

Осадочные бассейны Востока России



**Удский и Торомский осадочные бассейны:
геологическое строение,
тектоно-стратиграфические системы,
геодинамика,
топливно-энергетические ресурсы**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Тихоокеанский государственный университет»

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина
Дальневосточного отделения Российской академии наук

**УДСКИЙ И ТОРОМСКИЙ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ:
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, ГЕОДИНАМИКА,
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ**

Том 5

Под редакцией чл.-кор. РАН А.Н. Диденко

Хабаровск
Издательство ТОГУ
2020

УДК 551.14+551.2(571.6)

ББК Д314.44+Д20

У317

Авторы:

В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова, А. Н. Диденко,
М. Ю. Носырев, Ю. Ф. Манилов, В. Г. Гурович

Рецензенты:

зав. лабораторией палеогеографии и природопользования
Института геологии и природопользования ДВО РАН чл.-корр. РАН, *А. П. Сорокин*;
д-р геолог.-минерал. наук, проф. *Ю.И. Бакулин*;
начальник геологического отдела
АО «Дальневосточное производственное геологическое объединение» *В.Е. Кузнецов*

Удский и Торомский осадочные бассейны: Геологическое строение, тектоно-
У317 стратиграфические системы, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы :
[монография] / В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова, А. Н. Диденко [и др.] ;
под редакцией А.Н. Диденко ; Министерство науки и высшего образования
Российской Федерации, Тихоокеанский государственный университет, Институт
тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина Дальневосточного отделения
Российской академии наук. – Хабаровск : Издательство ТОГУ, 2020. – Т. 5.
– 158,[2] с. – (Серия «Осадочные бассейны Востока России»).

ISBN 978-5-7389-3079-9

DOI: 10.30911/978-5-7389-3079-9

На основе изданных Государственных геологических карт РФ, анализа геофизической и геохимической информации, мультидисциплинарного подхода к изучению осадочных бассейнов скоррелированы данные о глубинном строении, стратиграфии, тектонике, седиментостратиграфии, тектоно-стратиграфии, реконструированы этапы геодинамической эволюции Удского и Торомского осадочных бассейнов. Оценены перспективы нефтегазоносности бассейнов, угольные ресурсы.

Издание рассчитано на специалистов в области наук о Земле: геологов, геофизиков, нефтяников, а также специалистов организаций, заинтересованных в решении проблемы топливно-энергетических ресурсов Дальнего Востока России.

Ключевые слова: геология, геофизика, геодинамика, седиментология, тектоно-стратиграфия, нефтегазоносность, осадочные бассейны, р. Уды, р. Тором, Дальний Восток России.

УДК 551.14+551.2(571.6)

ББК Д314.44+Д20

Издано по решению Ученого совета Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

Исследования выполнены при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 15-И-2-027 «Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов юго-восточной России»). Раздел 1.3 «Геофизическая изученность» главы 1 «Общие сведения о регионе» и глава 4 «Геофизическая характеристика Удского и Торомского осадочных бассейнов» подготовлены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00117.

ISBN 978-5-7389-3079-9

© Тихоокеанский государственный университет, 2020

© Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2020

Предисловие редактора

Глубокоуважаемые коллеги! Почти 20 лет назад сотрудниками лаборатории тектоники осадочных бассейнов Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук было принято решение подготовить и издать серию из шести монографий с общим названием «Осадочные бассейны Востока России». К настоящему времени изданы уже четыре из них. Они посвящены вопросам геологического строения, эволюции и ресурсного потенциала Охотско-Шантарского, Татарского, Среднеамурского и Буреинского бассейнов. Перед Вами пятая монография из этой серии, посвященная Удскому и Торомскому осадочным бассейнам, располагающимся в зоне сочленения юго-восточной окраины Сибирской платформы и восточного сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса.

Первоначально планировалось информацию о Торомском и Удском бассейнах совместить с описанием Буреинского осадочного бассейна [44], но два основных обстоятельства не позволили это сделать: во-первых, геолого-геофизическая изученность территории последнего существенно превосходит таковую для двух других; во-вторых, подготовленный материал по Буреинскому бассейну оказался весьма значительным по объему и оригинальным по содержанию. Эти два обстоятельства и побудили авторов серии подготовить отдельную работу, посвященную вопросам геологического строения, эволюции и ресурсного потенциала только Удского и Торомского осадочных бассейнов.

Классификации осадочных бассейнов, предложенные разными авторами, сложны и разнообразны. В предисловии к 3-му и 4-му томам серии «Осадочные бассейны Мира» Kenneth J. Hsu (Series Editor) пишет: «К сожалению, ... общепринятой практикой в геологии было «классифицировать» бассейны посредством ссылки на случайные атрибуты. Таким образом, у нас есть прибрежные бассейны, задуговые бассейны, рифтовые бассейны, унаследованные бассейны, глубоководные бассейны, флишевые бассейны и т. д.» [96, 97]. Такая классификация соотносится с географией, тектонической обстановкой, с палео- и современными геодинамическими режимами, с осадочными ассоциациями бассейна и пр., но все это может быть разными аспектами одного и того же процесса. Хорошей иллюстрацией этому служат более 30 определений, имеющих геологическую направленность, термина «бассейн» во втором издании Геологического словаря [13]. Ситуация

изменилась, когда на рубеже 80–90-х годов прошлого века было начато издание уже упомянутой выше серии «Осадочные бассейны мира», где бассейны классифицируются согласно типу земной коры, расположению относительно края и характера границы этого края плиты. В третьем издании Геологического словаря [14] термин «бассейн» с геологическим и геодинамическим содержанием встречается уже немногим более 20 раз. Но по отношению ко многим осадочным бассейнам, в том числе и к Удскому и Торомскому, такая «однозначность» неприемлема; в течение времени их существования происходит смена не только тектонических режимов (например, рифт → линейная платформенная впадина), но также и геодинамических условий. Так, Удский осадочный бассейн претерпел сложную геодинамическую эволюцию, обусловленную его позицией сначала на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона (поздний триас-средняя юра), а затем в шовной постколлизийной рифтогенной зоне вдоль Монголо-Охотской сутуры (см. гл. 8 настоящей работы).

В коллективной монографии «Осадочные бассейны...» [59] Ю.Г. Леоновым дано такое определение осадочного бассейна: *«В качестве ОБ здесь рассматриваются современные отрицательные структуры осадочного чехла, т.е. впадины, заполненные осадочными или осадочно-вулканогенными породами, в их современной конфигурации. При таком понимании вертикальный разрез ОБ, в общем случае, включает последовательность пород, образовавшихся в исторически сменявшихся друг друга палеобассейнах, контуры которых не обязательно совпадали с контуром сформировавшегося в итоге ОБ. Поэтому ОБ (в указанном, еще раз напомним, понимании) выделяются и оконтуриваются безотносительно к тому, какими особенностями, в том числе размерами, обладали эти бассейны или располагавшиеся на их месте бассейны в период осадконакопления. Что касается современного режима тектонических движений и осадконакопления в ОБ, то они могут быть различными: на территории одних ОБ в настоящее время происходит прогибание и осадконакопление, и они представляют собой современные седиментационные бассейны (морские или континентальные впадины); другие, напротив, располагаются в пределах стабильных или даже испытывающих воздымание и денудацию участков коры»*. Полагаю, что именно такому определению, в большей степени, соответствуют описанные в настоящей монографии Удский и Торомский осадочные бассейны.

В геологическом и, особенно, в геофизическом плане изученность территории Удского и Торомского осадочных бассейнов существенно уступает многим регионам Дальнего Востока России, но уникальность расположения этих бассейнов в зоне сочленения трех мегаструктур – юго-восточная окраина Сибирской платформы на севере, западный сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса на юге и Сихотэ-Алинский орогенный пояс на востоке – определяет неугасающий интерес к этой проблеме. Интересно также и изучение глубинного строения региона, отражающего уникальность такой позиции осадочных бассейнов. Это демонстрируют не только вышедшие ранее 4 монографии коллектива, но также и работы других авторов по этой проблематике. Например, коллективная работа «Молодые платформы восточной окраины Евразии; глубинное строение, условия формирования и металлогения» [53], посвященная монографическому описанию пограничных бассейнов Зейско-Буреинского и Сунляо. Авторы монографии представили наиболее полную на настоящее время сводку по стратиграфической корреляции, возрасту, палеогеографическим условиям формирования осадочных формаций, выполняющих эти бассейны. Рассмотрены перспективы их нефтегазоносности.

За прошедшие годы появились новые геохронологические данные, в первую очередь наших коллег из ИГГД РАН и ИГиП ДВО РАН, которые вносят существенные коррективы в определения возраста фундамента Удского и Торомского осадочных бассейнов, переводя его из раннеархейского в позднеархейско-палеопротерозойский. Определение возраста фундамента не является задачей настоящей монографии, так как основные объекты изучения в монографии имеют мезозойский возраст, поэтому мы сочли возможным в качестве геохронологической и стратиграфической основы использовать материалы Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000 000 третьего поколения (Серия Дальневосточная, лист N-53, 2007).

Полагаю, что и настоящая коллективная работа «Удский и Торомский осадочные бассейны...», в которой не только собран и систематизирован раннее разрозненный материал (в основном фондовые работы) по геологии и геофизике Удского и Торомского бассейнов, а также дана новая оригинальная интерпретация тектонического и глубинного строения региона, будет интересна и полезна широкому кругу геологов и геофизиков.

чл.-кор. РАН А.Н. Диденко

Введение

Предлагаемая монография является пятой из серии «Осадочные бассейны Востока России» и посвящена двум рядом расположенным в Западном Приохотье осадочным бассейнам – Удскому и Торомскому. По этим бассейнам не так много публикаций, что можно видеть по списку литературы. Поэтому собрать их в единую монографию в рамках серии «Осадочные бассейны Востока России» нам представляется своевременным. Были синтезированы крупные обобщения в виде отчетов, статей, монографий, диссертаций по тем или иным аспектам геологического строения Удского и Торомского осадочных бассейнов, а также данные по глубинному строению и перспективам нефтегазоносности.

Опираясь на материалы Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (3-е издание), мы уточнили границы Удского осадочного бассейна, структурные элементы, входящие в состав бассейнов на разных этапах их эволюции. Появилась возможность детальнее описать разломы и их роль в истории развития бассейнов как элементов краевых систем.

Детальное описание стратиграфической последовательности, изучение перерывов и несогласий, использование принципов событийной стратиграфии, секвенсстратиграфии позволило выделить тектоно-стратиграфические системы, разделенные перерывами и несогласиями, которые связаны с различными геологическими событиями. Появление публикаций по глобальным реконструкциям конфигураций континентов и океанов за последние 200 Ма [60; 98; 101; и др.] позволило связать глобальные и региональные геологические события в пространстве и во времени и для исследованного региона.

Представляется, что предлагаемая работа весьма своевременна в связи с тем, что начата прокладка на близлежащей территории трубопроводов для углеводородного сырья в Китай, Южную Корею и другие страны АТР из районов Якутии, Восточной Сибири.

Авторы благодарят рецензентов доктора геолого-минералогических наук Ю.И. Бакулина, начальника геологического отдела АО «Дальневосточное производственное геологическое объединение В.Е. Кузнецова, член-корреспондента РАН А.П. Сорокина, замечания и предложения которых существенно способствовали улучшению качества настоящей монографии. Исследования выполнены при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 15-I-2-027 «Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов юго-восточной России»). Раздел 1.3 «Геофизическая изученность» главы 1 «Общие сведения о регионе» и глава 4 «Геофизические исследования» подготовлены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00117.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕГИОНЕ

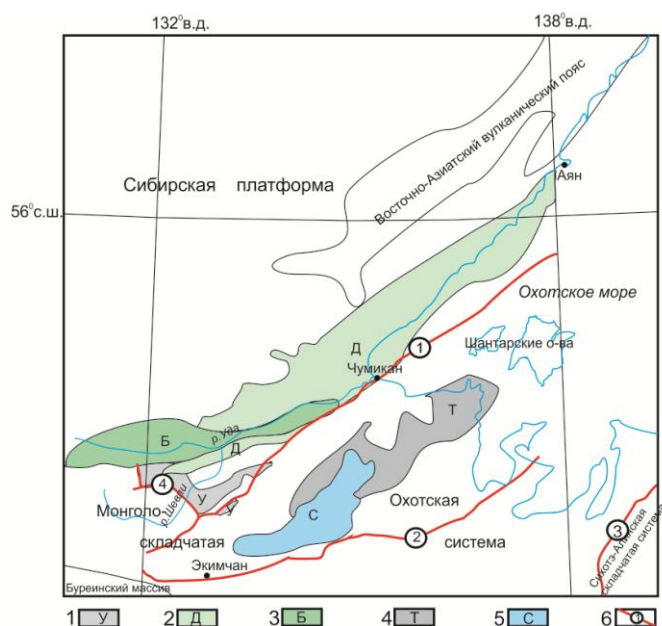
1.1. Геолого-структурная позиция Удского и Торомского осадочных бассейнов и их главные структурные элементы

Тектоническая природа Удского и Торомского осадочных бассейнов и их положение в структуре Восточной Азии неоднократно рассматривались с разной степенью детальности в последние годы [7; 8; 38; 39; 29; 30]. Тем не менее, представления о том, какие именно структурные элементы – за исключением Удского и Торомского прогибов – следует включать в состав осадочных бассейнов, до сих пор не устоялись. Проще этот вопрос решается для Торомского бассейна, где поверх большей части одноименного прогиба унаследованно развивается Селитканский вулканический прогиб, и вполне естественным представляется объединять оба эти прогиба в составе единого осадочного бассейна.

Ситуация с Удским осадочным бассейном является более сложной. В общем, устоялось представление, что в состав бассейна, кроме Удского прогиба, входит Боконская континентальная впадина. Эти структурные элементы (рис. 1.1) в раннем мелу развивались совместно, хотя конкретные условия их сосуществования устанавливаются с трудом. Представляется целесообразным включать в состав осадочного бассейна и Джелонский вулканический прогиб, хотя структурные связи его с Удским прогибом разными исследователями трактуются по-разному.

В настоящее время на геологических картах все границы отложений Удского прогиба и Джелонского вулканического прогиба – дизъюнкти-

Рис. 1.1. Положение Удского и Торомского осадочных бассейнов в структуре Восточной Азии ([69], с небольшими изменениями). Удский осадочный бассейн: 1 – Удский прогиб, 2 – Джелонский вулканический прогиб, 3 – Боконская впадина; Торомский осадочный бассейн: 4 – Торомский прогиб, 5 – Селитканский вулканический прогиб; 6 – крупнейшие разломы (цифры в кружках: 1 – Улигданский, 2 – Тугурский, 3 – Дигдиланский, 4 – Южно-Удский)



вные [29, 30, 88]. Отметим, что Джелонский вулканический прогиб в литературе именуется по-разному, чаще всего с использованием географического названия «Удский» (с теми или иными дополнительными характеристиками). Однако название «Удский» применяется и к ряду других структурных элементов разного масштаба. Чтобы избежать такой неоднозначности, в комплекте материалов листа N-53 Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (3-е изд.) [30] вулканический прогиб и был назван «Джелонским». Мы не включаем в состав Удского осадочного бассейна Верхнезейско-Удский кайнозойский прогиб – рифтогенное сооружение, образование которого оторвано по времени от существования осадочного бассейна.

Отдельно остановимся на границах рассматриваемых бассейнов. В отношении Торомского бассейна особых проблем не возникает, т.к. его положение на континенте однозначно установлено геологическим картированием, а продолжение на шельфе Охотского моря прослежено геофизическими методами вплоть до Шантарских островов, куда мезозойские отложения уже не выходят [30]. Для Удского бассейна предполагается [8; 39], что он прослеживается (в том числе под кайнозойским чехлом Охотоморского шельфа) далеко на север от устья р. Уды; однако представления о геологии этой северной части бассейна (кроме вулканогенных образований) очень приблизительны. Опираясь на материалы Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (3-е изд.) [30; 74] (рис. 1.2), можно полагать, что в северо-восточном направлении Удский осадочный бассейн протягивается до мыса Укой (северная граница выходов джелонской свиты). На западе, в пределах Ланской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы, известны небольшие тектонические блоки, сложенные отложениями усть-милканской (верхний триас) и кенриковской (средняя юра) толщ среди каменноугольных образований – по-видимому, к западу Удский осадочный бассейн протягивался на значительно большее расстояние, чем в современном эрозионном срезе. Отдельные выходы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований на левобережье верхнего течения р. Уды мы в состав бассейна не включаем, т.к. отнесение их к джелонской свите условно.

Удский осадочный бассейн перекрывает разнородные структурные элементы восточной Азии – юго-восточную окраину Алдано-Станового щита Сибирской платформы и различные структурно-формационные зоны северо-восточной окраины Монголо-Охотской складчатой системы [81]. В фундаменте бассейна присутствуют геологические образования широкого возрастного

диапазона – от раннего архея до позднего триаса. В пределах Алдано-Станового щита раннеархейские метаморфические комплексы представлены породами гранулитовой и амфиболитовой фаций (и их регрессивно метаморфизованными производными) тырканской, джанинской, чогарской, удско-майской, купуринской, туксанийской серий (слагающих одноименные блоки Становой системы), динамометаморфическими породами зон глубинных разломов. Магматические образования чрезвычайно разнообразны, они на карте разделены на архейские комплексы преимущественно основного и ультраосновного (майско-джанинский, древнеджугджурский, баладекский, идиомотырканский) и преимущественно кислого и среднего состава (марагайский, тохиканский, токско-алгаминский, древнестановой); выделен раннепротерозойский гранитоидный тукурингрский комплекс. Верхнерифейские, вендские, кембрийские, нижнеордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные осадочные и вулканогенные формации, раннедевонские гранитоиды слагают фрагменты Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба Сибирской платформы и несколько подробнее рассмотрены ниже. Южная часть Удского осадочного бассейна перекрывает силурийские, девонские, каменноугольные, пермские и триасовые отложения Янкано-Джагдинской, Ланской, Удско-Шантарской и Токурской структурно-формационных зон Монголо-Охотской складчатой системы. Взаимоотношения верхнетриасовых отложений бассейна с верхнетриасовыми образованиями складчатой системы не известны, т.к. непосредственные контакты их не наблюдались. Удский осадочный бассейн перекрывается меловыми вулканитами Преджугджурского вулканоплутонического прогиба и различными осадочными формациями кайнозоя.

Фундамент Торомского осадочного бассейна представлен вулканогенно-осадочными и интрузивными формациями кембрия, силура, девона, карбона и перми Удско-Шантарской и Селемджинской структурно-формационных зон Монголо-Охотской складчатой системы. Бассейн перекрывается позднемеловыми эффузивами и континентальными и морскими формациями кайнозоя.

Описание Удского и Торомского бассейнов в основном основывается на материалах недавно изданных листов Государственных геологических карт РФ масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. А.А. Сорокин сообщил нам, что получены новые данные (еще не опубликованные), меняющие представления о возрасте и палеогеографии фундамента бассейнов, за что мы ему особо признательны.

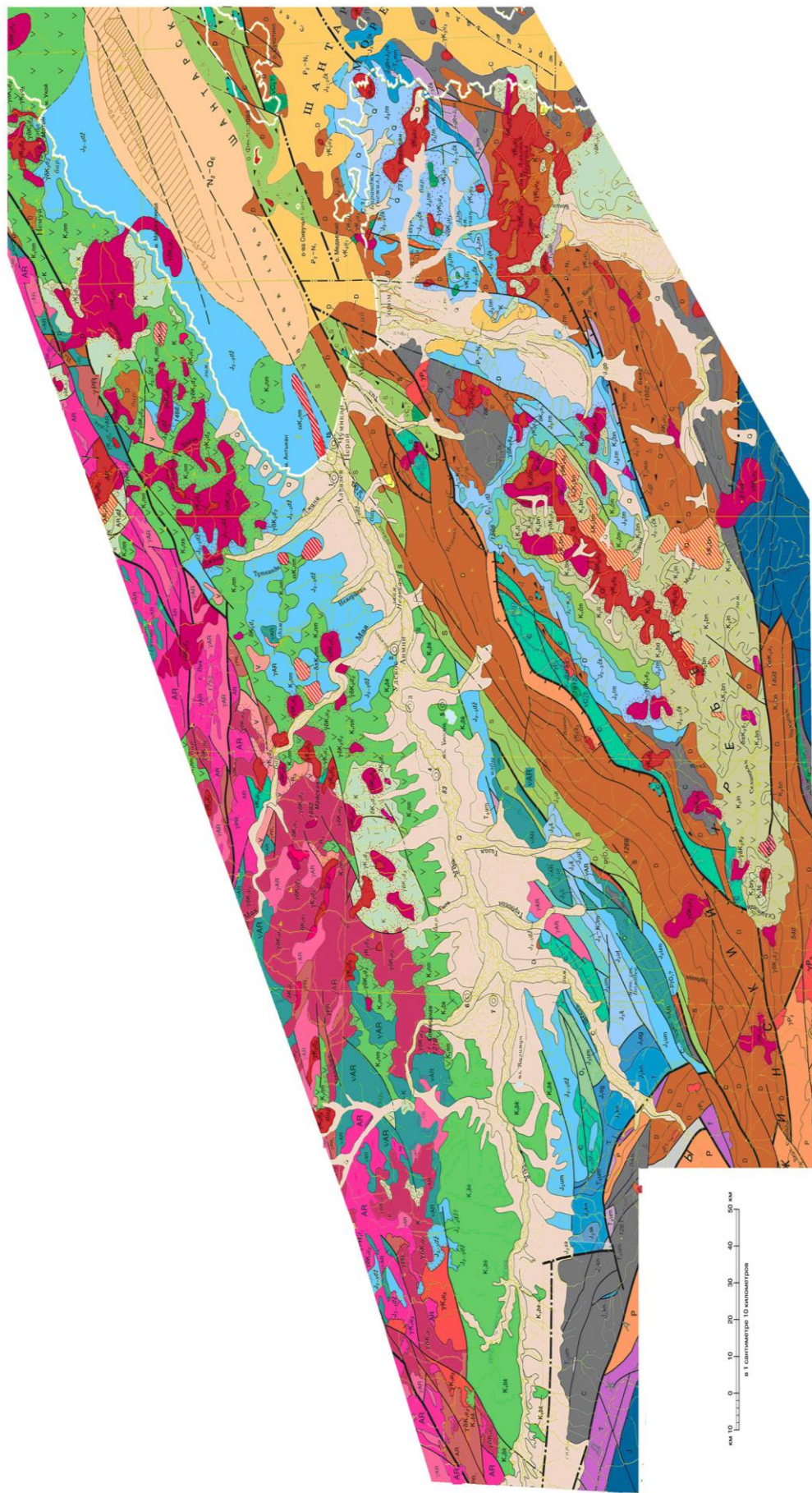


Рис. 1.2. Схематизированная геологическая карта Удского и Торомского осадочных бассейнов¹. Составлена по материалам листов N-52, N-53 Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 3-его издания [30; 74].

¹Геологическая ситуация для Удского и Торомского осадочных бассейнов полностью соответствует карте масштаба 1:1 000 000; для сопредельных территорий геологическая ситуация предельно упрощена.

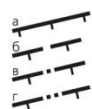
легенда

Удский и Торомский осадочные бассейны

Джугджурский, селитканский и ульбанский комплексы



разрывные региональные



Надвиги: а - достоверные, б - предполагаемые; в - перекрытые вышележащими образованиями достоверные, г - предполагаемые



Ограничивающие крупные блоки земной коры, преимущественно сбросы и взбросы: а - достоверные, б - предполагаемые; в - перекрытые вышележащими образованиями достоверные, г - предполагаемые

нарушения второстепенные



Надвиги

Неустановленной морфологии: а - достоверные, б - предполагаемые, в - перекрытые вышележащими образованиями достоверные, г - предполагаемые



Олисторомовые комплексы



Контактные роговики



Изопахиты, км: а - достоверные, б - предполагаемые



Проекция на земную поверхность распространения сейсмокомплексов, км: а - магаданского, б - одянского

смежные территории

Q Четвертичные отложения

N_2-Q_E Плиоцен - эоплейстоцен

N_1 Миоцен

P_2-N_1 Эоцен - миоцен

K Мел

J Юра

T Триас

γP_2 Позднепермские интрузивные образования кислого и среднего состава (ингаглинский и верхнеитматинский комплексы)

P Пермь

$\nu C_3?$ Позднекаменноугольные (?) интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (феклистовский и златоустовский комплексы)

C Карбон

D Девон

$\gamma D_1?$ Раннедевонские (?) плагиограниты и граниты

S Силур

O_1 Нижний ордовик

C Кембрий

V Венд

R_3 Верхний рифей

γPR_1 Раннепротерозойские интрузивные образования кислого состава (тукурингрский комплекс)

γAR Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (марагайский, тохиканский, токско-алгаминский, древнестановой комплексы)

νAR Архейские интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (майско-джанинский, древнеджугджурский, баладекский, идюмо-тырканский комплексы)

AR Архейские метаморфические комплексы (тырканская, джанинская, чогарская, удско-майская, купуринская, туксанийская серии, динамометаморфиты зон разломов)

По представлениям большинства исследователей, основные структурные элементы осадочных бассейнов – Удский и Торомский прогибы – являются фрагментами единого тектонического элемента – Удско-Торомского краевого прогиба Сибирской платформы [30]. Как представляется, этот краевой прогиб в качестве первичного элемента входит в состав пограничной системы, расположенной между юго-восточной окраиной Алдано-Станового щита древней Сибирской платформы и Монголо-Охотской складчатой системой, являющейся одной из составных частей комплекса основания эпимезозойской платформы Востока Азии. Эта пограничная система, которой мы в основном и следуем в дальнейшем изложении, специально рассматривалась в работе В.Ю. Забродина [29].

Представления о пограничных, или краевых, системах, с разной степенью детальности и обоснованности, изложенные в работах А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского, В.Е. Хаина [84] и других тектонистов [32], были сформулированы в 70-е годы прошлого века в Институте геологии и геофизики СО АН СССР О.А. Вотухом и В.А. Соловьевым в процесс разработки принципов объемного тектонического районирования [10] и позже приобрели относительно законченный вид в работах В.А. Соловьева с сотрудниками [4; 77]. В соответствии с этими представлениями, в полнопроявленной (по предложенной в работе [29] терминологии) пограничной системе обязательно присутствуют краевые швы, краевые плиты (перикратонные прогибы, в стандартной российской терминологии прошлого века), краевые поднятия и краевые (передовые) прогибы. В составе рассматриваемой пограничной системы присутствуют как все эти элементы, так и некоторые дополнительные, усложняющие ее структуру и включаемые нами в состав осадочных бассейнов (рис. 1.3).

Можно полагать, что, по крайней мере, в случае древних платформ краевой шов окружает платформенную систему по периферии полностью, выделяя ее в геологическом пространстве как дизъюнктивное геологическое тело. Тогда, очевидно, он составлен из отрезков разноориентированных дизъюнктивов различных кинематических типов, каждый из которых по рангу соответствует как минимум глубинному разлому.

В рассматриваемом случае краевой шов образуют фрагменты Северо-Тукурингского и Улигданского глубинных разломов [30; 74], примыкающих друг к другу почти под прямым углом на правом берегу среднего течения р. Шевли. Такое примыкание дизъюнктивов определяет форму

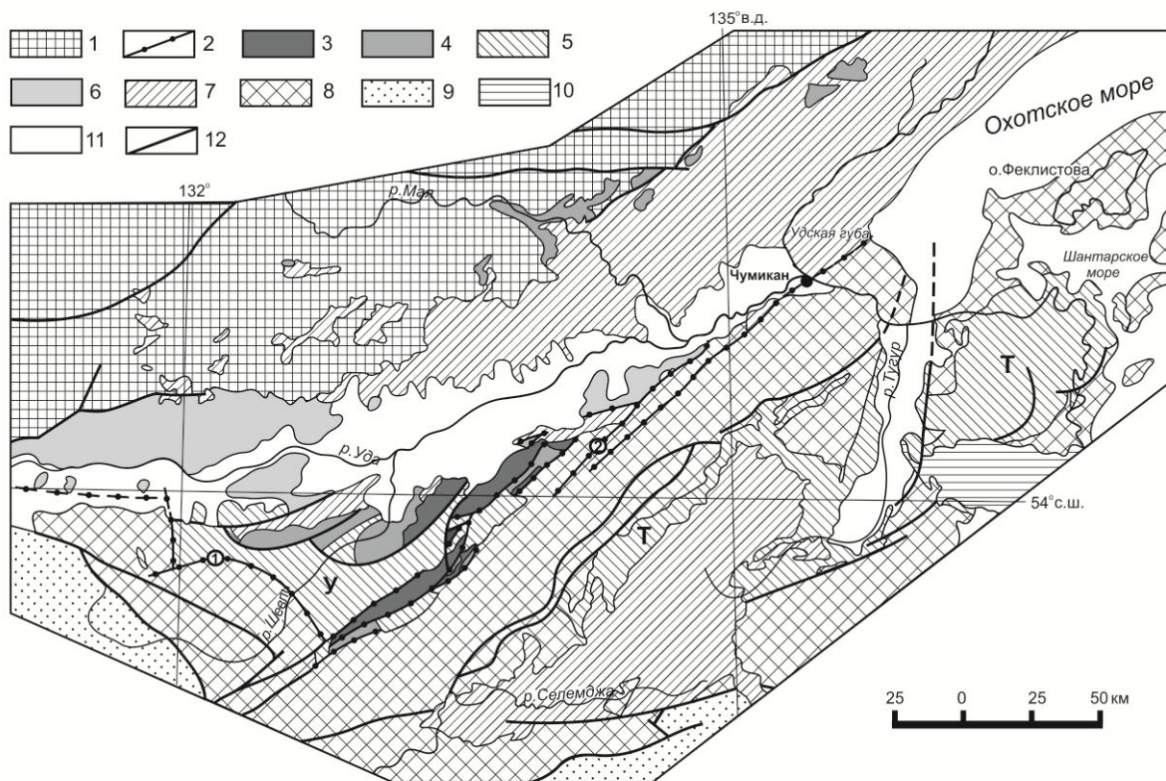


Рис. 1.3. Структура пограничной системы, по В.Ю. Забродину [29]:

1 – фундамент Сибирской платформы (Алдано-Становой щит); 2 – краевой шов, в том числе Южно-Удский (1) и Улигданский (2) глубинные разломы; 3 – краевое поднятие (Баладекский выступ); 4 – краевая плита (Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб); 5 – краевой прогиб (У – Удский, Т – Торомский фрагменты); 6 – Боконская континентальная впадина; 7 – меловые вулканические прогибы, связанные с пограничной системой; 8 – комплекс основания эпимезозойской платформы (каледониды и герциниды Монголо-Охотской складчатой системы); 9 – главный складчатый комплекс эпимезозойской платформы (мезозоиды Монголо-Охотской складчатой системы); 10 – позднемеловые вулканические прогибы, не связанные с пограничной системой; 11 – кайнозойский осадочный чехол эпимезозойской платформы (континентальные впадины и Охотоморская плита); 12 – крупнейшие дизъюнктивы

южной границы Удского фрагмента краевого прогиба, отражающей, видимо, характерную клювообразную форму юго-восточной окраины Сибирской платформы.

Улигданский глубинный разлом протяженностью около 500 км обладает зоной динамического влияния (по терминологии Р.М. Лобацкой [52]), заведомо превышающей 10 и, по-видимому, даже 20 км.

