось обилием грубообломочного материала, привнесимого из горных областей денудации. И, таким образом, здесь не создавались обстановки, благоприятные для массового углеобразования и тем более для возникновения мощных и сверхмощных пластов углей.

Напротив, при формировании фэновых формаций в условиях равнинного рельефа, окружавшего долинообразные грабены, скорость процессов эрозии в областях денудации, а, следовательно, и объемы поступающего обломочного материала, сравнительно с горными ландшафтами, в целом были не большими. Однако, вдоль крутого борта одностороннего грабена за счет разрушения слагающих его пород интенсивность эрозионных процессов возрастала. Здесь у подножья крутого уступа накапливался грубообломочный материал преимущественно с неокатанными обломками, из-за коротких путей их транспортировки. При этом скорость течения бурных временных водотоков, стекающих с борта грабена, при поступлении на его равнинное дно резко ослабевало и транспортируемый грубообломочный материал осаждался, образуя узкий шлейф.

По направлению к центральной части грабена господствующую роль получали фации равнинной реки (с невысокой динамикой вод) и широким развитием подпрудных проточных озер и болот. Здесь накапливались тонкообломочные отложения, а также существовали благоприятные обстановки для масштабного торфонакопления и последующего углеобразования до стадий бурых ( $B_3$ ) и каменных длиннопламенных (Д) углей. В частности, в условиях малого объема терригенного материала, поступавшего в грабены из равнинных областей денудации, на дне грабенов длительное время существовали площади, лишенные терригенного осадконакопления. Здесь периодически усиливающееся погружение отдельных блоков дна грабена компенсировалось только ростом торфяников. Это и объясняет причину интенсивного мезозойского углеобразования на территории Западного Забайкалья, а также формирование здесь мощных и сверхмощных (до 40–50 м) залежей углей.

Известно, что главными факторами, способствующими образованию мощных угольных пластов, является бурный расцвет растительности в условиях гумидно-



го климата, широкое развитие болотных фаций, непрерывное опускание областей торфонакопления в течение длительного времени, отсутствие массового привноса терригенного материала, подавляющего торфонакопление. Все эти факторы имели место в юрско-раннемеловое время на территории Западного Забайкалья, где в узких удлиненных грабенах при погружении их дна накапливались угленосные толщи. Так как геологи относили данные отложения к семейству межгорных моласс, они были вынуждены связывать углеобразование на этой территории с горным рельефом.

При подобном подходе для объяснения углеобразования в небольших межгорных впадинах существует модель, разработанная Г.А. Ивановым [1967] на примере мезозойских месторождений Южно-Ферганской долины. Согласно этой модели, интенсивное углеобразование могло происходить здесь лишь при выравнивании окружающих областей денудации и прекращении поступления грубообломочного материала на дно впадины. Однако выше отмечалось, что в Западном Забайкалье синхронно с углеобразованием в грабенах у подножий их бортовых уступов возникал мощный шлейф, состоящий из грубообломочных пород. Источниками обломков служили не горы, а породы, слагающие высокие бортовые уступы грабенов, формировавшиеся в равнинном рельефе. В таких условиях у подножья уступа накапливались «мусорные» отложения с плохо сортированными или несортированными обломками в фациях делювия и пролювия, а также отложения временных потоков.

Важно отметить малую скорость древних эрозионных процессов в пределах возвышенной денудационной равнины, окружавшей мезозойские грабены. Поэтому источником основной части терригенного материала, заполнявшего грабены, служили продукты разрушения пород, слагавших бортовые уступы и образующие узкий шлейф у их подножий. За его пределами нередко длительное время существовали участки, лишенные терригенного осадконакопления, где прогибание дна грабенов компенсировалось лишь непрекращающимся ростом торфяников. Это послужило основной причиной высокой угленасыщенности отложений и способствовало образованию мощных и сверхмощных залежей углей. С учетом формирования преимущественно односторонних грабенов, когда активное погружение дна осуществлялось лишь вдоль одного из бортов, именно сюда в большинстве случаев и смещались шлейфы грубообломочных пород. При этом торфонакопление проявлялось за пределами областей развития грубообломочного шлейфа в осевых участках грабена или вдоль его противоположного пологого борта, в пойменных и, реже, русловых фациях и в периферийных частях временных потоков.

Таким образом, интенсивное мезозойское торфонакопление и углеобразование на территории Западного Забайкалья во время формирования тугнуйской, селенгинской и холбольджинской свит контролировалось возникновением здесь грабенов в равнинных ландшафтах в условиях активизации нисходящих движений и стабилизации восходящих движений в областях денудации. В эпохи некоего оживления вертикальных движений (при накоплении отложений галгатайской, муртойской и убукунской свит) в равнинных областях денудации, вероят-

но, увеличивалась контрастность рельефа и возрастала скорость эрозионных процессов. Это приводило к увеличению объема терригенного материала, поступавшего в грабены, который подавлял здесь рост торфяников, что приводило к формированию терригенных отложений без промышленных залежей углей в составе вышеназванных свит.

В эпохи горообразования (проявившиеся на характеризуемой территории в начале юры и в неоген-четвертичное время) дальнейшее увеличение масштабов поступления терригенного материала в рифтовые впадины также препятствовало формированию месторождений углей в составе накапливающихся здесь орогенных моласс.

### 3.5. Горючие сланцы

К горючим сланцам относят органоминеральные горючие полезные ископаемые, содержащие кероген сапропелевого, сапропелево-гумусового или гумусово-сапропелевого состава (10–60%), равномерно распределенный в минеральной массе силикатного, алюмосиликатного или карбонатного состава [Зеленин, Озеров, 1983]. В составе органического вещества могут присутствовать мелкие фрагменты наземной растительности, привносимые в водоемы реками или ветром. С учетом присутствующих в горючих сланцах минеральных примесей выделяются глинистые, известковистые и кремнистые (диатомовые) разновидности. К промышленной группе относят горючие сланцы с теплотой сгорания не менее 6280 кДж/кг.

Образование органического вещества в характеризуемых породах происходит преимущественно из водных растений и организмов в условиях недостаточного доступа или полного отсутствия кислорода в водной среде, и это ведет к возникновению соединений, богатых водородом. При его катагенетических преобразованиях гумусовое вещество выделяет газовую углеводородную фазу, а сапропелевое – битумные углеводороды и кероген.

На территории Забайкалья и Монголии, нижнемеловые горючие сланцы представляют собою серую, темно-серую и коричневатую-бурую с зеленоватым оттенком плотную тонкоплитчатую породу [Конивец, 1968а; Шувалов, 1975]. Толщина плиток измеряется десятками долями сантиметра. В тонких пластинах сланец легко загорается от спички. Вследствие расщепляемости горючих сланцев (особенно при высыхании) на тонкие, подобные листу бумаги, плитки они именуются также и «бумажными сланцами» (термин, часто употребляемый для монгольских углеводородных пород).

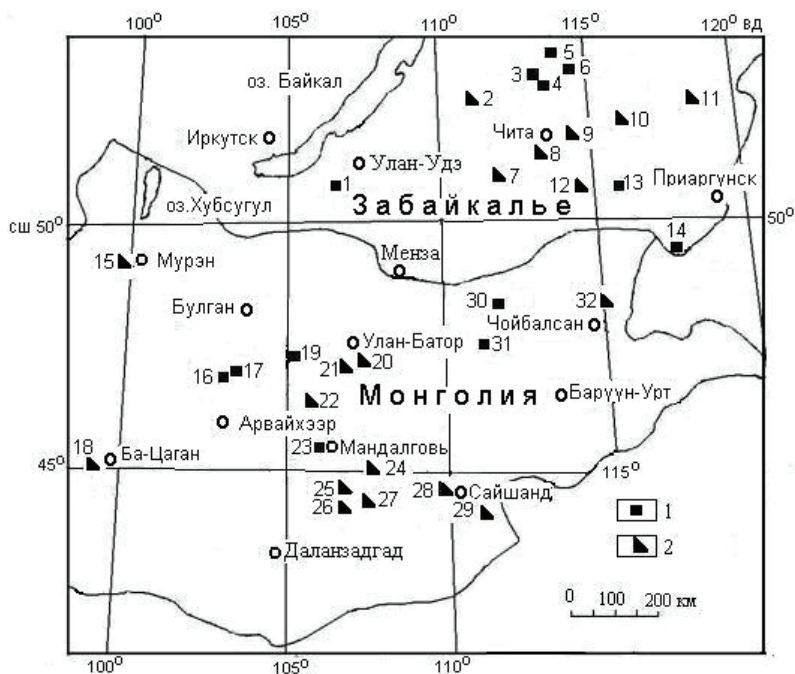
Органическая часть сланцев представлена остатками зеленовато-синих планктонных водорослей с незначительным количеством мелких фрагментов растительного детрита. Минеральная составляющая представлена глинами и мельчайшими обломочными зёрнами силикатов, алюмосиликатов, а также карбонатами (кальцитом или доломитом). В минералах тяжелой фракции обычно доминирует пирит.

### 3.6. Нижнемеловые горючие сланцы Забайкалья и Монголии

В пределах Забайкалья и Монголии распределение нижнемеловых горючих сланцев показано на рис. 3.10.

В таблице 5 приведены возрастные датировки и корреляция горючих сланцев в Забайкалье и Монголии.

**Забайкалье.** В пределах Забайкалья (см. рис. 3.10) известно свыше десятка месторождений и проявлений нижнемеловых континентальных горючих сланцев, охарактеризованных в публикациях [Зеленин, Озеров, 1983; Конивец, 1968б, 1968б; Минерально-сырьевые..., 1996]. Их приуроченность к свитам или горизонтам, а также корреляция стратиграфических подразделений для различных регионов Забайкалья и Монголии показаны в таблице 5.



**Рис. 3.10.** Схема распространения месторождений и проявлений нижнемеловых горючих сланцев на территории Забайкалья и Монголии.

1 – месторождения; 2 – проявления. Номера на схеме. Забайкалье: 1 – Гусиноозерское, 2 – Зазинское, 3 – Романовское, 4 – Джидотойское, 5 – Юмурченское, 6 – Верхне-Каренгейское, 7 – Чунгурское, 8 – Оленгуйское, 9 – Тукулайское, 10 – Нерчинское, 11 – Усть-Карское, 12 – Сяхуртайское, 13 – Тургинское, 14 – Харанорское. Монголия: 15 – Тухумыннурское, 16 – Хухшингольское, 17 – Дзунбулакское, 18 – Гошуньгольское и Хойтуланбулакское, 19 – Убурджиргалантуское, 20 – Налайхинское, 21 – Ирэнгобийское, 22 – Судэбулакское, 23 – Убдыкхолоинхошунское, 24 – Баянджиргалантуйское, 25 – Нухэтское (и Безымянное-1), 26 – Баяндобское, 27 – Шигэусинское, 28 – Безымянное-2, 29 – Дзамынудэксское, 30 – Цаганнурское, 31 – Бэрхское, 32 – Безымянное-3

**Схема корреляции нижнемеловых и верхнеюрских отложений  
Монголии и Забайкалья, содержащих месторождения  
и проявления горючих сланцев (ГС)**

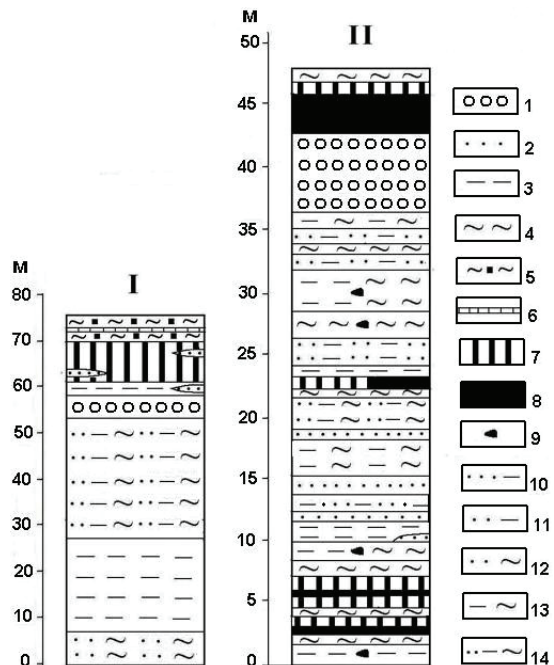
ОТДЕЛ	Ярус	Регионы															
		Западное Забайкалье (Конивец, 1968; Скобло и др., 2001)		Центральное и Восточное Забайкалье (Конивец, 1968; Скобло и др., 2001)		Центральная Южная Монголия (Маринов и др., 1977; Шувалов, 1982)		Северная и Восточная Монголия (Маринов и др., 1977; Шувалов, 1982)									
		Горизонты. Свиты.															
НИЖНИЙ МЕЛ	АЛЬБ	—		—		—		—									
	АПТ	Гусиноозерская серия К1b-а ГС		Холбольджинская К1b-а ГС		Кутинский К1b-а		Хухтынская серия К1b-а ГС Хухтынский К1a-ai ГС?		Хулсынгольская К1a-ai		Хулсынгольская К1a-ai		Хулсынгольская серия К1b-а ГС Хухтынская К1a-ai ГС?		Уландельская Багдалсуурская; К1a-ai	
	БАРРЕМ			Селенгинская К1h-br		Тургинский К1v-br ГС		Даунбаинская серия К1b-а ГС Шинхудукский К1h-br ГС		Андахудукская К1h-br ГС		Бонцагская серия К1h-br ГС Холботская толща Хурилитская толща		Даунбаинская серия К1b-а ГС Шинхудукская К1h-br ГС		Шинхудукская К1h-br ГС	
	ГОТЕРИВ			Убукунская К1v-h													
	ВАЛАНЖИН			Муртойская К1b-v													
	БЕРРИАС			Ундино-Даинский Ж3-К1v?		Байсинская К1b-v? ГС		Ундурхинская Ж3-К1v		Ундурхинская свита К1b-v		Цаганцабская Ж3-К1v		Урианская Ж3-К1v			
ВЕРХНЯЯ ЮРА	ТИТОН			Галгатайская Ж3		Кукульбейская Ж3		Цаганцабский Ж3-К1v		Тэвешская толща Ж3		Цаганцабская Ж3-К1v		Урианская Ж3-К1v			
	ОКСФОРД																

В пределах Забайкалья [Конивец, 1968a] наиболее древние горючие сланцы датируются низами неокома (байсинская свита в пределах Юмурченского и Романовского месторождений). Часть остальных (например, на Тургинском и Харанорском месторождениях) приурочена к тургинскому горизонту (средняя часть раннего мела [Скобло и др., 2001]. Наиболее молодые (баррем-апские) горючие сланцы, выявлены в холбольджинской свите в Гусиноозерском месторождении. Ряд проявлений, вероятно, раннемелового возраста (Тукулайское, Верхне-Каренгойское, Сяхуртайское), приурочены к стратиграфически нерасчлененной верхнеюрской-нижнемеловой толще [Конивец, 1968a].

На территории Забайкалья горючие сланцы встречены в угленосно-терригенных отложениях, где представлены самостоятельными пачками, либо бывают генетически связаны с пластами углей [Бутова, 1963; Конивец, 1968а; Минерально-сырьевые..., 1996]. Максимальные мощности их пластов не превышают 10–16 м. Обычно горючие сланцы переслаиваются с терригенными, изредка карбонатными породами, и при этом образуют продуктивные пачки, достигающие мощности 100 м. Площади их распространения невелики, и, как правило, не превышают десятков квадратных километров. Положение в разрезах горючих сланцев и взаимоотношение с вмещающими породами иллюстрируется на примере Юмурченского (I) и Гусиноозерского (II) месторождений (рис. 3.11).

**Рис. 3.11.** Строение нижнемеловых сланценосных толщ на Юмурченском (I) и Гусиноозерском (II) месторождениях Забайкалья [Конивец, 1968б].

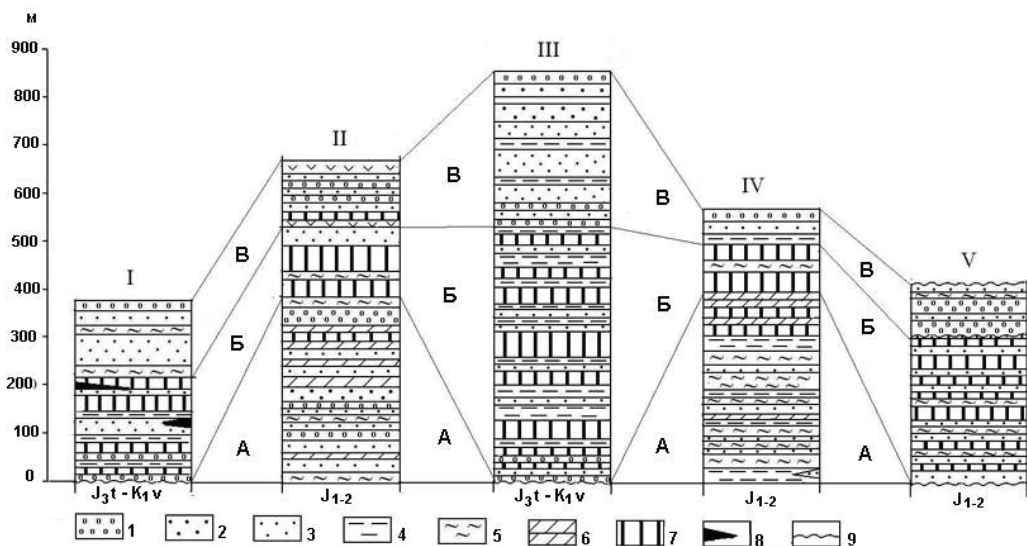
1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – битуминозные глинистые сланцы; 6 – мергели; 7 – горючие сланцы; 8 – угли; 9 – включение обломков угля; 10 – алевритистые песчаники; переслаивание пород: 11 – песчаников и алевролитов; 12 – алевролитов и аргиллитов; 13 – песчаников, алевролитов и аргиллитов



В пределах Юмурченского месторождения горючие сланцы залегают среди терригенных пород. Однако наиболее часто эти углеродистые породы генетически связаны с пластами углей, что можно видеть на примере Гусиноозерского месторождения. Здесь они встречаются в кровле или подошве угольных пластов, образуют прослои в углях или фациально сменяют их в латеральном направлении. В мощных пластах горючих сланцев обычно присутствуют небольшие по мощности прослои или линзы алевролитов, аргиллитов, изредка известняков.