Дизъюнктив прекрасно выражен в полях гравитационном (контрастная ступень в поле силы тяжести) и магнитном (ступень, осложненная

полосовыми аномалиями ΔT). Наиболее изученная его часть (около 150 км от верхнего течения р. Угохан до р. Гербикан) охватывает Баладекский выступ и прилегающие к нему участки Монголо-Охотской складчатой системы, Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба и Удского фрагмента Удско-Торомского краевого прогиба. Зона Улигданского глубинного разлома здесь представлена серией субпараллельных крутопадающих дизъюнктивов, контролирующей положение тел раннеархейских ультрабазитов баладекского интрузивного комплекса и раннедевонских (?) малоэльгинских плагиогранитов. Зоны отдельных дизъюнктивов – это полосовидные тела милонитов, катаклазитов, метаморфизованных пород баладекского комплекса; линейные тела серпентинитов и серпентинизированных пород дезинтегрированы, местами превращены в серпентинитовый меланж. Для допозднеюрских этапов развития вдоль зоны Улигданского глубинного разлома предполагаются правосдвиговые смещения большой амплитуды [30; 45], для более поздних этапов – преимущественно сбросовые. В состав краевого шва входит также *Южно-Удский глубинный разлом* – восточное окончание Северо-Тукурингского глубинного разлома, на большом протяжении служащего южной границей Сибирской платформы на сопредельных с запада территориях. В гравитационном и магнитном полях этот дизъюнктив выражен достаточно резкими ступенями. На поздних этапах развития он проявлен как надвиг с южным падением поверхности сместителя. В зоне сочленения Улигданского и Южно-Удского глубинных разломов наблюдается резкое сужение Монголо-Охотской складчатой системы в бассейне р. Шевли.

Краевое поднятие (*Баладекский выступ*) в основном располагается в зоне краевого шва. По гравиметрическим и магнитометрическим данным, поднятие является южным окончанием Чогарского блока Алдано-Станового щита, частично перекрытым Аяно-Шевлинским перикратонным прогибом и Удским фрагментом краевого прогиба. Длина Баладекского выступа достигает 115 км при максимальной ширине 20 км; северовосточнее обнаженной части его, в бассейне р. Эльгая и в нижнем течении р. Нелькан, возможно, под силурийскими формациями Монголо-Охотской складчатой системы выступ продолжается на небольшой глубине, и архейды Алдано-Станового щита хотя бы частично входят в состав фундамента эпимезозойской платформы. Баладекский выступ сложен только интрузивными (габбро-анортозитовая и плагиогранитовая формации) и ультрамета-

морфическими (гранитовая формация) образованиями. В связи с локализацией его в зоне крупнейшего дизъюнктива породы интенсивно тектонизированы, местами сильно метаморфизованы, в них наблюдаются мелкие складки. Если габбро-анортозитовая (баладекский комплекс) и гранитовая (тохиканский комплекс) формации выступа близки к таковым Алдано-Станового щита (раннеархейские джугджурский и марагайский комплексы соответственно), то плагиогранитовая формация (малоэльгинские граниты) представлена также в смежных районах Монголо-Охотской складчатой системы, где появление ее интрузивов маркирует резкую смену условий осадконакопления на границе силура и девона.

Краевая плита (*Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб*) состоит из фрагментов, сложенных разновозрастными образованиями (от верхнего рифея до нижнего карбона включительно). Наиболее крупные из них выделяются как Шевлинская (на юго-западе) и Лантарская (на северо-востоке) зоны. В промежутке между ними небольшие разрозненные выходы иногда объединяются в качестве Маганской зоны. Непосредственно в состав рассматриваемой пограничной системы входят Шевлинская и Маганская зоны. Лантарская зона интересна тем, что она почти смыкается с расположенной севернее еще одной краевой плитой Сибирской платформы – Юдомо-Майским перикратонным прогибом. Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб обладает всеми чертами, присущими комплексам, пограничным между плитными и складчатыми: резко увеличенной (по сравнению с нормальными плитами) мощностью отложений, смешанным типом формационных рядов (преимущественно плитные, с элементами орогенных), сравнительно высокой степенью дислоцированности, сопоставимой с деформациями отложений краевых прогибов. В формационном ряду Шевлинской зоны, разделенном многочисленными перерывами, известны кембрийско-нижнеордовикские, силурийские, нижне- и верхнедевонские, нижнекаменноугольные красноцветные и сероцветные карбонатные и терригенные формации; в нижней части ряда широко распространены базальты. Отложения разных частей Шевлинской зоны несогласно залегают на Баладекском выступе и, в свою очередь, перекрываются формациями Удского-Торомского краевого и Джелонского вулканического прогибов (рис. 1.2). В пределах зоны кембрийские и нижнеордовикские отложения образуют синклиналь северо-восточного простираения, близкую к брахиформной. Юго-восточное ее крыло моноклинально погружается на северо-

запад под углами 35–45, редко до 60°. В ядерной части углы наклона слоев уменьшаются до 20, а на северо-западном крыле возрастают до 60°. Складка осложнена многочисленными разномасштабными дизъюнктивами. На северо-западе с ней сопряжена брахиантиклиналь, большая часть, которой перекрыта более молодыми образованиями.

Разрозненные выходы верхнерифейских, вендских и девонских отложений в бассейнах рек Мая, Джана, Немерикан, Ийканда и др. объединены в Маганскую зону. Общим для всех них является отсутствие непосредственных контактов с сооружениями Монголо-Охотской складчатой системы; границы их с более молодыми и более древними образованиями во многих случаях дизъюнктивные. Формационно и в структурном отношении они близки к образованиям Шевлинской зоны. Вещественное выполнение Маганской зоны представлено следующими формациями: верхнерифейскими – кварцевых песчаников, доломитовой и турбидитовой; вендской базальтовой; девонскими – известняковой, турбидитовой и туфогенно-кремнистой. В наиболее крупных выходах в бассейне р. Мая верхнерифейские образования смяты в крупные (шириной в несколько километров) складки разных форм – от простых брахиформных до сжатых линейных с углами погружения крыльев 30–60°. Они осложнены складками шириной в сотни метров, среди которых нередки гребневидные асимметричные. Мелкие складки (до 3 м), особенно в турбидитах, зачастую имеют изоклинальный облик. В вендских базальтоидах складчатость более пологая (углы падения слоев не превышают 40°). Девонские формации в бассейне р. Ийканда слагают крупную антиклиналь северо-восточного простирания с углами погружения крыльев 30–60°.

Присутствие базальтовой формации в формационном ряду Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба подчеркивает его непосредственное соседство с областью океанического осадконакопления. Большинство дальневосточных геологов полагает очевидным, что перикратонный прогиб отделен от складчатых образований Монголо-Охотской системы зоной краевого шва Сибирской платформы. Однако А.В. Махинин, проводивший в этом районе геологическую съемку масштаба 1:50 000, считает [30], что силурийская формация перикратонного прогиба (мельканская толща – грубообломочные отложения, включая дресвяники, а также долериты), залегающая с размывом на анортозитах Баладекского выступа, постепенно переходит в типично морские образования, слагающие видимое основание

разреза Удско-Шантарской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы (лагапская и джялакская толщи нижнего-среднего силура).

Удско-Торомский краевой прогиб. На современном эрозионном срезе представлен двумя фрагментами – Удским и Торомским, разделенными выходом складчатых образований Монголо-Охотской складчатой системы. При субширотном простираии общая длина его достигает 340 км. *Удский фрагмент краевого прогиба* располагается в районе южного выступа Алдано-Станового щита Сибирской платформы, накладываясь на Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб, Баладекский выступ и складчатые сооружения восточного замыкания Джагдинской структурно-формационной зоны мезозойской Монголо-Охотской складчатой системы. Положение прогиба в месте сочленения крупных дизъюнктивов, включая краевой шов Сибирской платформы, определило его сложную блоковую структуру и вторичный дизъюнктивный характер большинства контактов отложений прогиба с подстилающими и перекрывающими образованиями. В плане форма Удского фрагмента треугольная; максимальная протяженность его 130, максимальная ширина 30 км. В верховьях р. Лан известен меридионально вытянутый небольшой тектонический блок, представленный среднеюрскими отложениями, сопоставленными с кенриксской толщей Удского прогиба, а в верховьях р. Огджено – блок верхнетриасовых отложений устьмильканской толщи [74]. Это свидетельствует о том, что рассматриваемый прогиб протягивался значительно западнее современной границы как минимум на 50 км. Формирование прогиба началось в нории и завершилось в берриасе. Большая часть вещественного выполнения Удского фрагмента принадлежит нижней (морской) молассе, в верхней части формационного ряда постепенно переходящей (через параличскую и лимническую слабоугленосные субформации) в континентальную молассу.

В ряду фиксируются перерывы (рэт-синемюр, конец ранней юры, келловей), которые объясняют некоторые различия в складчатости.

Торомский фрагмент краевого прогиба располагается в бассейнах рек Тором, Тылякачан, Селиткан и верхнего течения р. Селемджа, накладываясь на сооружения поздних герцинид Монголо-Охотской складчатой системы; северо-восточное окончание его локализовано на шельфе Шантарского моря между побережьем материка и о. Феклистова. Длина его более 220, максимальная ширина 60 км, простираие северо-восточное. На

шельфе, по данным А.А. Рязанцева (2000 г.) [30], замыкание прогиба отчетливо фиксируется в магнитном поле; граница во многих местах интерпретируется как дизъюнктивная. Граница прогиба удалена от береговой линии на 10–18 км. Формирование Торомского фрагмента, как и Удского, началось в нории, однако завершилось в альбе. Формационное выполнение то же, что и в Удском фрагменте, за исключением самой верхней (альбской) части, представленной типичной верхней (континентальной) молассой, служащей основанием позднемелового Селитканского вулканического прогиба. Перерывы в формационном ряду в основном фиксируются практически на тех же уровнях, что и в Удском фрагменте.

Дополнительными элементами рассматриваемой пограничной системы служат вулканические прогибы и межгорные впадины, включаемые нами в состав осадочных бассейнов.

Джелонский вулканический прогиб наложен на юго-восточный край Алдано-Станового щита. Он тянется от верховьев р. Уда на северо-восток (за границы рассматриваемой пограничной системы) вдоль краевого шва Сибирской платформы (см. рис. 1.2). Северо-восточная часть его частично перекрыта Охотоморской плитой. По мнению Л.М. Парфенова [62], Джелонский прогиб является южной частью Удско-Мургальской вулканической дуги, протянувшейся далеко на северо-восток, в бассейны рр. Пенжины и Анадыря; длина его более 400, максимальная ширина 65 км. От расположенного западнее Преджугджурского вулканического прогиба он отделен зонами Станового и Джугджурского линеаментов и довольно отчетливо проявлен в поле силы тяжести положительными аномалиями.

Боконская впадина наложена на южную окраину Алдано-Станового щита и частично перекрывает также Удский фрагмент краевого прогиба и Джелонский вулканический прогиб. Она тянется в субширотном направлении почти на 200 км при максимальной ширине около 40 км. Впадина выполнена верхней (континентальной) слабоугленосной молассой.

Селитканский вулканический прогиб располагается в бассейне р. Селиткан и верхнем течении р. Селемджа. Он имеет коленообразную форму, обусловленную как причинами, вызвавшими образование вулканического прогиба, так и субстратом, на котором он заложился. Северная часть прогиба имеет северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание. В основании прогиба залегает альбская континентальная моласса, занимающая в структуре пограничной системы двойственное положе-

ние: с одной стороны, она завершает формационный ряд Торомского фрагмента краевого прогиба, с другой – служит фундаментом вулканического прогиба. В этой части Селитканский вулканический прогиб наследует положение краевого прогиба.

1.2. Геологическая изученность

На Дальнем Востоке России юрские отложения были выявлены маршрутными исследованиями во второй половине XIX в. (работы Н.Г. Меглицкого, Ф.Б. Шмидта, К.И. Богдановича, М.И. Янковского). Первую стратиграфическую схему мезозоя (верхний триас-юра) Приохотья и Нижнего Приамурья предложил в 1938–40 гг. Л.И. Красный [49; 50]. Он же в конце 40-х гг. прошлого века установил наличие здесь палеозойских образований и описал Монголо-Охотскую складчатую (складчато-блоковую, геосинклинальную) область в границах, близких к современным [50]. Удский и Торомский бассейны, в современном понимании, он не выделял из состава этой области, но отмечал некоторые их характерные черты: они занимали территории, ограниченные горными хребтами; складчатость их была сравнительно простая; по месту заложения и формационной особенности слагающих их осадков они были близки к крайевым прогибам [49]. В 40–50-е гг. прошлого века юрские отложения Торомского прогиба изучали В.А. Ярмлюк, Н.К. Осипова, Л.И. Красный, И.К. Никифорова.

Планомерное изучение Удского и Торомского осадочных бассейнов (в современном понимании этих структурных элементов территории Дальнего Востока России) стало возможным лишь при проведении государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 первого поколения, которая началась в конце 50-х гг. прошлого века. Все листы Государственной геологической карты СССР этого масштаба были изданы до первой половины 80-х гг. (В.И. Анойкин, 1985*; С.М. Брагинский, 1982; Л.С. Буфф, 1979; В.Н. Гончаров, 1978; С.И. Горохов, 1970, 1978, 1982; Д.С. Зайцев, 1981; В.Ф. Зубков, 1962, 1981; В.Ф. Сигов, 1974, 1975; М.Т. Турбин, 1981; Ф.С. Фролов, 1983; Г.И. Харитонычев, 1978; В.И. Чернявский, 1977; В.И. Чернявский, Г.М. Левитан, 1983; Ю.И. Щербина, 1981). Несколько позднее велось изучение территории в масштабе 1:50 000 в полистном ва-

* Указаны годы изданий Объяснительных записок к картам; сами карты издавались позднее Объяснительных записок, как правило, с большим временным разрывом.

рианте (С.Г. Кисляков, А.В. Махинин, Г.В. Роганов, Д.С. Фомин и др.), поисковые и поисково-оценочные работы на железо, марганец, фосфориты. Существенных изменений в представлениях о геологическом строении этих районов (за небольшими исключениями) с тех пор не произошло; в основных чертах эти представления суммированы в диссертации Г.В. Роганова [67].

С конца 70-х гг. проводилось геологическое доизучение площадей масштаба 1:200 000 (ГДП-200), частично захватившее территорию Удского осадочного бассейна, но эти работы не завершились новым изданием листов геологической карты, а лишь отчетом А.В. Махинина, Н.Н. Банатовой, 1983 г. С конца 90-х гг. ГДП-200 проводилось уже в рамках подготовки к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 второго поколения [1; 46; 47]. Существенно новых сведений о геологическом строении Удского и Торомского осадочных бассейнов при этом получено не было. Результаты этих работ были учтены при составлении и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 (3-е изд.) [30; 74].

Биостратиграфические исследования мезозойских отложений рассматриваемых осадочных бассейнов велись интенсивно с начала 60-х гг. – как в процессе геологосъемочных работ, так и в рамках самостоятельных программ. Основные результаты были получены Г.Т. Пчелинцевой, И.И. Сей, Е.Д. Калачевой, Т.М. Окуновой, Е.П. Брудницкой, Л.Д. Третьяковой, С.П. Кузьминым, Е.Л. Лебедевым, М.М. Кошман, В.А. Красиловым, В.В. Кирьяновой и др. В 1990 г. все имеющиеся данные по стратиграфии Удского и Торомского осадочных бассейнов были суммированы на IV Дальневосточном Межведомственном региональном стратиграфическом совещании [66], а позднее – в легендах Тугурской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (второе поколение) (А.В. Махинин, 2000 г.) и Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (3-е издание) (Ф.С. Фролов и др., 2002 г.).

Сводные работы по рассматриваемым осадочным бассейнам, касающиеся, кроме стратиграфии, и других черт их геологического строения, выполнены Г.В. Рогановым с соавторами [68], В.Г. Варнавским [7, 80], Г.Л. Кирилловой [38; 39], В.Ю. Забродиным [29; 30], Ф.С. Фроловым [83]. Современные представления о границах Удского и Торомского осадочных бассейнов, их структурных элементах, стратиграфии, палеогеографии и палеогеодинамике изложены в работе В.Ю. Забродина и Г.Л. Кирилловой [31].

1.3. Геофизическая изученность

Геофизическая изученность зоны сочленения юго-восточной части Сибирского кратона и Монголо-Охотского орогенного пояса, где располагаются Удский и Торомский осадочные бассейны, невысокая и уступает многим регионам Дальнего Востока России. Для всей рассматриваемой территории имеются данные гравиметрической и аэромагнитной съемок различного масштаба (рис. 1.4, 1.5), а также небольшой фрагмент сейсмического профиля Абакан-Тында-Татарский пролив, выполненный методом многоволнового сейсмического зондирования более 30 лет назад [2].

Только для половины изучаемой площади имеется гравиметрическая съемка масштаб 1:200 000, остальная часть изучена гравиметрией масштаб 1:1 000 000 (рис. 1.4). Основная часть этих работ выполнена в шестидесятые-семидесятые годы прошлого века, несколько листов масштаб 1:200 000 – уже после 2007 года. При этом надо заметить, что значительная часть площади собственно Удского бассейна и практически полностью Торомского прогиба гравиметрической съемкой 1:200 000 масштаб не охвачены.

В случае с аэромагнитной съемкой дела обстоят лучше; вся территория листа покрыта разномасштабными аэромагнитными съемками (рис. 1.5). Для всей рассматриваемой в настоящей работе площади имеются изданные карты аномального магнитного поля масштаб 1:200 000 по результатам проведения аэромагнитной съемки в 1956–60 гг.

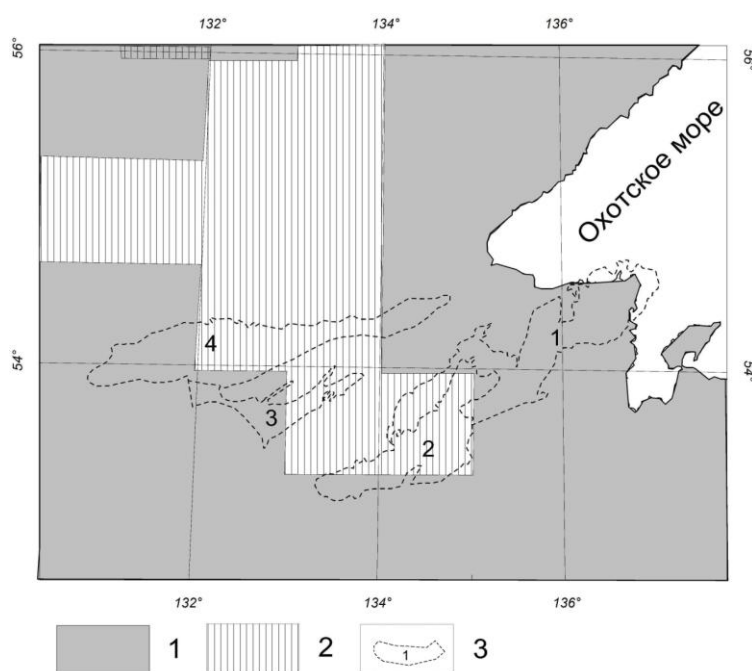


Рис. 1.4. Гравиметрическая изученность территории:

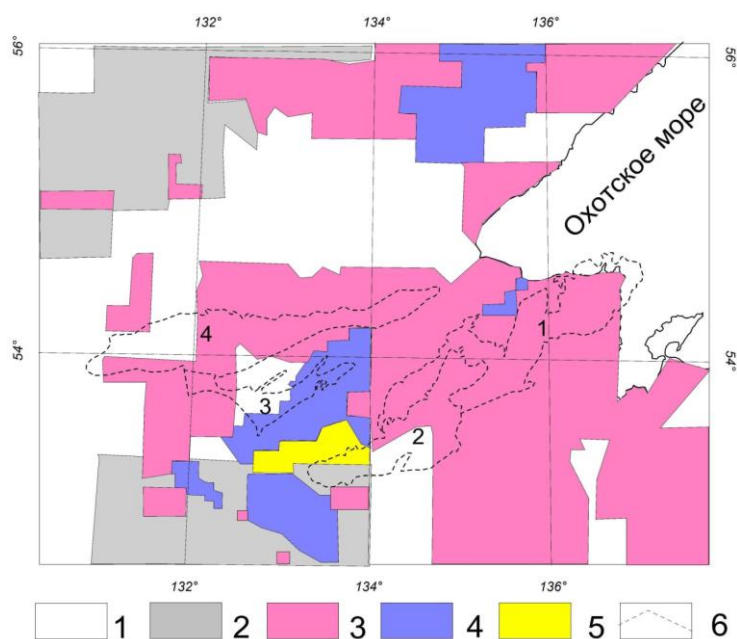
1 – площади, покрытые гравиметрической съемкой масштаб 1:200 000; 2 – площади, покрытые гравиметрической съемкой масштаб 1:1 000 000; 3 – контуры прогибов: 1 – Торомский; 2 – Селитканский; 3 – Удский; 4 – Боконская впадина

Эти работы выполнялись, как правило, по очень густой сети, доходившей на большей части площадей до масштаба 1:25 000. Использовался преимущественно феррозондовый магнитометр АМ-11, крепившийся на самолет. Точность его была невысока – около 50 нТл. Как правило, он входил в состав комплексной аэрогеофизической станции АСГМ-25, в которой был дополнительно и радиометрический канал. Именно с этой аппаратурой выполнены почти все магнитометрические съемки этого этапа. Съемка проводилась на самолетах АН-2, ЛИ-2 на высотах 150–300 м, погрешность съемки составляла $\pm(20-40)^\circ$ нТл. В 60-е гг. именно эти материалы легли в основу Государственной карты аномального магнитного поля масштаба 1:200 000.

Начиная с первой половины 60-х гг. прошлого века начался новый «вертолетный» этап аэрогеофизических работ, который продолжался до начала 90-х гг. В этот период на рассматриваемой территории активно выполнялись комплексные (гамма-спектрометрия и магниторазведка) съемки, основной целью которых был поиск месторождений железа, золота, урана, фосфатного сырья. Съемки выполнялись в основном в масштабе 1:50 000, реже 1:25 000, в единичных случаях в масштабе 1:10 000 (рис. 1.5).

Рис. 1.5. Изученность территории аэромагнитной съемкой.

1 – аэромагниторазведка масштаба 1:200 000 (1955–1960 гг.), государственная карта аномального магнитного поля масштаба 1:200 000; 2 – аэрогеофизическая съемка масштаба 1:200 000 (после 1990 г.); 3 – аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 (1965–1992 гг.); 4 – аэрогеофизическая съемка масштаба 1:25 000 (1967 г. – начало 90-х); 5 – аэромагнитная съемка масштаба 1:10 000 (1979–1983 гг.); 6 – контуры прогибов: 1 – Торомский; 2 – Селитканский; 3 – Удский; 4 – Боконская впадина



До конца 70-х гг. использовались феррозондовые магнитометры типа АММ-13 и АМФ, позднее – протонные магнитометры в составе аэрогеофизической станции СКАТ. Точность съемок этого этапа достаточно высокая; среднестатистическая погрешность, как правило, не превышала $\pm (10-12)$ нТл, а для протонных магнитометров еще меньше – ± 7 нТл. После 1990 г. на некоторых площадях вновь выполнялась съемка масштаба 1:200 000, но уже с протонным магнитометром и в комплексе с гамма-спектрометрией.

Подводя итог рассмотрению магнитометрической изученности территории, необходимо отметить, что и Торомский, и Удский бассейны, за исключением территории Джелонского прогиба, изучены в основном аэромагниторазведкой масштаба 1:50 000 и крупнее (рис. 1.5), что позволяет говорить о качественной магнитометрической основе.

Начиная с 2002 г. в рамках подготовки геофизической основы для составления геологических карт нового поколения «Госгеолкарта-1000/3» [64], все имевшиеся на тот момент магнитометрические и гравиметрические данные силами различных организаций (ОАО Амургеология, ФГУГП Дальгеофизика, НПП ВИРГ-Рудгеофизика) для каждого миллионного листа были оцифрованы, увязаны и скомпилированы в единые карты.

Как уже упоминалось выше, «тяжелая» геофизика представлена в южной части исследуемой территории небольшим фрагментом (см. рис. 4.1) сейсмического профиля Абакан–Тында–Татарский пролив, выполненного методом многоволнового сейсмического зондирования более 30 лет назад [2]. Профиль был отработан Центром ГЕОН в 1990 г. с целью создания комплексной геолого-геофизической модели земной коры региона и основы для тектонического и минерагенического районирования. Интерпретации геофизических данных, полученных при обработке профиля, и построению моделей глубинного строения коры в исследуемом районе посвящен ряд работ [5; 17; 26; 27; и др.]. Установлено, что в пределах изучаемой территории вдоль полосы профиля выделяются три крупных блока: западный – охватывает территорию, входящую в состав Селенго-Становой гранитзеленокаменной области; центральный – охватывает южную часть Джугджуро-Становой гранитзеленокаменной области, включая зону Джелтулакского разлома, до сочленения области с Монголо-Охотской шовной зоной; восточный – собственно Монголо-Охотская зона. На глубинах порядка 30 км и выше в

каждом из блоков присутствуют породы с аномально высокими скоростями сейсмических волн, нарушающие общую закономерность повышения скорости с увеличением глубины залегания породных комплексов. Границы распространения пород с аномальными скоростями, как правило, ограничены зонами корово-мантийных разломов – Джелтулакского на западе и Северо-Тукурингского на востоке.

Другие, менее масштабные, но в большом количестве, геофизические работы в пределах рассматриваемой территории были направлены на изучение проявлений железных руд (магниторазведка), золота (различные методы электроразведки, магниторазведка), ртути (различные виды электроразведки) и практически не захватывали территорию рассматриваемых осадочных бассейнов.

Из обобщающих работ по изучению глубинного строения рассматриваемой территории и направленных на оценку особенностей осадочных бассейнов необходимо отметить две работы. В первой – Э.Н. Лишнецкий и В.Н. Землянов по гравитационным и магнитным данным построили разрез земной коры по профилю, пересекающему в меридиональном направлении Верхне-Зейский осадочный бассейн примерно в 100 км к западу от Удского бассейна [51]. Во второй – Э.Л. Рейнлиб обобщил данные по интерпретации поля силы тяжести Дальневосточного региона и показал блоковое строение земной коры в районе Удского и Торомского бассейнов, дал оценку мощности осадочных образований Боконской впадины [65]. Выводы этих двух работ в целом согласуются с более поздними построениями, выполненными по сейсмическим данным [5; 17; 26; 27; и др.].

1.4. Петрофизическая изученность

Степень изученности физических свойств пород слагающих территорию вокруг Удского и Торомского осадочных бассейнов не одинакова. Петрофизические данные разрознены, получены многими специалистами на протяжении длительного периода изучения различных площадей рассматриваемой территории. Сложность еще и в том, что отсутствует надежно систематизированная информация по листам масштабов 1:50 000–1:200 000.

Основой петрофизической характеристики являются результаты массовых измерений физических свойств горных пород. Особенно большой объем такой информации был получен для исследуемой территории в Тугуро-

Чумиканском районе в 1960–1980 гг. В эти годы начались планомерные геологические исследования, связанные со среднемасштабным геологическим картированием и изданием листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000, а также со значительным увеличением объемов региональных геофизических работ, проводившихся Дальневосточным территориальным геологическим управлением. Одновременно на перспективных площадях развертываются крупномасштабные геолого-съемочные, поисковые, геофизические, разведочные работы, а также тематические исследования с отбором больших количеств образцов горных пород на определение физических свойств. В 1960 г. в Геофизической экспедиции ДВТГУ была создана лаборатория по определению физических свойств горных пород. Все коллекции образцов геолого-съемочных, поисковых, геофизических партий поступали в лабораторию, где определяли преимущественно плотность (σ), магнитную восприимчивость (χ) и – для некоторых образцов – остаточную намагниченность (I_n).

Большой вклад в изучение геологии и петрофизики региона в этот период внесли В.Н. Гончаров, С.М. Брагинский, Ф.С. Фролов, Ю.И. Щербина, В.Ф. Сигов, Ю.Л. Мамонтов, Д.С. Зайцев, А.К. Егоров, Г.И. Неронский, Л.В. Эйриш, Э.Л. Школьник, В.И. Г.В. Беляева, В.Б. Григорьев, А.С. Мавринский, А.В. Махинин, Г.В. Роганов, С.Г. Кисляков, Д.Ф. Фомин и др. За период 1960–1977 гг. в регионе было исследовано около 360 тыс. образцов. Обобщение результатов измерений физических свойств горных пород проводилось за этот период неоднократно. В частности, в 1967–69 гг. И.И. Астафьевой и Н.П. Романовским было приведено обобщение петрофизических данных около 100 тыс. образцов по всей территории Приамурья, в т.ч. и по Тугуро-Чумиканскому району. В 1972–1974 гг. в Геофизической экспедиции ДВТГУ были составлены петрофизические сводки, охватывающие территорию Монголо-Охотской складчатой области, северного Сихотэ-Алиня и других районов. В этих сводках Н.П. Романовским, В.Н. Чекаловым, З.В. Моргуновой и П.А. Репничиной были рассмотрены плотностные и магнитные характеристики горных пород, сгруппированные по свитам, толщам и интрузивным комплексам.

Наиболее активное петрофизическое изучение территории, рассматриваемой в данной работе, проводилось в 1968–1980 гг. партиями Геофизической экспедиции ДВТГУ. Наиболее существенные результаты были получены И.И. Шапочкой, М.Л. Забродиной, Э.Л. Рейнлибом, Н.Л. Пав-

ловским, С.В. Головкин, Б.А. Зарубиным, Н.Н. Серниным, В.Г. Гурович, Л.К. Землемеровой, В.А. Аникиным, Л.А. Хрущинским, П.П. Филипповым, Б.И. Гуляевым и другими. Эти результаты легли в основу интерпретации материалов средне- и крупномасштабных геолого-геофизических исследований территории Удского и Торомского осадочных бассейнов.

В 1964–1974 гг. значительные петрофизические исследования были проведены коллективом сотрудников ВСЕГЕИ [21; 22; 23; 24; и др.]. Были систематизированы и обобщены около 30 тысяч определений физических свойств горных пород и составлена региональная петрофизическая сводка по плотностным и магнитным свойствам интрузивных пород. В ней приводится петрофизическая характеристика 40 интрузивных комплексов, в том числе селитканского, джугджурского, ульбанского, удского, распространенных в пределах рассматриваемых осадочных бассейнов. К сводке прилагается каталог плотности и магнитных свойств 930 интрузивных массивов в сопоставлении с результатами минералогического и химического анализов изученных разновидностей магматических пород.

Коллектив ИТиГ ДВО РАН внес свой вклад в петрофизические исследования Дальневосточного региона. Группа сотрудников института под руководством Н.П. Романовского обобщила собственные данные и данные других исследователей, в результате чего был издан справочник «Физические свойства горных пород Дальнего Востока» [70]. Он является первым обобщением такого рода для территории Дальнего Востока России.

1.5. Нефтепоисковая изученность Удского бассейна

Долгое время Удский осадочный бассейн (УОБ) и Торомский осадочный бассейн (ТОБ) относились к бесперспективным бассейнам [58] или к объектам с неустановленными перспективами нефтегазоносности, а иногда даже среди возможно нефтегазоносных бассейнов не упоминались. Однако некоторые сведения о петрофизических свойствах пород все-таки приводились.

По данным Д.С. Несвита (1949 г.), пористость юрских пород Удского прогиба составляет (в %): 1.8 – 6 образцов, 2.16 – 4 образца, 3-3.4 – 3 образца, 6-6.6 – 3 образца, 7-7.8 – 2 образца. Л.И. Красный указал (1951, 1965 гг.) на содержание битума нефтяного ряда в количестве от 0.003 до 0.18 % в образцах триасово-юрских отложений. Пористость песчаников этих отложений изменяется от 7.1 до 11.2 %. Проницаемость не превышает

0.5 мД. О коллекторских свойствах нижнемеловых отложений прогиба сведений нет. Предполагается, что они должны быть значительно выше юрских.

Люминисцентно-битуминологический анализ верхнеюрских отложений Удского осадочного бассейна показал содержание битума в этих породах от 0.0037 до 0.12 % [34].

Гидрогеологические условия прогиба практически не изучены. Верхняя часть осадочного разреза находится в зоне многолетней мерзлоты. Подмерзлотные воды, исследованные в единичных мелких скважинах, являются пресными, гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми, характерными для активного водообмена.

Прогнозные ресурсы нефти и газа составляют 140 млн т, при плотности 5000 тонн на 1 км². Запасы газа – 28 млрд м³ [34; 6]. Оставляем эти оценки без изменений, учитывая, что за прошедшие годы специализированных работ в области прогиба не прибавилось.

В пределах Торомского осадочного бассейна возможный нефтегазовый этаж сложен нижнемеловыми и триасово-юрскими прибрежно-морскими и пресноводно-континентальными отложениями [6].

Специальные работы для выяснения перспектив нефтегазоносности этого района проведены И.К. Никифоровой в 1951–1955 гг. [56]. Исследования сопровождались сбором фауны и флоры, а также отбором образцов для литолого-петрографического и битуминологического изучения и оценки коллекторских свойств пород. Маршрутами охвачены междуречья рек Тыль и Тором, Шевли и Урми, Удская депрессия. Главное внимание привлекали осадки юры и нижнего мела, представленные слабо дислоцированными прибрежно-морскими и континентальными отложениями.

Заложение прогиба происходило на сложноскладчатом основании Монголо-Охотской складчатой системы не позднее второй половины карниа, седиментация продолжалась вплоть до готерива. В современном виде структура Торомского прогиба, единая в прошлом, развальцована под влиянием позднемеловых и более молодых тектонических движений на три крупных фрагмента, средние оси которых дугообразно меняют направление с близширотного до северо-северо-восточного (совпадающего с осями складок) и меридионального [6].

2. СТРАТИГРАФИЯ

Отложения Удского и Торомского осадочных бассейнов содержат многочисленные органические остатки, поэтому стратиграфия их (особенно Торомского) изучена достаточно хорошо – как в процессе геологосъемочных работ различного масштаба, так и по материалам специализированных биостратиграфических исследований. Результаты палеонтологических исследований значительной части последних суммированы в работе И.И. Сей с соавторами [73]. Корреляцию и сводное описание стратонивов обоих бассейнов выполнили И.И. Сей и Е.Д. Калачева [71] (для юрских отложений), Г.В. Роганов с соавторами [68]. Характеристика разрезов приведена также в Объяснительной записке к листу N-53 Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (3-е изд.) [30]. На указанные работы, специально это не оговаривая далее, мы – без существенных изменений – опираемся в дальнейшем изложении. При характеристике триасовых отложений в значительной степени использована работа Т.М. Окуневой [57]. Определения юрской фауны, если это специально не оговорено, выполнены Е.П. Брудницкой.

Схематизированные стратиграфические разрезы обоих осадочных бассейнов приведены на рис. 2.1. Здесь же помещен разрез юрских отложений Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. Это важно потому, что отложения Ульбанского прогиба формировались на континентальном склоне (и его подножии), с которым непосредственно был связан Удско-Торомский шельф Сибирского континента.

2.1. Удский осадочный бассейн

Стратиграфия Удского бассейна изучена значительно хуже, чем Торомского. В связи с этим, в отличие от последнего, разрез осадочных образований Удского бассейна расчленяется не на свиты, а только на толщи (рис. 2.1, 2.2).

Триасовая система, верхний отдел. *Устьмильканская толща* (Т_{3um}), сложенная песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, залегающая в основании разреза Удского осадочного бассейна, обнажается в верховьях рр. Огджено и Бол. Суникан, на междуречье Бурлек-Мудуянского, приустьевой части р. Лан и нижнем течении р. Милькан. Низы разреза толщи не известны. Предполагается, что она несогласно перекрывает палеозойские и нижнетриасовые отложения Монголо-Охотской складчатой системы и трансгрессивно налегает на архейские образования Баладекского краевого поднятия.

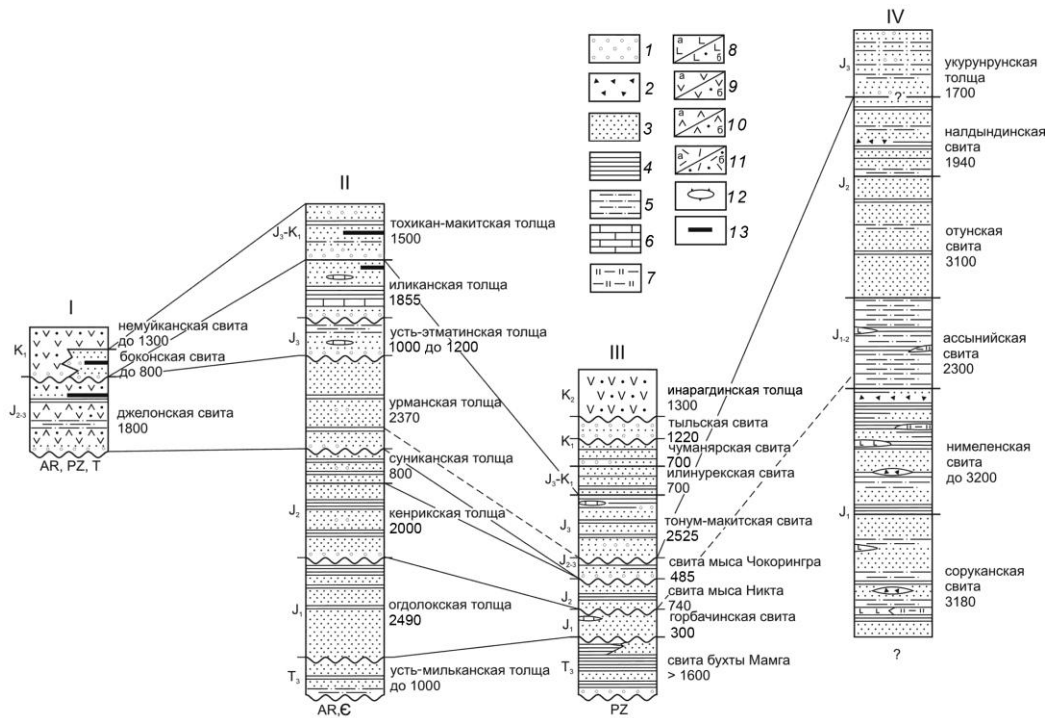


Рис. 2.1. Схематизированные стратиграфические колонки отложений Джелонского вулканического прогиба и Боконской континентальной впадины (I), Удского (II) и Торомского (III) прогибов, северной части Нимеленского стратиграфического района Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы (IV) (по В.Ю. Забродину [29], с небольшими изменениями):

1 – конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, туфогравелиты; 2 – брекчии; 3 – песчаники, туфопесчаники; 4 – алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, туффиты; 5 – турбидиты, в том числе терригенный и туфогенный флиш; 6 – известняки, глинистые известняки, мергели; 8 – кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, силицифицированные туффиты; 9 – базальты, трахибазальты, долериты (а), туфы базальтов (б); 10 – андезиты, трахиандезиты, андезибазальты (а), их туфы (б); 11 – дациты, дациандезиты (а), их игнимбриты и туфы (б); риолиты, трахириолиты, риодациты (а), их игнимбриты и туфы (б); 12 – олистолиты и олистоплаки; 13 – каменный уголь

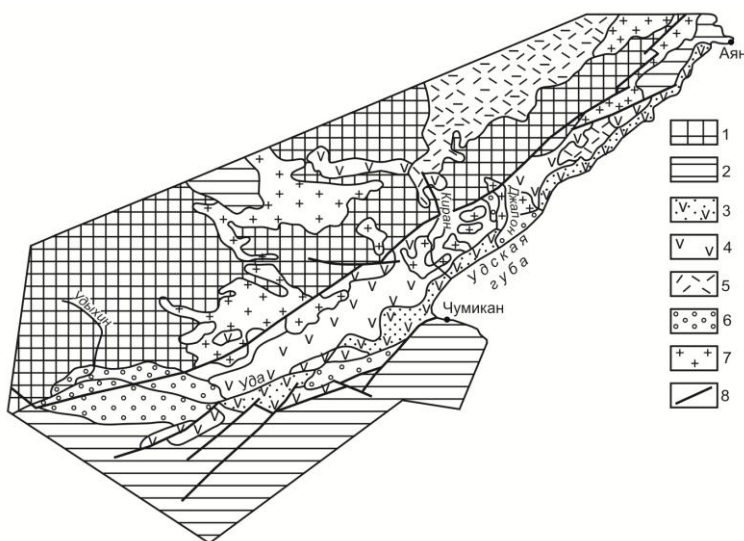


Рис. 2.2. Удский прогиб и прилегающие структуры [48].

Структуры фундамента: 1 – докембрийский кристаллический комплекс; 2 – палеозойский вулканогенно-осадочный комплекс. Вулканогенно-осадочные образования пояса; 3 – вулканогенно-осадочные толщи джелонской свиты; 4 – андезибазальты немуйканской свиты; 5 – вулканические толщи кислого состава (нижний мел); 6 – конгломераты боконской, мериконской свит (нижний мел); 7 – мезозойские гранитоидные интрузии; 8 – разломы

На левобережье р. Милькан Т.М. Окуновой [57] описан следующий разрез¹ (ею же выполнены определения ископаемой фауны):

1. Тонкое ритмичное переслаивание зеленовато-серых алевролитов (10–15 см) и серых плотных массивных мелкозернистых песчаников (3–5 см). На поверхностях напластования – скопления обугленного растительного детрита. В песчаниках встречены многочисленные остатки *Palaeopharus buriji* Kip., *P. oblongatus* Kob. et Ich., редко – мелкие раковины *Tosapecten* sp. Indet 35
2. Песчаники алевролитистые и мелкозернистые, слегка слюдистые, с сидеритовыми, песчаниковыми и карбонатными конкрециями. Остатки *Entolioides* cf. *kolymensis* (Kip.), *Indigirohalobia indigirensis* (Pop.), *Tosapecten* sp. Indet 100
3. Алевролиты темно-серые неоднородные с примесью песчаного материала, с остатками *Mytilus* sp. Indet 15
4. Песчаники мелкозернистые желтовато-серые, с примесью темно-серого алевролитового материала, с остатками *Halobia kawadai* Yeh 60
5. Алевролиты темно-серые неоднородные с остатками *Halobia* cf. *aotii* Kob. et Ich. 100
6. Песчаники мелкозернистые комковатые с желваками гематита. В основании – горизонт мелкогалечных ненасыщенных конгломератов с преимущественно кварцевой галькой 55
7. Песчаники мелкозернистые со скорлуповатой отдельностью 100
8. Алевролиты темно-серые неоднородные, содержащие большое количество конкреций (3–4 см) в основном карбонатно-глинистого состава. В конкрециях и вмещающих породах встречены остатки *Placites placoides* Mojs., *Otapiria ussuriensis* (Voron.), *Ot.* cf. *annulata* Pol., *Ot. reticularis* Trusch., *Ot. nodosus* Trusch., *Halobia* aff. *aotii* Kob. et Ich., *Entolioides* cf. *kolymensis* (Kipar.), *Pachymya* sp. indet., *Calvaentolium uidaensis* Ok. и др. 40
9. Песчаники мелкозернистые комковатые со скорлуповатой отдельностью, с включениями алевролитового материала, с редкими конкрециями 65
10. Песчаники мелкозернистые с включениями алевролитового материала 100

¹ Описания разрезов приводятся снизу вверх, мощности отложений даны в метрах.

11. Песчаники мелко- и среднезернистые неоднородные со скорлуповатой отдельностью, слегка слюдистые, с конкрециями разного состава, с остатками <i>Eomonotis scutiformis</i> (Tell.), <i>E. multiformis</i> (Kip.), <i>E. pinensis</i> (West.), <i>Zittelihalobia obruchevi</i> (Kip.), фрагменты крупных наутилид <i>Siberionautilus</i> sp. (определение Е.С. Соболева)	150
12. Песчаники разномзернистые плохо сортированные с остатками <i>Eomonotis scutiformis</i> (Tell.)	100
	Всего 820 м

Максимальная мощность толщи оценивается в 1000 м.

Собранные в разрезе органические остатки, по мнению Т.М. Окуневой характерны для раннего и среднего нория.

Юрская система. *Огдолокская толща* (J₁og) сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Она с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на верхнетриасовой устьмильканской толще (бассейн р. Бол. Суникан). Общие особенности строения толщи иллюстрируются схематическим разрезом в междуречье Огдолок-Типтон, описанном В.Ф. Сиговым [75] при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 первого поколения:

1. Песчаники серые тонкозернистые алевролитистые со скорлуповатой отдельностью, с остатками пелеципод	1210
2. Песчаники крупно- и мелкозернистые серые и зеленовато-серые "узорчатые" (туфогенные) с редкими прослоями алевролитов	760
3. Алевролиты, в средней части с частыми прослоями мелкозернистых песчаников, содержащих остатки пелеципод	520
	Всего 2490 м

По р. Бол. Суникан в нижней части разреза толщи собраны остатки *Plicatula* sp. indet., *Oxytoma cygnipes ussuriensis* Vor., указывающие на позднеплинсбахский возраст отложений, а по р. Мал. Суникан в верхах толщи – раннетоарские *Zugodactylites rotundiventer* Buck. и *Dactylioceras* (?) sp. indet.

Кенрикская толща (J₂kn), сложенная песчаниками, часто «узорчатыми» туфогенными, туфопесчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, аргил-литами, со стратиграфическим перерывом (верхний тоар), но без видимого несогласия, залегает на огдолокской толще. Хорошие представительные разрезы толщи не известны; описаны отдельные небольшие фрагменты разных частей ее. Нижняя часть толщи описана в раз-

разре по р. Мал. Суникан, где на алевролитах огдолокской толщи, с признаками размыва, но без видимого углового несогласия залегают:

1. Конгломераты мелкогалечные, сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами	2.2
2. Песчаники мелкозернистые массивные серые	0.5
3. Гравелиты и гравелистые песчаники серые и желтовато-серые с остатками <i>Oxytoma</i> (<i>Oxytoma</i>) cf. <i>munsteri</i> (Bronn), <i>Trigonia</i> sp. (ex gr. <i>alta</i> Vor.), <i>Pseudomytiloides</i> ex gr. <i>amygdoloides</i> (Goldf.), <i>Mytiloceramus</i> aff. <i>jurensis</i> (Kosch.) и др.	9.7
4. Песчаники мелкозернистые массивные серые	8.6
5. Песчаники и туфопесчаники мелкозернистые серые и зеленовато-серые с редкими прослоями конгломератов (10–18 м) и алевролитов (до 1 м)	129
Всего 150 м	

В породах основания толщи, кроме форм, приведенных в описанном фрагменте разреза, присутствуют остатки *Propeamussium* (*Parvamussium*) *olenekense* (Bodyl.), *Gigantothyris* cf. *ochoticus* Dagis и др. Эта фауна на Северо-Востоке России обычно характеризует самые нижние части аалена. Вышележащие части толщи, сложенные преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, содержат *Mytiloceramus* cf. *levis* (Kosch.), *M.* aff. *alaskaensis* (Eichw.), *M.* cf. *ussuriensis* (Vor.), *Camptonectes* (*Boreionectes*) *kelimyarensis* Zakh. et Schur., характерные для позднего аалена-байоса, а породы самых верхних частей толщи – *Mytiloceramus lucifer* (Eichw.), *Propeamussium* ex gr. *pergonatum* (Zieten), *Arcelloceras tozeri* Freb., широко распространенные в раннем байосе.

Полная мощность толщи оценивается в 2000 м.

Суниканская толща (J₂sk), в составе которой присутствуют песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, согласно перекрывает кенрикскую; граница с последней условная и проводится по возрастанию в разрезе количества «узорчатых» туфопесчаников. В бассейне р. Бол. Суникан суниканская толща представлена однообразными мелкозернистыми серыми, зеленовато-серыми песчаниками и «узорчатыми» туфопесчаниками с редкими прослоями алевролитов и линзами мелкогалечных конгломератов. Песчаники основания толщи содержат остатки *Mytiloceramus* sp. Учитывая эти находки и стратиграфическое положение отложений, предполагается, что они принадлежат батскому ярусу. Мощность толщи составляет 800 м.

Урманская толща (J₃um) сложена туфопесчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Залегают с резким угловым несогласием на палеозойских отложениях Удско-Шантарской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы и разновозрастных образованиях Баладекского краевого поднятия Сибирской платформы. Нормальные взаимоотношения ее с более древними отложениями Удского прогиба не известны, лишь с огдолокской толщей урманская толща имеет дизъюнктивные контакты.

Наиболее представительные разрезы урманской толщи описаны по рр. Урми и Гербику (рис. 2.3). По р. Урми по литологическому составу она подразделяется на две части. Нижняя (1370 м) – сложена мелкозернистыми серыми и зеленовато-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, «узорчатых» песчаников, конгломератов и гравелитов, верхняя (1000 м) – преимущественно мелкозернистыми зеленовато-серыми и серыми, в основании разномзернистыми, в кровле крупнозернистыми и гравелистыми песчаниками с редкими прослоями их «узорчатых» разновидностей. Нижняя часть разреза толщи обычно бедна органическими остатками. Среди них определены *Meleagrinella umaltensis* Krimh., *M. cf. ovalis* (Phill.), *Astarte* sp. indet., *Gryphaea dilatata* Sow., *Ostrea* sp. indet., *Exogyra* sp., *Tancredia magna* Kosch., *T. cf. donaciformis* Lyc., *Pseudotrachezium* sp., *Pronoella* sp., *Isognomon* sp. indet., *Neocrassina* sp. indet., *Cylidroteuthis* sp. indet., *Arctica* sp. indet. Породы верхней подтолщи насыщены органическими остатками в гораздо большей степени. Здесь встречены *Tancredia magna* Kosch., *T. donaciformis* Lyc., *Camptonectes (Maclearnia) broenlundi* (Ravn.), *C. (C.) ex gr. aurites* (Schloth.), *Isocyprina cf. elongata* Cor., *Pleuromya ex gr. uniformis* (Sow.), *P. tellina* Ag., *Thracia scythica* (Eichw.), *Modiolus (Strimodiolus) bolodekensis* Vor., *M. (S.) strajeskianus* (Orb.), *M. (S.) ochotica* Sey, *Pseudolimea borealis* (Pcel.), *Cylidroteuthis cf. obelisca* Phill., *C. cf. strigata* Сак et Naln., *Praebuchia lata* (Trautsch.), *Buchia concentrica* (Sow.), *B. discoidea* (Parak.), *Oxytoma* sp., *Lima (Pseudolimea) borealis* (Pcel.), *Aguilerella cf. varians* Zakh., *Isognomon embolicum* Zakh., *I. cf. nasutum* Zakh., *Neocrassina ex gr. ovalis* (Smith), *Arctica* sp., *Astarte incerta* (Pcel.), *Bureiamya aff. aedilis* (Orb.), *B. orientalis* Vor., *Unicardium laevigata* (Lah.), *Partschiceras pacificum* Freb. et Tipper., *P. aff. subobtusiforme* (Pamp.), *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. kiritaniensis* Sato, *Unicardium verioti* (Buv.), *U. laevigata* Lah. и др. Приведенные палеонтологические данные позволяют датировать урманскую толщу окс-

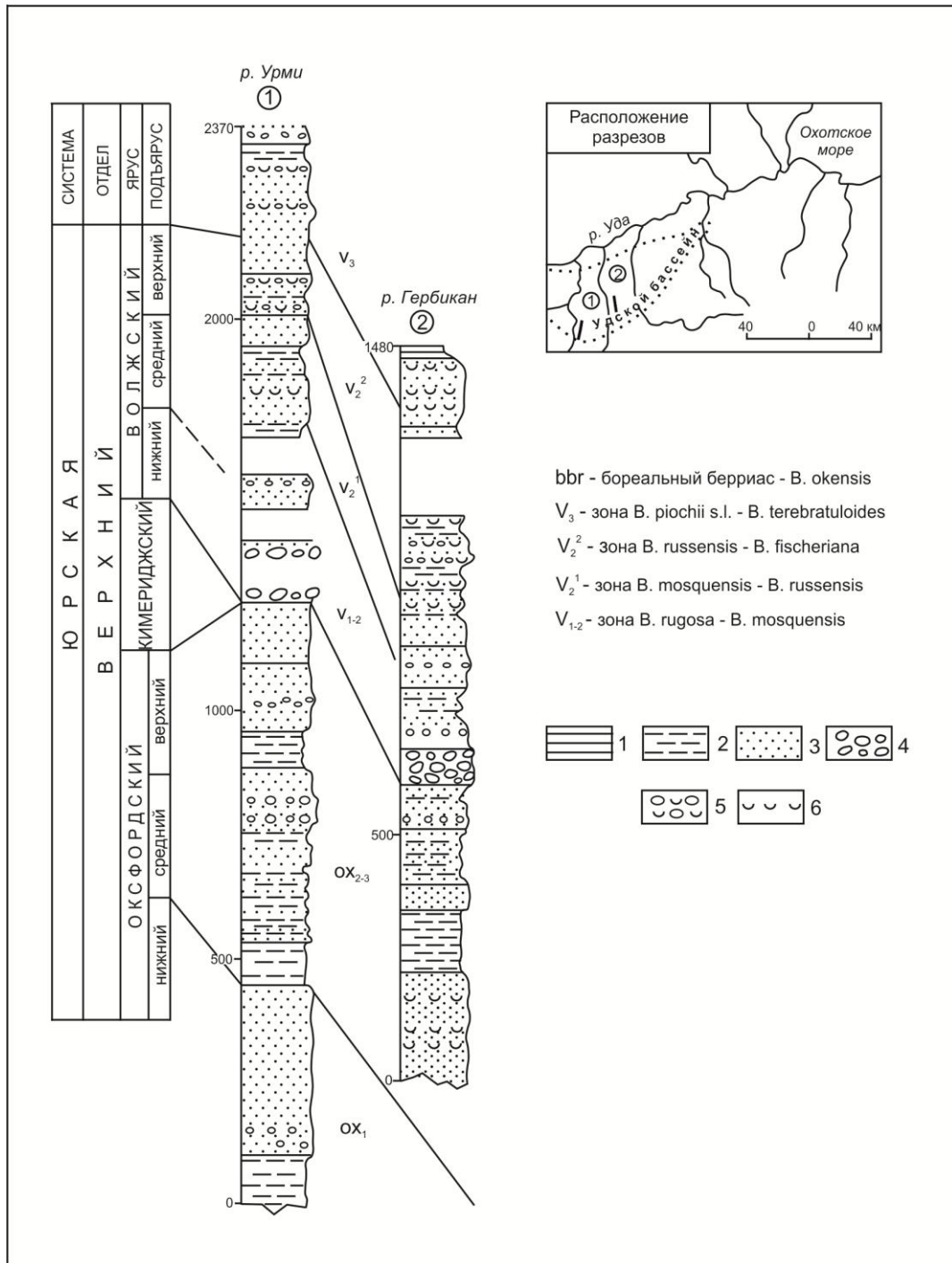


Рис. 2.3. Схематизированные стратиграфические колонки позднеюрских отложений Удского бассейна [72]

фордом. Мощность толщи оценивается не менее чем в 2370 м.

Устьэтматинская толща (J_{3ut}), сложенная песчаниками, туфо-песчаниками, алевролитами, конгломератами, в междуречье Урми и Гербикана залегает на урманской толще без признаков углового несогласия, но с горизонтом конгломератов в основании. На левобережье р. Галам она с угловым несогласием перекрывает силурийские отложения Удско-

Шантарской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. По литологическому составу рассматриваемые отложения делятся на две подтолщи. В бассейне р. Бол. Этмата в основании нижней подтолщи залегает (перекрывая песчаники урманской толщи) горизонт валунно-галечных конгломератов мощностью около 100 м, стратиграфически выше которого наблюдается чередование мелко- и среднезернистых серых и зеленовато-серых песчаников, иногда «узорчатых» туфопесчаников (около 440 м), содержащих линзы ракушняков. Комплекс органических остатков, собранных в породах этой части разреза в разных его местах, включает *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Buchia concentrica* (Sow.), *B. cf. tenuistriata* (Lah.), *B. lahuseni* (Pavl.), *Oxytoma tetoriensis* Hayami, *Camptonectes (Maclearnia) broenlundi* (Ravn.), *C. (C.) lens* (Sow.), *Pseudamussium* (?) aff. *bojarkaensis* Zakh., *Modiolus (Strimodiolus) bolodokensis* Vor., *M. cf. maedai* Hayami, *Bureiamya* sp., *Tancredia donaciformis* Lyc., *T. magna* Kosch., *Parallelodon* sp., *Panope* sp., *Isocyprina* sp., *Pleuromya tellina* Ag., *Ivanoviella* sp., *Pecten* sp. indet., *Ostrea* sp. indet., *Unicardium laevigata* Lah., *Thracia* sp., *Astarte (Astarte) extensa* (Phill.), *Quenstedtia* sp. indet., *Greslia* sp. indet., *Cylindroteuthis cf. strigata* Sachs et Naln. Мощность нижней подтолщи, видимо, достигает 550 м.

Верхняя подтолща (410–450 м) сложена песчаниками от мелкозернистых до гравелистых, алевролитами и аргиллитами, образующими пачки тонкого переслаивания. В хорошо обнаженном разрезе на левом берегу р. Гербикан за нижнюю границу ее принята подошва пачки комковатых, скорлуповатых алевролитов, которые в нижней части ритмично чередуются (через 8–10 см) с алевролитистыми аргиллитами. Среди органических остатков, собранных в этой части разреза толщи, определены *Buchia mosquensis* (Buch), *B. cf. russiensis* (Pavl.), *B. cf. concentrica* (Sow.), *Meleagrinnella cf. simkini* (Vor.), *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Astarte cf. panderi* Rouill., *Astarte cf. mnevnikensis* Milosch., *Bureiamya cf. orientalis* Vor., *Pleuromya cf. egregia* Ger., *Dentalium* sp., *Oxytoma expansa* (Phill.), *Lima (Limatula) consobrina* Orb., *Chlamys* sp. indet., *Pentacrinus* sp. indet., *Modiolus (Strimodiolus) bolodekensis* Vor., *M. (St.) strajeskianus* Orb., *M. (St.) cf. czekanowskii* Lah., *Panope* sp. indet., *Katasira* sp. indet., *Cuculaea* sp. indet., *Tancredia ex gr. donaciformis* Lyc., *Laevidentalium* sp. indet. Мощность толщи равна 1000 м.

Присутствие в фаунистическом комплексе из низов толщи *Buchia concentrica*, *B. tenuistriata* и *Cylindroteuthis cf. strigata* позволяет дати-

ровать вмещающие отложения кимериджем.

Иликанская толща (J₃il) объединяет песчаники, грубообломочные породы, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, известняки и ракушняки. Без видимого несогласия, но с мощным (около 100 м) выдержанным по простиранию горизонтом конгломератов в основании она залегает на усть-этматинской толще. По литологическому составу иликанская толща разделяется на 2 подтолщи.

Нижняя часть толщи (430 м) сложена разномиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, среди которых по р. Гербикан в средней части разреза содержится пласт (25 м) черных алевролитистых известняков и пачка (30 м) их переслаивания с аргиллитами, а в верхней – прослой (0.4 м) каменного угля. В верхней половине толщи (1425 м) распространены мелкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие прослой среднезернистых песчаников и ракушняков.

Толща хорошо охарактеризована ископаемой фауной, представленной главным образом двустворчатыми моллюсками. Среди последних преобладают бухииды, ассоциация видов которых (*Buchia rugosa* (Fisch.), *B. mosquensis* (Buch), *B. russiensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. piochii* (Gabb)) близка ассоциации, выявленной в средней и верхней подсвитах тонум-макитской свиты Торомского прогиба, относящихся к титону. Титонский возраст толщи подтверждается и находками остатков аммонитов *Partschiceras schetuchaense* Chud. и *Durangites* sp. indet. Мощность толщи достигает 1855 м.

Юрская система, верхний отдел-меловая система, нижний отдел.
Тохи́кан-макитская толща (J₃-K₁tm), представленная чередующимися морскими и континентальными отложениями (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и каменные угли), венчает разрез мезозоя Удского прогиба. Распространена толща только в междуречье Тохи́кан-Гербикан и на правобережье р. Гербикан, где она согласно подстилается иликанской толщей. Граница ее с последней проводится по подошве мощного (50–70 м) выдержанного по простиранию пласта средне- и крупногалечных конгломератов. Верхние горизонты толщи срезаны Тохи́канским разломом, по которому осадочные отложения Удского бассейна контактируют с образованиями Баладекского выступа.

В разрезе толщи фиксируется не менее 7 пластов конгломератов и гравелитов мощностью от 4 до 70 м, разделенных пачками песчаников с

пакетами ритмично чередующихся слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов. В песчаниках верхней части разреза часто наблюдается косая слоистость. Среди аргиллитов встречаются углистые разности, с которыми иногда ассоциируются каменные угли, образующие пласты мощностью до 2.3 м.

Среди фаунистических остатков, собранных в породах из различных частей разреза толщи, преобладают бухииды, характерные для волжских отложений – *Buchia mosquensis* (Buch), *B. pallasi* (Keys.), *B. lindstroemi* (Lah.), *B. russiensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.). Присутствуют также *Natica* cf. *elegans* Sow., *N. calipco* Orb., *Ostrea* ex gr. *hemidentoides* Zah., *Lopha* cf. *marshii* (Sow.), *Meleagrinnella semiradiata* Fisch., *Isocyprina* cf. *elongata* Cox. и др. формы. По определению О.В. Шугаевской, в составе спорово-пыльцевого комплекса средней части разреза толщи преобладает пыльца *Classopollis* Pfl. и хвойных, часто встречающаяся в верхнеюрских комплексах Средней Азии, Забайкалья и Северо-Восточного Китая. В спорово-пыльцевых комплексах верхней части разреза преобладают компоненты, характерные для нижнемеловых отложений – споры *Leiotriletes glecheniaformis* Bolch., *Contignisporites* sp. и пыльца *Angiospermae*.

Мощность толщи колеблется по площади ее распространения; максимальная мощность оценивается в 1500 м.

2.2. Торомский осадочный бассейн

Значительная часть разреза мезозоя Торомского бассейна описана в береговых обнажениях Охотского моря, где и выделены многие стратоны (рис. 2.4).