**Монголия.** Сведения о мезозойских горючих сланцах на территории Монголии содержатся в ряде публикаций, в которых их часто именуют также буманными сланцами [Маринов и др., 1977а, 1977б; Синица, 1993; Шолти, 1980; Шувалов, 1975, 1982]. Здесь выявлено около 30 месторождений и проявлений горючих сланцев; большинство из них коррелируются на схеме (см. табл. 5).





**Рис. 3.12.** Строение верхнеюрских и нижнемеловых сланценосных толщ на территории Центральной Монголии [Шувалов, 1975].

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 5 – глины; 6 – мергели; 7 – бумажные сланцы; 8 – угли; 9 – граница несогласного залегания. Опорные разрезы: Восточная часть Монгольского Алтая: I – Эрдени Ула, Ундур-Уха, II – Джиргалантуин-Гол; Гобийский Алтай: III – Цэцэн-Ула, Бахар-Ула; Северная Гоби: IV – Эрдени-Ула; Хангай: V – Шагаин-Тэг, Анда-Худук. Стратиграфические подразделения, не содержащие пачки горючих (бумажных) сланцев: бахарская свита ( $J_{1,2}$ ); стратиграфические подразделения, содержащие пачки бумажных сланцев: А – цаганцабский горизонт ( $J_3t-K_1v$ ); Б – шинхудукский горизонт ( $K_1h-b$ ); В – хухтыкский горизонт ( $K_1ap-al$ )

Присутствие бумажных сланцев отмечается В.Ф. Шуваловым [1975] в единичных разрезах верхнеюрско-нижнеэокомовых отложений цаганцабского горизонта Монгольского Алтая и Северной Гоби (рис. 3.12, А – разрезы II, IV). Однако основная их часть, включая все известные месторождения и проявления, приурочена к нижнемеловой дзунбаинской серии, которая датируется в диапазоне от готерива до альба включительно. Там, где позволяют палеонтологические данные, эта серия подразделяется на шинхудукский и хухтыкский горизонты, к которым относят ряд местных свит, имеющих соответственно возраст готерив–баррем и апт–альб.

В дзунбаинской серии бумажные сланцы встречены в Центральной, Северной, Восточной и Южной Монголии. Мощность их пластов меняется в диапазоне 0,1–16 м, а число пластов на месторождениях может достигать 10–30. Продуктивные пачки (где бумажные сланцы переслаиваются с терригенными или карбонатными отложениями) могут иметь мощность свыше 50 м. Лишь в Западной Монголии бумажные сланцы пока не обнаружены [Шувалов, 1982].

Дробное подразделение серии на горизонты проведено в Центральной Монголии, включающей восточные части Монгольского Алтая и Хангая, а также западные районы Гоби и Гобийского Алтая (Шувалов, 1975, 1982). Для этой территории детальное описание многочисленных разрезов нижнемеловых отложений

содержится также в монографии [Синица, 1993]. Однако в ней предлагается иная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений (см. табл. 5).

За пределами Центральной Монголии, в остальных ее районах (изученных хуже) упомянутые выше нижнемеловые горизонты также иногда выделяются [Шувалов, 1982]. Однако здесь большинством геологов дзунбаинская серия на горизонты не подразделяется.

В Центральной Монголии бумажные сланцы обычно тяготеют к низам дзунбаинской серии – ее шинхудукскому горизонту Их массовое распространение является наиболее важным признаком характеризуемого горизонта, позволяющим отличать его от других стратиграфических подразделений мезозоя. В более молодых по возрасту породах хухтэкского горизонта, как и в более древнем цаганцабском горизонте (толща А), появление маломощных бумажных сланцев отмечается лишь в единичных разрезах, например (см. рис. 3.8), разрез II на территории Монгольского Алтая.

Несмотря на то, что мощные пачки, визуально относящиеся к бумажным сланцам, широко представлены во многих разрезах нижнемеловых отложений Монголии, они не все являются горючими полезными ископаемыми. Нередко эти углеродистые породы содержат большие объемы минеральной примеси, а также тонко и ритмично переслаиваются с терригенными и карбонатными отложениями. Поэтому для отнесения их к полезным ископаемым необходимо дальнейшее их изучение.

**Строение разрезов сланценосных толщ.** Бумажные сланцы являются наиболее характерным типом пород шинхудукского горизонта, слагающего нижнюю часть дзунбаинской серии [Шувалов, 1975]. Этот вывод иллюстрируется приведенными разрезами (см. рис. 3.8). Широкое развитие бумажных сланцев в шинхудукском горизонте является главным признаком, позволяющим идентифицировать его в разрезах мезозоя. В верхней части серии дзунбаинской серии (в хухтыкском горизонте) лишь изредка отмечаются маломощные пласты бумажных сланцев.

Установлено, что литолого-фациальный состав отложений дзунбаинской серии и участвующих в ее строении бумажных сланцев на территории Монголии не остается постоянным. В ее северных регионах (как и в Забайкалье) она представлена угленосно-терригенной толщей, сформировавшейся при теплом гумидном палеоклимате. В Южной Монголии (при аридизации палеоклимата) строение и состав дзунбаинской серии заметно меняются. В ней сокращаются мощности углей, или они полностью исчезают из разрезов, а в ее строении широкое развитие получают карбонатные отложения (мергели, известняки, местами, доломиты) и красноцветные породы (в прибортовых участках впадин).

Поэтому и бумажные сланцы в северных районах Монголии генетически связаны с угленосными отложениями, а в южных ее регионах встречаются среди терригенно-карбонатных пород. В частности, на севере Монголии с угленосными отложениями связаны (см. рис. 3.5): Бэрхское месторождение [Шолти, 1980] и Найлахинское проявление [Маринов и др., 19776] бумажных сланцев. В Бэрхском месторождении бумажные сланцы (10 м) встречаются в толще, сложенной глина-

ми, алевритами и пластами углей. Они приурочены к шинхудукскому горизонту, имеющему здесь мощность около 46 м.

Для Найлахнского проявления бумажных сланцев (расположенного там же, где и одноименное угольное месторождение) отмечается приуроченность горючих сланцев к нижней толще (350 м) дзунбаинской серии, имеющей здесь общую мощность около 900 м. В строении толщи доминируют аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты, глины и угольные пласты (небольшой мощности); изредка встречаются песчаники и конгломераты. В верхней угленосной толще (мощностью около 550 м) горючие сланцы не встречаются, а среди терригенных отложений появляются мощные (до 12 м) угольные пласты. Особенности строения нижней и верхней толщ дзунбаинской серии позволяют условно сопоставлять их соответственно с шинхудукским и хухтыкским горизонтами Южной Монголии. Но этот вывод пока не подтвержден палеонтологическими остатками.

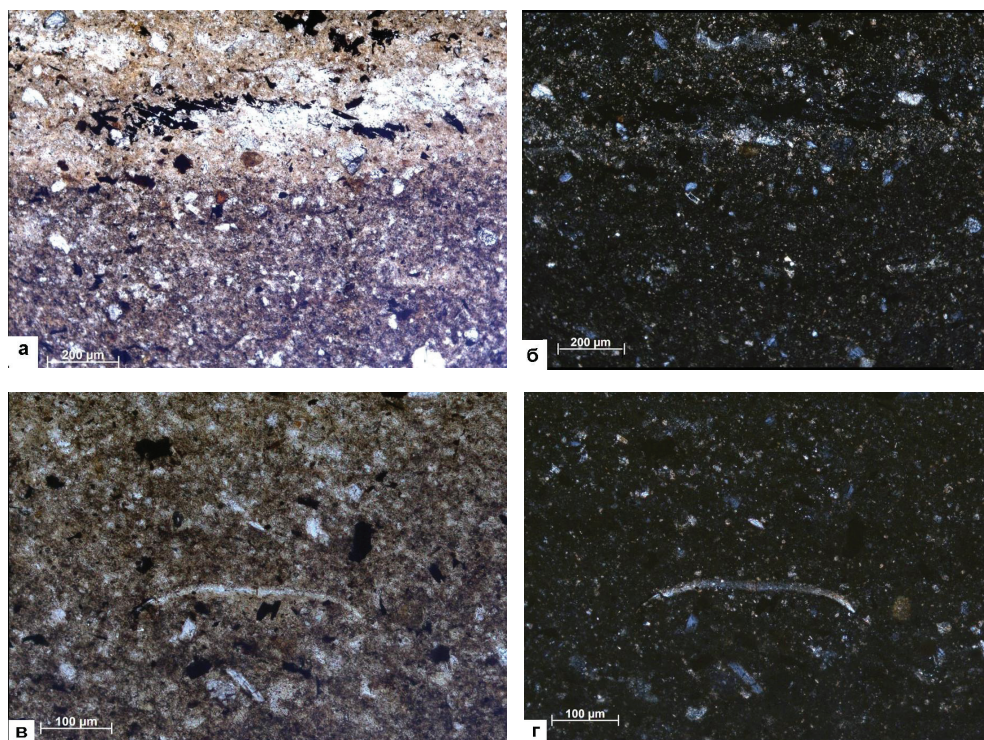
В южной части Монголии пласты бумажных сланцев в терригенно-карбонатных отложениях хухтыкского горизонта можно наблюдать, например, в Уланбулакском их проявлении (Гобийский Алтай). Здесь при геолого-съёмочных работах (Заботкин, 1988) в карбонатно-терригенные толщи низы шинхудукского горизонта (мощностью 100 м) выявлены многочисленные пласты бумажных сланцев мощностью от 0,5 до 10 м. Их суммарная мощность составляет около 60 м.

На Хугшингольском месторождении (северо-восточные отроги хр. Хангай) в карбонатно-терригенной толще дзунбаинской серии выявлено 10 пластов бумажных сланцев мощностью от 0,4 до 16 м. Промышленную ценность месторождения определяют пласты: Нижний (мощностью 13,15–16,45 м) и Верхний (4 м).

Во впадинах Гобийского Алтая, как и в других изученных районах, бумажные сланцы имеют преимущественно тонкоплитчатое строение (расщепляются на пластинки таблитчатой формы) и окрашены в серый или темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Согласно проведенным исследованиям эта окраска обусловлена рассеянным органическим веществом (коллоальгинитом – разложенным тонкодисперсным водорослевым материалом). Особенностью строения сланцев является присутствие карбонатов (кальцита или доломита), которые рассеяны в породе. Карбонаты широко представлены в горючих сланцах на территории Южной Монголии. В более северных районах их содержание сокращается, а на территории Забайкалья они встречаются редко.

В качестве примера, иллюстрирующего строение и состав горючих сланцев, приведены фотографии шлифов из Бон-Цаганской впадины Гобийского Алтая (рис. 3.13). Для определения генетического типа керогена, слагающего горючие сланцы, его изучение проводилось в двусторонне-полированных шлифах (при увеличении в 200–400 раз, в поляризованном свете, при одном никеле и в скрещенных николях). Кероген характеризуется определенной формой и цветом, а выявленные его признаки отвечают таковым, приведенным в классификации А.И. Гинзбург [1991].

В шлифах матрицы породы (рис. 3.13, а, б) представлен тонкодисперсными глинистыми частичками (с примесью мелких зерен кварца и карбонатов), сце-



**Рис. 3.13.** Строение и состав нижнемеловых карбонатизированных горючих сланцев в шлифах (шинхудукский горизонт в Бон-Цаганской впадине на территории Гобийского Алтая). Описание приведено в тексте.

а – характерное микрослоистое строение горючего сланца (без анализатора); б – то же (с анализатором); в – обломок раковины остракоды в горючем сланце (без анализатора); в – то же (с анализатором)

ментированными разложенным сапропелевым материалом – коллоальгинитом. Коллоальгинит бурого, иногда желтого цвета, колломорфный, без видимой структуры. Мелкие зерна карбонатов вкраплены в матрикс или образуют в нем микропрослой.

Часто в характеризующих озерных отложениях присутствуют привнесенные с суши многочисленные мелкие фрагменты углефицированной наземной растительности, рассеянные в породе или образующие скопления. Они окрашены в черный, темно-бурый и коричневый цвета, нередко имеют вытянутую или таблитчатую форму и представлены преимущественно витринитом, иногда – витроинертинитом (подвергшиеся частичному окислению). Часто обрывки растений располагаются по напластованию пород и подчеркивают в них горизонтальную макро- и микрослоистость.

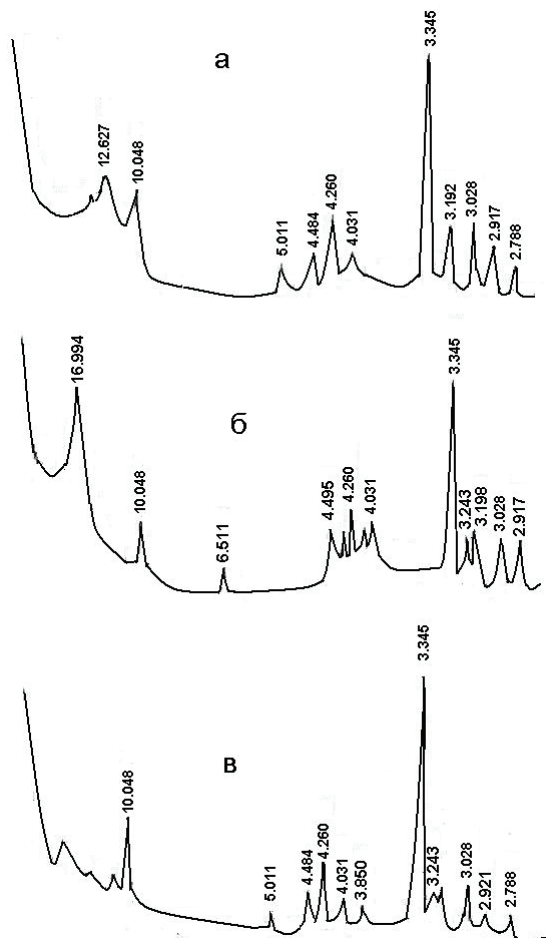
Обычно в породах отмечается до 7–10% витринитовых остатков, а содержание сапропелевой (водорослевой) органики достигает 25–30%; иногда присутствуют также редкие обособления наннопланктона. В сланцах нередко отмеча-



ются известковистые раковины или их обломки (см. рис. 3.13, в, г), а также единичные костные обломки рыб.

Видимая часть обломков в горючих сланцах представлена гумусовым веществом, а цемент – сапропелевым веществом. Поэтому в скрещенных николях цемент становится непрозрачным, что отражается появлением общей темной окраски шлифов (см. рис. 3.12, б, г).

В минеральном составе нижнемеловых горючих сланцев Бон-Цаганской впадины преобладают слюды и кварц, в составе глинистого вещества доминируют смектиты, в качестве примеси отмечаются полевые шпаты, кальцит, доломит, иногда встречается сидерит или пирит. В качестве примера, иллюстрирующего минеральный состав бумажного сланца приведены дифрактограммы его образца (рис. 3.14).



**Рис. 3.14.** Дифрактограммы образца нижнемелового карбонатизированного горючего сланца (фракция < 0,01 мм, шинхудукский горизонт в Бон-Цаганской впадине (на территории Гобийского Алтая): а – природный образец, б – насыщенный этилен-гликолем, в – прокаленный при 550 °С

Судя по рефлексам, в нем присутствуют: кварц (4,260; 3,345), слюда (10,048; 5,011; 4,484; 2,788), смектит (12,627), полевой шпат (4,031) кальцит (3,028) и доломит (2,917).



Предполагается, что обогащенные органическим веществом верхнеюрские и нижнемеловые отложения на территории Южного Забайкалья и Монголии (включая горючие сланцы), вероятно, служили источником формирования проявлений и месторождений нефти [Маринов и др., 1977а; Татаринов, Абрамов, 2001]. В Южном Забайкалье проявления нефти отмечены на территории Гусиноозерской, Боргойской, Кижингинской, Зазинской, Еравнинской, Читино-Ингодинской Тургино-Харанорской, Ушмунской, Аргунской и Ононской впадин. В пределах Монголии (восточной и южной ее частей) известны ряд проявлений и два месторождения нефти (Дзунбаинское и Цаганэльское). При этом коллекторами нефти служили пачки грубообломочных пород, также участвующие в строении верхнеюрских и нижнемеловых отложений.

### **3.7. Структурный и формационный анализы сланценосных толщ**

Анализ распределения нижнемеловых промышленных месторождений горючих сланцев на древней Азиатской суше по данным публикаций [Геология..., 1973; Зеленин, Озеров, 1983; Маринов и др., 1977б] позволил сделать важный для понимания их генезиса вывод. Все континентальные месторождения этого возраста локализованы на сравнительно небольшом участке материка – районах Забайкалья и Монголии. Выше отмечалось, что в позднеюрское и, главным образом, в раннемеловое время эти районы являлись ареной активного проявления процессов континентального рифтогенеза. Здесь выделяется Северо-Монгольская – Забайкальская рифтовая система, а южнее, на территории Центральной Монголии – Северогобийская система рифтов. Для последней характерен длительный (с небольшими перерывами) диапазон рифтообразования – от ранней перми до позднего мела (сеномана) включительно.