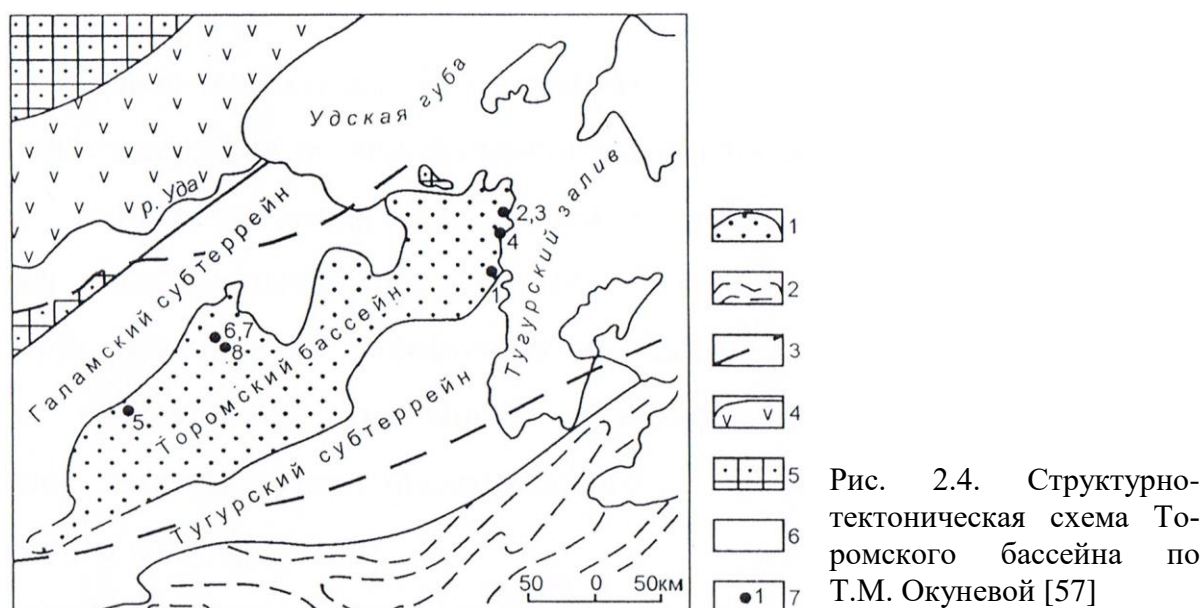


Рис. 2.4. Структурно-тектоническая схема Торомского бассейна по Т.М. Окуновой [57]

Триасовая система, верхний отдел. Свита бухты Мамга (Т_{3тн}), сложенная алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, залегает в основании разреза Торомского бассейна и обнажена только на юго-восточной окраине последнего, где прослежена от западного побережья Тугурского залива (бухта Мамга) на юго-запад до верховьев рр. Мевая, Конин, Теватын. Свита с угловым несогласием залегает на интенсивно дислоцированных отложениях палеозоя. Стратотипический разрез ее описан в береговых обрывах бухты Мамга к северу от устья р. Сибаш [46; 47]. В основании разреза свиты залегают гравелиты, мелкогалечные конгломераты или неравномернозернистые песчаники, содержащие гальку и гравий подстилающих пород – яшм, глинистых сланцев, песчаников, иногда жильного кварца и вулканогенных пород основного состава. В стратотипическом разрезе выше базального горизонта (35 м), содержащего остатки *Omolonella* cf. *munugudjakensis* Dagys, *Viligella* sp., *Euxinella?* sp., *Guseriplia* cf. *bittneri* Dagys, *Zugmayerella eurea* Dagys, *Laballa* cf. *bittneri* Dagys, *Spiriferina* cf. *terekhovi* Dagys (определения Г.В. Котляр) описаны:

2. Алевролиты песчанистые темно-серые 175
3. Алевролиты песчанистые темно-серые с редкими глинисто-карбонатными конкрециями 85
4. Алевролиты песчанистые темно-серые однородные и полосчатые 150
5. Песчаники мелкозернистые серые, в верхней части пласта с гальками (10–15%) алевролитов, яшм, песчаников и линзами гравелитов. 70
6. Алевролиты песчанистые темно-серые полосчатые, с глинисто-карбонатными конкрециями; в кровле пласта присутствуют крупногалечные конгломераты 100
7. Алевролиты массивные и слоистые с редкими глинистыми конкрециями. В алевролитах собраны остатки *Monotis ochotica densistriata* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), *M. zabaikalika* (Kip.), *M. ochotica* cf. *posteroplana* (West.)..... 120
8. Алевролиты полосчатые, реже – однородные, с глинисто-карбонатными конкрециями. В конкрециях содержатся остатки *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Arcestes biceps* Mojs., *Otapiria versicostata* Bytsch., *Zittelinalobia obruchevi* (Kip.) 195
9. Алевролиты однородные, реже – полосчатые 140
10. Алевролиты полосчатые с марказитсодержащими глинистыми конкрециями. В алевролитах – остатки *Monotis subcircularis sibirica* Bytschk.,

<i>M. ochotica eurachis</i> Tell., <i>M. ochotica</i> cf. <i>posteroplana</i> (West.) (определения Р.Т. Хоменко)	90
11. Алевролиты полосчатые	55
12. Алевролиты однородные, реже – полосчатые с редкими марказитсодержащими глинистыми конкрециями. В алевролитах – остатки <i>Megaphyllites insectus</i> Mojs., <i>Palaeopharus</i> sp	140
13. Алевролиты полосчатые с редкими прослоями (4-50 см) мелкозернистых серых песчаников с остатками <i>Placites polydactylus</i> Mojs., <i>Lima (Lima) transversa</i> Pol., <i>Tosapecten</i>	240
Всего 1595 м	

Свита делится на нижнюю (слои 1-6) и верхнюю (слои 7-13) подсвиты. В нижней подсвите выше базального горизонта в породах были собраны многочисленные окаменелости, среди которых определены, в частности: “*Paratrachyceras*” *ulynensis* Bytsch., *Pterosirenites tenustriatus* (Popov), *P. kiparisovae* (Zharn.), *Otapiria tugurensis* Okun., *Halobia aotii* Kob. et Ich., *Wangoceras tozeri* Okun., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Oxytoma (Palmoxytoma) mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten subhiemalis* (Kip.), *Monotis daonellaeformis* (Kip.). К юго-западу от побережья Тугурского залива в составе подсвиты заметно возрастает роль песчаников, отмечается грубое переслаивание их с алевролитами. Здесь в породах встречены остатки *Cardinia subcircularis* Kip., *Costispiriferina* cf. *shalshalensis* (Bittner), *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Tell., *Rhynchonella* aff. *wolossowitschi* Diener, *Spiriferina* aff. *pittensis* Smith, *Tosapecten* cf. *Suzukii* Kob., *Chlamus* cf. *Similis* Kip. (определения И.И. Тучкова).

Полная мощность свиты составляет 1615 м.

Фаунистический комплекс из нижней части приведенного разреза характерен для нижнего и первой половины среднего подъярусов норийского яруса, а из верхней – для второй половины среднего подъяруса норийского яруса – низов рэтского яруса.

Т.М. Окунева [57] предлагает поделить описанные отложения на три свиты – тугурскую (нижний-средний норий), удскую (верхний норий) и мамгинскую (рэт), разделенные перерывами. В основании верхненорийской части описанного ею разреза указывается слой (мощностью 14 м) разнозернистых слюдистых песчаников с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и переотложенных конкреций. В основании рэтских отложений Т.М. Окунева [57] отмечает своеобразные нена-

сыщенные конгломераты, заполнителем в которых служат алевролиты; присутствуют очень крепкие кремнисто-глинистые конкреции. Кроме того, она считает, что геологи-съемщики, изучавшие разрез, необоснованно посчитали, что породы находятся в моноклиальном залегании. По мнению Т.М. Окуневой, при изучении разреза были пропущены опрокинутые складки [57], поэтому мощность отложений завышена. При составлении легенды Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3 (и последующей экспертизы и утверждении ее в НРС Роснедра) эти представления поддержки не получили (см. также главу «Тектоника»).

Юрская система. Нижне-среднеюрские отложения изучались по многим разрезам И.С. Сей и Е.Д. Калачевой [71] без подразделения на свиты (рис. 2.5). Позднее, в процессе геологического картирования, были выделены свиты и толщи [66]. *Горбачинская свита* (J_{1gb}) (песчаники, туфо-песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты) без видимого углового несогласия, но со стратиграфическим перерывом залегает на верхнетриасовой свите бухты Мамга. В береговых обрывах бухты Мамга на алевролитах с ископаемыми остатками рэтского возраста залегают:

1. Песчаники мелкозернистые с прослоями (через 3–5 м) гравелитов (0.4–1.2 м) и среднегалечных конгломератов (0.3–1.0 м). В основании слоя в песчаниках присутствуют скопления раковин (банки) *Rhynchonella variabilis* Dav. var. *squamiplex* Quenst., *Rh. variabilis* Dav. var. *fronto* (Quenst.), *Spiriferina haueri* Suess, *Terebratula punctata* Sow. и др. (определения И.И. Тучкова)..... 20

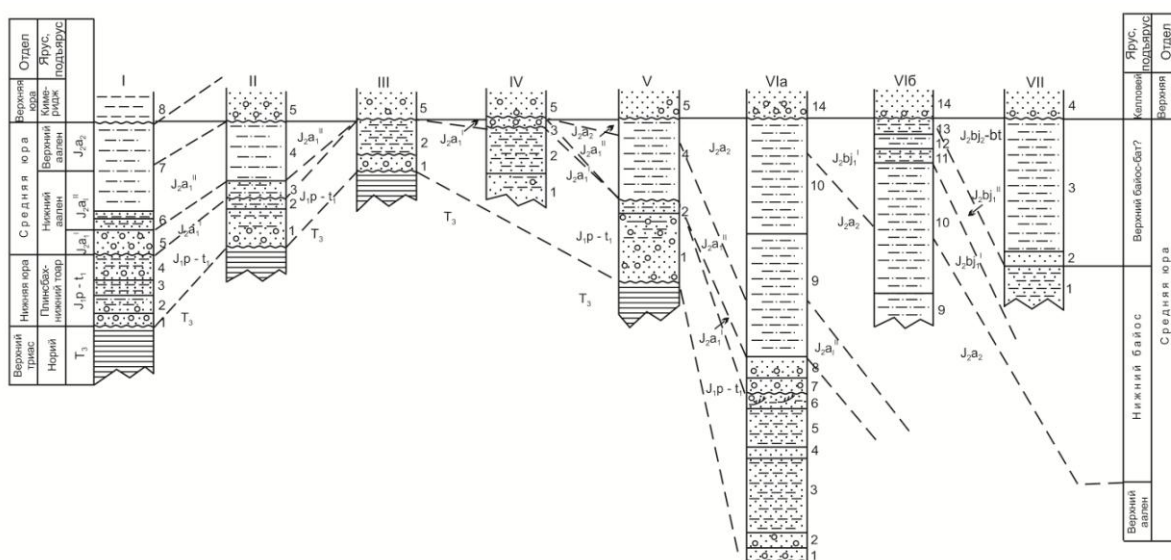


Рис. 2.5. Схема корреляции верхнетриасово-юрских отложений Горомского бассейна [71]

2. Песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями (через 0.7–3.0 м) слоистых алевролитов (2–10 см). Песчаники содержат гальку (8–10 %) яшм, алевролитов и песчаников. Органические остатки представлены *Uptonia* cf. *jamesoni* Sow., *Arietites* sp. ind. (определения И.И. Тучкова) ... 80

3. Переслаивание (через 0.1–3.0 см) мелкозернистых песчаников и алевролитов 65

4. Песчаники среднезернистые массивные с гальками (до 10 %) яшм, алевролитов, песчаников. Среди остатков фауны присутствуют *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.), *Pseudolioceras compactile* Simps., *Hastites* ex gr. *clavatus* Schloth. (определения И.И. Тучкова 80

Всего 245 м

У мыса Чокорингра на алевролитах верхнего триаса с размывом залегают:

1. Песчаники серые мелкозернистые с гравийными зернами и гальками (1–10 %) преимущественно кремнистых пород, в верхней части слоя с пакетами (0.2–2.0 м) тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов 60

2. Песчаники серые мелкозернистые с включениями гравийных зерен 50

3. Алевролиты темно-серые слоистые с прослоями мелкозернистых песчаников, содержащих остатки *Zugodactylites braunianus* Orb., *Z. rotundiventer* Buckm., *Pseudolioceras (P.) lythense* Y. et B 50

Всего 160 м

На левобережье р. Горбач мощность видимой части разреза свиты (нижняя часть ее срезана субширотным разломом) увеличивается до 290 м. Верхний ее горизонт представлен песчаниками и туфопесчаниками, включающими *Pseudolioceras* ex gr. *kedonense* Repin, *Zugodactylites* cf. *braunianus* (Orb.), *Oxytoma* ex gr. *startense* Polub.

В бассейне р. Дючарма свита имеет следующее строение:

1. Песчаники мелкозернистые серые 80

2. Песчаники слоистые среднезернистые с плохоокатанной галькой преимущественно яшм. В песчаниках – остатки *Spiriferina* sp., *Meleagrinnella* sp. ind., *Oxytoma* cf. *munsteri* Bronn., *Plicatulla* sp., *Chlamus* (?) *textorius* Schloth., *Scurria* cf. *dunkeri* (Orb.) 84

3. Алевролиты темно-серые 60

4. Песчаники мелкозернистые серые более 40

Верхние горизонты свиты здесь не обнажены, мощность видимой части разреза – 264 м.

Максимальная мощность горбачинской свиты оценивается в 300 м.

Большинство форм органических остатков, собранных в нижних и средних частях свиты, характерно для плинсбахского яруса, аммониты *Zugodactulites braunianus* Orb., *Z. rotundiventer* Buckm. из верхней части свиты – для нижней части тоарского яруса.

Свита мыса Никта (J_{2nk}), сложенная алевролитами, песчанистыми алевролитами, песчаниками, алевритистыми песчаниками, гравелитами, залегает на горбачинской свите согласно. В основании ее почти повсеместно отмечается базальный горизонт (20–60 м) полимиктовых песчаников с галькой и гравием кремнистых пород, вулканитов основного состава, алевролитов, и с линзами гравелитов. Граница этого слоя с подстилающими образованиями устанавливается по резкой смене состава фауны (появление в большом количестве иноцерамовых форм), что может указывать на наличие между ними стратиграфического перерыва. В стратотипическом разрезе (береговые обрывы западного берега Тугурского залива к северу от устья р. Горбач) свита имеет следующее строение:

1. Песчаники мелко, средне- и крупнозернистые с рассеянными гальками кремнистых и эффузивных пород, алевролитов, с линзами гравелитов и известковистыми конкрециями. В верхней части присутствуют остатки *Pseudolioceras (P.) beyrichi* (Schl.), *Mytiloceras priscus* (Sey), *M. subtilis* (Sey), *M. rarus* (Fant.) и др. 60
 2. Песчаники алевритистые темно-серые слоистые 80
 3. Алевролиты тонкослоистые с прослоями слоистых песчанистых алевролитов, с остатками *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki* (Haught.), *P. (T.) tugurensis* Kalach. et Sey, *P. (T.) whiteavesi* (White), *Erycitoides howelli* (White), *Mytiloceras obliquus* (Mor. et Lyc.) 150
 4. Алевролиты слоистые с прослоями (до 5 см) песчанистых алевролитов, в верхней части – с остатками *Pseudolioceras (Tugurites) sp.*, *Mytiloceras subporectus* (Vor.) и др., в нижней – с *Mytiloceras lucifer* (Eichw.), *M. formosulus* (Vor.), *M. ussuriensis* (Vor.) и др. 230
 5. Песчаники мелкозернистые серые, в средней части слоя с прослоями тонкослоистых алевролитов с остатками *Mytiloceras clinatus* (Kosch.), *M. cf. elongatus* (Kosch.), *M. porrectus* (Eichw.) и др. 60
- Всего 580 м

Слой 1 приведенного разреза включает аммониты и двустворчатые моллюски, характерные для ааленского яруса, фауна слоев 3-5 свидетельствует о принадлежности их к нижней части байосского яруса.

Более высокая часть разреза свиты, представленная верхнебайосскими слоями, обнажается северо-восточнее, на мысе Никта. Здесь наблюдаются полимиктовые мелкозернистые серые, темно-серые песчаники и песчанистые алевролиты с прослоями алевролитов (165 м) с остатками *Mytiloceramus lucifer* (Eichw.), *M. ussuriensis* (Vor.), а стратиграфически выше – алевролиты (230 м) с *Mytiloceramus solidus* (Kosch.), *M. porrectus* (Eichw.) и др. Южнее, у мыса Чокорингра, свита представлена лишь ааленскими слоями (песчаники полимиктовые, песчанистые алевролиты, алевролиты общей мощностью 130 м), выше которых со стратиграфическим несогласием залегают базальные слои верхней юры. Юго-западнее мыса Чокорингра в береговых обрывах западного берега бухты Мамга разрез свиты представлен также ааленскими слоями мощностью 250 м. Это среднезернистые полимиктовые и мелкозернистые алевролитовые песчаники с прослоями (20–25 см) гравелитов и черных алевролитов (70 м), черные массивные и слоистые алевролиты с редкими прослоями (1–2 см) мелкозернистых песчаников (160 м) с многочисленными остатками аммонитов *Pseudolioceras (Tugurites) cf. maclintocki* (Haught.), *P. (T.) cf. whiteavesi* (White). Выше со стратиграфическим несогласием залегают отложения верхней юры.

Максимальная мощность свиты составляет 800 м.

Свита мыса Чокорингра (J₂₋₃чк) представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, брекчиями, конгломератами и гравелитами. На северо-западной окраине Торомского осадочного бассейна, в бассейнах рр. Токи, Тонум и в верховьях рр. Ир и Ними, она залегает с резким угловым несогласием на различных по возрасту толщах палеозоя, а на противоположной окраине бассейна, на побережье Тугурского залива, – с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах нижней и средней юры (от нижнего тоара до верхнего байоса). В северо-восточном направлении мощность и стратиграфический объем ее постепенно сокращаются, а в верховьях р. Ними свита выклинивается.

Нижняя часть разреза свиты детально описана в районе мыса Никта. Здесь на алевролитах свиты мыса Никта с размывом и угловым несогласием залегают:

1. Брекчии и конгломераты, выполняющие понижения погребенного эрозионного рельефа на контакте с подстилающими породами. Псефитовый материал брекчий представлен обломками и глыбами, редко валунами и гальками черных алевролитов, а конгломератов – галькой и гравием кремнистых пород, эффузивов, песчаников и алевролитов. Заполнитель – мелко-среднезернистый песчаник 0-5

2. Печаники полимиктовые мелкозернистые, с горизонтальной, косой и волнистой слоистостью, с линзами, обогащенными гравием алевролитов 3.5

3. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые горизонтально-слоистые, иногда алевролитистые, желтоватосерые, серые, с редкими прослоями (0.8–2.0 м) черных алевролитов; и песчаники, и алевролиты содержат известковистые конкреции 78.5

4. Песчаники алевролитистые темно-зеленовато-серые, с известковистыми конкрециями, в которых собраны остатки *Longaeviceras* cf. *keyserlingi* (Sok.), *Partschiceras* aff. *subobtusiforme* (Pomp.), *Camptonectes* (*Maklearnia*) *broenlundi* Ravn., *Pseudolimea borealis* (G. Pcel.) 64

Всего 151 м

Более высокие части разреза хорошо обнажены в стратотипическом разрезе свиты, изученном в береговых обрывах юго-западнее мыса Чокорингра:

1. Базальные слои – песчаники серые мелкозернистые с прослоями конгломератов и гравелитов около 100

2. Песчаники алевролитистые и мелкозернистые темно-серые с глинисто-карбонатными конкрециями (2–30 см), с остатками *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* Douvil., *C.* (*S.*) cf. *gloriosum* Ark., *Partschiceras pacificum* Fr. et Tip., *Mytiloceramus* (?) *hamaedae* (Hayami) и др. 56

3. Алевролиты песчанистые темно-серые слоистые с прослоями (до 1 см) мелкозернистых песчаников с включениями гравия и мелких галек. Фаунистические остатки представлены *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* Douvil., *Partschiceras pacificum* Fr. et Tip. и др. 35

4. Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые с редкими прослоями (3–15 см) песчаных алевролитов с включениями галек и дресвы черных алевролитов. В алевролитах собраны остатки *Phylloceras* sp., *Cylindroteuthis* sp. 66

5. Алевролиты темно-серые с редкими прослоями (1–25 см) мелко- и среднезернистых песчаников. Среди органических остатков определены *Partschiceras* cf. *pacificum* Fr. et Tip. – в нижней части, *Buchia concentrica* (Sow.), *Praebuchia lata* (Traut.) – в средней части, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. ind, *Buchia concentrica* (Sow.) и др. – в верхней части 25

6. Алевролиты темно-серые с мелкими марказитовыми и глинисто-карбонатными конкрециями, с остатками *Buchia concentrica* (Sow.), *B.* cf. *discoidea* Parak., *Partschiceras* aff. *pacificum* Fr. et Tip..... 76

7. Алевролиты темно-зеленовато-серые с редкими прослоями (2–10 см) мелкозернистых песчаников и зеленовато-серых аргиллитов с остатками *Buchia conicentrica* (Sow.), *B. discoidea* (Parak.), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. Fr. et Tip..... 28

Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе 486 м.

На северо-западной окраине Торомского бассейна, в бассейнах рр. Токи, Тонум, Ир и Ними в составе свиты преобладают полимиктовые и аркозовые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов, иногда гравелитов. Базальные слои представлены конгломератами либо плохо сортированными по гранулометрическому составу песчаниками, включающими дресву и гальки различных пород (преимущественно гранитоидов). В бассейне р. Ир-Макит отмечена максимальная мощность свиты (около 600 м). В этом районе собран большой комплекс органических остатков, среди которых Е.П. Брудницкой определены: *Meleagrinnella* cf. *subovalis* Zakh., *M.* cf. *semiradiata* Fish., *M.* ex gr. *echinata* (Sow.), *M. umaltensis* (Krimh.), *M.* cf. *simkini* (Vor.), *M. ovalis* (Phill.), *M. subechinata* Lah., *Oxytoma* (*Oxytoma*) *expansa* (Phill.), *Entoium demissum* (Phill.), *E. inaequivalve* Hayami, *Lima* (*Pseulimea*) *borealis* (Pcel.), *L.* (*Limatula*) *consobrina* Orb., *Camptonectes* (*Maclearnia*) *broenlund* Pavn., *Astarte* cf. *pasiphai* Orb., *A.* cf. *veneris* Orb., *A.* cf. *duboisiana* Orb., *A. gibba* Geras., *Modiolus* (*Strimodiolus*) *bolodekensis* Vor., *M.* (*S.*) *chekanowskii* (Lah.), *M.* (*S.*) *strajeskianus* (Orb.), *M. urmiensis* Pcel., *M.* cf. *maedai* Hayami, *Bureiamya tzaregradskii* Vor., *B.* aff. *ziriancaensis* Vor., *B.* aff. *orientalis* Vor., *B. suborientalis* Pcel., *B. cardissoidoformis* Vor., *B. obscondita* Kosh., *B. polymorpha* (Orb.), *Tancredia* ex gr. *donaciformis* Lyc., *Pleumya* aff. *decurata* Phill., *P.* cf. *rugosa* Goldf., *Buchia concentrica* (Sow.), *B. jeropolensis* Parak., *Praebuchia lata* Trautsch., *Panope* cf. *olenekii* Lah., *Oxytoma expansa* Phill., *Pronoella* ex gr. *sugaensis* Hayami, *Amberleya* aff. *densinodosa* Hudl.,

Phraenodesmia rouilleri Nik., *Partschiceras* sp. indet., *Cadoceras* sp., *Cylindroteuthis porrecta* Phill. и др.

Комплекс фаунистических остатков, собранных в породах свиты мыса Чокорингра, позволяет датировать ее поздним келловеем-оксфордом.

Тонум-макитская свита (J_{3tm}) образует наибольшие по площади выходы в пределах Торомского осадочного бассейна, несогласно перекрывая как палеозойские толщи Удско-Шантарской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы (бассейны правых притоков р. Ними), так и оксфордские и ааленские отложения Торомского прогиба (бассейны рр. Тонум, Тыль, Тором, побережье Тугурского залива). Свита сложена контрастно чередующимися слоями преимущественно темно окрашенных пород песчаникового и алевролитового состава. В фаунистических комплексах, определенных из этих слоев, особенно широко представлены бухии. В качестве стратотипического рассматривается разрез ее по р. Миня (бассейн р. Тонум-Макит), описанный Д.С. Зайцевым и Ю.А. Мамонтовым (1972 г.) в процессе геологической съемки масштаба 1:200 000 первого поколения. По литологическому составу и комплексам фаунистических остатков свита подразделяется на 3 подсвиты.

Для нижней подсвиты характерны мелкозернистые и алевролитистые темно-серые песчаники с редкими прослоями средне- и крупнозернистых светло-серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, реже – конгломератов и гравелитов. Разрез ее по р. Миня выглядит следующим образом:

1. Песчаники средне- и крупнозернистые с редкими прослоями ракушняков, конгломератов, с растительным детритом и обломками алевролитов; в средней части – пласт (10 м) мелко- и среднезернистых песчаников. В породах встречены остатки *Phynchonella* sp., *Meleagrinnella* sp. indet., *Arctotis* cf. *intermedia* Bodyl., *Lima borealis* Pcel., *Camptonectes* sp. indet., *Modiolus* sp. indet., *Serpula* sp., *Pseudomelania* cf. *struvii* (Lah.), *Ampullospira* sp. indet., *Aulacothyris* (?) sp. indet..... 110

2. Песчаники мелкозернистые и алевролитистые темно-серые плитчатые с прослоями (10–15 см) серых среднезернистых песчаников, с остатками *Camptonectes annulatus* (Sow.)..... 35

3. Песчаники средне- и крупнозернистые светло-серые и зеленовато-серые грубоплитчатые и массивные, со слоем (7 м) мелкозернистых тонкоплитчатых темно-серых песчаников, содержащих остатки *Entolium* cf. *demissum* (Phill.)..... 70

4. Песчаники темно-серые мелкозернистые грубоплитчатые с остатками <i>Meleagrinnella</i> sp. indet., <i>Buchia</i> cf. <i>mosquensis</i> (Buch.), <i>Uralella</i> (?) sp. Indet.....	20
5. Песчаники мелкозернистые и алевроитистые темно-серые «мусорные» с прослоями среднезернистых серых и зеленовато-серых песчаников (30–60 см), реже – алевролитов (15–20 см), и пачками переслаивания (через 0.2–1 м) мелкозернистых темно-серых и средне-крупнозернистых серых песчаников. В породах собраны остатки <i>Buchia pellati</i> (Pavl.) (?), <i>B. mosquensis</i> (Buch.), <i>B. stremouhovi</i> (Pavl.), <i>B. cf. sollasi</i> (Pavl.), <i>Chlamys</i> sp., <i>Modiolus</i> sp. indet., <i>Parallelodon keyserlingii</i> (Orb.), <i>Terebratulida</i> sp. indet., <i>Homomya polymorpha</i> (Orb.)	90
6. Песчаники мелкозернистые темно-серые, иногда «мусорные», с редкими прослоями (до 2 м) средне- и крупнозернистых зеленовато-серых песчаников. Фауна <i>Ditrupula</i> sp. indet., <i>Meleagrinnella</i> sp. indet., <i>Buchia</i> sp. indet.	60
7. Песчаники средне- и крупнозернистые светло-серые и зеленовато-серые массивные, в основании переходящие в гравелиты и конгломераты. Остатки <i>Meleagrinnella</i> sp. indet., <i>Buchia</i> sp. indet., <i>Isognomon</i> (?) sp. indet., <i>Ostrea</i> sp. indet.	40
Перерыв в наблюдениях	40
8. Песчаники мелкозернистые темно-серые плотные, с примазками и включениями обломков алевролитов и редкими прослоями (до 0.5 м) мелко-среднезернистых зеленовато-серых песчаников. Породы содержат редкие углефицированные растительные остатки и остатки <i>Buchia sollasi</i> (Pavl.), <i>Mytiloceras</i> sp. sp.	120
9. Песчаники мелкозернистые темно-серые грубоплитчатые, в основании слоя – прослой (20 см) ракушняка	20
10. Песчаники мелкозернистые и алевроитистые темно-серые с углефицированными растительными остатками, в основании – с прослоями (0.5–1 м) среднезернистых светло-серых песчаников; в верхах слоя – ракушняковые «банки» с остатками <i>Camptonectes (Boreionectes) breviaries</i> Zakh., <i>Bureiamya</i> cf. <i>tzaregradskii</i> (Vor.), <i>Partschiceras schetuchaense</i> Chud., <i>Buchia</i> cf. <i>fischeriana</i> (Orb.), <i>Pentacrinus</i> cf. <i>amblyscalaris</i> Thurm., <i>Terebratulidae</i> , <i>Pseudamissium</i> aff. <i>bojarkaensis</i> Zakh., <i>Isognomon</i> cf. <i>volaticum</i> Zakh., <i>I.</i> aff. <i>gibbum</i> (Eichw.), <i>Inoceramus</i> sp., <i>Modiolus</i> aff. <i>bolodekensis</i> Vor., <i>Entolium</i> sp. cf. <i>demissum</i> (Phyll.), <i>Aguilerella</i> sp. Indet	120

Общая мощность 725 м

На западном берегу Тугурского залива к нижней части нижней подсвиты относятся темно-серые алевролиты с марказитовыми и глинисто-карбонатными конкрециями, залегающие на верхнеоксфордских слоях свиты мыса Чокорингра, а в южной части бухты Мамга – алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, без видимых следов размыва перекрывающие верхнеааленские слои свиты мыса Никта.

Кроме указанных выше фаунистических остатков, из пород нижней подсвиты (правобережная часть бассейна р. Уда) определены: *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.), *B. cf. rugosa* (Fish.), *B. cf. tenuistriata* (Lah.), *B. cf. paradoxa* (Sok.), *B. lindstroemi* (Sok.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. pavlovi* (Sok.). Основываясь на всех вышеприведенных определениях, можно полагать, что возраст нижней подсвиты тонум-макитской свиты, скорее всего, ограничивается кимериджем.

Средняя подсвита сложена среднезернистыми светло-серыми, зеленовато-серыми и мелкозернистыми темно-серыми песчаниками и редкими прослоями алевролитов, конгломератов и гравелитов. Разрез ее описан по р. Миня Д.С. Зайцевым и Ю.А. Мамонтовым (1972 г.):

1. Песчаники среднезернистые светло-серые и зеленовато-серые с прослоями (20–30 см) и «банками» ракушняков с остатками *Camptonectes* (*Boreionectes*) *breviauris* Zakh., *Isognomon* cf. *nasutum* Zakh., *Entolium nummulare* (Fish. d. Wald.), *Chlamys* sp., *Mytilus* cf. *commeformis* Zakh., *Ditrupula* sp. indet., *Cylindroteuthis* cf. *jacutica* Sax and Nal. 180

2. Песчаники мелкозернистые темно-серые плотные с марказитовыми конкрециями и «банками» ракушняков, в верхней части с прослоями (1–2 м) среднезернистых светло-серых песчаников с остатками *Camptonectes* (*Boreionectes*) *breviauris* Zakh., *Buchia* sp. indet. 45

3. Песчаники средне- и крупнозернистые светло-серые с прослоями (до 1 м) алевролитов и мелкозернистых песчаников с остатками *Buchia fischeriana* Orb., *Mytiloceramus* sp. 30

4. Песчаники мелкозернистые и алевролитистые темно-серые плотные грубоплитчатые, в нижней части с пачкой мелко- и неравномернозернистых («мусорных») темно-серых песчаников. В породах собраны остатки *Buchia fischeriana* Orb., *B. lahuseni* (Pavl.), *Partschiceras* cf. *schetuchaense* Chud., *Nucula* sp. indet., *Homotya* sp. indet. 60

Всего 315 м

По простиранию мощность подсвиты значительно колеблется, в отдельных разрезах достигая 1000 м. В комплексах органических остатков,

собранных из пород подсвиты в различных участках ее распространения, кроме указанных выше форм, определены: *Buchia moskquensis* (Buch.), *B. tenuistriata* (Lah.), *B. concentrica* (Sow.), *B. cf. gabbi* (Pavl.), *B. cf. stantoni* (Pavl.), *B. rugosa* (Fisch.), *B. jasikovi* (Pavl.), *Meleagrinnella cf. subovalis* Zakh., *Oxytoma expansa* (Phill.), *O. aucta* Zakh., *Entolium cf. demissum* (Phill.), *Camptonectes (Camptonectes) cf. lens* (Sow.), *Lima (Pseudolimea) borealis* Pcel., *Liostrea cf. delta* (Smit.), *Enciclus sp. indet.*, *Cyprina sp.*, *Isocyprina sp.*, *Arctotis sp.*, *Astarte aff. duboisiana* Orb., *Pecten sp. indet.*, *Thracia sp. indet.*, *Goniomya dubois* Ag., *Bureiomya sp. indet.*, *Eulima cf. laeviuscula* (Schmit), *Amberleya cf. jasikoviana* (Orb.), *Pseudomelania sp. indet.*, *Ochetoceras elgense* Chud. et Kalach., *Laevidentalium sp. indet.*

Верхняя подсвита сложена алевролитами с прослоями мелкозернистых и алевролитистых темно-серых, гравелистых серых песчаников, ракушечников, конгломератов, гравелитов и брекчий. В разрезе, описанном по р. Миня, присутствуют:

1. Переслаивающиеся (через 1–2 м) темно-серые алевролитистые песчаники и алевролиты; в основании алевролиты (25 м) с остатками *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. lahuseni* (Pavl.), *Lima sp. indet.*, *Camptonectes cf. lens* (Sow.), *Ditrupula sp. indet.* 85
 2. Алевролиты темно-серые скорлуповатые с марказитовыми конкрециями, в верхах с частыми маломощными (1–2 см) прослоями серых и темно-серых песчаников. В породах остатки *Buchia cf. lahuseni* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) 150
- Всего 235 м

В верховьях рр. Илиурэк, Нелькан, Тайкан, Тыль в составе подсвиты преобладают мелкозернистые темно-серые песчаники с пластами гравелитов, конгломератов и брекчий. Мощность отложений здесь достигает 800 м.

Кроме указанных выше, в породах верхней подсвиты встречены остатки *Buchia cf. rugosa* (Fisch.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. cf. orbicularis* (Hyatt.), *B. russensis* (Pavl.), *B. moskvensis* (Buch.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. stantoni* (Pavl.), *B. scytica* (Sok.), *B. sollasi* (Pavl.), *B. cf. pavlovi* (Sok.), *B. cf. paradoxa* (Sok.), *B. flexuosa* (Parak.), *B. heatti* (Pavl.), *B. knoxvilensis* (Ander.), *B. bononiensis* (Pavl.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *Pentacrinus sp. indet.*, *Nucula sp. indet.*, *Cuculeia sp.*, *Meleagrinnella sp. indet.*, *Oxytoma (Palmoxytoma) aucta* Zakh., *Entolium demissum* Phill., *Chlamys sp. indet.*, *Lima (Pseudolimae) borealis* Pcel., *L. (Limatula) cf. consobrina* Orb., *Liostrea*

praeanabarensis Zakh., *Pavlovia* sp. indet., *Isognomon nasutum* Zakh., *Aguilerella varians* Zakh., *Astarte* sp. indet., *Anisocardia* cf. *elegans* Mun.-Chalm., *Panope* sp., *Pleuromya* sp., *Cyprina* sp. ind., *Camptonectes (Maclearnia) broenlundi* Ravn., *Bureiomya enicalea* Var., *Litoceras* sp. ind., *Partschiceras schetuchaense* Chud., *Lagonibelus (Holcobeloides)* cf. *rozanovi* Gust., *Trigonia* sp. ind.

На основании анализа приведенных списков фаунистических остатков Е.П. Брудницкая считает, что средняя и верхняя подсвиты тонум-макитской свиты соответствуют волжскому ярусу или его части.

Максимальная мощность тонум-макитской свиты составляет 1700 м.

Юрская система, верхний отдел-меловая система, нижний отдел.
Илиурэкская свита (J₃-K_{1il}), в составе которой преобладают светло-серые и серые часто косослоистые разномзернистые аркозовые и полимиктовые песчаники с обильными остатками ископаемых растений, согласно залегает на темно-серых алевролитах и песчаниках тонум-макитской свиты. Частный разрез ее в бассейне р. Чуманяра имеет следующее строение (Е.Л. Лебедев, 1967 г.):

1. Алевролиты тонкослоистые с <i>Buchia terebratuloides</i> (Lah.)	115
2. Песчаники алевролитистые	50
3. Алевролиты тонкоплитчатые	40
4. Песчаники серые мелко- и среднезернистые с маломощными прослоями аргиллитов с <i>Buchia</i> sp. и растительными остатками из рода <i>Pityophyllum</i> sp.	25
5. Грубо переслаивающиеся крупно- и среднезернистые песчаники, иногда с косою слоистостью, и алевролиты, переходящие в аргиллиты с <i>Podozamites</i> sp.	120
6. Алевролиты и аргиллиты с <i>Buchia</i> sp.	30
	Всего 380 м

Западнее, в бассейне р. Илиурэк-Макит, в верхней части свиты, сложенной серыми, темно-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, обнаружены остатки *Coniopteris arctica* (Pryn.) Samyl., *Butefia burejensis* (Pryn.) E. Lebed., *Aldania umanskii* Vachr. et E. Lebed., *Pterophyllum burejense* Pryn., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Neer. и др. формы растений, характеризующие, по мнению Е.Л. Лебедева, отложения берриасского яруса. Севернее, в бассейне р. Прав. Боголиндя, где полная мощность свиты достигает 700 м, она представлена мелко- и

среднезернистыми песчаниками, часто косослоистыми, с редкими прослоями алевролитов, реже алевролитовых дресвяных брекчий. В песчаниках и алевролитах собраны остатки *Nilssoniopteris ovalis* Samyl., *Anomozamites arcticus* Vassil., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer.) Nath., *Coniopteris* sp. (определения М.М. Кошман).

Возраст свиты от волжского (нижняя часть) до бериасского (верхняя часть) принят на основании сборов позднеюрской бухиевой фауны *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.) и др.

Максимальная мощность свиты составляет 700 м.

Меловая система, нижний отдел. *Чуманярская свита* (К₁с_т), сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, согласно залегает на илинурэжской. В стратотипическом разрезе (бассейн р. Илиурек-Макит) свита имеет следующее строение:

1. Алевролиты с остатками <i>Corbicula amagasiraensis</i> Kob. et Suz., <i>Liostrea</i> cf. <i>yoshimoensis</i> Kob. et Suz. и др.	10
2. Песчаники среднезернистые с остатками <i>Pteria</i> sp. indet., <i>Perna</i> cf. <i>ricordeana</i> Orb., <i>Buchia robusta</i> Pavl. и др.	80
3. Песчаники мелкозернистые с пластом (3–5 м) алевролитов с остатками <i>Cladophlebis williamsonii</i> (Br.), <i>Coniopteris</i> и др.	10
4. Песчаники средне- и мелкозернистые с прослоями ракушняков, содержащих остатки <i>Buchia sibirica</i> (Sok.), <i>B. bulloides</i> (Lah.) и др.	50
5. Алевролиты с пластами (3–5 м) алевролитистых песчаников с остатками <i>Liostrea</i> cf. <i>yoshimoensis</i> Kob. et Suz., <i>Buchia keyserlingi</i> (Traut.) и др.	15
6. Песчаники среднезернистые слоистые с растительным детритом и с остатками <i>Pinna</i> cf. <i>compressa</i> Galdh., <i>Buchia inflata</i> (Lah.) и др.	65
7. Песчаники среднезернистые с пластами (1–3 м) мелкозернистых песчаников с остатками <i>Buchia fischeriana</i> (Orb.), <i>B. vereshagiana</i> (Копов.) и др.	25
8. Песчаники разнозернистые, иногда слоистые, с конкрециями (5–10 см) мелкозернистых песчаников, в нижней части (35 м) – песчаники средне- и мелкозернистые	125
9. Песчаники мелкозернистые и гравелистые. В основании (8 м) – конгломераты мелкогалечные.....	45
10. Песчаники мелко- и разнозернистые с пластами (0.5–30 м) алевролитов, аргиллитов или пачками их тонкого чередования	205
	Всего 630 м

Г.В. Роганов с соавторами [68] предлагает разделить чуманярскую свиту на 2 подсвиты, отнеся к верхней подсвите слой 10 приведенного разреза.

По простиранию строение свиты существенно не изменяется. Кроме упомянутых выше фаунистических и растительных остатков, в породах свиты собраны остатки аммонитов, острей, солоноватоводных пелеципод и др. окаменелости. Фауна и флора, определенные из пород свиты, характеризуют берийский, валанжинский и готеривский века раннего мела.

Максимальная мощность свиты равна 630 м.

Тыльская свита (K_{1tl}), объединяющая песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, с одной стороны, завершает разрез Торомского прогиба, с другой – служит основанием Селитканского вулканического прогиба. Распространена она в верховьях р. Тыль, Ними и Ир, где с перерывом (баррем-апт) залегает на песчаниках чуманярской свиты. В истоках р. Тыль разрез свиты следующий:

1. Конгломераты мелкогалечные с пластами песчаников и алевролитов	55
2. Песчаники мелкозернистые с пластом (3–5 м) конгломератов и слоями (1–3 м) аргиллитов с флорой <i>Onychiopsis</i> ex gr. <i>Psilotoides</i> (Stok. Et Webb.) Ward., <i>Ginkgo</i> ex gr. <i>Adiantoides</i> (Ung.) Heer и др.	130
3. Конгломераты мелкогалечные	65
4. Песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями (0.5–1 м) алевролитов и аргиллитов с флорой, аналогичной указанной в сл. 2, и <i>Sphenobaiera</i> sp., <i>Sassafras</i>	85
5. Песчаники мелко- и крупнозернистые с пластами (1–2 м) алевролитов с флорой <i>Elatocladus manchurica</i> (Yok.) Yabe, <i>Elaties</i> ex gr. <i>Curvifolia</i> (Dunk.) Nath.	75
6. Песчаники разномзернистые с пластом (2 м) конгломератов с остатками <i>Ginkgo</i> ex gr. <i>Adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Polypodites polysorus</i> Prun.	125
Всего 535 м	

Кроме вышеупомянутых, в аргиллитах и песчаниках слоя 2 данного разреза Е.Л. Лебедевым собраны многочисленные растительные остатки, среди которых определены *Ruffordia* ex gr. *Goeppertii* (Dunk.) Sew., *Acrostichopteris vachrameevii* E. Lebed., *Coniopteris compressa* Vassil., *Athrotaxites berryi* Bell, *Lindera jarmoljukii* E. Lebed. И многие

другие формы. По мнению Е.Л. Лебедева, флора тыльской свиты сходна с альбскими флорами бассейна р. Колымы.

2.3. Джелонский вулканический прогиб

Ниже рассматриваются только те осадочные и вулканические образования Джелонского прогиба, которые пространственно связаны с Удским осадочным бассейном.

Юрская система, средний-верхний отделы. *Джелонская свита* ($J_{2-3}dž$) слагает основание Джелонского вулканического прогиба. Выходы свиты широко распространены по лево- и правобережью р. Уды, на побережье Охотского моря к северу от устья р. Уды и в прилегающей к нему части Охотоморского шельфа. Впервые в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения рассматриваемые образования были описаны П.С. Бернштейном в 1936 г., а в 1951 г. изучавший их Л.И. Красный назвал это стратиграфическое подразделение «джелонской свитой» [50]. В процессе дальнейшего изучения представления о составе свиты и ее возрасте неоднократно менялись, что связано с рядом обстоятельств. Во-первых, Л.И. Красный ошибочно включил в состав свиты терригенные отложения бассейна р. Уды с остатками раннемеловой флоры, ранее объединявшиеся Ю.О. Фефеловым (1949 г.) в «боконскую свиту» (в 1964 г. Ю.И. Щербина восстановил эту свиту). Во-вторых, рассматриваемые образования непосредственно перекрываются покровами эффузивов нижнемеловой немуйканской свиты, во многих случаях трудно отличимых от эффузивов джелонской свиты. В итоге произошло смешение вулканогенных пород разных возрастных уровней, и в состав джелонской свиты были ошибочно включены породы, содержащие остатки неокомской флоры.

В процессе геологической съемки масштаба 1:200 000 и подготовки к изданию листов Государственной геологической карты СССР этого масштаба первого поколения джелонская свита была разделена на две подсвиты – нижнюю, средне-позднеюрскую (существенно туфовую), и верхнюю, раннемеловую (существенно лавовую). Это разделение зафиксировано в стратиграфических схемах, принятых IV Дальневосточным межведомственным стратиграфическим совещанием [66].

В 2003 г. Бюро Дальневосточной межведомственной стратиграфической комиссии на специальном заседании вновь рассмотрело все имеющиеся материалы и приняло решение об отнесении покровов эффузивов, лежащих заведомо выше существенно туфогенно-осадочной части отло-

жений и датируемых ранним мелом, а также эффузивов, отвечающих по составу базальтам и андезибазальтам и не имеющих непосредственных контактов с образованиями джелонской свиты, к немуйканской свите. К джелонской свите решено было отнести только те эффузивы (по большей части, это андезиты и дациты), которые либо залегают внутри туфогенных отложений, либо связаны с ними постепенными переходами. Таким образом, кроме туфогенно-осадочных отложений к джелонской свите отнесены андезиты правобережья р. Уды, перекрытые раннемеловой боконской свитой, а также дациты и дациандезиты левобережной части ее бассейна, для которых имеются радиологические датировки, соответствующие юре.

На побережье Удской губы все эффузивы условно включены в состав немуйканской свиты. В бассейне р. Немерикан В.Н. Гончаровым в песчаниках, отнесенных им к джелонской свите, были собраны остатки растений, которые И.Н. Сребродольская, несмотря на широкий возрастной диапазон их распространения, определила как более древние (раннеюрские), чем собственно джелонский флористический комплекс [16]. Положение пород, содержащих эти растительные остатки, осталось неопределенным – они были вскрыты канавой при проведении поисковых работ на Немериканском медном рудопроявлении, а не при изучении разреза. Поэтому на IV Дальневосточном межведомственном стратиграфическом совещании эти отложения из состава свиты были исключены, т.к. характер их залегания и взаимоотношения с заведомо джелонскими образованиями остались не выясненными (находки не были повторены).

Джелонская свита с резким угловым несогласием залегает на различных образованиях докембрия, палеозоя и триаса и, в свою очередь, несогласно перекрывается нижнемеловыми боконской, немуйканской свитами и дерагинской толщей. Эффузивы, отнесенные в настоящей работе к верхней части джелонской свиты, трансгрессивно налегают на нижнеюрскую огдолокскую и верхнеюрскую (оксфорд) урманскую толщи Удского осадочного бассейна. Рассматриваемые отложения прорваны интрузивными массивами удского и джугджурского комплексов и заметно деформированы – в них фиксируются пологие (углы наклона крыльев до 30°) складки и многочисленные дизъюнктивы.

В составе свиты преобладают туфы андезитов и дацитов и туфогенно-осадочные породы – туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, в меньших количествах присутствуют песчаники, алевро-

литы, андезиты, дациты, углистые аргиллиты (углисто-глинистые сланцы), каменные угли; спорадически встречаются риолиты, их туфы, игнимбриты дацитов и риолитов, дациандезиты. Относительные количества этих пород, характер их переслаивания, а также мощность свиты заметно меняются в различных местах ее распространения. В стратотипической местности (бассейны рр. Бол. и Мал. Джелон, Немуй) [86; 87] свита сложена разнообразными туфами и туфобрекчиями среднего состава, реже туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, песчаниками и углисто-глинистыми сланцами; последние иногда содержат линзообразные прослои каменного угля мощностью 0.2–50 см. Характерные особенности свиты – хорошо выраженная слоистость, широкое распространение пепловых туфов, отсутствие лавовых потоков. Иногда в туфах, туфопесчаниках и туфобрекчиях наблюдается сложная косая слоистость, похожая либо на косую слоистость прибрежноморских и озерных отложений, либо на слоистость временных потоков и дельт. Мощность свиты не менее 1300 м.

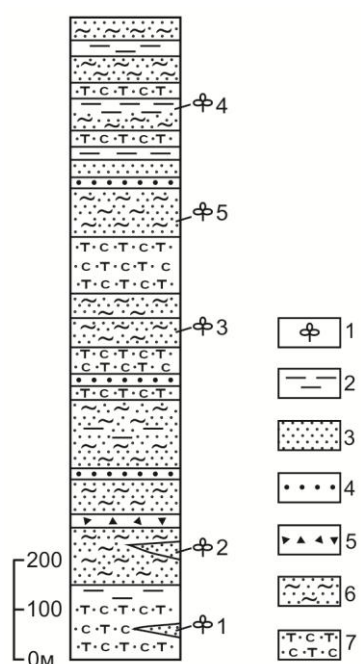
В бассейне нижнего течения р. Уды нижняя часть свиты представлена туфами андезитов и дацитов, туфоконгломератами, туфоаргиллитами, туфогравелитами, которым подчинены туфопесчаники, андезиты и дациты; редко встречаются углистые аргиллиты с прослойками (до 4 см) каменных углей. Верхняя часть представлена лавами андезитов и дацитов, которым подчинены переслаивающиеся с ними разнообразные пирокластические образования; отмечаются игнимбриты дацитов и риолитов. Мощность свиты достигает 1800 м.

В западных выходах (право- и левобережье верхнего течения р. Уды) представлена только верхняя часть свиты мощностью 400 м, сложенная андезитами, их брекчиевыми лавами и туфами, дацитами, дациандезитами, туфоконгломератами, вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, туффитами и углистыми туффитами с преобладанием лав. Практически повсеместно в туфогенной части разреза свиты отмечается обильный растительный детрит, а также указываются находки обуглившихся и окамевших обломков древесных стволов диаметром до 0.25 и длиной до 4 м.

На морском побережье между устьями рр. Мал. Джелон и Киран, где разрез свиты изучен В.А. Красиловым с соавторами [48], в нижней ее части мощностью 150 м преобладают лапиллиевые игнимбритоподобные туфы дацитов, содержащие много прослоев туфогравелитов и туфобрекчий (рис. 2.6). Средняя часть разреза (до 700 м) имеет ярко выраженный характер туфо-

генного флиша – здесь доминируют пачки переслаивающихся песчаников и алевролитов, разделенных горизонтами туфопесчаников и туфогравелитов. Верхняя часть (250 м) сложена пачками туфогенного флиша, включающего пласты песчаников, туфов, конгломератов. Туфы замещаются хорошо отмытыми среднезернистыми песчаниками с косой слоистостью. По всему разрезу встречаются прослойки каменных углей мощностью до 30 см, количество которых возрастает в верхней его части. Мощность отложений здесь составляет 1100 м. По р. Немуй в этой части разреза среди алевролитов и туфопесчаников отмечены шаровые и подушечные лавы андезитов, количество которых вверх по разрезу возрастает вплоть до полной смены терригенных пород лавами, вероятно, принадлежащими немуйканской свите. Максимальная мощность джелонской свиты достигает 1800 м.

За многолетнюю историю изучения джелонской свиты из относимых к ней отложений в разных местах произведены многочисленные сборы растительных остатков. Коллекции их изучались А.И. Криштофовичем, М.И. Брик, А.И. Турутановой-Кетовой, В.А. Вахрамеевым, М.М. Кошман. Результаты определений и выводы о возрасте вмещающих отложений неоднократно публиковались. Однако, поскольку представления об объеме и составе свиты за это время существенно менялись, далеко не всегда можно утверждать, что сборы растительных остатков произведены именно из отложений джелонской свиты в объеме, предложенном Бюро Дальневосточной межведомственной стратиграфической комиссии (2003 г.). Так, известно, что в коллекции Л.И. Красного присутствуют



остатки флоры как из джелонской, так и из боконской свит. Поэтому современные представления о возрасте рассматриваемого стратона следует основывать на наиболее поздней работе В.А. Красилова с соавторами [48], в которой описаны растительные остатки из разреза свиты в ее стратотипической местности. Остатки растений найдены здесь в 5 местонахождениях и характеризуют весь разрез свиты от нижних его горизонтов до самых верхов. В собранной коллекции В.А. Красиловым

Рис. 2.6. Стратиграфическая колонка джелонской свиты [48]

определены *Equisetites ferganensis* Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Helungia amurensis* (Novopokr.) Pryn., *Ginkgoitocladus* cf. *burejensis* Krassil., *Sphenobaiera umaltensis* Krassil., *Ginkgoites sibirica* Heer, *Leptostrobus* sp., *Pityophyllum latifolium* Moell. По мнению В.А. Красиловой [48], общий списочный состав и наиболее характерные виды позволяют определить возраст джелонской флоры в пределах конца средней–начала поздней юры (вторая половина келловей–первая половина оксфорда).

Учитывая, что верхнюю часть свиты здесь слагают преимущественно лавы, в которых растительных остатков не обнаружено, верхнюю границу свиты можно несколько повысить – по крайней мере, до конца оксфордского века. Для лав из различных уровней разреза были получены определения радиологического возраста 176, 171, 163 млн лет (К-Ar метод по валовым пробам [30]), что соответствует средней и поздней юре.

Меловая система, нижний отдел. Немуйканский вулканический комплекс. Немуйканская свита (K_{1nt}) объединяет вулканогенные (преимущественно среднего состава) и вулканогенно-осадочные породы, образующие обширные покровы в бассейнах рр. Уда, Мая, Джана, Киран, Немуй, Тамгуй, Маймакан и др. Большая часть образований немуйканской свиты слагает основание Предджугджурского вулканического прогиба; ниже рассматриваются только те образования этой свиты, которые распространены только в границах Джелонского вулканического прогиба и ранее (до 2003 г.) относились к верхнеджелонской подсвите.

Рассматриваемая свита трансгрессивно перекрывает различные образования докембрия и палеозоя. На джелонской свите она залегает с несогласием и размывом: по данным В.И. Чернявского [86], по левобережью р. Бол. Джелон породы джелонской свиты падают в южном, а немуйканской – преимущественно в северном направлениях; к северо-востоку от мыса Манорского и в других местах простираня пород этих свит резко различны. В Джелонском вулканическом прогибе немуйканские вулканисты несогласно перекрываются нижнемеловой мериконской свитой и верхнемеловыми эффузивами, в Предджугджурском – нижнемеловой магейской и верхнемеловой мотаринской свитами.

Среди пород, слагающих немуйканскую свиту, различаются андезиты, андезибазальты, базальты, дациты, их туфы, туфобрекчии, лавобрекчии; реже встречаются риодациты, риолиты, их игнимбриты и туфы. В от-

личие от джелонской, в немуйканской свите широко распространены базальты и андезибазальты, отсутствуют туфогенный флиш, каменные угли, очень редко встречаются пепловые туфы и растительные остатки. При сохранении общих особенностей состава, отдельные покровы заметно различаются и составом пород, и деталями строения.

В пределах Джелонского вулканического прогиба (бассейны рр. Эгукал, Тамгуй, Немуй и др.) нижняя часть разреза (до 625 м) представлена потоками базальтов и долеритов мощностью 25–120 м; в основании разреза и его верхах встречаются потоки андезитов мощностью 15–50 м, а в средней части – слои туфопесчаников (20 м) и туфоалевролитов (10 м). По простиранию состав этой части свиты колеблется – местами в ней преобладают базальты и андезиты при подчиненной роли андезибазальтов, туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Характерными особенностями средней части свиты (195–600 м) являются наличие, а местами и преобладание, слоистых зеленых, голубовато-зеленых, серых алевропсаммитовых туфов андезитов и сильная фациальная изменчивость отложений. В верхней половине этой части свиты на отдельных участках резко преобладают туфы и игнимбриты умереннокислого состава с отдельными потоками риолитов и риодацитов, встречаются также базальты, андезиты, дациты, туффиты; в последних иногда встречаются растительные остатки. Верхняя часть свиты (150–450 м) сложена андезитами, андезибазальтами, реже – базальтами, туфами андезитов и дацитов. Слои туфов мощностью 10–80 м тяготеют к эруптивным центрам, где отмечаются их крупнообломочные разности. Максимальная мощность свиты в этом районе достигает 1300 м. В бассейнах рр. Бол. и Мал. Джелон, Киран, Мая и Немерикан свита сложена в основном андезитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями, игнимбритами дацитов. Стратиграфически выше в разрезе лавы и лавобрекчии андезитов и дацитов чередуются с туфами.

В районе с. Удское непосредственно на туфогенных породах джелонской свиты залегают андезибазальты (200–250 м), которые перекрываются покровом (150–200 м) андезитов и дацитов с редкими маломощными (до 10 м) пластами их туфов и лавобрекчий.

В западных выходах, в бассейне р. Чогар, состав свиты более разнообразен – андезиты, дациты, их лавобрекчии и туфобрекчии, переслаивающиеся псефо-псаммитовые и псаммоалевритовые туфы андезитов и да-

цитов с маломощными прослоями (20–25 см) алевропелитовых туфов и пропластками (2–4 см) углисто-сажистого материала; мощность свиты здесь равна 750–780 м. На правом берегу р. Гига свита сложена монотонными андезитами и их разновидностями, переходными к долеритам. Мощность свиты в этом районе не превышает 800 м.

Растительные остатки, собранные в породах немуйканской свиты, скудны и не позволяют уверенно судить о ее возрасте. Флористический комплекс, выявленный в ней севернее, в пределах Преддзугджурского вулканического прогиба, значительно представительнее. По мнению В.В. Кирьяновой, он соответствует по возрасту флористическому комплексу нижней части боконской свиты, только значительно более бедный. Редкие радиологические датировки лав (К-Аг метод, валовые пробы) дают значения от 112 до 143 млн лет [30]. По совокупности данных для немуйканской свиты принят раннемеловой (первая половина неокома) возраст.

Субвулканические андезиты (αK_1nt), диорит-порфириды, диориты (δK_1nt) немуйканского комплекса слагают многочисленные разнообразные по форме и составу тела, локализованные в пределах выходов немуйканской и джелонской свит. Размеры выходов не превышают 30 км², но во многих случаях они образуют тесно сближенные ареалы. В других случаях выходы субвулканических образований группируются в протяженные цепочки северо-восточного или субмеридионального простирания, видимо, трассируя магмоподводящие дизъюнктивы. Форма субвулканических интрузивов самая разнообразная – штоки, силлы, лополито- и лакколитообразные массивы, секущие или согласные пологопадающие дайки. Контакты их с вмещающими вулканитами покровной фации как четкие (секущие или согласные), так и с постепенными переходами. Покровные вулканиды вблизи контактов перекристаллизованы, но без новообразования минералов, характерных для роговиков.

Среди наиболее крупных субвулканических интрузивов встречаются сложенные преимущественно полнокристаллическими породами, так и стекловатыми их разновидностями. Первые отмечены на правом берегу р. Уды в районе с. Удское, в долинах рр. Май и Немерикана, где они слагают тела преимущественно штокообразной формы. В центральных частях они представлены равномерно-зернистыми диоритами, в эндоконтактных зонах постепенно переходящими в мелкозернистые диориты и диорит-порфириды; последние по объему занимают большую часть тел. Вторые встречаются в

различных районах распространения покровов андезитов и дацитов немуйканской свиты. Сложены они в центральных частях интрузивов полнокристаллическими кварцевыми диорит-порфиритами, к контактам постепенно переходящими в афировые и порфириновые андезиты. В составе некоторых тел отмечаются также долериты, порфириновые долериты, габбродолериты.

Многочисленные жерловины и экструзии распространены очень широко; строение их чрезвычайно эффектно выглядит в береговых обнажениях побережья Охотского моря. Сложены они всей гаммой эффузивов, представленных в покровных фациях – от риолитов до базальтов, а также лавобрекчиями и игнимбритами. Нередко они окружены оторочкой агломератовых туфов.

Все покровные и субвулканические породы в зонах контактового воздействия гранитоидов удского и джугджурского комплексов ороговикованы.

Эффузивы немуйканского комплекса – это высокоглиноземистые, в основном, кислые разности. Среди базальтоидов иногда отмечаются умеренноглиноземистые разновидности. По рубидий-стронциевому отношению все разновидности пород отвечают полю островодужной магмы, а вариационная линия составов комплекса близка к средней островодужной серии.

Для субвулканических образований имеются немногочисленные определения радиологического возраста (К-Аг метод, валовые пробы) – 112–118 млн лет [30], что примерно соответствует их возрасту по геологическим данным (ранний мел).

2.4. Боконская континентальная впадина

Стратиграфия Боконской впадины приводится в основном по В.Ю. Забродину и др. [30] без существенных изменений.

Меловая система, нижний отдел. *Боконская свита* (K_1bk), распространенная в долине р. Уды, со стратиграфическим перерывом, по видимому, несогласно перекрывает джелонскую свиту, контакт с которой вскрыт скважиной № 11, пробуренной Удской экспедицией Дальневосточного территориального геологического управления в процессе поисковых работ на уголь (Б.П. Кузнецов, В.В. Зильберштейн, 1969 г.), и урманскую толщу. Слагают свиту конгломераты, песчаники, гравелиты, брекчии, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и каменные угли. Мощность отложений возрастает в западном направлении от 450 до 800 м.

В стратотипической местности (район оз. Бокон и нижнего течения р. Ними) свита имеет четко выраженное двучленное строение. Разрез ниж-

ней части ее описан по р. Ними, где он представлен преимущественно конгломератами мощностью 125 м.

Поисковая скважина № 11 глубиной 296 м, пройденная в устье левого притока р. Уды – р. Нюгали, вскрыла следующий разрез.

Джелонская свита.

1. Риолиты 8.5
2. Туфобрекчии мелко-, среднеобломочные с пропластками алевролитов, нередко углистых 10.5

Боконская свита.

3. Песчаники аркозовые мелко-, среднезернистые темно- и светло-серые, алевролиты, углистые аргиллиты, включающие пласты (0.2–1 м) каменного угля 51

4. Дайка микрогаббро и габбро-порфиритов 72

5. Песчаники аркозовые средне- и крупнозернистые серые и светло-серые, включающие пласты (до 1 м) конгломератов и гравелитов 22.8

6. Песчаники аркозовые мелко-, средне- и крупнозернистые серые и светло-серые, редко косослоистые, с единичными прослоями (до 0.5 м) темно-серых алевролитов, брекчий, гравелитов и углистых аргиллитов. Остатки флоры *Coniopteris* ex gr. *vsevolodii* E.Lebed., *Coniopteris* sp 71.3

7. Песчаники аркозовые мелко-, средне- и крупнозернистые серые и светло-серые, включающие пласты (до 6 м) и прослои (до 0.2 м) темно-серых алевролитов и аргиллитов. Остатки растений *Nilssoniopteris* ex gr. *ovalis* Samyl., *Coniopteris* sp..... 48.8

Мощность вскрытой части боконской свиты, которая с небольшим стратиграфическим несогласием налегает на джелонскую, равна 193.9 м.

Строение верхней части свиты изучено в районе оз. Бокон, в бассейнах рр. Эльгая и Ними и по р. Уда. Низы этой части разреза (150–180 м) представлены монотонными крупнозернистыми аркозовыми песчаниками, часто косослоистыми, с линзами и слоями (до 10 м мощностью) конгломератов и мелкозернистых песчаников. Вышележащие слои (100–150 м) в береговых обрывах р. Уды представлены чередующимися крупно- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями темно-зеленых алевролитов мощностью 0.2–1 м. В слоях песчаников содержатся многочисленные растительные остатки. Разрез завершает пачка (около 70 м) переслаивающихся разногалечных конгломератов и крупнозернистых песчаников; слои последних содержат прослои тонкоплитчатых алевролитов (0.1–0.3 м), угли-

стых аргиллитов (0.3–0.5 м) и многочисленные растительные остатки. Полная мощность свиты составляет в этом районе около 450 м.

На западе Боконской впадины нижняя часть свиты сложена крупногалечными и валунными конгломератами, вверх по разрезу постепенно переходящими в мелкогалечные; среди конгломератов наблюдаются слои гравелитов и плохо сортированных гравелистых и крупнозернистых песчаников. Мощность свиты здесь достигает 800 м [74].