В рифтовых зонах Забайкалья и Монголии накопление нижнемеловых континентальных отложений происходило в удлиненных впадинах – грабенах (преимущественно односторонних или, реже, двухсторонних) шириною от 5–10 до первых десятков километров и длиною в десятки, иногда свыше 100 км. В большинстве случаев они располагались в форме цепочек, приуроченных к зонам крупных разломов древнего заложения и длительного развития. Отдельные грабены отмечаются и за пределами упомянутых зон. Максимальные мощности нижнемеловых отложений, заполняющих грабены, обычно не превышают 1–2 км.

В строении сланценосных верхнеюрских и нижнемеловых отложений Забайкалья и Монголии широко представлены толщи грубообломочных пород. Это послужило основанием для их включения в группу орогенных моласс (гумидных угленосных – в северных районах или аридных пестроцветно-красноцветных – в южных) и предположение, что их накопление происходило в межгорных впадинах [Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Конивец, 1968а; Нагибина, 1951, 1975, 1995; Нагорья..., 1974; Писцов, 1968, 1982; Флоренсов, 1960]. В условиях активного проявления рифтогенеза эта территория рассматрива-

лась в качестве дейтероорогенной или протоорогенной области [Милановский, 1987].

Однако при более поздних исследованиях характеризующихся отложениями [Цеховский и др., 2005; Цеховский, 2013] установлено, что накопление присутствующих в их составе грубообломочных толщ происходило локально в форме узкого делювиально-коллювиального шлейфа вдоль прибортовых уступов рифтогенных грабенов в пределах равнинных ландшафтов. По направлению к их осевым частям эти отложения быстро замещались тонкообломочными угленосно-терригенными или карбонатно-терригенными аллювиально-озерными и болотными фациями (соответственно в областях с гумидным или аридным типом палеоклимата). Поэтому горючие сланцы (как и охарактеризованные выше угли) являются типичными породами фэновых формаций, развитых в грабенах среди холмистого равнинного рельефа. Однако, в отличие от углей, большая их часть связана с озерными отложениями в аридной красноцветно-карбонатной фэновой формации, образующейся на юге Монголии. На территории Забайкалья и Северной Монголии (области с гумидным палеоклиматом) в сероцветной угленосной фэновой формации они встречаются значительно реже, на отдельных участках.

Следует отметить, что накопление пород обеих рассмотренных выше фэновых формаций нередко сопровождалось процессами преимущественно базальтового вулканизма, а также гидротермальной деятельностью. Характеристика мезозойских вулканитов и процессы рифтообразования на территории Забайкалья и Монголии, отображена в целом ряде публикаций [Геологические формации..., 1995; Континентальный вулканизм..., 1983; Нагорья..., 1974; Самойлов, Аракелянц, 1989; Самойлов, Ярмолюк, 1992; Скобло и др., 2001].

С юрско-меловыми гидротермами на этой территории связывают флюоритовую, золоторудную, молибденовую, вольфрамовую и редкометальную минерализацию [Геология..., 1980; Итоги..., 1989; Металлогения..., 1973], а также охарактеризованные выше выделения травертинов в Гобийском Алтае.

### **3.8. Факторы, влияющие на образование горючих сланцев**

В рифтовых зонах Забайкалья и Монголии накопление нижнемеловых континентальных отложений происходило в удлиненных впадинах-грабенах (преимущественно односторонних или, реже, двухсторонних) шириною от 5–10 до первых десятков километров и длиною в десятки, иногда свыше 100 км. В большинстве случаев они располагались в форме цепочек, приуроченных к зонам крупных разломов древнего заложения и длительного развития. Отдельные грабены отмечаются и за пределами упомянутых зон. Максимальные мощности нижнемеловых отложений, заполняющих грабены, обычно не превышают 1–2 км.

**Факторы, влияющие на образование горючих сланцев.** В настоящее время установлено влияние множества факторов на образование морских и континентальных горючих сланцев [Юдович, Кетрис, 1988]. К их числу относят ряд экзо-

генных факторов: климат, рельеф, фации, температура и соленость вод, минеральное питание, органическое питание, количество CO<sub>2</sub>, освещение, влияющие на биопroduкцию; скорость захоронения осадков, процессы диагенеза, особенности аэрации, определяющие характер фоссилизации органического вещества.

Ниже, применительно к континентальным (озерным) горючим сланцам кратко рассмотрим главные экзогенные и глубинные процессы, способствующие их образованию. При характеристике экзогенных процессов геологи отводят важную роль климату. В частности, для современной эпохи установлено, что озерные сапропели (главные источники горючих сланцев) в том или ином объеме формируются в разных климатических зонах теплых и холодных как с гумидным, так и с аридным климатом [Штин, 2005].

Однако наиболее масштабное их накопление (с возникновением залежей, достигающих мощности 10–20 м) происходит в зонах с умеренным или теплым гумидным климатом (в областях развития лесов). В теплых водах озер гумидной зоны наиболее активно продуцируется и накапливается (в анаэробной среде) органическое вещество. В этой зоне активизируются также процессы химического выветривания, что обеспечивает поступление в озера большого количества питательных веществ, необходимых для массового образования водной органики. Остальные зоны (с холодным, переменным влажным, засушливым и аридным климатом) являются современными областями слабого образования сапропелей. Здесь их мощность не превышает 1–5 м.

Необходимо отметить, что приведенные выше закономерности влияния климата на образование сапропелей следует с поправками переносить на древние геологические эпохи [Горючие сланцы, 1980; Зеленин, Озеров, 1983]. В них действительно большинство месторождений и проявлений озерных горючих сланцев формировалось в зонах с теплым гумидным климатом (умеренным, субтропическим или тропическим), где они генетически связаны с угленосными или карбонатно-глинистыми толщами. Однако крупные их месторождения обнаружены также и в областях с аридным палеоклиматом. Например, в соленосной пачке Парашют-Крик, относящейся к эоценовой свите Грин-Ривер на западе США, находятся богатейшие в мире горючие сланцы, перемежающиеся с пластами эвапоритов [Робинсон, 1980; Шенкс и др., 1980].

Установлено, что наиболее интенсивное накопление сапропелей и образование континентальных горючих сланцев происходит преимущественно в небольших застойных или слабо проточных мелководных мезотрофных или эвтрофных озерах [Дункан, 1980; Зеленин, Озеров, 1983; Штин, 2005]. При этом необходимым условием является наличие придонной анаэробной среды (защищающей органику от разрушения), что характерно для озер с низкой гидродинамикой вод. Течения и волны (характерные для крупных олиготрофных озер) перемешивают воды, обогащают кислородом их нижние слои, что неблагоприятно сказывается на накоплении сапропелевых илов.

Все авторы отмечают, что высокая биопroduктивность водоемов возможна лишь при небольших объемах поступающего с суши терригенного материала. Обильный его привнос подавляет накопление углеродистых озерных илов и препятствует ро-

сту прибрежных торфяников. Кстати, последние играют существенную роль в поставке биофильных элементов в бассейны сланценакопления. Это резко увеличивает в них продуктивность водорослей [Wenger, Vasce, 1986] и способствует формированию горючих сланцев. И неслучайно, что озерные горючие сланцы нередко встречаются в кровле или подошве углей, а также переслаиваются с ними.

Для морских горючих сланцев трансгрессии моря на заболоченную сушу считают важнейшим фактором, приводящим к их широкому развитию [Гаврилов, 2005; Гаврилов, Щербинина, 2012].

Рассмотренные выше условия осадконакопления проявляются преимущественно в небольших мезотрофных или эвтрофных озерах, расположенных на равнинах. Однако и в изолированных заливах крупных (олиготрофных) озер часто процессы осадконакопления близки к таковым, проявляющимся в эвтрофных и мезотрофных озерах и, следовательно, также благоприятны для массового образования сапропелей. И, напротив, для озер, расположенных в межгорных впадинах, характерны большие объемы поступающего терригенного материала и высокие скорости осадконакопления, препятствующие интенсивному формированию углеродистых отложений [Штин, 2005].

В настоящее время многие геологи, вслед за А.Б. Роновым [1976] связывают образования органического вещества в горючих сланцах с балансом в атмосфере и водоемах углекислоты. Известно, что водный фитопланктон и наземная растительность поглощают огромное количество  $\text{CO}_2$  и выделяют  $\text{O}_2$ . Во время усиления вулканической и гидротермальной деятельности резерв углекислоты в атмосфере и парциальное давление углекислого газа увеличивается. Одновременно возникает парниковый эффект, способствующий потеплению климата и возникновению эпох с высокой биологической продуктивностью. Все это активизирует развитие планктона в процессах фотосинтеза и способствует образованию горючих сланцев.

Дополнительное обогащение атмосферы  $\text{CO}_2$  связывается с выделением углекислоты при диагенетических или катагенетических процессах преобразования углеродистых отложений: торфов, углей, углистых пород [Конюхов, 2012а]. Иногда допускают наличие еще одного необычного источника – падения роя крупных или мелких метеоритов. Известно, что среди последних значительную часть составляют ледяные хондриты – глыбы льда, содержащие, помимо воды, замерзшие газы: метан и углекислоту. Кроме того, если «мишенями» во время импактных событий служили развитые на континентах карбонатные породы, их мгновенное испарение также могло обогащать атмосферу углекислотой (Юдович, Кетрис, 1988).

Например, в позднеюрскую эпоху с падением метеорита связывают образование крупного кратера Мельнир в Баренцевом море [Конюхов, 2012а]. Согласно иной точке зрения в большинстве случаев импактогенез в основном рассматривают как явление эндогенной природы и считают, что оно связано с вулканизмом, предшествующим эволюции кольцевых структур и развитию в них основного, ультраосновного и щелочного магматизма [Маракушев и др., 1993].

Обычно считается, что вулканизм является основным источником пополнения углекислоты в атмосфере [Будыко, Ронов, 1979; Ронов, 1976], что активизирует

развитие планктона. В то же время резкое усиление вулканической деятельности (как и падение крупных метеоритов) приводило к затмению атмосферы, похолоданию климата и обратному эффекту – катастрофическому вымиранию водных организмов. С вулканической деятельностью может быть связан привнос в осадки небольшого количества эндогенного органического вещества.

Например, в пирокластике ряда Камчатских вулканов установлено присутствие его примеси в среднем около 0,07% [Юдович, Кетрис, 1988]. Отмечается также, что в газовой-пепловых продуктах извержения современных вулканов ежегодно продуцируется  $10^6$  т органических соединений, в том числе около  $3,3 \times 10,5$  углеводородов [Порфирьев и др., 1983]. Стимуляторами биосинтеза при проявлениях вулканизма могло также служить и поступление питательных веществ, необходимых для жизнедеятельности планктоногенных микроэлементов, из вулканического пепла (легко поддающегося выветриванию), а также некоторый (возможно, только локальный) прогрев воды [Ковалев, 1983].

Согласно гипотезе С.Г. Неручева [1982], главным фактором, контролирующим биологическую продуктивность водоемов, является поступление эндогенного вещества. По его мнению, флюидная глубинная разгрузка в водоемы урана, углеводородов и других элементов из мантии и коры приводит к экстремальной продуктивности простейших организмов, в основном, сине-зеленых водорослей. Это способствует накоплению огромных масс планктоногенного органического вещества и возникновению горючих сланцев, а также газовой-нефтяных месторождений. При этом отмечается обогащение водоемов соединениями урана, что приводит к вымиранию высших организмов и активизирует развитие простейших микроскопических планктонных водорослей.

По данным А.А. Маракушева [1999], гибель высших организмов связана с эпохами массового выброса на поверхность Земли целого ряда токсичных глубинных веществ (уран, ртуть, сурьма, мышьяк, фтор и др.), а также углекислоты и других ядовитых газов. Известны примеры, иллюстрирующие масштабные выбросы глубинного углекислого газа в районах проявления современного вулканизма. В частности, на территории Камеруна (Западная Африка) со дна озер Ниос и Монун, заполняющих кратеры современных вулканов, произошли внезапные выбросы углекислого газа, и в поселках, расположенных на побережьях, зафиксированы случаи массовой гибели людей и скота от удушья [Трагедия..., 1987].

С подобными древними эпохами интенсивной дегазации ядра Земли (охватывающими ее обширные площади) А.А. Маракушев связывает глобальное распространение черносланцевых формаций. Их предлагается рассматривать в качестве индикаторов периодов катастрофического развития Земли. В ее геологической истории выделяется ряд таких эпох, связанных с доминированием обстановок растяжения земной коры [Милановский, 1996], сопровождающихся усилением проявлений щелочного вулканизма и разгрузки газовой-жидких флюидов, а также с активизацией рифтообразования и выравниванием суши. Они разделяют эпохи с доминированием процессов сжатия земной коры, приводящих к усилению складчатости, горообразования и проявлению кислого по составу вулканизма.



Гипотеза С.Г. Неручева, хотя и подвергается критике [Холодов, 2008, 2012], но имеет своих сторонников и продолжает разрабатываться [Маракушев А., Маракушев С., 2008; Robbins, 1983; и др.]. Показано, что разгрузка в океанические и континентальные водоемы над зонами разломов огромного количества химических соединений (и в том числе элементов жизни – азота, фосфора и микроэлементов) с участием газов (метана, сероводорода, водорода, аммиака) создают уникальные условия для развития фитопланктона и других организмов [Сывороткин, 2002].

Предполагается, что «поступление эндогенного глубинного флюида в земную кору с одной стороны способствует ее гранитизации, с другой – стимулирует бурное накопление в осадочных толщах биоорганического вещества» [Сидоров, Томсон, 2000]. При этом органические соединения различных металлов (включая золото) могут быть привнесены углеводородным флюидом в процессе выщелачивания пород. Кроме того, осадочные толщи, богатые органикой, являются сорбентами металлов в период регрессивного метаморфизма пород. Поэтому ареалы глубинных углеводородных флюидов в районах гранитизированной земной коры многократно обогащались ураном, золотом и сульфидами металлов.

А.И. Егоров [1985], основываясь на фактах «высачивания» в бассейны по разломам нефти и газа, а также привлекая данные о бактериальном осаждении из этих продуктов органического вещества, предполагал участие этих процессов в образовании горючих сланцев.

Подобную точку зрения развивает и Г.А. Беленицкая [2008а, б; 2010а, б]. На примере изучения современных катастрофических техногенных нефтяных разливов она отмечает наличие двух противоположных процессов, способствующих формированию углеродистых осадков: 1) вспышка биогенной продуктивности и распространения планктоногенных водорослей; 2) массовая (катастрофическая) гибель и утилизация микроорганизмами нефтяных продуктов (вследствие поступления упомянутых выше токсичных эндогенных элементов), приводящая к накоплению обогащенных органикой илов (техногенных гомологов горючих сланцев).

Было также доказано, что помимо фотосинтеза в приповерхностных частях водоемов за счет солнечной энергии, на дне морей и океанов под мощным покровом воды в местах разгрузки «холодных» (сипов) или термальных газовых флюидов (вне зоны фотосинтеза) микробиологические процессы приводят к образованию органического вещества и углеводов [Леин, 2002, 2004; Леин и др., 2000а, 2000б]. Мощность осадков, где происходит генерация биогенного метана и органического вещества, составляет сотни метров.

Отмечается также, что охлаждение у поверхности высокотемпературных глубинных восходящих флюидов стимулирует развитие реакций диспропорционирования [Маракушев, 1999]. Это приводит к выделению свободного углерода:  $\text{CH}_4 + 2\text{CO} = 3\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ ;  $2\text{CO} = \text{C} + \text{CO}_2$ . Источником флюидов могли служить обогащенные органикой глубоко погруженные толщи осадочных пород, или они имели мантийное происхождение и были связаны с дегазацией глубинных частей Земли [Дегазация..., 2010].

Возникновение из углеродистых осадков горючих сланцев происходит под воздействием катагенетических процессов после их погружения на большие глубины (где возрастают температуры и давление). При этом органическое вещество превращается в кероген и формируются нефтегазовые битумы. Более интенсивное прогревание отложений в зонах с повышенным тепловым потоком активизирует катагенетические преобразования органического вещества и сокращает минимальные глубины погружения углеродистых отложений.

Особенно характерны эти процессы для рифтовых структур, где повышенный тепловой поток, гидротермы, вулканизм и нагретые восходящие глубинные газово-жидкие флюиды прогревают породы. Это активизирует процессы преобразования органического вещества в кероген и приводит к образованию нефтегазовых соединений [Гаврилов В., 1986]. Установлено, что на дне океанических рифтов в местах разгрузки горячих источников температуры могут достигать 3500 °С.

Пока не прекращаются дискуссии между сторонниками различных гипотез образования горючих сланцев. Например, В.Н. Холодов [2008; 2012], критикуя гипотезу С.Г. Неручева, считает, что уран не может контролировать образование горючих сланцев. Им приведены доказательства, что в современных гидротермах на суше или в океанах фиксируются невысокие содержания этого элемента. Его аномальные значения в углеродистых породах объясняются способностью органики аккумулировать этот элемент (наряду с другими металлами). Главными жизненно необходимыми элементами планктона являются не уран, а углерод, кислород, азот и фосфор. Он также отмечает, что в современную эпоху выходы в морях и океанах нефтегазовых источников весьма невелики, ограничиваются узкими нефтеносными площадями и поэтому практически не влияют на образование горючих сланцев.

Критические замечания В.Н. Холодова справедливы для современной эпохи орогенеза и складкообразования с преобладанием процессов сжатия земной коры. Однако его актуалистические выводы вряд ли можно распространять на древние эпохи растяжения земной коры и рифтообразования, когда масштабы поступления глубинного вещества (включая углеводороды, соединения урана, фосфора и других элементов) значительно увеличивались. Необходимо также учитывать, что если образующиеся при этом органо-минеральные соединения в океанических бассейнах могли разноситься течениями на большие расстояния и «разбавляться» терригенным материалом, то их доля в небольших заливах или в рифтовых озерах могла возрастать.