В породах боконской свиты собраны многочисленные остатки ископаемой флоры, в 1990-е гг. заново рассмотренные В.В. Кирьяновой; ею же предварительно определены остатки растительности из керна скважин, пробуренных Удской экспедицией, остававшиеся не исследованными. Флористический комплекс нижней части боконской свиты аналогичен флоре илинурекской свиты Торомского прогиба, возраст которой контролируется бухидами и аммоноидеями, по современным представлениям, отвечающими берриасу. Для обоснования возраста свиты в целом, как полагает В.В. Кирьянова, следует опираться в первую очередь на находки *Aldania umanskii* Vach. Et Lebed., *Heilungia udensis* Koshm., *Ctenis burejensis* Pryn., *Pseudocycas polinovi* (Novopokr.) Krass., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rasskaz. Et E. Lebed., *Anomozanites angulatus* Heer, *Dicksonia arctica* (Pryn.) Krass., *Pterophyllum burejensis* Pryn. (берриас-валанжин).

С боконской свитой связаны проявления каменного угля, не имеющие промышленного значения.

2.5. Селитканский вулканический прогиб

Меловая система, верхний отдел. Инарагдинский вулканический комплекс. *Инарагдинская толща* (K₂in) (андезиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники) несогласно залегает на верхнеюрских, верхнеюрско-нижнемеловых и нижнемеловых образованиях Торомского прогиба (бассейны рр. Тыль и Галам), на палеозойских образованиях Монголо-Охотской складчатой системы (бассейн р. Селиткан) и перекрывается баранчжинской толщей. В верховьях р. Тыль в ее основании на терригенных отложениях альба залегают туфоконгломераты и псаммитовые литокристаллокластические туфы андезитов. Выше в разрезе лавы резко преобладают над пирокластическими образованиями, представленными агломератовыми и псаммитовыми разновидностями. Мощность толщи здесь 400 м. Юго-западнее наблюдается преобладание туфов

в низах толщи (бассейн р. Тодо-Урях), а лав – в верхней ее части (бассейны рр. Селиткан, Тонум, Тором).

В верховьях р. Каменистой нижняя часть толщи сложена грубообломочными туфами андезитов и дациандезитов, средняя – андезитами, верхняя – переслаивающимися андезитами и мелкообломочными туфами дациандезитов; в бассейне р. Инарагда нижняя (500 м) часть толщи представлена андезитами, верхняя (400 м) – образованиями лахаровых потоков, вулканомиктовыми конгломератами и туффитами с *Sequoia fastigiata*. В бассейне р. Иткан, где толща несогласно перекрывает палеозойские образования, в ее нижней части (200 м) залегают конгломераты с прослоями (0.2–1.0 м) туфогравелитов и туфопесчаников, которые по простиранию замещаются туфопесчаниками с прослоями туфов дацитов и андезитов, перекрывающимися псаммитовыми и псефитовыми туфами дацитов, дацитами, их лавобрекчиями с подчиненными пластами андезитов. Верхняя часть (500 м) представлена андезитами, дациандезитами, дацитами, их туфами. В нижнем течении р. Селиткан мощность толщи увеличивается до 1300 м.

По химическому составу андезиты и дациты отвечают нормальному петрохимическому ряду с К-Na типом щелочности.

Максимальная мощность толщи составляет 1300 м. Возраст ее определяется находками остатков *Sequoia fastigiata* (Stern.) Heer, характерной для позднего мела, и присутствием в подстилающей тыльской свите Торомского бассейна ископаемой альбской флоры.

Субвулканические образования комплекса представлены андезитами и их автомагматическими брекчиями (αK_2in), слагающими тело площадью 22 км², расположенное в бассейне верхнего течения р. Утанак. По составу субвулканические андезиты не отличаются от покровных.

Возраст субвулканических образований принимается позднемеловым на основании их петрографического сходства с покровными эффузивами инарагдинской толщи и на основании прорывания последних первыми.

Баранжинский вулканический комплекс. *Баранжинская толща* (K_2br), представленная игнимбритами и туфами риолитов и дацитов, риолитами, дацитами, риодацитами, распространена в бассейнах рр. Селиткан, Тонум, Муникан, Коврижка. Перекрывает инарагдинскую толщу, а в бассейне р. Тонум – тыльскую свиту.

Разрез толщи в междуречье Муникан-Коврижка следующий:

1. Туфы псефитовые риолитового состава	160
2. Переслаивающиеся псефитовые и пепловые туфы риолитов	80
3. Туфы пепловые (псаммитовые, алевритовые, пелитовые) риолитового состава с прослоями грубообломочных (псефитовых, гравийных) туфов	450
4. Игнимбриты риолитов, в основании – прослой алевропелитовых туфов с остатками <i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer, <i>Cephalotaxopsis (Metasequoia)</i> sp. (?).....	600
Всего 1290 м	

В разрезе по р. Коврижка (бассейн р. Селиткан) нижняя часть толщи сложена переслаивающимися псаммитовыми, алевритовыми и пелитовыми туфами с обуглившимися растительными остатками и отпечатками *Cephalotaxopsis* ex gr. *intermedia* Holl. Выше залегают грубообломочные туфы, которые сменяются риолитовыми игнимбритами. К юго-западу мощность туфогенной части толщи уменьшается и на правом берегу р. Селиткан основной объем толщи занимают игнимбриты. К северу и северо-западу (бассейны рр. Муникан, Сэги, Инарагда) нижняя часть толщи представлена в основном игнимбритами и туфами риодацитов, реже – дацитов. В бассейне р. Селиткан, где мощность толщи сокращается до 180 м, она сложена риолитами, дацитами, риодацитами, туфами и игнимбритами риолитов.

По химическому составу породы толщи отвечают риолитам и риодацитам нормального петрохимического ряда с преобладанием натрия.

Мощность толщи равна 1300 м. Возраст ее устанавливается по ископаемой флоре, характеризующей, по заключению М.М. Кошман, сеномантурон.

Субвулканические образования баранчжинского комплекса – риолиты (λK_2bn) и риодациты ($\lambda \zeta K_2bn$) – слагают крупные тела в верховьях рр. Тором, Лапкалак, Муничан, и небольшие – в верховьях рр. Инарагда, Сололи, фиксируя совместно с гранитоидами крупную трещинную структуру северо-восточного направления в центральной части Селитканского вулканического прогиба. Наиболее крупное (площадью 100 км²) лакколитообразное тело риолитов в бассейне р. Муничан, прорывающее палеозойские образования и инарагдинскую толщу, имеет простое строение. Центральная часть его сложена наиболее раскристаллизованными риолитами, содержащими до 85 % вкрапленников с правильными кристаллографическими очертаниями. В

краевой части лакколита они характеризуются меньшей степенью раскристаллизации основной массы, вкрапленники составляют лишь 20–30 % породы и представлены исключительно кварцем. Характерной особенностью субвулканических риолитов является также столбчато-призматическая отдельность, перпендикулярная контактам субвулканического тела. Аналогичное строение имеет лакколит, расположенный в бассейнах рр. Тором и Лапкалак. К северу от него, в бассейне р. Лев. Лапкалак, сохранились лишь фрагменты крупного лакколита, уничтоженного интрузивом гранитов. Кроме того, субвулканические риолиты встречены в верховьях рр. Инарагда и Сэги, где они прорваны телом порфириовидных гранитов и сохранились в виде небольших разрозненных останцов.

Субвулканические риодациты на левобережье р. Тором слагают тело (12×6 км) овальной в плане формы с неровными секущими контактами, углы падения которых изменяются от крутых до пологих. Соотношение их с вмещающими породами позволяет предполагать, что в разрезе тело имеет воронкообразную форму, резко сужающуюся на глубине, где оно постепенно переходит в гипабиссальный интрузив. Приконтактные изменения во вмещающих породах выражены слабо. Небольшое (3.5×1.5 км) довольно сложного строения куполовидное тело субвулканических риодацитов обнажается на левом берегу р. Инарагда. Сложено оно преимущественно флюидалными риодацитами, прорванными трещинными телами автомагматических брекчий. Последние представляют собой породы, состоящие на 70–80 % из остроугольных обломков пород фундамента и вулканитов, сцементированных риолитовой лавой. Ширина трещин, выполненных автобрекчиями, достигает 10 м. Породы купола интенсивно окварцованы, кальцитизированы и пиритизированы. Флюидалность в риодацитах наклонена как к периферии (восточная и западная части тела), так и к центру (северная часть).

Риолитовые экструзивные купола установлены на правобережье р. Селиткан и по р. Бол. Тонум. Один из куполов на правобережье р. Бол. Тонум, размером 2.5×1.6 км, сложен однообразными в разной степени раскристаллизованными риолитами. Интрузивные контакты их с вмещающими вулканитами падают к центру купола под углом 50°. В верховье р. Каменистой в экструзивном куполе размером 1.6×1.1 км эндоконтактная часть (шириной 20–200 м) сложена мелковкрапленниковыми риолитами, центральная – средне- и крупновкрапленниковыми.

Контакт риолитов с вмещающими игнимбритами риодацитов интрузивный, с многочисленными апофизами.

Описанные образования прорывают покровные эффузивы баранчжинской толщи и, в свою очередь, рвутся позднемеловыми гранитами. Радиологический возраст риолитов (К-Аг метод) равен 82.5 млн лет [30].

Бургалийская толща (K₂bg) распространена ограниченно в верховьях р. Баранчжа, междуречье Утанак-Максин и представлена лавами, лавобрекчиями и туфами андезитов, дациандезитов, редко риолитами. Согласно залегает на вулканитах баранчжинской толщи, прорывается интрузивами позднемелового селитканского комплекса.

По химическому составу породы толщи близки к аналогичным породам инарагдинской толщи; они относятся к нормальному петрохимическому ряду с К-На типом щелочности.

Мощность толщи не превышает 300 м. Позднемеловой возраст ее определяется стратиграфическим положением бургалийских андезитов в разрезе Селитканского вулканического прогиба. Мелкие трещинные субвулканические тела андезитов прорывают риолиты баранчжинского комплекса и, в свою очередь, прорваны гранитоидами позднемелового селитканского комплекса.

3. ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

3.1. Последовательность формирования тектоно-стратиграфических систем Удского и Торомского осадочных бассейнов

В настоящее время большое внимание уделяется взаимосвязи тектонических и осадочных процессов, реализующихся на разных иерархических уровнях. Выделяются тектоно-седиментационные [85], тектоно-стратиграфические системы (ТСС). Это нечто более крупное, чем свита или формация. По объему они близки секвенсам [90]. К тому же ТСС разделены обычно перерывами или несогласиями, которые отражают важные геологические события в эволюции бассейнов. Последовательность ТСС позволяет расшифровать эволюцию бассейнов и те геологические события, которые влияли на смену по разрезу ТСС и формирование перерывов и несогласий. Стало возможным учитывать как региональные, так и глобальные события, т.к. появились палеогеографические реконструкции для Про-Японии и прилегающих акваторий и территорий [93; 60], а также глобальные реконструкции за последние 200 млн лет большого коллектива исследователей [98].

Стратиграфическая последовательность Удского осадочного бассейна (УОБ) начинается с верхнетриасовых отложений, накоплению которых предшествовал значительных перерыв (рис. 3.1). Им соответствует ТСС-1 (норий), представленная морскими отложениями усть-мильканской толщи. Разрез Торомского осадочного бассейна (ТОБ) (рис. 3.2) наиболее полно иллюстрирует эволюцию мезозойской континентальной окраины. Норийско-рэтские отложения (свита бухты Мамга), слагающие ТСС-1, представлены преимущественно алевrolитами. Они с перерывом или угловым несогласием с горизонтом грубообломочных пород в основании залегают на интенсивно дислоцированных отложениях палеозоя. Мощность ТСС-1 около 1600 м. Внутри ТСС-1 часты перерывы и размывы.

ТСС-2 УОБ (поздний плинсбах-ранний тоар) представлена огдолокской толщей мощностью до 2500 м. Толща залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на усть-мильканской толще. Присутствие туфогенного материала свидетельствует, видимо, о начале вулканической активности в пределах Удско-Мургальской вулканической дуги. В ТОБ ТСС-2 (плинсбах-ранний тоар), в изучение биостратиграфии которой большой вклад внесли И.И. Сей и Е.Д. Калачева [71], наращивает разрез после значительного перерыва, который приходится на геттанг-синемюр. Она представлена горбачинской свитой мощностью 300 м.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДЪ-ЯРУС		Возраст * млн лет	Свиты, толщи и их мощность в м	Тектоно- стратиграф. системы	Скорость седимента- ции м/млн л	Длитель- ность перерывов млн л	
		ЯРУС							
Меловая	Нижний	Берриасский	K _{1b}	145.5	Тохикан-макитская толща	ТСС- 5	235		
		Титонский	J _{1tt}	152.1	Иликанская толща				
	Кимериджский	J _{1km}	157.3	Усть-этматинская толща					
	Оксфордский	J _{1o}	163.5	Урманская толща					
				Урманская толща					
	Верхний	Келловейский		В	166.1	?			3
				Ср.					
				Н					
		Батский		В	168.3	Суниканская толща			
				Ср.					
		Байосский		В	170.3	Кенрикская толща	ТСС -3	250	
				Н					
		Ааленский		В	174.1	Кенрикская толща			
				Н					
		Средний	Тоарский		В	182.7	Огдолокская толща	ТСС-2	600
				Н					
	Плинсбахский			В	190.8	Огдолокская толща			
				Н					
	Синемюрский		В	199.3	Огдолокская толща				
			Н						
Геттангский	J _{1g}		201.3	Огдолокская толща					
Нижний	Рэтский		В	208.5	Огдолокская толща				
			Н						
	Норийский		С	228	Устьмильканская толща	ТСС-1	115		
			Н						
	Карнийский	T _{3k}		235	Устьмильканская толща				
Верхний	Ладинский	T _{2l}		242	Устьмильканская толща				
	Анизийский	T _{2a}		247.2	Устьмильканская толща				
Средний	Ладинский	T _{2l}		242	Устьмильканская толща				
	Анизийский	T _{2a}		247.2	Устьмильканская толща				

* Возраст принят по Международной хроностратиграфической шкале, 2012 [28].

Рис. 3.1. Тектоно-стратиграфические системы Удского осадочного бассейна

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДЪ- ЯРУС		Возраст * млн лет	Свиты, толщи и их мощность в м	Тектоно- стратиграфи- ческие системы (ТСС)	Скорость седиментации м/млн лет	Длительность перерывов млн лет	
		ЯРУС							
М Е Л О В А Я	нижний	Альбский K ₁ al	В	113.0		ТСС - 5	100	15	
			Ср.						
			Н						
		Аптский K ₁ a	В	125.0					
			Н						
		Барремский K ₁ b	В	129.4					
			Н						
	Готеривский K ₁ g	В	132.9						
		Н							
	Валанжинский K ₁ v	В	139.8						
		Н							
	Берриасский K ₁ b	В	145.5						
		Н							
	верхний	Титонский, J ₁ tt	В	152.1		ТСС - 4	80	?	
Н									
Кимериджский J ₁ km		В	157.3						
		Н							
Оксфордский J ₁ o		В	163.5						
		Н							
Келловейский J ₁ c		В	166.1						
	Ср.								
Батский J ₁ bt	В	168.3							
	Ср.								
Байосский J ₁ b	В	170.3							
	Н								
Ааленский J ₁ a	В	174.1							
	Н								
Ю Р С К А Я	нижний	Тоарский J ₁ t	В	182.7		ТСС - 3	265	4	
			Н						
		Плинсбахский J ₁ p	В						190.8
			Н						
	Синемюрский J ₁ s	В	199.3						
		Н							
	Геттангский J ₁ g	В	201.3						
Н									
верхний	Рэтский T ₃ r	В	208.5		ТСС - 2	75	18		
		Н							
	Норийский T ₃ n	С						228	
Н									
Карнийский T ₃ k	В	235							
	Н								

* Возраст принят по Международной хроностратиграфической шкале, 2012.

Рис. 3.2. Тектоно-стратиграфические системы Торомского осадочного бассейна

ТСС-3 УОБ объединяет две толщи: кенрикскую и суниканскую общей мощностью 2800 м. Они имеют близкий состав, залегают согласно. Граница между толщами условная и проводится по возрастанию в разрезе мощности слоев туфопесчаников. ТСС-3 ТОБ (аален-байос) сложена свитой мыса Никта мощностью 160–740 м. В ее составе преобладают алевролиты, песчаники и гравелиты.

Далее в ТОБ, после перерыва различной длительности, а местами и резкого углового несогласия, следует непрерывная верхнеюрско-нижнемеловая последовательность ТСС-4, состоящая из четырех свит общей мощностью около 4000 м (рис. 3.2) – свиты мыса Чокорингра, тонум-макитской, илинурекской и чуманярской. ТСС-4 УОБ представлена урманской толщей (оксфорд), сложенной туфопесчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами мощностью до 2400 м. Она с резким угловым несогласием залегает на палеозойских отложениях Монголо-Охотской складчатой системы и разновозрастных образованиях Баладекского выступа Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Для нее характерна (по нашим грубым подсчетам) ураганная скорость седиментации – до 400 м/млн л.

ТСС-5 УОБ с горизонтом конгломератов мощностью 100 м в основании залегает на ТСС-4 и представлена тремя согласно залегающими толщами: усть-этматинской (кимеридж), иликанской (титон), тохикан-макитской (титон-берриас). Внутри ТСС-5 в иликанской толще происходит смена морского режима седиментации на континентальный.

В мелу депоцентр седиментации сместился на север.

Терригенный разрез ТОБ завершается ТСС-5, отложившейся после баррем-аптского перерыва и представленной альбской тыльской свитой мощностью до 1200 м и сложенной песчаниками, конгломератами, гравелитами.

Терригенный разрез ТОБ перекрыт верхнемеловым Селитканским вулканическим комплексом.

3.2. Геологические, геодинамические события, повлиявшие на формирование перерывов в разрезах Удского и Торомского осадочных бассейнов

Учет перерывов в седиментации чрезвычайно важен как при стратиграфической корреляции, так и восстановлении геологической истории бассейнов. «Стратиграфический перерыв – это нарушение непрерывной хронологической последовательности напластования в результате временного пре-

кращения осадконакопления и эрозии ранее образовавшихся отложений в суб-аэральные или подводных условиях» [20]. По длительности выделяются крупные (>10 млн лет), средние (1–10 млн лет) и мелкие (до 1 млн лет).

Из анализа исследованных бассейнов установлено, что суммарное время седиментации в Удском бассейне составило 68 млн лет, а суммарное время перерывов – 53 млн лет (рис. 3.1). Анизийско-карнийский и рэт-плинсбахский перерывы можно отнести к крупным, а позднеатоарский и келловейский – к средним.

В Торомском бассейне (см. рис. 3.2) суммарное время седиментации составило 86 млн лет, а суммарное время перерывов – 49 млн лет. Рэт-синемюрский и позднебаррем-аптский перерывы относятся к крупным, а карнийский, позднеатоарский и бат-келловейский – к средним. Длительность мелких перерывов и несогласий, таких как оксфорд-кимериджский, оценить затруднительно.

Мезозойская седиментация в УОБ и ТОБ началась в норийском веке. До этого, в анизийский, ладинский и карнийский века, на востоке России произошла существенная тектоническая перестройка в связи с коллизионными процессами, начавшимися в западной части Монголо-Охотского орогена. Вдоль Монголо-Охотской сутуры сформировалась мощная речная система, выносившая в море огромный объем осадков, которые распределялись вдоль континентальной окраины [93]. Скорость седиментации в норийский и рэтский века составляла 80 м/млн лет. В это время в ТОБ формировались преимущественно алевропелиты, представлявшие, видимо, дистальную часть подводной дельты (ТСС-1). В УОБ в это время преобладали песчаники. Внутри ТСС-1 часты перерывы и размывы. По мере продвижения дельты к востоку площадь питания реки, видимо, сокращалась. Скорость седиментации значительно уменьшилась до 40 м/млн лет в ТСС-2 (плинсбах-нижний таор), которая залегает на ТСС-1 со значительным перерывом (см. рис. 3.2). В ранней юре начался распад Пангеи, реорганизация плит. С этим событием, видимо, связаны геттанг-синемюрский и тоарский перерывы.

ТСС-2 сложена преимущественно песчаниками и туфопесчаниками горбачинской свиты. Присутствие последних свидетельствует о начале вулканической деятельности в соседних регионах – возможно, на юге Сибирской платформы [66]. Возможно, в это время активизировалась также Удско-Мургалская вулканическая дуга [63].

Вероятно, раннеюрская трансгрессия пришла с юга, т.к. с позднего синемюра появляется и специфическая тихоокеанская фауна. Глобальные ре-

конструкции разных авторов для этого периода несколько отличаются. В конце ранней юры (поздний плинсбах-тоар) субдукция плиты Фараллон под континентальную окраину продолжалась [93], но сама плита двигалась на северо-восток со скоростью 10.7 см/год. Согласно реконструкции [98] на 200 млн лет (геттанг), субдукция под Амурию прекратилась и плита Изанаги двигалась на юго-восток. А на реконструкции на 180 млн лет (тоар) тех же авторов показана фронтальная субдукция плиты Изанаги под континентальную окраину.

Позднетоарский перерыв на границе ранней и средней юры наблюдается во всей Удско-Приморской мегазоне и в Китае, где он связывается с регрессией, вызванной раннеяньшанскими тектоническими подвижками.

Ааленский век ознаменовался новой крупной трансгрессией, продолжавшейся и в байосе. В ТОБ отложились алевролиты, песчаники, гравелиты свиты мыса Никта, отнесенные к ТСС-3 (аален-байос), в УОБ преобладали песчаники, нередко туфогенные, большой мощности (аален-бат).

Длительный позднесреднеюрский перерыв (поздний бат-келловей, а в отдельных разрезах до кимериджа) обусловлен, очевидно, формированием Монголо-Охотской коллизионной сутуры, когда и соседние структуры испытали воздымание, сменившееся в позднем келловее погружением.

Батскому и большей части келловейского яруса в ТОБ отвечает перерыв в седиментации. Датированные макрофауной отложения келловей известны только на востоке ТОБ. Там в районе мыса Никта обнажаются песчаники с конгломератами в основании (90 м), перекрывающие с угловым несогласием алевролиты нижнего байоса.

Что касается глобальных событий, то на время 170 млн лет (начало байоса) реконструируется реорганизация крупных плит. Росла Тихоокеанская плита за счет объединения плит Изанаги, Фараллон и Феникс. Северо-западная окраина Панталассы взаимодействовала с Монголо-Охотским океаном, который продолжал исчезать вдоль субдукционной зоны южной Сибири [98].

В конце средней юры происходит общее поднятие территории Дальнего Востока, сопровождавшееся складчатыми движениями различной интенсивности. В результате акватория позднеюрского времени сильно сократилась [3].

В Торомском бассейне наблюдаются наиболее полные разрезы всех ярусов верхней юры. ТСС-4 включает полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты с пластами конгломератов и гравелитов мощностью до 700 м (свита м. Чокорингра, верхи келловей-оксфорд). На ней с размывом [68] зале-

гают тонум-макитская, илинурэжская и чуманярская свиты (ТСС-5) общей мощностью около 3 км (кимеридж-готерив). Внутри толщ наблюдаются пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, которые могут интерпретироваться как дистальные турбидиты конусов выноса крупных рек. В основании их нередки размывы. В самой верхней пачке наряду с морской фауной появляется солоноватоводная, остатки растений и пелеципод низов мела.

Что касается глобальных структур, то по палеорекострукции [93] на 150 млн лет (титон) плита Изанаги двигалась в поздней юре на север со скоростью 30 см/год. Акватория в описываемом районе значительно расширилась. С запада, возможно, впадала крупная река, протекающая вдоль Монголо-Охотской сутуры.

На реконструкции на 160 млн лет (оксфорд), охватывающей весь земной шар, плита Изанаги почти ортогонально пододвигалась под Амурию, а под нее с юга пододвигался северный Мезотетис [98].

В берриасе типичные морские осадки с фауной бухий известны преимущественно в восточной части ТООБ, где они венчают мезозойский морской разрез бассейна. На глобальной реконструкции на 140 млн лет (берриас) [98] плиты Амурия и Лавразия слились в единую Евразийскую плиту, под которую с юго-востока с большой скоростью погружалась плита Изанаги. Евразия в свою очередь с небольшой скоростью погружалась на юго-восток под плиту северного Неотетиса.

В готериве-барреме на большей части территории востока Азии в результате мощной регрессии произошло резкое сокращение морских бассейнов. В ТООБ после длительного баррем-аптского перерыва отложилась ТСС-6, представленная тыльской свитой альбского возраста. Она сложена конгломератами, гравелитами, алевролитами континентального генезиса мощностью до 1220 м [66].

Ортогональная конвергенция плиты Изанаги относительно Евразии в апте сменилась на трансформную. На континенте это событие вызвало активизацию серии сдвигов, что связано, видимо, со вторым эпизодом среднеяньшанской орогении. Активизировалась вулканическая деятельность как на западе Тихого океана, так и на континентальной окраине.

Верхняя часть разреза УОБ выполнена раннемеловыми вулканитами Преддзугджурского вулканического ареала, а разрез ТООБ нарастался позднемеловыми вулканитами Селитканского вулканического ареала.

4. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УДСКОГО И ТОРОМСКОГО ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В разделе «Геофизическая изученность» первой главы было показано, что изученность исследуемого региона (рис. 4, а, б) невысокая и уступает по этому показателю многим регионам Дальнего Востока. «Тяжелая» геофизика представлена в южной части исследуемой территории небольшим фрагментом (рис. 4.1, б.) сейсмического профиля Абакан-Тында-Татарский пролив, выполненного методом многоволнового сейсмического зондирования более 30 лет назад [2]. Следует еще упомянуть работу [51], в которой с использованием данных по аномальным магнитному и гравитационному полям предложен меридиональный интерпретационный геолого-геофизический профиль, проходящий примерно в 100 км западнее на территории Верхнезейского осадочного бассейна.

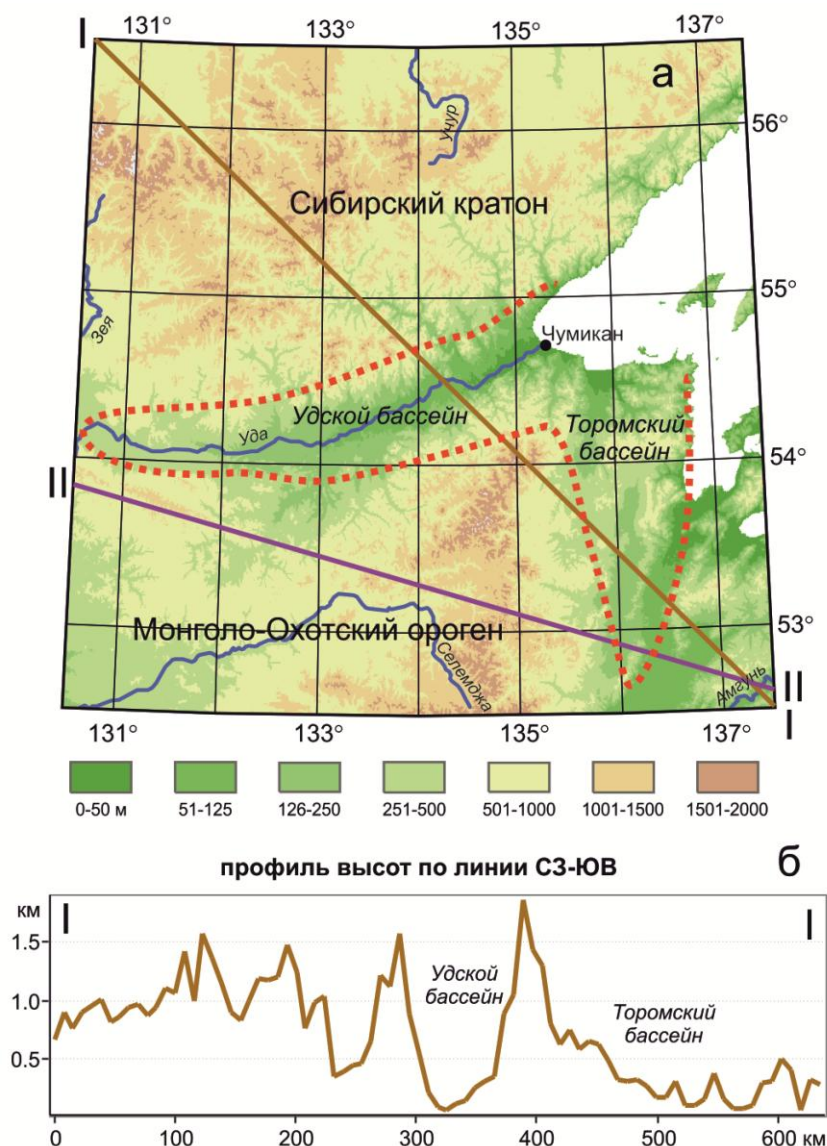


Рис. 4.1, а, б. Карта рельефа (а) и профиль высот СЗ-ЮВ простираения (б) изучаемой территории. Красной штриховой линией обозначено положение Удского и Торомского бассейнов, коричневой сплошной (I–I) – положение профиля высот, фиолетовой сплошной (II–II) – положение части сейсмического профиля г. Тында–мыс Невельского [5]

Невысокая геофизическая изученность предопределила то, что нами использован минимальный набор геофизических материалов для характеристики и выявления особенностей глубинного строения Удского и Торомского осадочных бассейнов и прилегающей к ним территории. Нами использованы: 1) опубликованные материалы о глубинном строении земной коры как вдоль полосы сейсмического профиля, упомянутого выше [5; 17; 26; 27], так и всего юга Дальнего Востока России [11; 15; 78]; 2) цифровые карты потенциальных геофизических полей и сделанные на их основе карты трансформаций. Цифровые массивы данных по аномальному магнитному полю (модель нормального поля ВСЕГЕИ-1965) и гравитационному полю в редукции Буге для континентальной части Дальнего Востока России были подготовлены сотрудниками ВСЕГЕИ по заказу ИТиГ ДВО РАН.

Фактические данные и методика расчета глубин Мохо, подошвы и кровли магнитоактивного слоя

На рис. 4.2, *a* представлена карта гравитационного поля в редукции Буге (исходный масштаб 1:1 000 000), на которой видно, что на рассматриваемой территории оно значительно дифференцировано по значениям и представлено серией крупных (тысячи км²) изометричных или слабовытянутых положительных и отрицательных аномалий. График плотности распределения значений поля силы тяжести при минимальном значении -112.6 , максимальном $+26.7$, и среднем значении -43.6 мГал не одномодальный и имеет 4 локальных максимума (в районе 0, -22 , -48 и -82 мГал; рис. 4.2, *б*). Положительные значения поля с величинами до 20 мГал характерны для акватории Охотского моря, отрицательные – с величинами поля менее -100 мГал наблюдаются для отрогов Станового хребта на севере и Буреинского на юге (см. рис. 4.2, *a*), что связано, вероятно, с многочисленными гранитоидными интрузиями. Над Удским и Торомским осадочными бассейнами поле имеет достаточно спокойный характер со значениями от -20 до $+6$ мГал.

Для дальнейшей работы и выделения аномалий, связанных непосредственно с прогибами были рассчитаны локальные аномалии поля силы тяжести (остаточные аномалии на высоте 5 км; рис. 4.3). На них отчетливо выделяются осадочные прогибы Удского бассейна, расположенные на краевых блоках Сибирской платформы, тогда как Торомский прогиб, расположенный на осадочных образованиях палеозоя Монголо-Охотской в поле

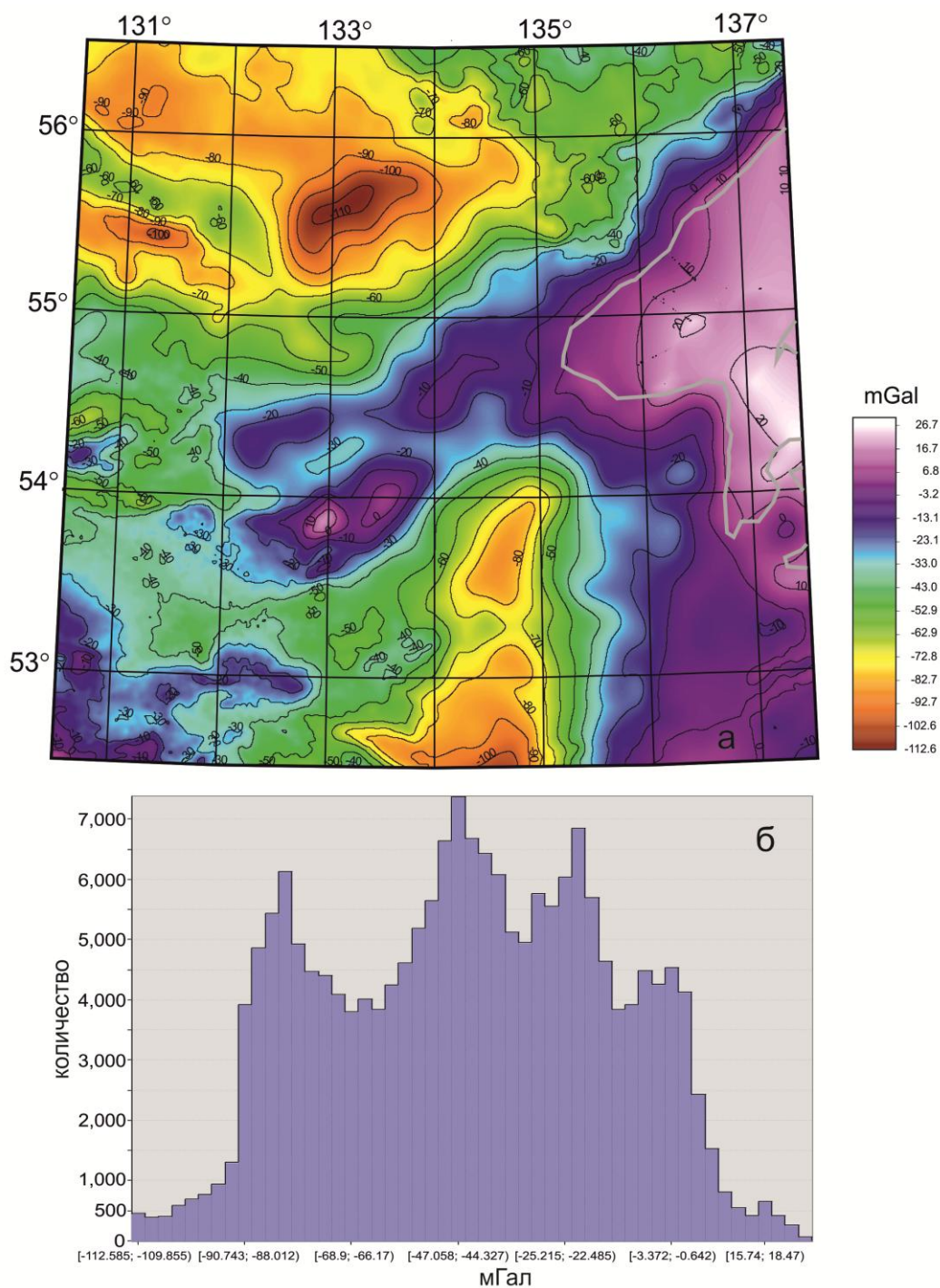


Рис. 4.2. Карта гравитационного поля в редукции Буге изучаемой территории (а) и плотность распределения его значений (б)

силы тяжести не выделяется по причине практически одинаковой плотности палеозойских и юрско-меловых пород.

На рис. 4.4, а представлена карта аномального магнитного поля (исходный масштаб 1:1 000 000), на которой видно, что оно на рассматриваемой территории дифференцировано как по интенсивности магнитных ано-

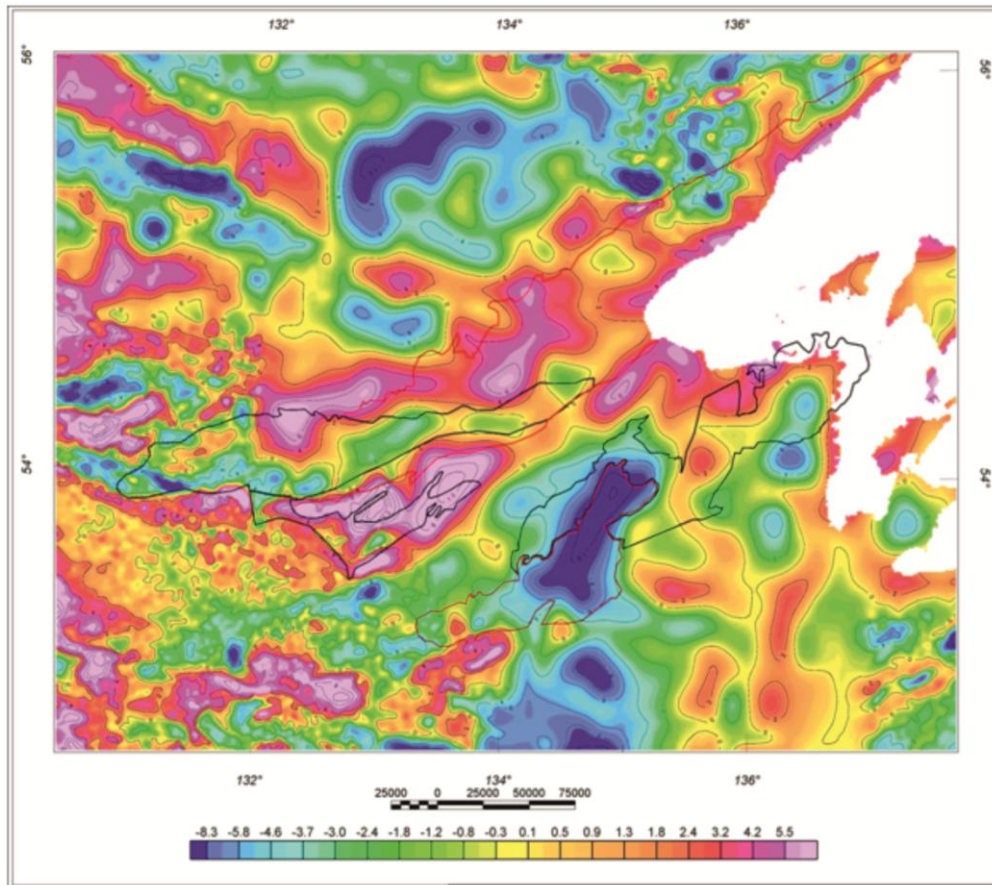


Рис. 4.3. Карта локальных аномалий гравитационного поля района Удского и Торжского осадочных бассейнов

малий, так и по его структурным особенностям. График плотности распределения значений аномального магнитного поля (рис. 4.4, б) при максимальном значении $+1807$, минимальном -753 и среднем 120 нТл – одно-модальный, с максимумом, равным 79 нТл, и кардинально отличается от такового для поля силы тяжести (рис. 4.2, б). Амплитуда аномалий в большинстве случаев укладывается в интервал до тысячи нТл, в отдельных случаях и больше (массивы гипербазитов). Структура магнитного поля в целом определяется двумя факторами – наличием в разрезе земной коры интрузий базит-гипербазитового состава и степенью насыщенности верхней части земной коры магматическими телами мезо-кайнозойского возраста. Поле характеризуется как крупными изометричными по форме относительно однородными областями, так и линейными зонами. Над последними наблюдаются локальные магнитные аномалии высокой интенсивности, связанные с магматическими телами, что в целом повышает здесь величину и дифференцированность магнитного поля. Обширные

участки пониженного и слабодифференцированного поля на юге рассматриваемой территории отвечают террейнам Сихотэ-Алиньского и Монголо-Охотского поясов, кайнозойским осадочным бассейнам. Более дифференцировано магнитное поле над древними кристаллическими блоками, где наблюдаются крупные положительные аномалии, связанные с интрузиями и вулканогенными постройками. Над Удским осадочным бассейном магнитное поле имеет «ячеистый» характер с вытянутыми вдоль простирания бассейна положительными аномалиями до 400–600 нТл, тогда как Торомский бассейн ничем не отличается от окружающих структур Монголоохотии и Сихотэ-Алиня (рис. 4.4, *а*). Для идентификации прогибов в магнитном поле нами был рассчитан дополнительный параметр – аналитический сигнал (рис. 4.5), определяемый как квадратный корень из суммы квадра-

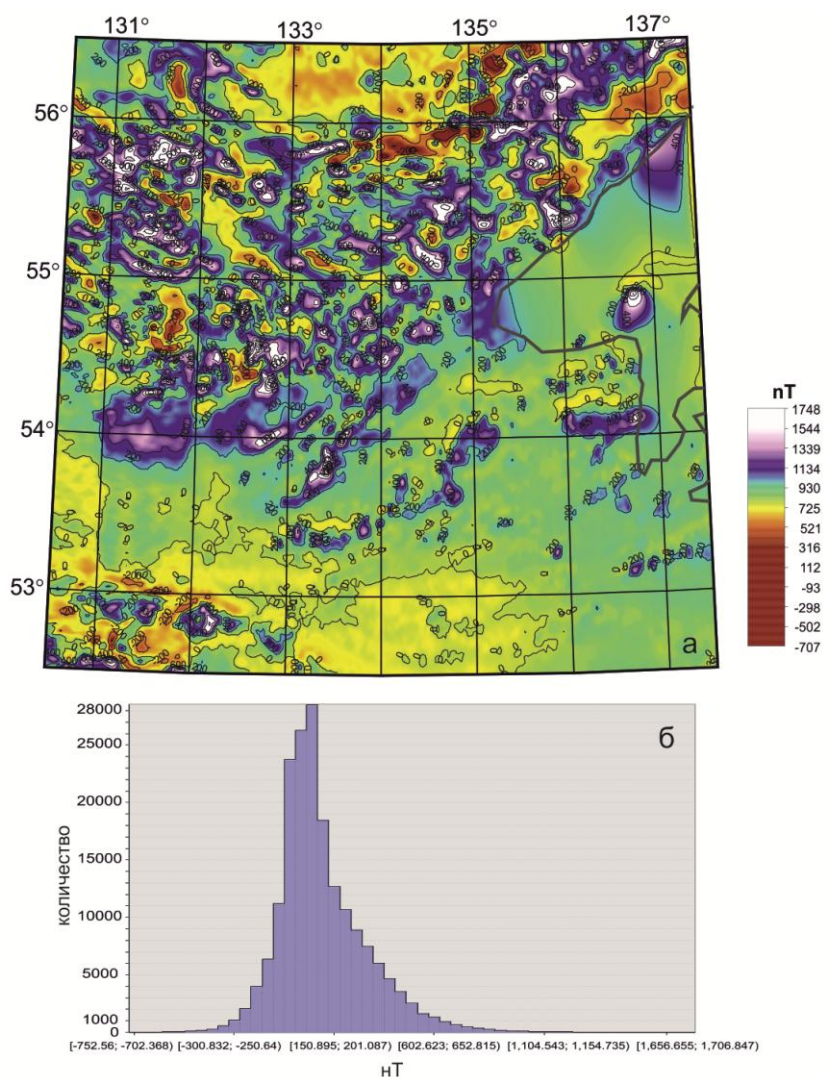


Рис. 4.4. Карта аномального магнитного поля изучаемой территории (*а*) и плотность распределения его значений (*б*)

тов производных по трем координатным осям. Данный параметр чувствителен к изменению дифференцированности поля. Очевидно, что по степени дифференцированности магнитного поля отличаются территория юга Сибирской платформы, с одной стороны, и менее магнитные породы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых систем, с другой. На этом фоне совершенно отчетливо выделяются понижения данного параметра, связанные с Удским прогибом и Боконской впадиной (рис. 4.5), Торомский прогиб подобным образом не «картируется», так как выполняющие его породы столь же немагнитны, как и породы осадочного палеозоя. Более того, для большей части территории Торомского прогиба отмечается повышение значений магнитного поля и появление локальных положительных аномалий, что, вероятно, свидетельствует о высокой насыщенности осадочного разреза позднемеловыми магматическими телами, имеющими повышенную магнитную восприимчивость. По этому параметру также отчетливо выделяется и Селитканский вулканогенный прогиб, где выполняющие его андезиты имеют высокую начальную магнитную восприимчивость от 5 до 15×10^{-3} ед. СИ [82].

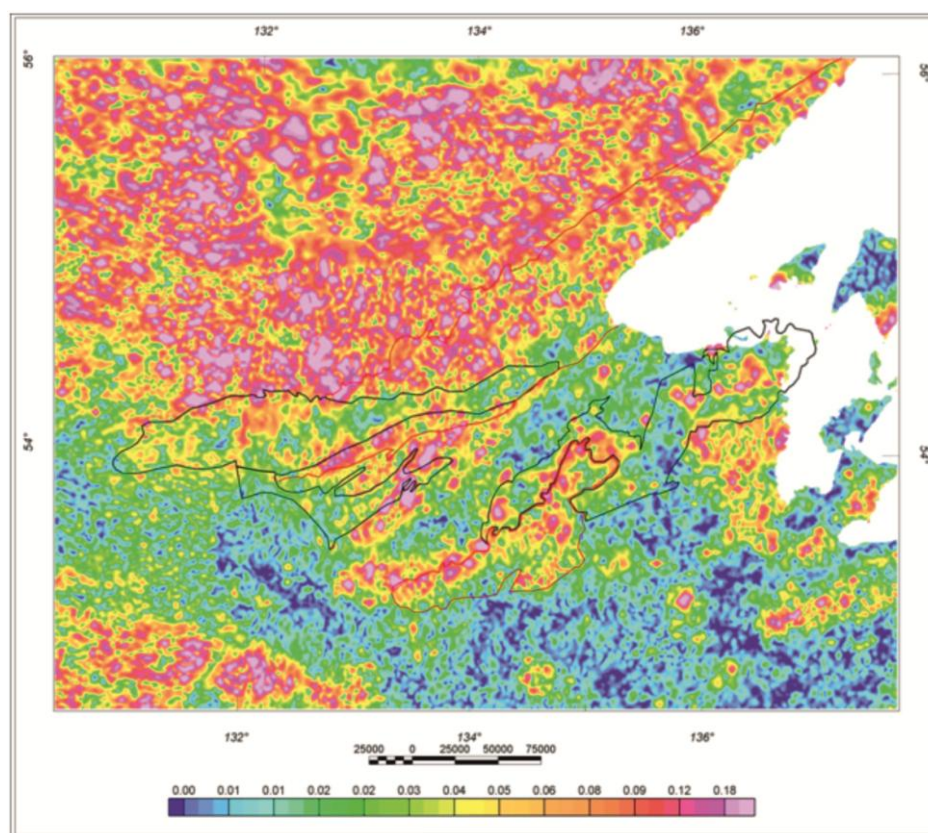


Рис. 4.5. Карта аналитического сигнала магнитного поля в районе Удского и Торомского осадочных бассейнов

Для получения информации о глубинном строении исследуемой территории на основе спектрального анализа гравитационного и магнитного полей были рассчитаны следующие параметры: глубины поверхности Мохо (поле силы тяжести) и глубины подошвы и кровли магнитоактивного слоя (магнитное поле). Для этого цифровой электронный массив данных аномального магнитного поля региона разбивался на отдельные листы (окна) размером 100×100 км, которые представлялись в виде сетки (грида) с размером ячейки 1 км. Опытным путем было установлено, что меньший размер «окна» не целесообразен, так как есть опасность «потерять» длинноволновую составляющую. Последующие действия для каждого квадрата 100×100 км выполнялись отдельно и включали в себя следующие операции:

1) выполнялась редукция аномального магнитного поля к полюсу для расчета спектральных характеристик вертикально намагниченных призм (аналог расчета эффективной намагниченности);

2) расчет среднего кругового энергетического спектра для каждого листа выполнялся на основе реализации быстрого преобразования Фурье [92];

3) вычисление спектров для оценки глубин центра и кровли магнитного тела, согласно [99; 100], проводилось по формулам:

$$\ln \left[\frac{P^{1/2}}{|S|} \right] = \ln A - 2\pi |S| Z_0 \quad \text{и} \quad \ln P^{1/2} = \ln B - 2\pi |S| Z_t,$$

где Z_0 , Z_t – центр и верхняя кромка тела соответственно; P – спектр; S – циклическая частота; A и B – постоянные, зависящие от намагниченности;

4) поскольку P и S известны по ранее вычисленному спектру, рассчитываются Z_0 и Z_t , а затем и глубина подошвы магнитного тела – $Z_b = 2Z_0 - Z_t$.

Рассчитанная глубина подошвы магнитного тела проецировалась на географический центр каждого квадрата. В программной среде ArcGis 10.4 строились карты изолиний глубин подошвы и кровли магнитоактивного слоя.

По такой же примерно схеме велся расчет глубины до поверхности Мохо, за исключением, естественно, первой операции – редукции к полюсу для гравитационного поля не требуется. Вторым и весьма существенным отличием являлся размер окна, в котором велся расчет гравиметрической трансформанты, – он составлял 300×300 км при шаге скольжения окна 100 км.

Глубинная структура земной коры и литосферы исследуемой территории

Анализ глубинной структуры начнем с самой нижней плотностной границы – мощности литосферы, которая представлена на рис. 4.6 и заимствована нами из работ [15; 78]. На карте отчетливо видно, что и Удский, и Торомский осадочные бассейны расположены в блоке с уменьшенной до 80–90 км мощностью литосферы. Этот блок узкой полосой протягивается с запада на восток, расширяясь в области рассматриваемых бассейнов до 600 км. Мощность литосферы юго-восточного края Сибирской платформы на севере рассматриваемой территории составляет 140–160 км. Примерно такая же мощность литосферы устанавливается и для блоков Сихотэ-Алиньского и Монголо-Охотского орогенных поясов (120–160 км), расположенных на юге в пределах Амурской литосферной плиты. Литосферный

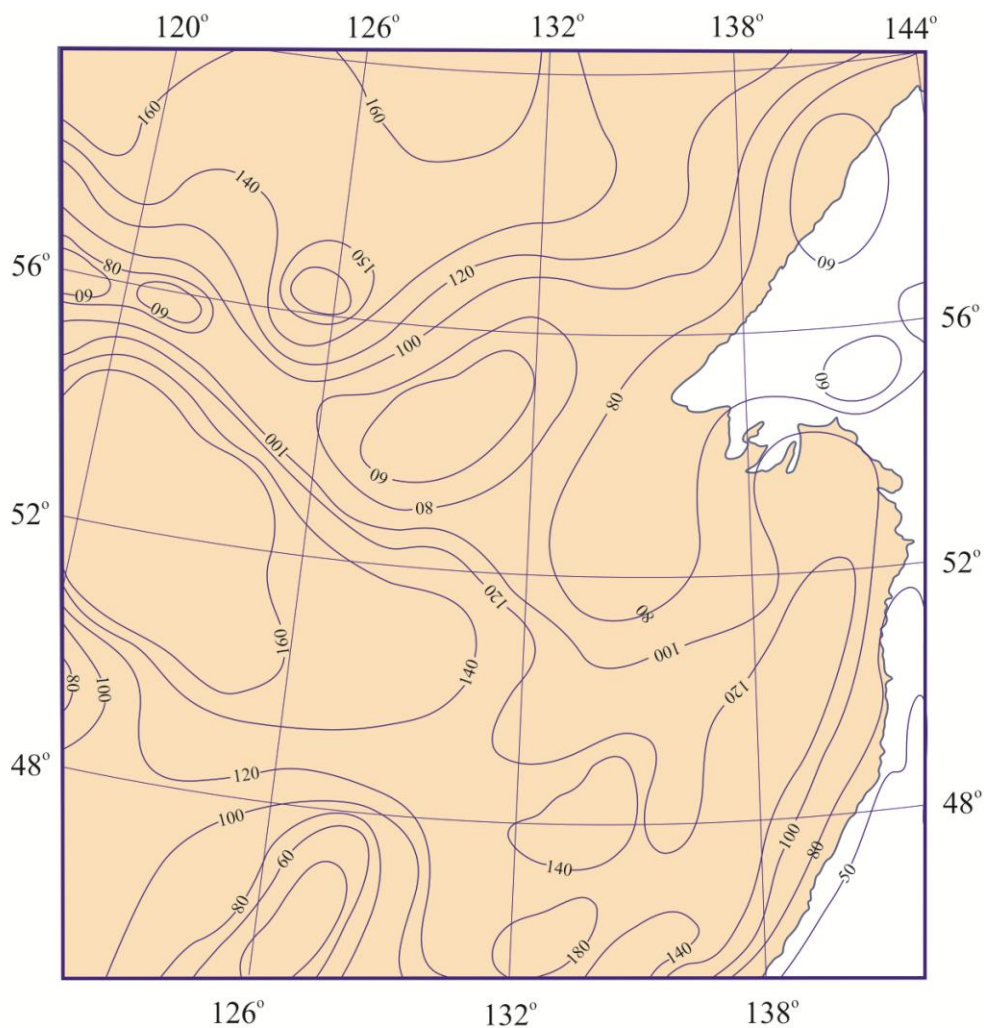


Рис. 4.6. Мощность литосферы (км) в зоне сочленения Сибирского кратона и Монголо-Охотского, Сихотэ-Алиньского орогенных поясов [78]

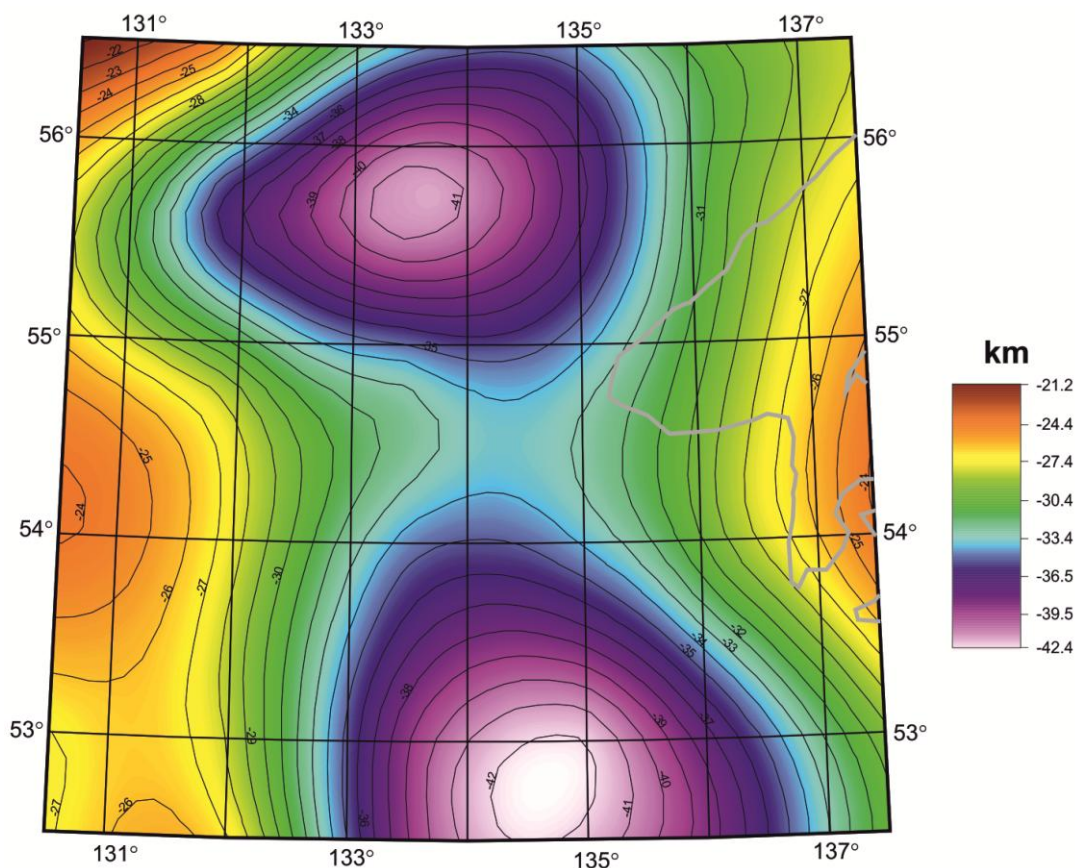


Рис. 4.7. Рассчитанная глубина (км) до поверхности Мохо изучаемой территории

блок уменьшенной мощности на исследуемой территории совпадает с границей Евразийской, расположенной на севере, и Амурской, расположенной на юге, литосферных плит.

Следующая плотностная глубинная граница представлена поверхностью Мохо (мощность земной коры) на рис. 4.7. Максимальные глубины (41–42 км) поверхность Мохо имеет в двух практически симметрично расположенных по отношению к Удскому осадочному бассейну блоках: на юго-восточном краю Сибирской платформы на севере и Буреинском хребте на юге. Полоса минимальных глубин от 32 до 25 км географически совпадает с положением Удского осадочного бассейна, тогда как Торомский бассейн находится на «склоне» поверхности Мохо с перепадом глубин от 30 до 40 км (рис. 4.7).

Две следующие расчетные границы соотносятся с магнитными свойствами пород, выполняющих земную кору региона. Первая – подошва магнитоактивного слоя отождествляется нами с изотермой 578° С (температура точки Кюри магнетита). Карта поверхности изотермы Кюри имеет

сложный характер с размахом глубин от 16 до 26 км (рис. 4.8). Зона минимальных глубин географически совпадает с восточной частью Удского осадочного бассейна, его западная часть располагается в зоне максимальных глубин подошвы магнитоактивного слоя. Торомский бассейн располагается также над зоной неглубокого залегания подошвы магнитоактивного слоя. Это свидетельствует, полагаем, об относительно повышенном тепловом потоке под этими структурами, в сравнении с Сибирской плитой на севере и Буреинским хребтом на юге.

В одном месте Удского осадочного бассейна измерен тепловой поток [11], который равен 80 мВт/м^2 , а точка измерения географически совпадает с местом залегания самой глубокой подошвы магнитоактивного слоя – 26 км, глубина поверхности Мохо здесь составляет 27 км. Расчетный геотермический градиент без учета радиогенной компоненты здесь составляет около $22^\circ/\text{км}$.

Следующая «магнитная» граница соответствует кровле магнитоактивного слоя, карта которого в виде изолиний представлена на рис. 4.9. Глубина кровли варьируется от 1.6 до 3.7 км. В целом, положение Удского

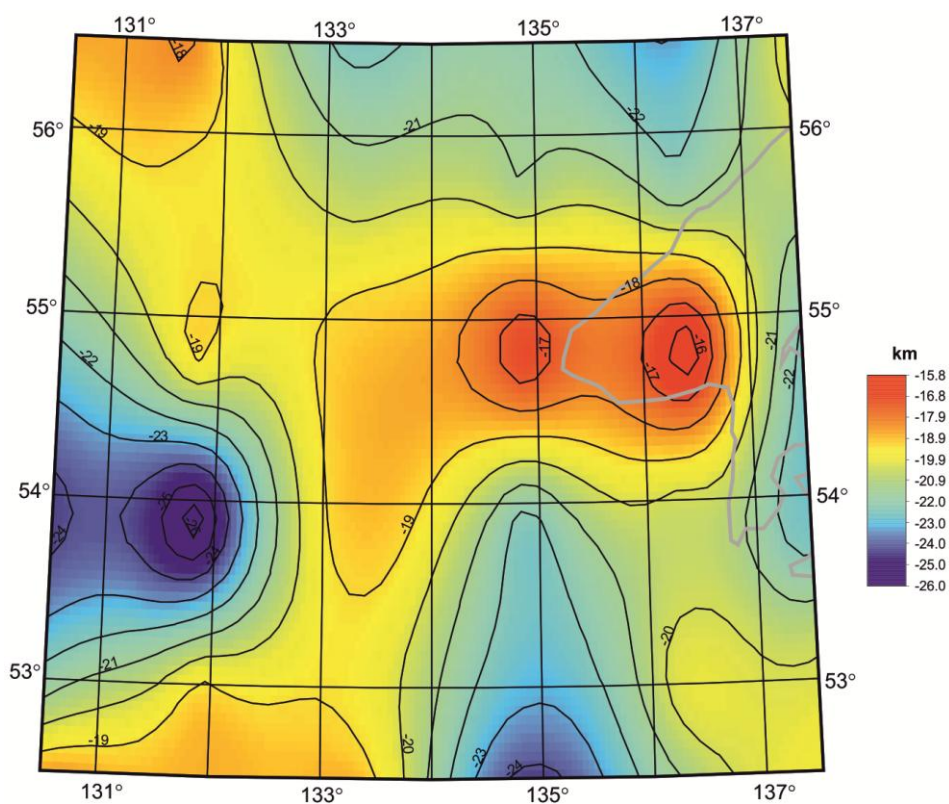


Рис. 4.8. Рассчитанная глубина (км) до подошвы магнитоактивного слоя изучаемой территории

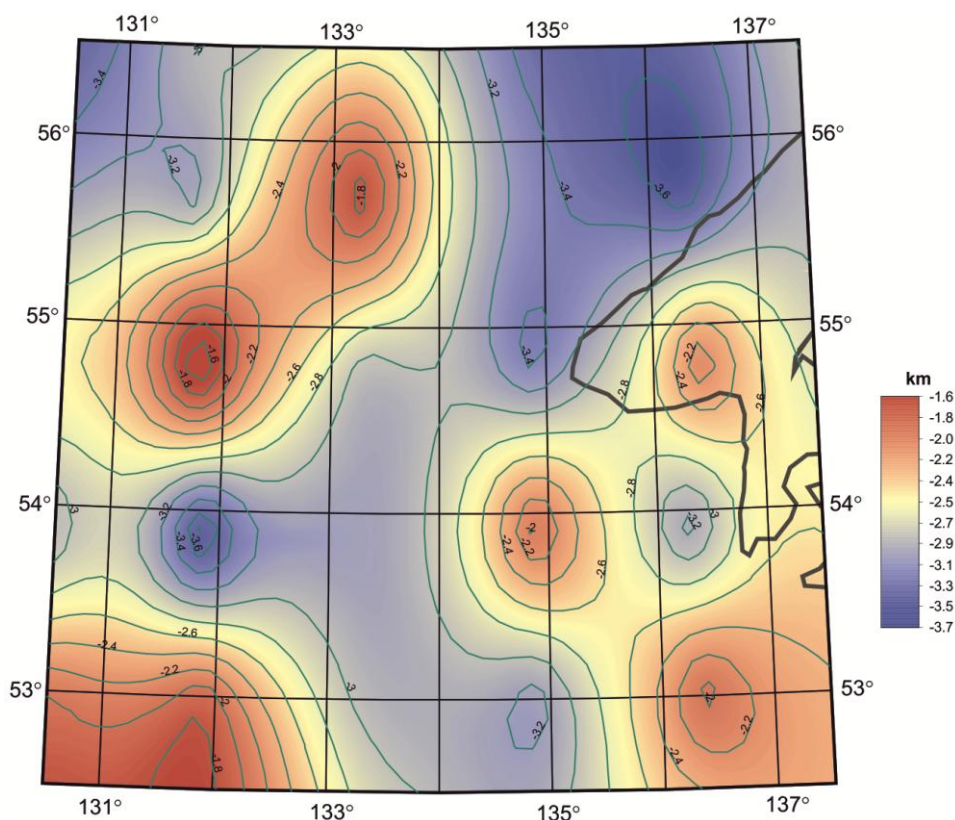


Рис. 4.9. Рассчитанная глубина (км) до кровли магнитоактивного слоя изучаемой территории

осадочного бассейна коррелируется с большими глубинами кровли магнитоактивного слоя – в среднем более 3-х километров. Кровля магнитоактивного слоя в зоне Торомского осадочного бассейна располагается на меньших глубинах – 2.5–3.0 км.