Перечисленные выше различные модели формирования углеродистых отложений часто противопоставляют друг другу. Однако ряд авторов считает возможным сближение различных альтернативных генетических концепций [Гаврилов В., 1986; Сидоров и Томсон, 2000]. Подобный подход, учитывающий влияния разных экзогенных, эндогенных, а иногда, возможно, и космических факторов на образование органического вещества горючих сланцев (с оценкой значимости вклада каждого из них), по мнению авторов статьи, является наиболее продуктивным. Вероятно, набор этих факторов в разные геологические эпохи и в разных реги-

онах не будет одинаков, и в таком случае задачей исследований должна являться оценка значимости каждого из них. Важно также при разработке моделей образования горючих сланцев, наряду с привлечением метода актуализма, уделять должное внимание реконструкциям «вымерших» древних обстановок осадконакопления. Это прежде всего касается глобальных (проявившихся на континентах и в океанах) деструктивных эпох тектогенеза (с доминированием обстановок растяжения земной коры) и рифтообразования. В это время резко активизировались процессы вулканизма и гидротермальной деятельности, а также дегазация недр Земли, что показано на примере пограничных мел-палеогеновых отложений [Цеховский, 2015а, 2015б].

### **3.9. Условия образования нижнемеловых озерных горючих сланцев в Забайкалье и Монголии**

*Палеогеография и процессы седиментогенеза.* Характеристике озер, где происходило образование нижнемеловых горючих сланцев на территории Забайкалья и Монголии, посвящены публикации многих геологов. В раннемеловое время эти регионы находились в переходной зоне от теплого гумидного климата к аридному [Синицын, 1966]. При этом в Забайкалье (где нижнемеловые отложения представлены угленосно-терригенными толщами) господствовал преимущественно теплый гумидный климат. Правда, в неокоме для Витимских впадин Западного Забайкалья отмечается проявление засушливых сезонов. На это указывает разреженный характер произраставшей здесь растительности, и появление в разрезах угленосно-терригенных отложений прослоев мергелей или известняков [Скобло и др., 2001]. Наличие подобных сезонов подтверждается также и в Центральном Забайкалье присутствием доломитов или доломитовых известняков в ряде разрезов тургинской свиты [Писцов, 1968], а также – известняков в байсинской свите (например, на Юмурченском месторождении горючих сланцев) [Конивец, 1968а]. При этом отмечается переслаивание этих карбонатных пород с горючими или битуминозными сланцами.

В то же время на юге Монголии, где в раннем мелу господствовал преимущественно семиаридный климат [Мартинсон, 1982; Неустроева, 1982; Синица, 1993], накапливались красноцветно-пестроцветные терригенно-карбонатные отложения. Следует отметить, что В.Ф. Шувалов [1975] для начала раннего мела (времени формирования большинства бумажных сланцев в составе шинхудукского горизонта) предполагал временную гумидизацию семиаридного климата.

Однако этому выводу противоречит наличие доломитов в составе озерных карбонатов [Неустроева, 1982], а также широкое развитие красноцветов (с аридными каличе – карбонатными корами выветривания) в составе прибортовых разрезов нижнемеловых отложений [Раннемеловое озеро Манлай..., 1980; Синица, 1993; Цеховский, 2013]. В более ранних публикациях характеризуемые красноцветы нередко ошибочно относились к верхнеюрским аридным отложениям шарилинского горизонта (кимеридж – первая половина титона).

Результаты изучения нижнемеловых озер Забайкалья и Монголии и их отложенный приводятся в ряде публикаций [Мартинсон, 1982; Неустроева, 1982; Писцов, 1968; Раннемеловое озеро Манлай..., 1980; Сеница, 1993; Скобло и др., 2001; Шувалов, 1982]. Их авторы предполагали существование в раннемеловое время на рассматриваемой территории разновысотных горных ландшафтов с широким развитием озер: крупных (олиготрофных), средних по размеру (мезотрофных) и небольших (эвтрофных), проточных и застойных – с пресными или слабо солеными водами.

К признакам олиготрофных озер относят наличие горизонтально-слоистых тонкообломочных, хорошо сортированных алевритово-глинистых отложений или карбонатных пород (мергелей, известняков, доломитов), нередко накапливающихся в центральных частях крупных озер. Для отложений мелководных эвтрофных озер или изолированных заливов крупных (олиготрофных) водоемов на территории Монголии характерным считалось присутствие бумажных или битуминозных сланцев [Мартинсон, 1982; Сеница, 1993], которые обычно переслаиваются с алевритово-глинистыми или карбонатными породами.

Согласно другой точке зрения, в Центральном и Восточном Забайкалье нижнемеловые горючие бумажные и битуминозные сланцы в угленосном тургинском горизонте накапливались вместе с тонкообломочными алевритово-пелитовыми отложениями на мелководных (прибрежных) участках крупных глубоководных межгорных озер [Конивец, 1968а; Писцов, 1968].

Однако выше отмечалось, что наши исследования позволили уточнить представления о раннемеловых ландшафтах Забайкалья и Монголии. Было установлено, что они представляли собою холмистые равнины, осложненные многочисленными грабенами или грабен-синклиналями, в которых и накапливались отложения фэновых формаций. При этом из равнинных областей денудации в озера поступал преимущественно тонкообломочный алевритово-глинистый материал, который получал доминирующее развитие, как у побережья, так и в центральных частях крупных и мелких озер.

Большая часть грубообломочного материала, возникавшего лишь при разрушении пород слагающих крутые прибортовые уступы грабенов, локализовалась у их подножий в форме узкого коллювиально-делювиального шлейфа и не поступала в озера. Поэтому сам факт наличия тонкообломочных отложений еще не свидетельствует в пользу их накопления в центральных, удаленных от побережья участках озерных бассейнов. Для выявления крупных и мелких древних озер в равнинных ландшафтах необходимо привлекать иные литологические признаки.

Главные из них, по мнению авторов, следующие. Для небольших мелководных полупроточных или застойных озер характерна низкая гидродинамика вод и, как следствие этого, накопление преимущественно тонкообломочного алевритово-глинистого материала. Иная гидродинамика характерна для крупных равнинных озер, расположенных в областях с гумидным или аридным климатом. Даже в случае отсутствия в них течений потоки ветра нагоняют к берегам волны, где часто (в зонах прибоя) происходит перемыв привносимых с суши отложений, их перемещение вдоль побережий, а также сортировка по размеру зерен и окатывание об-

ломков. В результате вдоль побережий часто возникают песчаные шлейфы, косы, пляжи, сложенные сортированными песчаными отложениями.

Если же перемиываются грубообломочные отложения, то в зоне приобья исходные дресвяно-щебнистые обломки окатываются и образуют линзы гравия и мелких галечников среди песчаных отложений. Это связано с большим объемом водной массы и, как следствие этого, большими энергетическими возможностями для перемещения и дифференциации терригенного материала, поступающего в крупное озеро. В качестве примера можно соответственно привести современные донные осадки ряда участков Аральского озера-моря [Бродская, 1954], окруженного холмистыми равнинами.

При наших исследованиях нижнемеловых отложений в Западном Забайкалье и в ряде регионов Северной и Южной Монголии подобные ярко выраженные прибрежные фации раннемеловых крупных озер, развитых в равнинных палеоландшафтах, не были обнаружены. С учетом этого можно считать, что площади широкого развития нижнемеловых глинистых, известковистых и углеродистых пород на этой территории в большинстве случаев являются индикаторами небольших (эвтрофных) или мезотрофных застойных или проточных озер (включая их пойменные разности). Именно в подобных озерах и создаются благоприятные условия для накопления сапропелевых илов и образования горючих сланцев [Зеленин, Озеров, 1983; Штин, 2005].

В раннемеловых равнинных реках и озерах с низкой гидродинамикой вод поступающие крупные обломки (имеющие размер дресвы, щебня или глыб и возникшие за счет эрозии пород, слагающих прибортовые уступы грабен) не испытывали длительной транспортировки и поэтому оставались неокатанными. В прибрежных участках они образуют маломощные прослои или линзы среди тонкообломочных песчано-алевритово-глинистых, углеродистых и карбонатных отложений. Однако их основная часть слагала на суше узкий коллювиально-делювиальный шлейф вдоль прибортовых уступов грабен.

В большинстве публикаций, где реконструируются раннемеловые озера на территории Забайкалья и Монголии, обычно не приводится достаточных данных для выделения на этой территории их крупных (олиготрофных) разностей. Лишь в единичных работах содержатся необходимые сведения. Например, в низах неокомовой хурилитской толщи Хулсын-Голской впадины Гобийского Алтая, коррелируемой с низами шинхудукского горизонта (см. рис. 1.7), отмечается шлейф хорошо сортированных пляжных прибрежных псаммитов – реликтов крупного озера [Синица, 1993].

В этом же регионе подобным примером в основании более древней раннесреднеюрской бахарской свиты служит мощная (около 30 м) толща хорошо сортированных песков, обнажающаяся вдоль восточных отрогов хребта Их-Богд-Уул. В целом, вопрос о наличии крупных раннемеловых озерных бассейнов на территории Монголии и Забайкалья требует дополнительного решения.

Переходя к непосредственной реконструкции условий образования нижнемеловых горючих сланцев на характеризуемой территории, приведем доминирующую точку зрения на их генезис [Бутова, 1963; Мартинсон, 1982; Синица, 1993].



Как в гумидной, так и семиаридной климатических зонах преобладали небольшие застойные или полупроточные мелководные эвтрофные озера или заливы крупных озер с невысокой гидродинамикой вод. Предполагается, что на юге Монголии в основании дзунбаинской серии (где бумажные сланцы шинхудукского горизонта переслаиваются с карбонатными породами) их генезис аналогичен происхождению эоценовой сланценовой свиты Гран-Ривер на западе США, также сформированной при аридном климате [Мартинсон, 1982]. Нужно подчеркнуть следующие важные особенности строения дзунбаинской серии. В ее низах доминирующую роль играют тонкообломочные глинистые породы, карбонаты и горючие (бумажные) сланцы. В верхах дзунбаинской серии, наряду с сокращением мощностей или полным исчезновением горючих сланцев, возрастает роль песчано-алевритовых отложений.

Следует отметить, что озерные отложения (включая их пойменные разности) практически повсеместно играют главенствующую роль в строении нижнемеловых отложений, сформировавшихся в равнинных ландшафтах. На территории Монголии общее поглубение состава отложений в верхах дзунбаинской серии (от глинисто-сланцевого – в низах, к песчано-алевритовому – в верхах) было связано с большей контрастностью рельефа холмистых равнинных областей денудации во второй половине раннего мела. При этом возрастал объем терригенного материала, поступающего в области аккумуляции, который подавлял здесь накопление углеродистых отложений (горючих сланцев или углей).

На территории Западного Забайкалья, в отличие от Монголии, более грубые терригенные отложения приурочены к основанию нижнемеловых толщ (безугольным муртойской и селенгинской свитам). В верхней их части (селенгинской и хольбоджинской свитах) наряду с доминированием в разрезах тонкообломочных алевритово-глинистых отложений создаются условия, благоприятные для формирования углей и горючих сланцев.

При прослеживании площадей раннемелового сланценакопления на территории Забайкалья и Монголии была выявлена приуроченность месторождений и проявлений горючих сланцев к определенным районам, охваченным рифтогезом [Цеховский, Стукалова, 2014а]. Рассмотрим этот вывод подробнее.

***Причины интенсивного накопления рифтовых горючих сланцев.*** Известно, что для образования промышленных месторождений углеводородов благоприятны тектонические структуры с устойчивым и длительным погружением, а развитые в них осадочные комплексы – большой скоростью аккумуляции. К подобным структурам относятся рифты. В ряде публикаций [Гаврилов В., 1986; Коболев, Оровецкий, 2006; Конюхов, 2012а, б; Шахновский, 1996; Robbins, 1983; и др.] приведены доказательства высокой насыщенности углями и горючими сланцами отложений континентальных рифтовых впадин, а также появление в этих структурах или перекрывающем осадочном чехле крупных нефтегазоносных месторождений.

Исследования нижнемеловых отложений Забайкалья и Монголии, приуроченных к континентальным рифтам, позволяют раскрыть причину высокой насыщенности органическим веществом накапливавшихся здесь отложений. Это объясня-

ется своеобразными условиями осадконакопления в данных структурах, а также участием в седиментогенезе глубинных процессов.

**Влияние экзогенных процессов.** Известно, что для формирования мощных, обогащенных органическим веществом осадков (сапропелевых илов или торфяников) требуется устойчивое длительное погружение областей аккумуляции, а также поступление в них небольших объемов терригенного материала из областей денудации (не подавляющих накопление углеродистых осадков). Устойчивое и длительное погружение днищ впадин осуществляется в тектонически активные (орогенные) эпохи. Однако в это время обильный привнос терригенного материала из горных областей денудации препятствует возникновению мощных торфяников и сапропелевых илов в межгорных или предгорных впадинах. Лишь в окружающих равнинах (на удалении от гор) могут формироваться подобные углеродистые отложения, однако и здесь максимальные мощности образованных из них пластов углей и горючих сланцев обычно не превышают 10 м.

При стабилизации вертикальных тектонических движений и выравнивании областей денудации во впадины поступают небольшие объемы терригенного материала, что благоприятствует накоплению углеродистых отложений. Однако в условиях малых скоростей осадконакопления и медленных погружений днищ впадин большая часть органического вещества не успевает захорониться, а окисляется и разлагается на земной поверхности. Показательным является факт, что при крайней степени выравнивания рельефа – в пенепленизированных ландшафтах, даже при теплом гумидном климате (благоприятствующем развитию биоты) в областях аккумуляции формируются практически лишенные органического вещества красно-пестроцветные кварц-каолиновые или каолинит-бокситовые породы формации коры выветривания [Цеховский, 1987].

В рифтовых областях отмечается иная картина образования углеродистых отложений. При выравнивании денудационного рельефа в грабенах рифтовых зон (как и в эпохи орогенеза) продолжалось устойчивое и интенсивное погружение днищ грабенов. Однако в этих структурах накапливались обогащенные органическим веществом отложения фэновых формаций.

На территории Забайкалья и Монголии в раннем мелу опускание днищ грабенов сопровождалось появлением множества полупроточных или застойных озер, где создавались условия, благоприятные для образования сапропелей. В областях с теплым гумидным климатом это были преимущественно слабо проточные пресные озера, а в районах с засушливым (семиаридным) климатом многие из них являлись бессточными водоемами с минерализованными солеными водами, где наряду с терригенными отложениями накапливались известняки и доломиты.

В раннем мелу из окружающих равнинных областей денудации происходило поступление небольших объемов тонкообломочного терригенного материала в водоемы, расположенные в осевых участках грабенов. Сюда не привносился грубообломочный материал, связанный с эрозией прибортовых уступов, где у их подножий он слагал узкий шлейф. Таким образом, терригенный материал не подавлял органогенно-хемогенное осадконакопление в озерах и на их заболоченных бережьях. Поэтому сапропелевые илы, карбонатные отложения, а также торфяники

достигали здесь большой мощности. При этом высокой биологической продуктивности водоемов способствовало поступление в озера химических биофильных элементов (фосфора, кальция, микроэлементов) из кор выветривания (характерных для равнинных областей денудации), а также растительных остатков и растворенных органических соединений из заболоченных побережий.

Масштабы накопления горючих (бумажных) сланцев, приуроченных к равнинным фэновым формациям, менялись в разных климатических зонах. Наиболее широкое распространение они получали в аридной красноцветно-пестроцветной карбонатно-терригенной фэновой формации, развитой на юге Монголии. В разрезах гумидной сероцветной угленосно-терригенной фэновой формации (на территории Забайкалья и Северной Монголии) горючие сланцы встречаются значительно реже.

На рассматриваемой территории в юрско-меловом осадочном чехле рифтовых впадин наряду с равнинными фэновыми формациями в отдельные, сравнительно кратковременные орогенные эпохи, формировались гумидные (сероцветные) или аридные (красноцветно-пестроцветные) молассовые формации [Цеховский, 2013]. Было установлено, что в большинстве изученных регионов диапазон их развития ограничивается первой половиной ранней юры, и лишь на юге Монголии (в Гобийском Алтае) орогенные молассы дополнительно появляются также в поздней юре и начале позднего мела. При их накоплении в межгорных рифтовых впадинах не создавалось благоприятных условий для образования углеродистых отложений. В это время из горных областей денудации в рифтовые впадины приносились большие объемы терригенного материала, что препятствовало образованию мощных торфяников в болотах и сапропелевых илов в озерах. Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что одной из причин высокой насыщенности органическим веществом континентальных отложений рифтовых зон является своеобразие экзогенных процессов осадконакопления.

**Влияние глубинных процессов.** К их числу для рифтовых зон относят повышенный тепловой поток, вулканизм, а также поступление на поверхность жидких и газовых флюидов, имеющих катагенетическое или эндогенное происхождение. В строении осадочного чехла этих структур продукты вулканизма и гидротермальной деятельности принимают большее участие.

Воздействие на осадконакопление процессов вулканизма (насыщавших атмосферу углекислым газом, вулканическим пеплом, повышавших биологическую продуктивность водоемов) было описано выше. Важно подчеркнуть, что в областях рифтообразования (сравнительно с окружающими районами) роль вулканизма и, следовательно, его влияние на образование углеродистых отложений заметно возрастает. В этой связи следует упомянуть данные, приведенные еще в одной публикации [Гептнер и др., 2006]. В ней отмечается, что в толще базальтов современной рифтовой зоны Исландии обнаружено битумное органическое вещество (типа асфальтита), заполняющее пустоты в лавах, а в составе газовой фазы гидротерм установлены углеводороды. Все эти соединения связываются с эндогенным поступлением углерода и водорода в процессе извержений и поствулканической гидротермальной деятельности.

Различные формы влияния гидротерм и восходящих газовых флюидов на насыщение осадков органическим веществом раскрыто на примере морских и океанических рифтов [Валеев и др., 1979; Неручев, 1982]. В ряде публикаций также показано, что привнос различных глубинных компонентов в области осадконакопления может резко усиливать биопродуктивность водоемов, а также микробиологическое образование органического вещества над разломами, в местах разгрузки глубинных газов [Леин, 2004; Леин и др., 2000; Сывороткин, 2002] или нефти [Беленицкая, 2010а, 2010б].

О высокой интенсивности гидротермальной деятельности в мезозойско-кайнозойских рифтах Забайкалья, Монголии и Прибайкалья свидетельствуют многие данные. В частности, с раннемеловыми гидротермами на рассматриваемой территории связаны флюоритовая, золоторудная и редкометальная типы минерализации. Особенно широко (как и в кайнозойском Байкальском рифте) были развиты щелочные фтороносные термы, с которыми связаны многочисленные месторождения или проявления [Геология..., 1980; Итоги..., 1989; Металлогения..., 1973]. Только на территории Монголии известно около 200 месторождений и проявлений флюорита, большинство которых датируется нижним мелом [Бадамгарав и др., 1972]. Наличие флюоритовой минерализации в осадочных и коренных породах Прибайкалья и Забайкалья рассматривается как древние очаги разгрузки азотных терм [Дислер, 1971].

К продуктам древней гидротермальной деятельности относятся также линзы известковистых или доломитовых травертинов, широко представленных в позднеюрских и раннемеловых аридных отложениях на юге Монголии [Цеховский, 2013]. В отличие от пластовых озерных известняков и доломитов, приуроченных к толщам сероцветно-зеленоцветных тонкообломочных алевритово-глинистых пород, небольшие по размеру линзы травертинов тяготеют к красноцветным грубообломочным коллювиально-делювиально-пролювиальным отложениям. С нижнемеловыми гидротермами было связано также и поступление кремнезема. При этом, например, под покровом нижнемеловых отложений на поверхности гранитного массива Тобхор происходило окремнение верхнеюрских тектонокластов (образующих плащеобразное тело) [Цеховский и др., 2011].

Факты, свидетельствующие о важном влиянии гидротерм и газовых флюидов на накопление осадков, обогащенных органическим веществом в современном Байкальском рифте, приводились выше. При этом отмечалось увеличивалась биопродуктивность диатомового фитопланктона и бактериальный синтез органического вещества из глубинных углеводородных флюидов в осадках озерного водоема. На прилегающей суше формирование сапропелитов сопровождается процессы образования травертинов и осуществляется не только среди грубообломочных аллювиальных отложений, но и в трещиноватых породах фундамента.

Важно подчеркнуть, что высокая газонасыщенность рифтовых пород является типичным признаком данных структур, что подтверждается возникновением крупных месторождений газогидратов (метана и углекислого газа) не только в охарактеризованном выше Байкальском рифте, но и в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы [Гаврилов В., 1986].

Необходимо также отметить, что в рифтовых озерах интенсивный восходящий подток к поверхности глубинных газов (содержащих углекислый газ) увеличивал его атмосферное содержание, что активизировало насыщение поверхностных вод углекислотой, и повышало их биологическую продуктивность. Наличие высокого теплового потока также является характерной чертой континентальных и океанических рифтов. Например, в современной Байкальской рифтовой зоне, средний кондуктивный тепловой поток составляет 70–80 мВт/м<sup>2</sup> и почти в 2 раза превышает его средние значения, характерные для окружающего горного обрамления (43 мВт/м<sup>2</sup>) [Хуторской, 1996]. Наиболее высокие его значения достигают 165 мВт/м<sup>2</sup>.

В рифтовых структурах за счет повышенного теплового потока и прогрева недр ускоряется катагенетическое преобразование органического вещества с возникновением керогена (главного компонента горючих сланцев), а также битумных углеводородов (образующих нефтегазовые месторождения). Здесь, в условиях повышенного температурного геотермического градиента прогрев пород не требует их глубокого погружения [Гаврилов, 1986; Robbins, 1983].

В крупном глубоком и холодноводном озере Байкал, повышенный тепловой поток существенным образом не оказывал влияния на его температурный режим [Голубев, 1982, 2007], а, следовательно, и на биопродуктивность водоема. В глубоководных его частях отмечаются постоянные значения температур – 3,4–3,6 °С [Князева, 1954]. Только на небольших участках, в местах разгрузки гидротерм происходил прогрев придонных вод. По опубликованным данным [Голубев, 1982, 2007; Ломоносов, 1974] максимальная температура термальных вод достигает 84 °С.

Однако для небольших мелководных раннемезозойских рифтовых озер, развитых на территории Забайкалья и Монголии, можно предположить более ошутимое влияние повышенного теплового потока и гидротерм на подогрев вод, что могло повышать их биологическую продуктивность.

В целом, результаты исследований горючих сланцев в континентальных мезозойско-кайнозойских отложениях Забайкалья и Монголии позволяет сделать следующие выводы. Формирование их месторождений и проявлений осуществлялось при гумидном и аридном типах палеоклимата и активизировалось в зонах рифтогенеза. Здесь их возникновению способствовали не только своеобразные экзогенные обстановки рифтового литогенеза, но и разгрузка глубинных гидротерм и газовых флюидов. Поэтому при генетической классификации горючих сланцев оправдано выделение их как отдельной авлакогенно-рифтовой группы [Юдович, 2002].

Следует отметить, что в раннемеловую эпоху месторождения и проявления горючих сланцев морского или континентального (озерного) генезиса формировались практически на всех континентах Земли [Дункан, 1980; Зеленин, Озеров, 1983; Конюхов, 2012а]. По данным [Неручев, 1982], временной интервал – поздняя юра и ранний мел – является одной из глобальных эпох усиления рифтообразования и разгрузки глубинных флюидов, что способствовало образованию горючих сланцев.



Выше было показано, что на характеризуемой территории глубинные процессы активизировали образование углеродистых пород. Этим можно объяснить приуроченность большинства мезозойских месторождений и проявлений горючих сланцев к нижней части раннемелового осадочного чехла (в диапазоне от верхов валанжина до первой половины баррема). В это время, сразу после ослабления предшествующего интенсивного вулканизма приграничной юрско-меловой эпохи (при накоплении цаганцабского горизонта, а также хысехинской и хилокской свит), еще продолжалась интенсивная гидротермальная деятельность. С нею был связан подогрев вод и поступление в озера питательных веществ, активизирующих развитие планктона и накопление углеродистых отложений. Последние дополнительно насыщались микробактериальным органическим веществом, формировавшимся в местах разгрузки газово-жидких флюидов.

Для предшествующей пограничной юрско-меловой эпохи резкого усиления вулканизма обилие эффузивного и экструзивного материала, поступающего в рифтовые озера, снижало их биопродуктивность и масштабы накопления углеродистых пород. В этой связи приведем закономерность, выявленную А.М. Овчинниковым [1961], показавшим, что наиболее интенсивное гидротермальное рудообразование обычно не связано с эпохами бурных вулканических извержений, а приурочено к непосредственно сменяющим их временным интервалам ослабления процессов вулканизма.

Данный вывод следует распространить и на углеродистые породы. Однако здесь, в характеризуемых рифтовых впадинах, их месторождения формировались лишь в эпохи стабилизации вертикальных тектонических движений (при выравнивании областей денудации и сокращении поступающих из них во впадины объемов терригенного материала). В эпохи орогенеза и образования рифтовых моласс большие объемы терригенного материала, поступающего из областей денудации, подавляли накопление больших скоплений углеродистых пород.

Интересно отметить, что в раннемеловых океанических и морских бассейнах Земли интенсивное формирование этих углеродистых отложений приходится на начало апта [Щепетова, 2011] или на неоком-аптское время [Конюхов, 2012a]. В рифтовых впадинах Забайкалья и Монголии месторождения и проявления горючих сланцев возникали на протяжении всего раннего мела, но наибольшая их часть датируется готеривом и барремом. В целом можно считать, что неоком-аптское время является одной из наиболее крупных эпох накопления горючих сланцев в геологической истории Земли.

Причиной появления эпох с широким развитием морских и континентальных углеродистых отложений (с углями и горючими сланцами), согласно опубликованным данным [Будыко, Ронов, 1979; Ронов, 1976], связано с двумя периодически повторявшимися глобальными факторами: 1) изменения физико-географических условий (выравнивание рельефа, трансгрессии и связанное с этим широкое распространение зон умеренного и влажного климата); 2) активизация вулканизма, что увеличивало массу выносимой на поверхность глубинной углекислоты. Охарактеризованные выше последующие исследования геологов свидетельствуют, что на накопление углеродистых пород влияли и другие глубинные процес-

сы, не только связанные с вулканизмом, но и с разгрузкой различных по составу газово-жидких флюидов.

При этом в платформенных рифтовых структурах доказано своеобразие процессов литогенеза: поверхностных (экзогенных) и глубинных (эндогенных), резко отличавшихся от таковых внерифтовых структур. Они активизировали накопление здесь углей и горючих сланцев, а также залежей нефти и горючих газов, связанных с постседиментационным преобразованием углеродистых пород.

### **3.10. Особенности процессов накопления углей и горючих сланцев в Забайкалье, Прибайкалье и Монголии**

Подводя итог данным, изложенным в настоящей главе, отметим следующее. На платформах Забайкалья и Монголии большинство месторождений и проявлений юрских и меловых углей и горючих сланцев (достигающих большой мощности) приурочено к рифтовым впадинам. При этом месторождения углей формировались здесь при гумидном субтропическом климате, а скопления горючих сланцев дополнительно прослеживались и в прилегающих областях с семиаридным климатом, где в озерах накапливались их наиболее крупные залежи.

В рифтовых впадинах залежи этих углеродистых пород возникали в эпохи стабилизации вертикальных тектонических движений и выравнивания областей денудации, когда происходило образование фэновых формаций. В эпохи орогенеза и формирования рифтовых моласс отсутствовали благоприятные условия для их накопления.

Показано, что сочетание многих экзогенных и глубинных процессов (характерное для рифтовых структур) способствовало образованию здесь углей и горючих сланцев, включая их мощные и сверхмощные (до 100 м и более) залежи.

Установлено, что только в рифтовых структурах, в отличие от внерифтовых областей, в эпохи интенсивного погружения дна впадин с последующим выравниванием рельефа и при небольших объемах поступающего терригенного материала осадконакопление компенсировалось накоплением углеродистых пород.

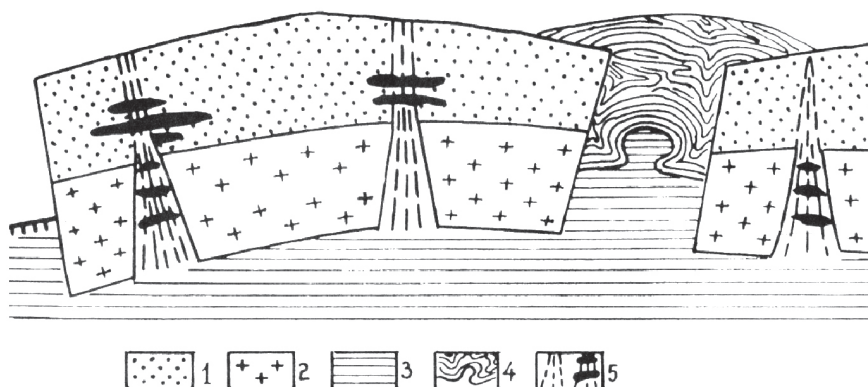
К числу глубинных процессов, способствующих образованию месторождений углей и горючих сланцев, относятся последствия вулканизма, а также разгрузка в областях осадконакопления гидротерм и газово-жидких флюидов, наиболее активно проявившиеся в рифтовых зонах.

Для рифтовых структур характерен более интенсивный конвективный тепловой поток, с дополнительным прогреванием пород в местах проявления вулканизма и гидротермальной деятельности. Это ускоряло катагенетические преобразования углеродистых пород, появление здесь залежей нефти и горючих газов. Кроме того, важным источником, участвующим в формировании этих месторождений, являлась разгрузка глубинных углеводородных флюидов.

Известно, что обстановки растяжения земной коры, проявляющиеся в рифтовых зонах (грабенах, часто расположенных на сводовых поднятиях), приводят к

образованию повышенной трещиноватости и пористости пород с возникновением трещинных зон [Веселов и др., 1993]. Последние имеют вертикальную или горизонтальную (по напластованию) ориентировку, а также могут возникать и на больших глубинах в породах осадочного чехла или фундамента (вплоть до мантии). Эти зоны благоприятствуют притоку к поверхности многих глубинных компонентов (включая углеводороды), а также служат коллекторами для скоплений нефти и газа.

В настоящее время известно, что крупные залежи углеводородов установлены в породах, которые прежде считались неперспективными (гранитах, гнейсах, сланцах и других), и ряд из них находятся на больших глубинах. Различные генетические типы месторождений углеводородов, связанные с рифтовыми зонами, показаны на схеме (рис. 3.15). В качестве примера месторождений, приуроченных к породам фундамента, относятся месторождения нефти и газа Маунтин-Вью в США, Лубны и Костелены в Чехословакии, Нойленгбах в Австрии, Еллей и Хурянское в СССР, а также ряд других [Веселов и др., 1993]. Раскрыты причины формирования в рифтовых зонах нефтегазоносных платформенных антиклинальных поднятий, а также появление дробленых пород фундамента. Последние служили каналами поступления глубинных углеводородов, а также аккумулировали их с образованием промышленных залежей.



**Рис. 3.15.** Схема образования трещин зон и скоплений углеводородов в фундаменте и осадочном чехле рифтовой зоны по данным [Веселов и др., 1993].

1 – осадочный чехол; 2 – кристаллический фундамент; 3 – подкорое вещество; 4 – осадочные и магматические породы, заполняющие рифтовую впадину; 5 – трещинные зоны со скоплениями углеводородов

Таким образом, в рифтовых зонах платформ создавались наиболее благоприятные условия для формирования больших скоплений углеродистых пород и их последующих катагенетических преобразований.

## ГЛАВА 4

# ГЛАВНЫЕ ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ РИФТОВОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

---

Проведенные исследования на территории Центральной Азии свидетельствуют о существенном различии строения, литолого-фациального состава и условий образования (охарактеризованных выше) мезозойско-кайнозойских рифтовых парагенезов пород и внерифтовых осадочных формаций, развитых за пределами характеризуемых структур (рис. 4.1).

Строение и состав рифтовых формаций, образующихся на территории Восточной Азии (Казахстан, Средняя Азия, Урал, Сибирь, Алтай-Саянская область) раскрыта в ряде публикаций [Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Цеховский, 2012]. Большая ее часть, как и изученные районы Прибайкалья и Монголии, входили в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. В мезозойской и кайнозойской истории развития здесь неоднократно появлялись горные ландшафты, и затем происходило выравнивание рельефа, что отражалось на строении и составе осадочных толщ.

При этом в эпохи орогенеза при гумидном климате в горных ландшафтах формировалась сероцветная грубообломочная моласса (I), которая по латерали на сопредельной территории холмистых равнин сменяется углисто-сидерит-колчеданной формацией (II), нередко именуемой угленосной молассой. Последняя слагается преимущественно песчано-алевритовыми породами и породами, содержащими пачки и прослой грубообломочного материала. Отложения часто обогащены органическим веществом и содержат выделения аутигенного пирита или сидерита. Однако органическое вещество рассеяно в породе или образует линзы и прослой углей (обычно малой мощности, не имеющих промышленного значения) в молассах, характерных для орогенных эпох. В платформенных областях при удалении от горных районов в угленосной молассе возникали промышленные залежи бурых углей, максимальной мощности – 15–20 м. В регионах с аридным кли-

ВНЕРИФТОВЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ  
ФОРМАЦИИ

РИФТОВЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ  
ФОРМАЦИИ

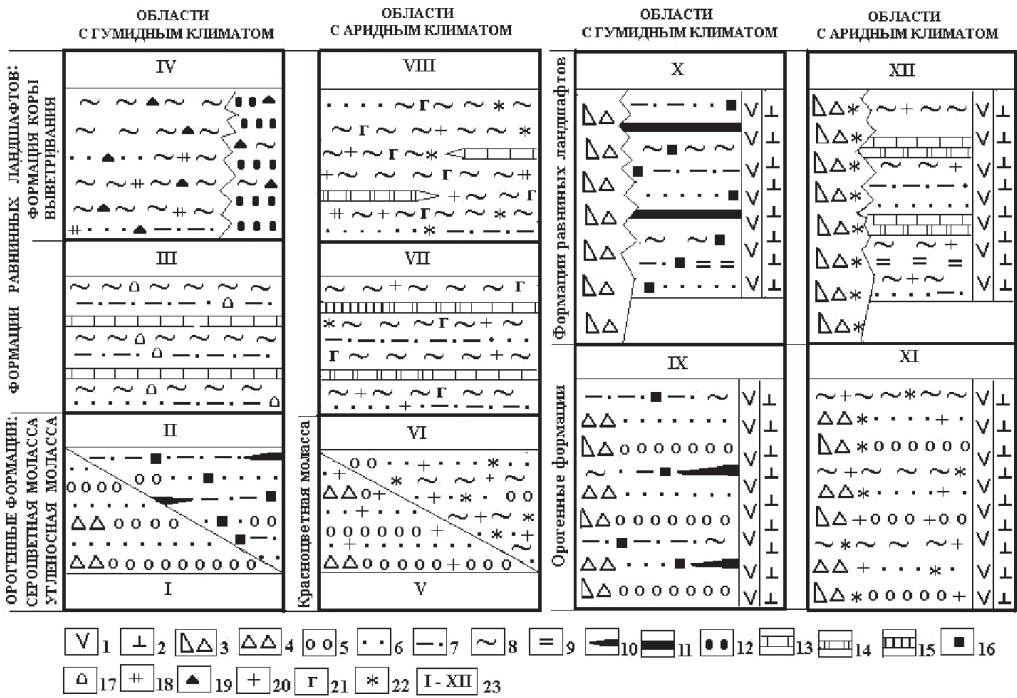


Рис. 4.1. Схемы строения внерифтовых (I–VIII) и рифтовых (IX–XII) формаций, по данным [Ерофеев, Цеховский, 1982; 1983; Цеховский, 2012].

1 – продукты вулканизма; 2 – продукты флюидного жидко-газового литогенеза; 3 – глыбово-брекчиевые хаотические комплексы; 4 – брекчии; 5 – конгломераты, валунные конгломераты; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – глины; 9 – углеродистые глины («бумажные сланцы»); 10 – угольные пласты небольшой мощности; 11 – угольные пласты, включая мощные залежи; 12 – бокситы; 13 – известняки или мергели; 14 – доломиты; 15 – соли (глауберитовые, галитовые) или гипсы; аутигенные минералы в форме стяжений, конкреций или цемента в обломочных породах; 16 – пирит, марказит или сидерит; 17 – железисто-кальциевые карбонаты или сидерит; 18 – опал или халцедон; 19 – гематит или гематит с гетитом; 20 – кальцит или доломит, 21 – гипс; 22 – красная окраска пород; 23 – I–XII – наименование формаций: I – сероцветная, грубообломочная; II – песчано-алевритовая, углисто-сидерит-колчеданная; III – алевритово-глинистая, железисто-карбонатная; IV – красноцветно-пестроцветная, глинистая, гематит-каолиновая (кварцево-каолиновая и каолинит-бокситовая); V – красноцветная, грубообломочная карбонатная; VI – красноцветная, песчано-глинистая, карбонатная; VII – зеленоцветная, алевритово-глинистая, сульфат-карбонатная; VIII – красноцветно-пестроцветная, глинистая (монтмориллонитовая), кремнисто-сульфат-карбонатная; IX – орогенная сероцветная моласса; X – равнинная, фэновая, сероцветная угленосно-терригенная; XI – орогенная красноцветная моласса; XII – равнинная, фэновая, красноцветно-пестроцветная, карбонатно-терригенная

матом аналогами упомянутых формаций является красноцветная грубообломочная моласса (V) и красноцветная, карбонатная песчано-глинистая формация (VI).

В начале эпохи выравнивания рельефа на территории подвижного пояса и прилегающих платформенных районов в различные эпохи мезозоя и кайнозоя фор-



мировался однотипный рельеф: в начале – преимущественно холмистые равнины, а при крайней степени выравнивания – пенеблены с мощными площадными кварц-каолиновыми или латеритными корами выветривания (в центральных и северных районах с гумидным климатом) и карбонатным смектитовым элювием (на юге территории, в районах с аридным климатом).

Последовательное выравнивание горного рельефа отразилось возникновением двух парагенетических ассоциаций, которые прослежены по латерали на территории подвижного пояса и в прилегающих платформенных областях. При этом в начале эпохи выравнивания рельефа при гумидном климате накапливались отложения зеленоцветной песчано-алевритово-глинистой железисто-карбонатной формации (II), часто содержащей аутигенные выделения сидерита или анкерита. В областях с аридным климатом она сменялась зеленоцветной, алевритово-глинистой, сульфат-карбонатной формацией (VII).

При крайней степени выравнивания рельефа в пенебленизированных ландшафтах повсеместно накапливались продукты перемыва гумидных или аридных кор выветривания: IV – красноцветно-пестроцветная глинистая, гематит-каолиновая (кварц-каолиновые или каолинит-бокситовая) в гумидных ландшафтах, нередко именуемая также формацией коры выветривания, и VIII – красноцветно-пестроцветная, глинистая (монтмориллонитовая) кремнисто-сульфат-карбонатная в областях с аридным климатом.

Набор рифтовых формаций, охарактеризованных в настоящей работе (см. рис. 4.1), существенно иной. В областях с гумидным климатом выявлены две формации: IX – орогенная сероцветная моласса (в эпохи орогенеза), и X – фэновая сероцветная угленосно-терригенная (в эпохи выравнивания рельефа). В областях с аридным климатом установлены соответственно: XI – красноцветная моласса в эпохи орогенеза и XII – фэновая равнинная красноцветно-пестроцветная, карбонатно-терригенная (при выравнивании рельефа).

Следует отметить, что в характеризующих рифтовых грабенах Прибайкалья отсутствует формация коры выветривания. Однако ее наличие фиксируется здесь в предрифтовую стадию развития (см. табл. 1), что раскрыто ранее [Цеховский, Леонов, 2007]. Показательно, что подобный вывод о появлении коры выветривания и продуктов ее перемыва в предрифтовую стадию развития данных структур закономерно проявляется и в других регионах Сибири [Романовский, 1998].

Из схемы строения внерифтовых и рифтовых формаций (см. рис. 4.1) видно, что последние выделяются рядом признаков. В них широко представлены прибортовые грубообломочные олистостромовые толщи, образование которых продолжалось и в эпохи выравнивания денудационного рельефа (за счет разрушения пород, слагающих уступы грабенов). Кроме того, для рифтовых формаций характерно присутствие продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности, а также – связанных с поступлением глубинных газовых флюидов. Причем, если вулканическая деятельность проявлялась в рифтовых впадинах пульсационно и, нередко, прекращалась (как в настоящее время на территории Прибайкалья), то накопление продуктов, связанных с разгрузкой газово-жидких флюидов, в том или ином объеме, вероятно, продолжалось непрерывно. В пользу этого вывода свидетельствует их на-

личие в изученных мезозойских рифтовых отложениях Забайкалья и Монголии и широкое развитие в хорошо изученной кайнозойской Байкальской рифтовой зоне.

Ряд авторов [Беленицкая, 2008; Юдович, 2009; и др.], отмечая важность данных продуктов в формировании осадочного чехла (кроме гумидного, аридного, ледового и вулканогенно-осадочного седиментогенеза), предлагают выделить особую его разновидность – флюидно-осадочный тип. В этой связи рифтовые зоны с масштабной восходящей циркуляцией газово-жидких флюидов привлекают внимание геологов. Здесь ярко проявляются разные формы этого процесса: 1) результат диапиризма и пластично-текучих глинистых, кремнистых и других породных масс; 2) результат извержения разжиженных масс (грязевой и газовый вулканизм).

Кроме того, в местах разгрузки газовых флюидов создаются благоприятные условия для жизнедеятельности микроорганизмов, которые активно участвуют в осадконакоплении, что показано выше на примере Байкальской рифтовой зоны и более подробно рассмотрено в публикациях [Геохимическая..., 2011; Татаринов и др., 2006]. В настоящее время важный вклад микроорганизмов в осадконакопление отмечается в бактериальной палеонтологии [Бактериальная..., 2002]. При этом иногда выделяется бактериальный типа литогенеза [Антошкина, 2016], который наиболее заметно проявляется в местах разгрузки газово-жидких флюидов, что характерно для рифтовых зон [Япаскурт, 2013].

Результаты проведенных исследований позволяют считать, что в платформенных рифтовых зонах (сравнительно с внерифтовыми впадинами) важным источником поступления материала служили не только области денудации, но и глубинное вещество (продукты вулканизма, а также растворенные соединения в термальных водах и газово-жидких флюидах. При этом оно не только вносило важный вклад в образование карбонатных, кремнистых и углеродистых отложений, но и проявлялось в постседиментационную стадию развития (при диагенезе и катагенезе), охватывая не только осадочные толщи, но и подстилающие породы фундамента.

В частности, минерализованные термальные воды в Байкальском рифте способствовали возникновению различных типов травертинов (хемогенно-осадочных или цементирующих карбонатами грубообломочный четвертичный аллювий), а также окремнению дезинтегрированных гранитов, формированию жильных и шарообразных выделений гейзеритов, возникновению линзовидно-пластовых алюмосульфат-глиноземистых образований (в кровле погребенного карста на контакте с терригенными толщами). При этом интенсивность насыщения восходящих растворов карбонатами усиливалась на участках с вулканической деятельностью. Например, на территории Гобийского Алтая цикличное проявление вулканизма во время формирования аридных фэновых формаций обычно сопровождалось усилением карбонатакопления в древних озерах.

Согласно данным [Перельман, Самсонов, 1986], появление щелочных вод является одним из характерных признаков континентальных рифтов, где их образование связывают с выщелачиваем широко развитых здесь щелочных и умеренно-щелочных базальтов. Это показано на примере Байкальской рифтовой зоны, на флангах которой (в пределах Витимского плоскогорья) выявлены щелочные содовые гидротермы, обедненные подвижными соединениями кальция и железа, но

имеющие высокие содержания Si и Na, а также повышенные содержания B, F, W, Mo и других элементов.

Поступлением в озера восходящих углекислых термальных вод с повышенным содержанием Mg, позволяет объяснить частое образование верхнеюрских и нижнемеловых озерных доломитов в областях с переменнно-влажным семиаридным климатом на территории Южной Монголии, этот климатический режим реконструируется на основе анализа остатков фауны и флоры [Ичинноров, 2009; Сеница, 1993; Сочава, 1975; Шувалов, 1982]. Для подобной климатической зоны обычно характерно накопление известковистых озерных осадков, а в областях с экстрааридным климатом образуются доломитовые разности илов. В отличие от данной закономерности, в рифтовых впадинах четвертичной эпохи областей с гумидным климатом на территории Прибайкалья в местах разгрузки термальных вод формируются доломитовые травертины, а в единичных случаях фиксируются выделения мирабилита, галита, ангидрита и гипса. Правда, имеется и альтернативная точка зрения, согласно которой пресный состав вод рифтовых озер (включая и современный Байкальский водоем) также связывается с глубинным эндогенным источником [Диденков и др., 2006].

Известно, что в континентальных рифтах выявлены многие месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Этот вывод, с учетом публикаций [Бадамгарав и др., 1972; Геология..., 1980; Дислер, 1971; Итоги..., 1989; Трубочев, 2014; Металлогения..., 1973], можно распространить и на мезозойско-кайнозойские рифтовые отложения изученной территории Центральной Азии. Из большого числа полезных ископаемых в настоящей работе рассмотрены лишь вопросы генезиса углей, горючих сланцев, рассеянного органического вещества в породах и алюмосульфат-глиноземистых образований, для которых установлено, что сочетание экзогенных и глубинных факторов (специфичных для рифтовых зон) приводит к их образованию.

Кроме того, в изученных рифтовых зонах обнаружены месторождения флюорита и руд: медно-молибден порфирировых (нередко с золотом), медно-никелевых с (с платиноидами) и сульфидных [Трубочев, 2014]. При этом подчеркивается тесная генетическая связь месторождений с тектоно-магматическим режимом развития рифтов, где они образуют особые рудные узлы – «рифтогены». Это ослабленные участки, где в породы фундамента и осадочного чехла поступают сульфидные флюидные расплавы, зарождающиеся в верхней мантии. Однако вопросы образования вышеупомянутых полезных ископаемых является темой отдельных исследований.

Хотя тектонический режим (как и климат) во многом определяет смену рифтовых формаций (см. рис. 4.1), однако в рифтовых зонах и за их пределами это проявляется не однотипно. В частности, на территории Центральной и Северной Азии с ослаблением интенсивности тектонических движений (от максимально активных, сопровождающихся возникновением горных ландшафтов, до их стабилизации в эпохи выравнивания рельефа) традиционно связывают закономерную смену грубообломочных орогенных формаций на тонкообломочные парагенезы (включая формацию коры выветривания). Правда, появились публикации, где этот вывод существенно уточняется [Милановский, Цеховский, 2014а, 2014б]. Показано,

что он касается лишь вертикальных тектонических движений, сопровождающихся ослаблением горообразования и складчато-надвиговых деформаций в условиях преобладания обстановок сжатия земной коры. И это характерно для эпох конструктивного или контракционного тектогенеза.

Напротив, при пенеplanation рельефа и формировании площадных кор выветривания (в эпохи деструктивного или экспансионного тектогенеза) активизируются процессы растяжения земной коры, которые становятся доминирующими. Они приводят к выравниванию рельефа, а также раскрытию разломов, что проявляется даже в тектонически стабильных платформенных структурах. При этом в породах осадочного чехла усиливалось формирование субвертикальных кластических даек, а в зонах аккумуляции осадков резко возрастала роль гидротермально-осадочных отложений, и, местами, проявлялся базальтовый вулканизм.

Важным индикатором обстановок растяжения земной коры является наличие рифтовых зон, а наиболее благоприятные условия для их заложения и развития возникали в эпохи деструктивного тектогенеза. Это доказано на примере пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза [Милановский, 1995; Цеховский, 2015а; 2015б]. Причем, рифтовые зоны особенно интенсивно формировались на тектонически активных участках земной коры (вдоль подвижной окраины материков, а также в морях и океанах), где с ними связаны проявления преимущественно базальтового вулканизма. Но иногда они отмечаются и в платформенных областях (например, в мезозое на территории Забайкалья, Монголии и Сибири), несмотря на наличие здесь мощного осадочного чехла, затрудняющего их образование [Цеховский, 2013; Япаскурт, Цеховский, 2014].

Выше было показано, что заложение и развитие рифтовых зон осуществлялось как в эпохи конструктивного, так и деструктивного тектогенеза. Индикаторами этих эпох является появление орогенной молассы в первом случае, и формации коры выветривания, которая фациально замещается по латерали (в рифтовых зонах) равнинными фэновыми парагенезами. В то же время в эпохи конструктивного тектогенеза при доминировании обстановок сжатия земной коры существуют участки ее растяжения, где и происходит заложение и развитие рифтов.

Например, в позднеплиоцен-четвертичную эпоху деструктивного тектогенеза (с активным горообразованием в условиях доминирования обстановок сжатия земной коры в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса) продолжалось заложение рифтовых впадин на флангах Байкальской рифтовой зоны. При этом в ней фиксируются различные типы напряжений земной коры [Лунина и др., 2010]. На фоне ведущей роли процессов ее растяжения (нередко осложненных сдвиговыми деформациями) здесь отмечаются и локальные участки сжатия. Последние приурочены к межрифтовым подводным или наземным перемычкам (разделяющим рифтовые впадины), а также к горным ландшафтам, окружающим рифтовую зону. Причины, вызывающие локальное появление обстановок сжатия земной коры в рифтовых зонах, в настоящей монографии не рассматриваются.

Настоящая работа ограничена изучением процессов внутриконтинентального платформенного рифтового седиментогенеза, и в ней не рассматриваются разнообразные и сложные катагенетические преобразования пород. Известно, что на

платформах рифты локализируются в пределах тектонически подвижных участков, где их образование нередко циклично затухает и возобновляется вновь, где более молодые по возрасту рифтовые трог в той или иной мере наследуют древние рифты [Веселов и др., 1993; Милановский, 1985]. Причем этот вывод касается и Байкальской рифтовой зоны [Лунина и др., 2010; Мордвинова, 2012].

Обычно считают, что платформенное рифтообразование сопряжено с предрифтовым и пострифтовым этапами развития этих структур, где фиксируются разнообразные катагенетические изменения пород [Япаскурт, Цеховский, 2016]. Для предрифтового этапа обычно характерно выравнивание рельефа, а также проявление магматизма и гидротермальных процессов. Причем последние фиксируются и в пострифтовый (плитный) этап развития и преобразуют не только породы осадочного чехла, но и фундамента (граниты, карбонатные толщи, сланцы и др.).

Необходимо отметить, что в изученных рифтовых зонах Прибайкалья и Монголии мощность пострифтовых отложений обычно не превышает сотни метров и изредка составляет первые километры. Поэтому в них литификация осадков и катагенетические преобразования пород выражены значительно слабее, сравнительно с палеозойско-мезозойскими рифтовыми структурами Сибири, где мощность осадочного чехла достигает 3–5 км. Кроме того здесь рифтообразование обычно сопровождалось интенсивным вулканизмом и гидротермальными процессами, которые также резко активизируют процессы катагенеза. Их разные формы проявления для разных рифтовых структур Сибири подробно рассмотрены во многих публикациях [Коробов и др., 2004, 2010, 2011, 2013; Коробов, Коробова, 2005; Япаскурт, 2005, 2013]. Однако характеристика рифтовых процессов катагенеза выходит за рамки настоящей работы, а ниже лишь перечислим их наиболее важные особенности.

При быстром погружении дна рифтовых впадин на глубины ниже 500 м проявляется краткосрочность и редуцированность диагенетической стадии, где вялотекущие низкотемпературные процессы не успевают реализоваться и оказывались на уровне температур около 100 °С в зоне глубинного катагенеза [Япаскурт, Цеховский 2016]. Местами выявлен также феномен нелинейного характера рифтовой катагенетической зональности: возрастание постседиментационного изменения пород до 4,6–5,8 км, а потом – явные признаки снижения изменения их глубин вплоть до уровня нижнетриасовых базальтов. Главной причиной этого были фациально-седиментационный состав пород, а также проявления импульсов вулканизма и гидротерм (элизионных или эндогенных, поступающих из фундамента). Кроме того отмечается активизация катагенетических преобразований осадочных пород над зонами разломов, а также различные формы регрессивного эпигенеза (доломитизация, каолинизация и др.), обусловленные импульсами, характерными для пострифтового тектонического этапа воздымания территории в кайнозой. На примере мезозойских рифтовых впадин Сибири, образование которых сопровождалось интенсивным трапповым магматизмом, предполагается интенсивное прогревание заполняющих их толщ осадочных пород, которое резко усиливало процессы катагенеза органического вещества и образование промышленных углеводородов [Розен, Соловьев, 2012].



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. На примере изучения мезозойско-кайнозойских отложений Западного Забайкалья, Байкальского региона и Южной Монголии впервые выявлены закономерности осадконакопления, характерные для зон платформенного континентального рифтогенеза.

2. Установлено, что в строении осадочного чехла рифтовых впадин участвуют орогенные молассы и равнинные фэновые формации. Выявлены и приведены признаки, позволяющие идентифицировать эти парагенезы в зонах с гумидным и аридным палеоклиматом.

3. Впервые полно раскрыты особенности процессов континентального седиментогенеза для рифтовых впадин в горных и равнинных палеоландшафтах. В отличие от традиционной точки зрения доказано, что в их геологической истории доминировали равнинные этапы развития, а орогенные – играли второстепенную роль. Эти выводы во многом меняют представления о палеогеографии и палеотектонике изученных рифтовых зон.

4. Доказано своеобразие экзогенных процессов осадконакопления, а также важный вклад глубинного вещества (продуктов вулканизма, гидротермальной деятельности и газовой-жидких флюидов) в формировании осадочного чехла континентальных рифтовых зон, резко отличного по строению и составу от такового внерифтовых областей. В этой связи отметим, что выделенные авторами охарактеризованные гумидные и аридные фэновые формации, приуроченные к рифтовым областям, могут рассматриваться как важные индикаторы этих структур. Для орогенных моласс рифтовых областей, также заметно отличающихся от подобных парагенезов внерифтовых регионов широким присутствием продуктов вулканизма и газовой-гидротермальной деятельности, иногда используют термин «тафрогенная моласса» [Грачев, 1977; Мазарович, 1972]. В ряде публикаций поднимается вопрос о выделении рифтовых парагенезов в составе самостоятельной группы формаций [Грачев, 1977; Цейслер, 2002; Цеховский и др., 2014], который требует дальнейшего решения.

5. Подробно рассмотрена актуальная проблема – выявление причин широкого развития в континентальных платформенных рифтах пород, обогащенных ор-

ганическим веществом, образующим месторождения углей и горючих сланцев, а также залежи нефти и газа.

6. В настоящей работе лишь частично охарактеризованы сложные и многообразные процессы континентального платформенного рифтового литогенеза – начальная стадия, выделяющаяся в состава седиментагенеза. Остались не рассмотренными особенности осадконакопления областей с аридным климатом, а также диагенетические и катагенетические преобразования вулканогенно-осадочных пород в рифтовых зонах.

7. Авторами не затронут дискуссионный вопрос о природе гидротерм и газожидких флюидов – являются ли они эндогенными (ювенильными) или формируются в осадочном чехле в процессе литогенеза. Несомненно, что оба эти источника участвуют в образовании рифтовых пород; однако, выяснение вклада каждого из них является задачей дальнейших исследований.

8. Дальнейшее изучение постседиментационных катагенетических преобразований пород в рифтовых зонах следует распространить на дорифтовое и пострифтовое развитие данных структур, в которых часто также ярко бывают проявлены эти наложенные процессы.

## ЛИТЕРАТУРА

---

- Агатов А.Р.* Этапы тектонических движений в Приольхонье и их соотношение с высокими уровнями Пра-Байкала. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Т. 1. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. С. 9–11.
- Антошина А.И.* Палеогеодинамическая обусловленность связи бактериального и флюидного типов литогенеза (на примере конкреций в разрезах палеозоя Тимано-Североуральского региона). В кн.: Осадочные комплексы Урала и прилегающих районов и их минерогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 16–18.
- Бадамгарав Ж., Содов Ц., Самбуродж Д.* О времени образования флюоритовых месторождений Восточной Монголии // Доклады АН СССР. 1972. Т. 2007. № 5. С. 1181–1183.
- Базаров Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 179 с.
- Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А.* Травертины Северного Кавказа // Геология рудных месторождений. 1983. Т. XXV. № 2. С. 57–65.
- Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г.* Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. № 2. 1990. С. 80–91.
- Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А.* О строении Байкальского рифта по данным интерпретации гравитационного поля акватории озера Байкал // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 25–28.
- Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А.* Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 4. С. 95–105.
- Балуев А.С., Малкин Б.В.* Поля тектонических напряжений северо-западной части Байкальской рифтовой зоны по данным компьютерного анализа космических снимков // Исследование Земли из космоса. 1999. № 2. С. 71–78.
- Балуев А.С., Малкин Б.В., Казьмин В.Г.* Некоторые аспекты геодинамики Байкальской рифтовой зоны по данным дистанционного зондирования // Тез. докл. на совещ. 11–17 мая 1994 г.: Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата. Т. 4. Секция «Геология, геоф., геодинамика». 1994. С. 3–4.
- Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И.* Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонич. совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 63–67.

- Беленицкая Г.А.* Последствия нефтяных катастроф глазами седиментолога // *Природа*. 2010а. № 2. С. 25–34.
- Беленицкая Г.А.* Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // *Отечественная геология*. 2008. № 3. С. 29–45.
- Беленицкая Г.А.* Черные и горючие сланцы в системе седиментационных производных восходящих разгрузок. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы*. М: ГЕОС, 2008. С. 65–68.
- Беленицкая Г.А.* Черные сланцы как «нафтодочерние» образования. В кн.: *Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь*. М: ГЕОС, 2010б.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 333 с.
- Бескровный Н.С., Анфилатов Э.А.* Условия образования черных сланцев и других углеродистых пород в рифтовых системах океанов. В кн.: *Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд*. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 96–98.
- Бескровный Н.С., Кудрявцева Т.П., Талиев С.Д. и др.* Новые результаты исследований эндогенных рудообразующих гидротермальных систем с позиций биогеохимии. В кн.: *Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд*. Л.: ВСЕГЕИ. 1983. С. 98–99.
- Бродская Н.Г.* Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское озеро-море. В кн.: *Образование осадков в современных водоемах*. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 237–282.
- Будыко М.И., Ронов А.Б.* Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое // *Геохимия*. 1979. № 5. С. 643–653.
- Бутова Е.П.* Литолого-фациальная характеристика и условия накопления угленосных толщ. В кн.: *История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна*. М.–Л.: АН СССР, 1963. С. 85–134.
- Бычинский В.А., Деденков Ю.Н., Ломоносов И.С., Алтынова М.А.* Преобразование углеводородных флюидов в Байкальской рифтовой впадине. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их перспективы*. М.: ГЕОС, 2008. С. 79–81.
- Валеев Р.Н., Файзуллин Р.М., Языр М.М.* Глобальный рифтогенез и процессы фосфатного рудообразования // *Доклады АН СССР*. 1979. Т. 249, № 4. С. 934–937.
- Веселов К.Е., Карус Е.В., Савинский К.А., Долицкая Т.В.* Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1993. 126 с.
- Волгина Е. Г., Штурм М., Радзиминович Я.Б. и др.* Землетрясение в 1912 году на Южном Байкале, следы в донных осадках и выброс газа в водную толщу // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 12. С. 1744–1755.
- Волгина Е.Г., Штурм М., Воробьева С.С. и др.* Особенности осадконакопления в озере Байкал в голоцене // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 5. С. 407–421.
- Волков В.Н.* Феномен образования угольных пластов большой мощности // *Литология и полезные ископаемые*. 2003. № 3. С. 267–278.
- Воронцов А.А.* Строение, возраст и состав Цаган-Хунтейской бимодальной вулканической серии – индикатора раннемезозойского рифтогенеза в Западном Забайкалье. В кн.: *Рифты литосферы*. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 256–258.
- Воронцов А.А. Ярмолюк В.В.* Северо-Монгольская – Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 17–32.

- Вотинцев К.К.* О роли губок в динамике кремнекислоты в воде оз. Байкал // Докл. АН СССР. 1948. Т. LXII. № 5. С. 661–663.
- Гаврилов В.П.* Происхождение нефти. М.: Наука. 1986. 186 с.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС. 2005. 301с.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Биосферное событие на границе палеоцена/эоцена и его отображение в морях Перитетиса: седиментология, геохимия, динамика развития // Ленинградская школа литологии. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2012. Т. 1. С. 170–172.
- Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Пархоменко И.Ю.* Ртуть в осадочные толще озера Байкал // Геохимия. 2007. № 2. С. 199–207.
- Геологические формации Монголии. М.: Шаг. 1995. 179 с.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978а. 486 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978б. 455 с.
- Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной республики. Вып. 1. М.: Недра. 1980. 211с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение // Под ред. Н.Н. Пузырева и М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1984. 173 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. М.: Недра, 1973. 692 с.
- Геохимическая деятельность микроорганизмов гидротерм Байкальской рифтовой зоны / Под ред. Б.Б. Намсараева, Б.Б. Бархутова, В.В. Даниловой и др. Новосибирск: ГЕО, 2011. 302 с.
- Гептнер А.Р., Пиковский Ю.И., Житкин А.Г. и др.* Эмиссия углеводородов в современной рифтовой зоне Исландии. В кн.: Дегазация Земли: геофлюиды, нефть, газ в системе горючих ископаемых. М.: ГЕОС, 2006. С. 304–309.
- Гинзбург А.И.* Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 115 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 392 с.
- Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.
- Голдырев В.С., Выхристюк Л.А.* Донные отложения Среднего и Северного Байкала. В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 98–124.
- Голубев В.А.* Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука СО. 1982. 149 с.
- Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный тепловой поток в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука ГЕО, 2007. 220 с.
- Гончаренко Б.Д. и др.* Закономерности размещения зон газо- и нефтенакпления в бассейнах рифтового типа // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1984. Вып. 10.
- Горючие сланцы / Под ред. Т.Ф. Йена и Дж. В. Чилингаряна. Л.: Недра, 1980. 262 с.
- Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
- Грачев А.Ф., Девяткин. Е.В.* Предрифтовый тектонический режим // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 4–10.
- Гринев О.М.* Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы и фундамента Западно-Сибирской плиты. В кн.: Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Томский ГУ, 1998. С. 50–55.
- Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. 576. с.



- Диденков Ю.Н., Бычинский В.А., Ломоносов И.С.* О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1114–1118.
- Дислер В.Н.* Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XLVI. № 3. С. 114–124.
- Добровольский Е.В., Дорофей Е.Н., Воронин Е.В. и др.* Исследование механизма и кинетики травертинообразования из углекислых источников // Геологический журнал. 1987. Т. 47. № 3. С. 56–61.
- Домбровская Ж.В.* Гиббсит-алунитовая минерализация в породах байкальской Серии (Западное Прибайкалье). В кн.: Кора выветривания. Вып. 18. М.: Наука, 1983. С. 149–165.
- Дункан Д.* Геологическое положение месторождений горючих сланцев и мировые перспективы. в кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 20–33.
- Егоров А.И.* Угленосные и горючевосланцевые формации Европейской части СССР. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1985. 191 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный эловий Тянь-Шаня // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 1. С. 29–48.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 211 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 191 с.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И.* Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.
- Жузе А.П.* Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 301–317.
- Заботкин Л.В.* Отчет по проведению геолого-съемочных работ, м-б 1:200 000 на территории района Баянхонгорского района. Улан-Батор: геологические фонды, 1988.
- Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М. и др.* Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука, 1989. 120 с.
- Замана Л.В.* Фтор в азотных термах Забайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 11. С. 1575–1581.
- Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Разанов Г.В., Седьков А.И., Васильев Е.П., Грабкин О.В.* Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 186 с.
- Зеленин Н.И., Озеров И.М.* Справочник по горючим сланцам. Л.: Недра. 1983. 246 с.
- Злобина О.Н.* Микробальное преобразование современных донных осадков озера Байкал // Ленинградская школа литологии. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 217–219.
- Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д.* Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии. В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал / Отв. редактор Л.С. Монин. Ин-т океанологии АН СССР, 1979. С. 157–202.
- Зорин Ю.А., Логачев Н.Л., Мордвинова В.В., Кожевников В.М.* Глубинное строение Восточной Сибири и Монголии по телесейсмическим данным // РФФИ в Сиб. регионе (земная кора и мантия). Тез. докл. Т. 1. Иркутск, 1995. С. 9–10.
- Иванов Б.А.* Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья // Тр. Вост.-Сиб. геол. упр. Вып. 32. Иркутск, 1949. 192 с.

- Иванов Г.А.* Угленосные формации. Л.: Наука, 1967. 407 с.
- История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 335 с.
- Итоги науки и техники. Серия неметаллические полезные ископаемые. Том 7. Комарова В.Н. Условия формирования и генезис флюоритовых месторождений. М.: ВИНТИ, 1989. 109 с.
- Ичинноров Н.* Палеоклимат, рельеф и развитие растительности Восточной Монголии в раннем мелу по палинологическим данным. В кн.: Палеонтология Монголии. Флора фанерозоя. М.: ГЕОС, 2009. С. 150–151.
- Казимировский М.Э.* Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона). Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. Иркутск, 1996. 24 с.
- Карабанов Е.Б.* Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкция изменений климата Центральной Азии в позднем кайнозое. Автореф. дисс. доктора г.-м. н. Иркутск: Ин-т геохимии им. А.П. Вернадского СО РАН, 1999. 72 с.
- Карпов Н.Ф., Нефедьева Л.П.* Угленосность. В кн.: История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.–Л.: АН СССР, 1963. С. 145–163.
- Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н.* Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 608 с.
- Клеркс Я., Де Батиси М., Гранин. Н. и др.* Метан в клетке // Наука из первых рук. 2004. № 2. С. 83–91.
- Князева Л.М.* Вивианит в донных илах озера Байкал // Докл. АН СССР. 1954. Т. ХСVII. № 3. С. 19–52.
- Князева Л.М.* Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 180–236.
- Кобалев В.П., Оровецкий Ю.П.* Земля: горячие пояса – рифтогенные узлы – эндогенные углеводороды. В кн.: Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ. Казань: Казанский ун-т, 2006. С. 129–131.
- Ковалев В.А.* Влияние вулканизма на формирование горючих сланцев. В кн.: Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 102–103.
- Колесников В.Л., Маилов В.Н.* Бирелейское проявление белых бокситов в Западном Прибайкалье // Литология и полез. Ископаемые. 1974. № 2. С. 27–31.
- Комарова В.Н.* Условия формирования флюоритовых месторождений // Итоги науки и техники. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 7. М.: ВИНТИ, 1989. 109 с.
- Конивец В.И.* Горючие сланцы Забайкалья // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Том XI. М.: Недра, 1968а. С. 513–544.
- Конивец В.И.* Горючие сланцы Иркутской области. // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Том. XI. М.: Недра, 1968б. С. 491–512.
- Конивец В.М.* Основные черты мезозойско-кайнозойского вулканизма Забайкалья. В кн.: История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 334 с.
- Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 186 с.
- Конюхов А.И.* Нефтематеринские отложения на мезозойских и кайнозойских окраинах материков. Сообщение 1. Нефтематеринские отложения на окраинах материков в триас-юрское и неоком-аптское время // Литология и полез. ископаемые. 2012а. № 5. С. 451–470.

- Конюхов А.И.* Нефтематеринские отложения на мезозойских и кайнозойских окраинах материков. Сообщение 2. Нефтематеринские отложения на окраинах материков во вторую половину мелового периода и кайнозойе // Литология и полез. ископаемые. 2012б. № 5. С. 471–489.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухи А.Т. и др.* Гидротермальный минерогенез как отражение геодинамического режима рифтогенных бассейнов и обоснование прогноза продуктивных коллекторов (Западная Сибирь) // Недра Поволжья. Вып. 74. 2013. С. 31–46.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухи А.Т. и др.* Рифтогенно-осадочный нефтегазоносный комплекс платформ как отражение гидротермально-метасоматических процессов в породах переходного комплекса и чехла // Ученые записки Казанского ун-та. 2011. Т. 153. № 4. С. 183–198.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Шелепов Д.А.* Новые методы поисков нетрадиционных коллекторов в породах фундамента. Учеб. пособие. Саратов: ООО Издат. центр «Наука», 2010. С. 15–36.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.* Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 12. 2004. С. 63–72.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. 2005. № 3. С. 63–72.
- Крылов А.А., Хлыстов О.М., Земская Т.И. и др.* Формирование аутигенных карбонатов в грязевых вулканах озера Байкал // Геохимия. 2008. № 10. С. 1051–1062.
- Крылов И.Н., Тихомирова Н.С.* К образованию кремнистых микрофоссилий // Палеонтологический журнал. 1988. № 3. С. 3–9.
- Кузнецов Ф.А.* Газовые гидраты в экосистеме // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 2. С. 92–93.
- Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Дучков А.В. и др.* Гидраты метана в осадках озера Байкал // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 25–37.
- Лавров В.В., Мадерни У.Н.* Аральский горизонт и межрегиональная корреляция разрезов континентального палеогена Зауралья // Сов. геология. 1972. № 12. С. 128–132.
- Ламакин В.* Загадки Байкала. М.: Гос. изд-во детской литературы. 1963. 152 с.
- Леин А.Ю.* Роль процессов бактериального хемосинтеза и метанотрофии в биогеохимии океана. В кн.: Новые идеи в океанологии. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 280–321.
- Леин А.Ю.* Жизнь на сероводороде и метане. В кн.: Российская наука: дорога жизни. М.: Октопус, 2002. С. 278–293.
- Леин А.Ю., Гречук Д.В., Гурвич Д.Г., Богданов Ю.А.* Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др.* Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море // Геохимия. 2000. № 3. С. 268–280.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный литогенез: современные представления, проблемы решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–10.
- Лизалек Н.А., Филатов В.Ф.* Геология и генезис алюминитов Сибири // Советская геология. 1986. № 3. С. 41–49.
- Лимнология Северного Байкала. Новосибирск: Наука, 1983. 143 с.

- Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. В кн.: // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
- Логачев Н.А., Галкин В.И., Голдырев В.С.* Впадины Байкальской системы. В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 21–55.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 194 с.
- Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 165 с.
- Лукина Н.В.* Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система. В кн.: Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 294–326.
- Лунина О.В.* Тектоническое строение, напряженное состояние, геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Забайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40–67.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2009. 316 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40–67.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др.* Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов центральной части Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1814–1825.
- Мазарович О.А.* Геотектонические условия формирования моласс // Геотектоника. 1972. № 1. С. 29–44.
- Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К.* Оligоценовые отложения Тункинской впадины // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 81–87.
- Мазор Ю.Р., Пронина Н.В.* Основные факторы графитообразования. В кн.: Ресурсы энергетического сырья. Горючие ископаемые. М.: Наука, 1980. С. 126–135.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярв Е.В.* Природа метаморфических комплексов Забайкалья // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы ХLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 529–532.
- Максимова С.В.* Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука. 1970. 84 с.
- Маракушев А.А.* Черносланцевые формации как показатель периодов катастрофического развития Земли. В кн.: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых месторождений в XXI. М: Геоинформмарк, 1999. С. 183–194.
- Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н.* Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. № 6. С. 571–595.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 505–521.
- Маринов Н.А., Васильев В.Г., Волхонин В.С.* Нафтиды. В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977а. С. 11–26.
- Маринов Н.А., Дугэрсурэн Ж., Эзбум Ч., Буков Л.М.* Уголь. Горючие сланцы. В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977б. С. 26–87.

- Мартинсон Г.Г.* Общие проблемы палеолимнологических исследований в Монголии. В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 3–17.
- Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1994. 162 с.
- Маслов А.В.* Осадочные последовательности кайнозойских рифтовых зон: основные закономерности строения. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 325–329.
- Маслов А.В., Алексеев В.П.* Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: Изд-во Уральской горно-геол. академии, 2003. 201 с.
- Мац В.Д.* Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1210–1244.
- Мац В.Д., Перепелова Т.И.* Сколько лет Байкальскому рифту. В кн.: Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Бишкек: ИС РАН, 2011. С. 234–237.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 249 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
- Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1973. 212 с.
- Милановский Е.Е.* О корреляции фаз учащения инверсий магнитного поля, понижения уровня мирового океана и фаз усилений деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
- Милановский Е.Е.* Проблемы изучения рифтогенеза. В кн.: Континентальные и океанические рифты. М.: Наука, 1985. С. 5–24.
- Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 295 с.
- Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области / Ред. В.С. Чегеин и И.Г. Рутштейн). Чита: Мин. природ. ресурсов гос.-геол. унитарного предприятия «Читагеолсъемка», 1996. 124 с.
- Митчелл А.Х.Г., Реддинг Х.Г.* Осадконакопление и тектоника. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 227–283.
- Мордвинова В. В.* Процесс формирования Байкальской рифтовой зоны в свете скоростных моделей глубинной структуры Азии. В кн.: Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов на нефть и газ. М.: ГЕОС, 2012. С. 298–302.
- Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
- Нагибина М.С.* Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования // Труды Института геологических наук. Вып. 128. Геол. сер. № 49. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 1–47.
- Нагибина М.С.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развития. Группа молассовых формаций // Геологические формации Монголии. М.: Шаг. 1995. С. 39–63.
- Нагибина М.С., Бадамгарав Ж.* Стратиграфия позднемезозойских образований Северо-Восточной Монголии. В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука. 1975. С. 50–112.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.



- Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра Л.О., 1982. 206 с.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Международный геологический конгресс. XXV сессия. Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47–62.
- Неустроева И.Ю.* Условия обитания раннемеловых остракод Монголии. В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 121–144.
- Никишин А.М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во Московского ун-та. 2002. 365 с.
- Николаев А.И.* Роль рифтогенеза в формировании локальных нефтегазоносных платформенных поднятий. В кн.: Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 94–96.
- Николаев В.Г.* Строение осадочного выполнения континентальных рифтов // Геотектоника. 1986. № 2. С. 116–124.
- Овчинников А.М.* О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. // Труды лаборатории вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 45–53.
- Перельман А.И., Самсонов А.Е.* Геохимия ландшафта и рифтогенез // Вестн. Моск. ун-та. 1986. Сер. 5. География. № 2. С. 25–29.
- Пероziо Г.Н., Предтеченская Е.А., Косухина И.Г.* Вещественный состав и катагенетические преобразования терригенных пород Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба и его краевых частей. В кн.: Литология резервуаров нефти и газа в мезозойских и палеозойских отложениях Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1982. С. 78–82.
- Писцов Ю.П.* Количественный подход к формационному анализу континентальных палеорифтов // Геология и геофизика. 1986. № 6. С. 23–35.
- Писцов Ю.П.* Раннемеловой рельеф Забайкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 38–46.
- Писцов Ю.П.* Верхнемезозойские озерные бассейны Центрального и Восточного Забайкалья. В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 22–38.
- Писцов Ю.П.* Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Сов. геология. 1982. № 8. С. 59–69.
- Плюснин А.М., Суздальский А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г.* Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 564–570.
- Погодаева Т.В., Земская Т.И., Голобокова Л.П. и др.* Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. № 48. С. 1144–1160.
- Погодаева Т.В., Земская Т.И., Хлыстов О.М. и др.* Литологический контроль субаквальной разгрузки вод на дне озера Байкал // Ленинградская школа литологии. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2012. Т. II. С. 261–263.
- Порфирьев В.Б., Краюшкин В.А., Клочко В.П.* Влияние органического вещества на происхождение жизни и генезис нефти. В кн.: Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 103–104.
- Раевский Э.И.* Осадконакопления и климаты внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.
- Разваляев А.В.* Эндеогенный режим предшествующий рифтогенезу // Геотектоника. 1979. № 6. С. 32–41.
- Раннемеловое озеро Манлай. М.: Наука, 1980. 90 с.

- Рассказов С.В., Иванов А.В.* Эпизоды и геодинамическая обстановка четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы // ДАН. 1996. Т. 349. № 6. С. 804–807.
- Робинсон У.Е.* Происхождение и характеристика горючих сланцев Грин-Ривер. В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 67–83.
- Розен О.М., Соловьев А.В.* Возможная эпоха генерации углеводородов в чехле Сибирской платформы в связи с трапповым магматизмом. В кн.: Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов на нефть и газ. М.: ГЕОС, 2012. С. 360–362.
- Романовский С.И.* Литогеодинамические основы классификации осадочных бассейнов // Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 30–53.
- Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода) // Геохимия. 1976. Т. 8. С. 1252–1277.
- Рябухин Г.Е.* Байкальский рифтогенез и нефтегазопроявления // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 15–29.
- Самойлов В.С., Аракелянц М.М.* Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение // Геотектоника. 1989. № 3. С. 97–104.
- Самойлов В.С., Иванов В.Г., Аракелянц М.М. и др.* Позднемезозойский магматизм района хр. Арц-Богдо (Гобийский Алтай) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 14–26.
- Самойлов В.С., Ярмолюк В.В.* Континентальный рифтогенез, типизация, магматизм, геодинамика // Тектоника. 1992. № 1. С. 3–20.
- Саркисян С.Г.* Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 337 с.
- Седаева К.М., Цеховский Ю.Г., Кулешов В.Н.* Микробиальные карбонаты рифтовых впадин Гобийского Алтая ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) и условия их образования. В кн.: Геология рифов. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 143–145.
- Седлецкий В.И.* Изменение мощности органических отложений в ряду торф – антрацит. В кн.: Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Т. 3. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 92–94.
- Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А.* Травертины Альпийского пояса // Современное вулканогенно-гидротермальное минералорудообразование. Владивосток: ДВО АН СССР. 1992. Ч. 2. С. 93–106.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н.* Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник РАН. 2000. Т. 70. № 8. С. 719–724.
- Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаяев В.П., Коваленко С.Н.* Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской впадины // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 8–12.
- Синица С.М.* Юра и мел Центральной Монголии. М.: Наука. 1993. 213 с.
- Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л.: Наука, 1966. 166 с.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В. и др.* Позднечетвертичная «долина гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 257–261.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Склярова О.А. и др.* Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне // ДАН. 2007. Т. 412. № 2. С. 387–391.
- Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2001. 329 с.
- Сороковикова Е.Г., Белых О.И., Лихошвай Е.В.* Цианобактерии термальных источников Байкальской рифтовой зоны: видовой состав, ультраструктура клеток, биоминерализация кремния. В кн.: Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: ПИН РАН, 2007. С. 11–18.

- Сочава А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Монголии. В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 113–182.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: изд-во АН СССР, 1961. 573 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1963. 534 с.
- Стукалова И.Е.* Измерение величин отражения витринитов на оптико-электронном комплексе МСФУ-ЭВМ. В кн.: Геология угольных месторождений. Издательство УГГА. Вып.7. Екатеринбург, 1997. С. 203–213.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р.* Структура осадочных отложений и фундамента под южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1159–1167.
- Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация как причина аномальной биологической продуктивности океана. В кн.: Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М: ГЕОС. 2002. С. 65–68.
- Татаринов А.В., Абрамов В.Н.* Особенности формирования и перспективы на нефть и газ мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Забайкалья // Геотектоника. 2001, № 4. С. 55–67.
- Татаринов А.В., Яловик Л.И.* Грязевой вулканизм в формировании литокомплексов межгорных впадин на юге Восточной Сибири. В кн.: Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. 2. М.: РГГУ нефти и газа, 2015. С. 463–465.
- Татаринов А.В., Яловик Л.И., Данилова Э.В., Намсараев З.Б.* Участие микроорганизмов в образовании травертинов и сапропелитового керогена в отложениях термальных углекислых вод Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 514–518.
- Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
- Тогтох Д., Лхундзэ Ш., Баатар Ц.* Геологическая карта, лист L-48-XXXI. (Их-Баян-уул). Улан-Батор: изд-во ГУГК МНР, 1985.
- Трагедия в Камеруне // Природа. 1987. № 4. С. 117.
- Трубачев А.Н.* Стратиформные месторождения Забайкалья. Чита: ЗабГУ, 2014. 305 с.
- Уфимцев Г.Ф., Честнов А.И.* Чарско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны // Советская геология. 1990. № 11. С. 69–90.
- Федоровский В.С., Мазукабов А.М., Агатова А.Р.* Клавишная структура рельефа и тектоническая позиция коры выветривания в Приольхонье (Западное Прибайкалье). В кн.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 220–221.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Наука, 1960. 258 с.
- Хаин В.Е.* Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–8.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы. В кн.: Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука. 1993. С. 5–16.
- Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Ю., Зонениайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д.* Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
- Хаустов В.В.* Роль глубинной дегазации Земли и геодинамики в формировании гидrolитосферы. В кн.: Дегазация Земли; геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2008. С. 511–512.

- Холодов В.Н.* Биосфера и проблемы происхождения нефти // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 522–540.
- Холодов В.Н.* Геология и мифотворчество // Природа. 2012. № 6. С. 25–35.
- Холодов В.Н.* Эволюция кремненакопления в истории Земли. В кн.: Происхождение и использование кремнистых пород. М.: Недра, 1987. С. 6–43.
- Хомяк А.Н., Корост Д.В., Блохин В.С. и др.* Позднечетвертичные отложения озера Байкал. В кн.: Новые идеи в науках о земле. Т. 1. М.: МГРИ – РГТУ, 2015. С. 72–73.
- Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд. РУДН, 1996. 289 с.
- Цейслер В.М.* Формации рифтовых структур и впадин областей орогенеза. В кн.: Рифты литосферы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 280–282.
- Цеховский Ю.Г.* Вулканогенно-осадочные формации и тектоника Гобийского Алтая в мезозое. В кн.: Современное состояние наук о Земле. М.: Изд-во Московского ун-та, 2011. С. 2006–2011.
- Цеховский Ю.Г.* Континентальный седиментогенез и осадочные формации в мезозойских и кайнозойских рифтовых и внерифтовых впадинах // Ленинградская школа литологии. СПб: СПбГУ, 2012. С. 103–105.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и вулканогенно-осадочные формации в мезозойских и кайнозойских континентальных рифтовых впадинах Прибайкалья и Южной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 2. С. 1–41.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов Сообщение 1. Центральная и Восточная Евразия // Литосфера. 2015а. № 1. С. 5–23.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса // Литосфера. 2015б. № 2. С. 5–16.
- Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 188 с.
- Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты, осадконакопление, с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003а. Т. 78. Вып. 1. С. 3–15.
- Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты, осадконакопление, с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 2. Пиренейская эпоха и ее сравнение с ларамийской // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003б. Т. 78. Вып. 2. С. 13–21.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г.* Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и юго-восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев М.Г., Ахметьев М.А.* Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа. Статья 1. Палеогеография и вулканизм // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996а. Т. 71. Вып. 1. С. 14–26.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев М.Г., Ахметьев М.А.* Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа. Статья 2. Накопление силицитов и гидротермальная деятельность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996б. Т. 71. Вып. 2. С. 31–41.

- Цеховский Ю.Г., Никитин А.В., Гусев И.М.* Модели осадконакопления и эволюция рифтогенных впадин в мезозое на территории Западного Забайкалья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 1. С. 64–77.
- Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е.* Нижнемеловые озерные горючие сланцы в рифтовых впадинах Забайкалья и Монголии. Статья 1. Формационный и геоструктурный анализы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014а. Т. 89. Вып. 3. С. 53–62.
- Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е.* Нижнемеловые озерные горючие сланцы в рифтовых впадинах Забайкалья и Монголии. Статья 2. Условия образования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014б. Т. 89. Вып. 4. С. 40–52.
- Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е., Гусев И.М.* Формирование мощных пластов угля в мезозойских грабенах Западного Забайкалья. В кн.: Осадочные процессы (седиментогенез, литогенез, рудогенез). Т. 2. М.: ГЕОС, 2006а. С. 54–58.
- Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е., Гусев И.М.* Закономерности углеобразования в мезозойских грабенах Западного Забайкалья. В кн.: Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2005а. С. 94–107.
- Цеховский Ю.Г., Щербакова Т.Ф., Никитин А.В. и др.* Тектоническая дезинтеграция и окремнение пород в протрузии гранитоидов массива Тобхор (Западное Забайкалье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 4. С. 8–19.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В.* Процессы кайнозойского литогенеза в Байкальской рифтовой зоне // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 5. С. 448–464.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В., Гусев И.М.* Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полез. ископаемые. 2005б. № 6. С. 620–636.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В., Леонов М.Г.* Фэновые и молассовые формации как индикаторы палеоландшафтов и геодинамических режимов. В кн.: Осадочные процессы (седиментогенез, литогенез, рудогенез). Т. 1. М.: ГЕОС, 2006б. С. 213–223.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В., Стукалова И.Е.* Седиментогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах Центральной Евразии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 78–86.
- Черкасов Г.Н.* Генетическая модель проявлений алюмосульфатов и их поисковые критерии // Советская геология. 1989. № 1. С. 43–49.
- Черкасов Г.Н.* Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 120–126.
- Черкасов Г.Н., Резниченко В.А., Лайнер Ю.А. и др.* Алюминиты – новый вид глиноземистого сырья // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 4. С. 916–920.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.
- Шахновский И.М.* Рифтогенные структуры и их нефтегазоносность // Известия ВУЗОВ. Геология и разведка 1996. № 4. С. 21–26.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М: Госгеолтехиздат, 1958. 415 с.
- Шенгёр А. М.С., Натальин Б.А.* Рифты Мира: М.: Геокарт, 2009. 188 с.
- Шенкс В.К., Сейфрид У.Е., Мейер У.К., Онейл Т. Дж.* Минералогия горючих сланцев. В кн.: Горючие сланцы. Л: Недра, 1980. С. 84–102.
- Шипулин Ф.К.* Обзор месторождений ископаемых углей Монгольской Народной Республики. М.–Л: Изд-во АН СССР. 1954. 91 с.
- Шолти Г.* Дзунбаинские отложения нижнего мела района пос. Бэрх, Восточная Монголия. В кн.: Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра. 1980. С. 70–73.



- Штах Э. и др.* Петрология углей. М.: Мир. 1978. 554 с.
- Штин С.М.* Озерные сапропели и их комплексное освоение. М.: Изд-во МГГУ, 2005. 372 с.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время. В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18–80.
- Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии. В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 183–225.
- Щетова Е.В.* Седиментология и геохимия углеродистых толщ верхней юры и нижнего мела Русской плиты. Автореф. дисс... канд. г.-м.н. Москва: ГИН, 2011. 27 с.
- Щетников А.А.* Морфотектоника озерных котловин Байкальской рифтовой зоны. В кн.: // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 316–318.
- Юдович Я.Э.* Проблемы типизации черных сланцев // Изв. РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 151–162.
- Юдович Я.Э.* Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор. // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С. 31–80.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 270 с.
- Япаскурт О.В.* Литология. Разделы теории. Часть II. М.: МАКС Пресс, 2013. 188 с.
- Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.
- Япаскурт О.В., Цеховский Ю.Г.* Литогенез в мезозойских внутриконтинентальных рифтовых зонах Сибири, Забайкалья и Монголии // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 67–75.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
- Bosworth W.R.* Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V. 316. № 6029. P. 625–627.
- Chen C., Huang J., et al.* Depositional models of Tertiary rift basin, eastern China and their application in oil and gas prediction // Geol. Acad. Sin., Res. Geol. 1982. P. 141–148.
- Chen C., Huang J., et al.* Evolution sedimentary tectonics of Bohai rift system and its bearing on hydrocarbon accumulation // Sci. Sin. Pekling. № 24. 1981. P. 85–92.
- Geochem.* 1986. Vol. 10. P. 85–92.
- Logatchev N.A.* History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system. BCREDP. № 17. 1993. P. 35–370.
- Robbins E.I.* Accumulation of fossil fuels and metallic minerals in active and ancient rift lakes // Tectonophysics. 1983. Vol. 94. № 1–4. P. 633–658.
- Wenger L.M. and Baker D.R.* Variation in Organic Geochemistry of Anoxic-Oxic Black Shale–Carbonate Sequences in the Pennsylvanian of the Midcontinent, U.S.A., *Org.*

*Научное издание*

**Юрий Григорьевич Цеховский  
Александр Сергеевич Балув  
Ирина Евгеньевна Стукалова  
Римма Георгиевна Корнева**

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ  
РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Редактор Т.А. Садчикова  
Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

Подписано к печати 27.09.2018  
Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Уч. изд. л. 14,0  
Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»  
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332  
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91  
e-mail: [geos-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru)  
[www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат»»,  
ООО ИПК «Панорама»  
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6