Сопоставление с данными сейсмического зондирования и обсуждение результатов

Как указывалось выше, на изучаемой территории имеется пятисоткилометровый фрагмент сейсмического профиля Абакан-Тында-Татарский пролив, выполненного методом многоволнового сейсмического зондирования более 30 лет назад [2]. Интерпретации этого профиля посвящено значительное количество работ [5; 17; 26; 27; и др.]. Глубинные модели строения земной коры вдоль этого профиля (линия II–II на рис. 4.1) существенно различаются (см. рис. 4.10, а и 4.10, б).

На а и б (верхние части) линиями показаны: пунктирная черная – профиль аномального магнитного поля, сплошная черная – профиль поля силы тяжести в редукции Буге, коричневая сплошная – профиль высот,

сплошная зеленая – профиль глубины кровли магнитоактивного слоя, сплошная красная – профиль глубины подошвы магнитоактивного слоя, сплошная желтая – профиль глубины поверхности Мохо.

Первая модель впервые была опубликована в работе [27] и практически повторена в [26], согласно которой земная кора «Нимеленского мегаблока» имеет 4-слойное строение: нижняя, средняя, верхняя кора и мощный (до 20 км) осадочный слой, выполненный комплексами пассивных континентальных окраин и аккреционных призм (рис. 4.10, *а*). Глубина поверхности Мохо по всей длине фрагмента имеет примерно одинаковую глубину: 38–39 км в западной части фрагмента и 35–36 км в восточной.

Вторая модель была опубликована в работе [5], согласно которой глубина поверхности Мохо составляет от 37 до 42 км (рис. 4.10, *б*), причем, профиль глубин в центре несколько ниже, чем в краевых частях. Более отчетливо грабенообразный характер глубинного строения проявлен на профиле верхней границы «нижнекорового базального слоя кристаллической земной коры».

Согласно же нашим данным, глубина поверхности Мохо по фрагменту профиля имеет грабенообразный вид: в центре ее глубина немногим более 40 км, на западном фланге – 25 км, на восточном – 31 км (рис. 4.10), что лучше согласуется с моделью [5]. Максимальная рассчитанная глубина Мохо совпадает с минимальным значением наблюдаемого гравитационного поля. Профиль глубин подошвы магнитоактивного слоя имеет волнообразный характер и качественно повторяет профиль границ средняя-верхняя кора и верхняя кора-осадочный слой по [26], располагаясь между ними на уровне 20–24 км (рис. 4.10, *а*). Профиль глубин кровли магнитоактивного слоя представляет практически прямую линию на 2–3 км (рис. 4.10, *б*), местами совпадая с поверхностью кристаллического фундамента по [27].

Анализ глубинных границ в земной коре на исследованной территории показал, что осадочные бассейны занимают совершенно определенное положение, располагаясь на относительном поднятии подошвы земной коры субширотной ориентировки, которое с севера и юга сопряжено со значительными прогибами. Если в понижениях мощность земной коры имеет значения до 40–42 км, то в поднятии она снижается до 29–30 км.

Результаты моделирования поля силы тяжести по сейсмическому профилю [78] показывают, что плотность литосферной мантии повышена

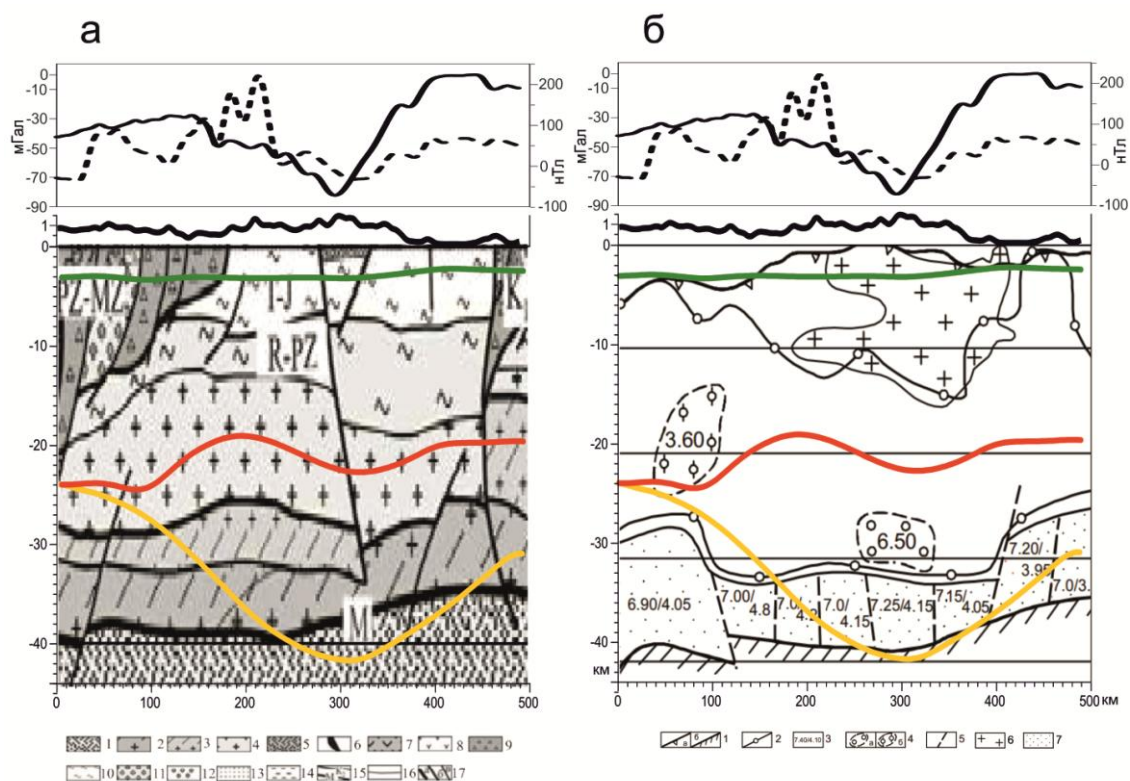


Рис. 4.10. Сопоставление глубинных границ в земной коре изучаемой территории, полученных при интерпретации сейсмического профиля Рубцовск-мыс Невельского [5; 26] и потенциальных геофизических полей (настоящая работа)

а (нижняя часть) – фрагмент профиля (рис. 14) из работы [26; 27]

1-14 – структурно-вещественные подразделения земной коры и верхней мантии: 1 – литосферная мантия, 2 – нижняя кора, 3 – средняя кора, 4 – верхняя кора (гранито-гнейсовый слой), 5 – рифты, 6 – офиолиты, 7-9 – вулканогенно-осадочные комплексы древних островных дуг (7), активных континентальных окраин (8), аккреционных призм (9), 10 – комплексы пассивных континентальных окраин, 11 – гранитоиды коллизионных орогенов, 12 – моласса краевых прогибов, 13, 14 – осадки платформенного чехла, в том числе угленосные (14); 15 – регионально прослеживаемые геофизические границы (F_0 – подошва платформенного чехла, K_1 – подошва верхней коры, K_2 – подошва средней коры, M – граница Мохоровичича, L – подошва литосферы); 16 – границы слоев земной коры; 17 – разрывные нарушения (*а* – границы складчатых областей, *б* – границы структурных зон, *в* – второстепенные границы)

б (нижняя часть) – фрагмент профиля (рис. 2) из работы [5]

1 – опорные сейсмические границы: *а* – поверхность кристаллического фундамента (Φ), *б* – граница Мохоровичича (M); 2 – изолинии скорости сдвиговых (поперечных) волн, км/с; 3 – средние значения пластовой скорости продольных ($V_p^{пл}$) и поперечных ($V_s^{пл}$) сейсмических волн в базальном слое КЗК и в верхней мантии, км/с: числитель – $V_p^{пл}$, знаменатель – $V_s^{пл}$; 4 – зоны пониженной скорости (волноводы) $V_s^{пл}$ (*а*) и $V_p^{пл}$ (*б*) в латеральном измерении (цифра – среднее значение скорости, км/с); 5 – условные скоростные контакты в нижней коре; 6 – примерное положение области разуплотнения верхней КЗК, отвечающей Баджал-Ям-Алиньскому гравитационному минимуму (по А.А. Духовскому и Н.А. Артамоновой) (в печати); 7 – нижнекоревой базальный слой КЗК

под Боконской впадиной (более 3.35 г/см^3) и за пределами площади далее на запад достигает максимального значения 3.39 г/см^3 под Верхнезейской впадиной. В восточном направлении под Баладекским выступом, в пределах которого расположен Удский прогиб, она уменьшается до 3.24 г/см^3 и затем вновь слабо повышается под структурами Монголо-Охотской складчатой системы в среднем до 3.30 г/см^3 . Наличие только одного профиля не позволяет подробно отследить изменения, но можно сделать вывод, что высокоплотностная область в литосферной мантии характерна для полосы рифтогенных впадин юга Сибирской платформы. Слабое же повышение плотности для Монголо-Охотской системы характерно на всем ее протяжении и в данном случае не является чем-то аномальным.

Плотность консолидированной земной коры по данным моделирования гравитационного поля [78] оказывается пониженной в пределах Монголо-Охотской складчатой системы под Торомским осадочным бассейном. В поле силы тяжести эта площадь отвечает северному замыканию крупнейшего на юге Дальнего Востока Баджал-Ям-Алинского гравитационного минимума. Разуплотнение здесь является следствием проявления интенсивных процессов магматизма в позднем мелу и высокой насыщенности земной коры гранитоидными интрузиями этого возраста. Плотность коры в рассматриваемом регионе достаточно стабильна, лежит в интервале $2.87\text{--}2.92 \text{ г/см}^3$ и повышается незначительно в пределах Баладекского выступа.

Верхняя часть земной коры в рассматриваемых бассейнах характеризуется различными особенностями проявления в физических полях. Это связано с различием физических свойств пород их выполняющих (вулканы, осадки, имеющие возраст от ранней юры до позднего мела), с одной стороны, и, с другой стороны, различными физическими свойствами пород основания, на которых развиты прогибы. Не вдаваясь в детальную петрофизическую характеристику пород прогибов, отметим их основные особенности. Средневзвешенную плотность осадков Торомского прогиба можно оценить в 2.65 г/см^3 , Удского – чуть менее, осадки Боконской свиты имеют плотность 2.58 г/см^3 . Андезиты и их туфы в обоих вулканических прогибах имеют среднюю плотность 2.64 г/см^3 . Все осадочные образования немагнитны и имеют начальную магнитную восприимчивость не более первых десятков 10^{-5} ед. СИ, начальная магнитная восприимчивость андезитов меняется в широких пределах, но, как правило, не опускается ниже 5×10^{-3} ед. СИ.

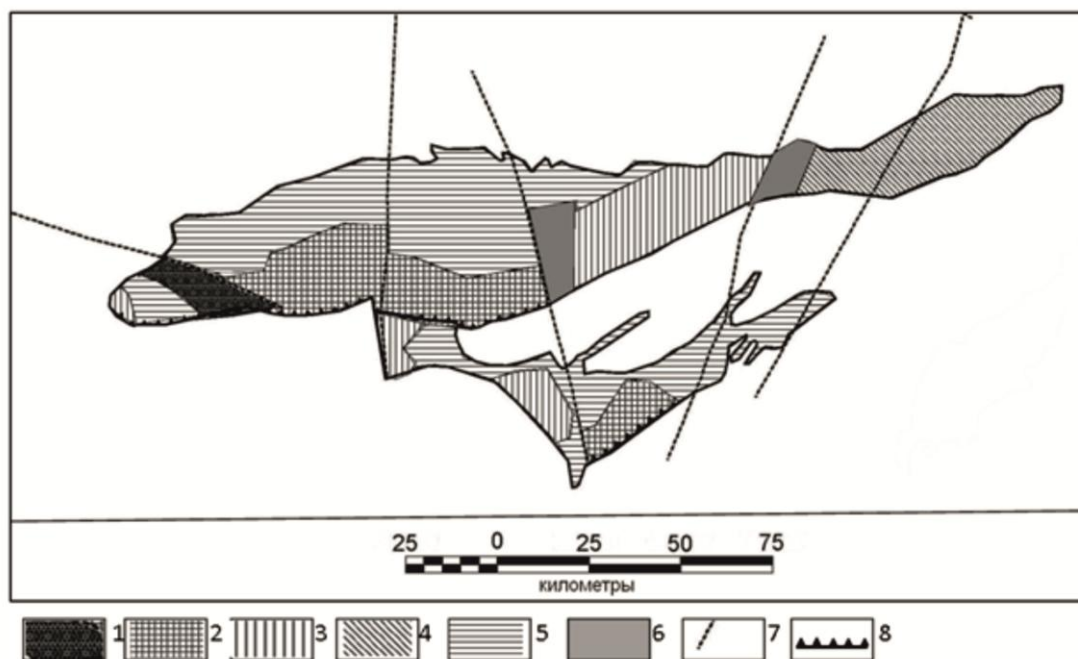


Рис. 4.11. Структурная схема Удского прогиба и Боконской впадины по геофизическим данным:

1 – наиболее погруженные участки с мощностью чехла 1000 и более метров; 2 – погруженные участки с мощностью чехла 600–800 м; 3 – умеренно погруженные участки с мощностью чехла 400–600 м; 4 – слабо погруженные участки с мощностью чехла 200–300 м; 5 – приповерхностные участки с мощностью чехла до 200 м; 6 – поперечные блоки поднятого фундамента; 7 – разломы, определяющие морфологические особенности прогибов; 8 – крутые борта впадин со сбросом в сотни метров

Имеющиеся геофизические данные позволяют более детально охарактеризовать и особенности строения ряда прогибов Удского бассейна. В силу значительного контраста физических свойств наиболее отчетливо проявляется в геофизических полях Боконская впадина. Приведенная на рис. 4.11 схема локальных гравитационных аномалий в определенной мере характеризует даже особенности внутреннего строения впадины – наиболее поднятые и погруженные ее части, а также дает представление о характере погружения; выявляются как сбросы с амплитудой в сотни метров, так и участки пологого погружения.

Наибольшая мощность осадочного чехла наблюдается на западном окончании впадины, где фиксируется узкое вытянутое в юго-восточном направлении погружение шириной до 10 км. Оно развито вдоль разлома и имеет секущее направление по отношению к общему субширотному простиранию впадины, «утыкаясь» в ее южный борт. Далее на восток на про-

тяжении около 90 км продолжается наиболее опущенный блок фундамента впадины, но уже несколько меньшей амплитуды. При этом впадина имеет асимметричное строение – крутой южный борт и более пологий северный. Строение впадины дополнительно осложняется поперечными разломами. Общую глубину осадочного чехла здесь можно оценить до 1.0–1.3 км, хотя это зависит от принятой модели. При наличии вдоль южного борта Боконской впадины юрских осадков, глубина до фундамента может быть и больше. Далее на восток наблюдается узкий выступ фундамента вдоль меридионального разлома, затем имеет место вновь погруженный блок, но уже с меньшей мощностью осадков. При этом исчезает асимметрия в строении впадины, борта становятся относительно логими. Мощность осадков здесь можно оценить в 500–700 м. Этот блок протягивается примерно на 60–70 км на восток. Далее можно предположить вновь небольшое поднятие фундамента секущей субмеридиональной ориентировки шириной до 15–18 км и затем вновь наблюдается незначительное погружение, но уже на меньшую глубину, чем в предыдущем блоке. Мощность осадков здесь можно оценить в первые сотни метров. Таким образом, с запада на восток имеет место ступенчатое уменьшение мощности осадочного чехла через систему поперечных разломов. Также надо отметить, что исходя из геофизических данных, скорей всего, осадочные образования Боконской впадины продолжаются далее на восток за ее контур, определенный геологическими методами. Это подтверждается как локальными аномалиями поля силы тяжести, так и особенностями магнитного поля.

Удский прогиб также достаточно отчетливо выделяется по геофизическим данным: понижением в поле силы тяжести и уменьшением изрезанности магнитного поля. Положение и форма прогиба в значительной степени определяются разломной тектоникой. Имеющиеся данные дают возможность в первом приближении наметить общие особенности его глубинного строения. В пределах Удского прогиба наблюдаются три локальных погружения северо-восточной и субмеридиональной ориентировок (рис. 4.11). Они примыкают к крупным разломам и, видимо, определяются ими. Размеры наиболее погруженных блоков невелики, но мощность осадочного чехла, особенно в восточном блоке, может быть значительна. Центральный погруженный блок имеет, видимо, меньшую мощность чехла и более пологие борта. Третье погружение выделяется

на самом северо-востоке прогиба, на него налегают уже осадки Боконской впадины. Это небольшое погружение отчетливо вытянуто вдоль меридионального разлома.

Совершенно иная ситуация с точки зрения проявленности прогибов в геофизических полях наблюдается для Торомского осадочного бассейна. Близость плотностных характеристик осадочных образований Торомского прогиба и палеозойских осадков основания исключает возможность выделения каких-либо аномалий, связанных с погруженными блоками прогиба на существующей миллионной гравиметрической карте. Определяющим фактором морфологии поля силы тяжести на данной площади являются разноглубинные магматические образования позднего мела, на фоне которых возможные аномалии от собственно осадочных образований прогиба практически не выявляются. На рис. 4.12 представлена схема основных элементов интерпретации геофизических полей территории. Еще раз подчеркнем, что они

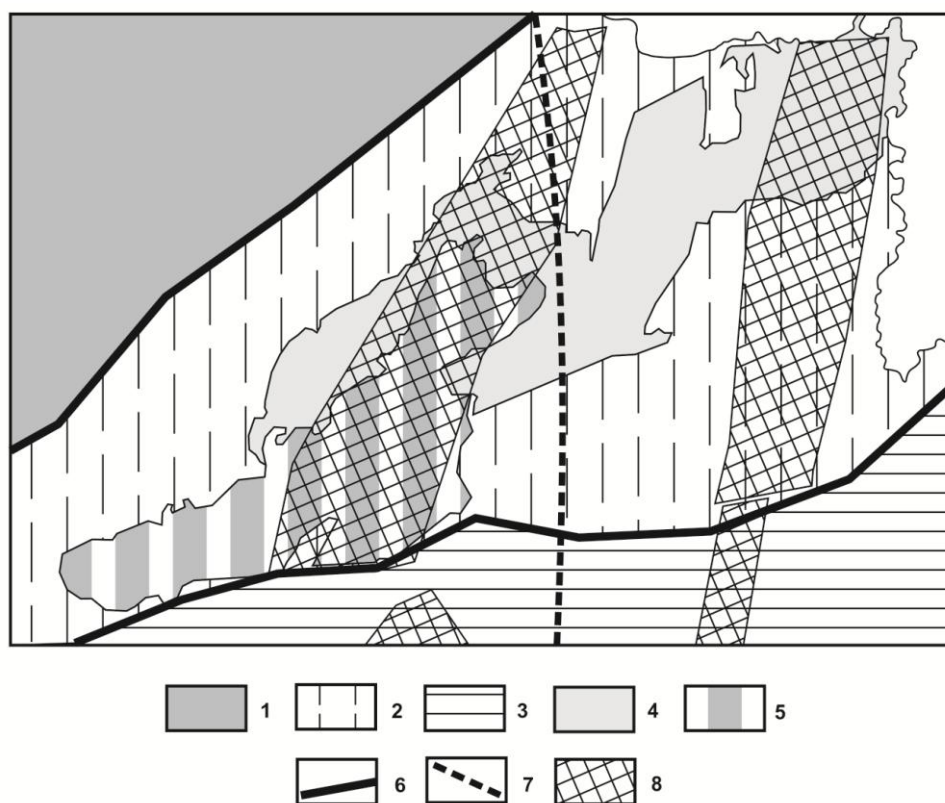


Рис. 4.12. Схема интерпретации геофизических полей в районе Торомского бассейна:

1 – Сибирская платформа; 2 – палеозойские образования Монголо-Охотского пояса; 3 – мезозойские образования Монголо-Охотского пояса; 4 – Торомский осадочный прогиб; 5 – Селитканский вулканогенный прогиб; 6 – глубинные разломы; 7 – осевая часть Пограничной гравитационной ступени; 8 – зоны интенсивного проявления поздне мелового магматизма

обусловлены геологическими процессами, происходившими после формирования прогибов.

Осадочный бассейн расположен в блоке между двумя глубинными разломами субширотной ориентировки – Улигданский – на севере, Тугурский – на юге. Центральная часть прогиба расположена над одним из наиболее крупных элементов гравитационного поля юга Дальнего Востока – Пограничной гравитационной ступенью [15]. Ступень имеет здесь меридиональную ориентировку и фиксирует сквозькоровый глубинный разлом, который находит также отражение на уровне границы Мохоровичича в виде уступа амплитудой до 8 км. На площади также проявлены две зоны развития позднемеловых интрузий, имеющие северо-восточную ориентировку (рис. 4.12). В западной зоне осадочные образования практически отсутствуют и перекрыты вулканогенными породами, в восточной части интрузии только частично выходят на поверхность и в значительной степени скрыты под осадками прогиба.

Селитканский вулканический прогиб отчетливо выделяется в магнитном поле серией магнитных аномалий, связанных как с андезитами, так и с многочисленными позднемеловыми интрузиями их прорывающими (рис. 4.12). В поле силы тяжести его северо-восточная часть совпадает с интенсивной отрицательной аномалией, но эта аномалия связана с серией интрузивных тел, распространяющихся на большую глубину. Судя по магнитным аномалиям, наибольшая мощность вулканитов характерна для северной части прогиба и наблюдается вдоль его северного борта.

5. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для настоящих исследований было намечено 3 блока работ:

1. Анализ, обработка и упорядочение имеющейся петрофизической информации.
2. Определение петрофизических характеристик основных комплексов пород;
3. Унифицирование разнородного материала для построения и интерпретации специализированных петромагнитной и петроплотностной карт.

Обработка петрофизической информации

Данные о плотности (σ) и магнитной восприимчивости (κ) магматогенных образований региона получены из фондовых баз данных измерений значений σ и κ , уточнены по материалам справочника [82].

Вся систематизация результатов определения плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород выполнялась исходя из принципов, разработанных коллективом сотрудников ВСЕГЕИ [21–23]. Используемые при обобщении результаты рядовых измерений σ и κ систематизировались применительно к группам интрузивных пород общепринятой шкалы основности (граниты, гранодиориты, диориты, габбро и т.д.). При анализе физических параметров отдельных толщ, интрузивных тел или их естественных комагматических ассоциаций результаты определений физических свойств группировались по каждому геологическому телу, отображенному на карте соответствующего масштаба. По каждой из указанных статистических выборок (группа пород, интрузивный массив, интрузивный комплекс) определялось среднее значение рассматриваемого параметра.

Определение среднестатистических характеристик для отдельных разновидностей пород и интрузивных массивов выполнялось следующим образом. Средние значения плотности при малом количестве определений вычислялись среднеарифметическим способом. При достаточно представительной выборке (обычно более 20–30 замеров) определялась средне-взвешенная величина параметра по способу сумм [25].

Средние значения магнитной восприимчивости для разновидностей горных пород и интрузивных массивов вычислялись как среднеарифметические. При вычислении среднеарифметического привлекались материалы исследователей, которые ранее проводили анализ для интрузивных масси-

вов с представительным количеством образцов. При таких исследованиях строились вариационные кривые распределения плотности, по которым определялась мода – значение, для которого кривая вероятности достигает максимума значения параметра.

Для изучения характера распределения значений магнитной восприимчивости строились гистограммы. Интервалы группирования были постоянными и отвечали градам петроплотностных групп [21; 22]: 0–100; 100–300; 300–700; 700–1500; 1500–3000; 3000–7000 и более $7000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Методика составления петрофизических карт на формализованной основе

За последние 40–50 лет большое внимание уделяется вопросам изучения пространственных закономерностей изменения физических свойств горных пород, определяемых не на дискретной геолого-статистической, а на формализованной основе (Украина, Северо-Восток и Дальний Восток России).

Основная методическая особенность таких построений – проведение изолиний физических параметров (плотность и магнитная восприимчивость) по пространственному положению точек со средними значениями параметра в специально подбираемых элементарных ячейках площади. В Институте тектоники и геофизики коллективом лаборатории региональной геофизики и петрофизики с 1980 г. и по настоящее время [35; 36] проводятся работы по созданию петрофизических карт (плотность и магнитная восприимчивость) на формализованной основе разных масштабов.

Известно, что реальные геологические тела одного и того же породного комплекса могут располагаться в разных геологических обстановках, различаться набором представленных в них пород, степенью их изменения и, следовательно, интенсивностью проявления физических свойств. При определении средних значений σ и κ для геологических комплексов (свит, толщ) статистическую обработку исходной информации рекомендуется проводить в два этапа [70]. На первом из них формируются отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. Для каждой свиты (толщи, комплекса и т.д.) подсчитываются средние значения магнитной восприимчивости и плотности.

На втором этапе проводится стадия формализации карты. Полученные значения в зависимости от представительности (в процентах) каждого

типа геологических образований на площади каждой элементарной ячейки обеспечивали определение среднего (средневзвешенного) значения κ и σ для каждой ячейки по формуле:

$$\kappa_{\text{ср}} = \frac{\kappa_1 \cdot S_1 + \kappa_2 \cdot S_2 + \dots + \kappa_n \cdot S_n}{\sum_{i=1}^n S_i},$$

где $\kappa_1, \dots, \kappa_n$ – среднее значение магнитной восприимчивости пород свиты (толщи, комплекса); S_1, \dots, S_n – площадь выхода пород свиты (толщи, ячейки, комплекса) в пределах каждой ячейки; $\sum_{i=1}^n S_i$ – площадь элементарной ячейки, равная сумме площадей всех свит (толщ, комплексов).

Та же процедура проводится и при построении петроплотностной карты, только вместо $\kappa_{\text{ср}}$ рассчитывалась $\sigma_{\text{ср}}$.

При составлении петромагнитной и петроплотностной карт рассматриваемой площади были учтены более 20 000 рядовых определений магнитной восприимчивости и плотности всех типов горных пород в возрастном диапазоне от архея до кайнозоя. Расчеты проведены для 1435 элементарных ячеек. За элементарную ячейку был принят лист топографической карты масштаба 1:25 000. По средневзвешенным значениям плотности, отнесенным к центрам элементарных ячеек, были проведены изолинии сечением 0.05 мГл, для магнитной восприимчивости – изолинии сечением (20, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 700, 1000, 1500) · 10⁻⁵ СИ. Изолинии проводились посредством пакета Surfer. Полученный грид экспортировался в компьютерную технологию «КОСКАД 3D», где впоследствии проводилась дальнейшая обработка, в частности отфильтровывание экстремальных и восполнение отсутствующих значений. Далее полученные растровые изображения наносились на топооснову и готовились к печати в программе CorelDraw 14.

Результаты обработки петрофизической информации

Петрофизическая характеристика пород

Результаты анализа петрофизической информации из разных источников сведены в табл. 5.1, где приведены характеристики плотности и магнитной восприимчивости основных толщ, свит и комплексов пород изучаемой территории. В анализ включены не только породы фундамента и заполнения бассейнов, но и сопредельных с бассейнами территорий.

Согласно полученным материалам, наибольшее количество определений

плотности и магнитной восприимчивости было сделано для древних комплексов Сибирской платформы. Среди пород осадочных бассейнов наиболее изучены (более 1500 измерений) гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры удского комплекса и андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники джелонской свиты. Среди осадочных пород наиболее плотные ($2.6\text{--}3.0\text{ г/см}^3$) юрские аргиллиты, угли и углистые сланцы. Также высокая плотность (до 3.0 г/см^3) встречается у габброидов удского комплекса. Наименьшую плотность ($2.0\text{--}2.4\text{ г/см}^3$) имеют туфы, туфопесчаники, песчаники средней и верхней юры.

Данные о магнитной восприимчивости пород региона варьируются в широчайших пределах – от полностью немагнитных до образцов со значениями до нескольких тысяч 10^{-5} СИ. Наиболее магнитоактивные породы региона – габброиды и габброамфиболиты архейского возраста. Нередко значения магнитной восприимчивости в их образцах достигают $5\text{--}8 \times 10^{-2}$ СИ. Высокой магнитной восприимчивостью (свыше 1000×10^{-5} СИ) обладают субвулканические образования различного возраста.

Подробная информация по каждому магматическому комплексу приведена в табл. 5.1.

Картографические материалы

Составленные петромагнитная (рис. 5.1) и петроплотностная (рис. 5.2) карты способствуют выявлению петрофизических закономерностей строения верхней части земной коры на обширных территориях, главным образом за счет генерализации трендов физических характеристик горных пород во всем их возрастном и вещественном диапазоне. В региональном плане на петромагнитной карте проявились различия не только между обрамлением и осадочными бассейнами, но и контрастная блоковая делимость внутри бассейнов. В пределах Удского бассейна наименьшие средневзвешенные значения магнитной восприимчивости ($0\text{--}50 \times 10^{-5}$ СИ) характерны для западных частей Боконской впадины и Удского прогиба. Поле Джелонского вулканического прогиба заметно более интенсивное, хорошо согласуется с геологическими контурами. Преобладающие средневзвешенные значения магнитной восприимчивости в пределах прогиба равны $4\text{--}7 \times 10^{-3}$ СИ. Обращает на себя внимание, что структура поля магнитной восприимчивости Джелонского прогиба сходна с полем Сибирской платформы.

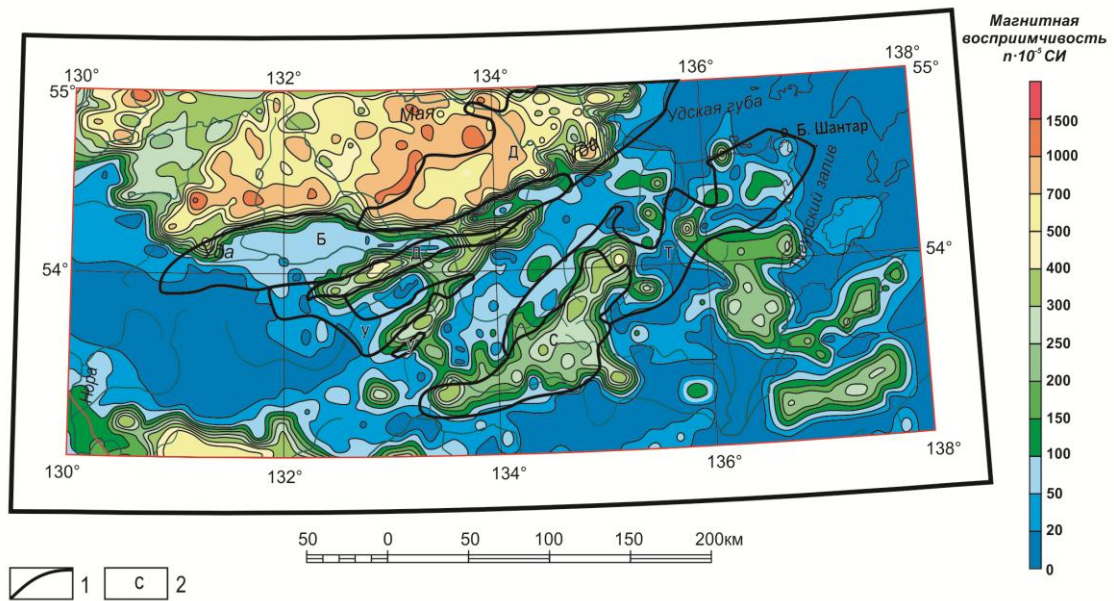


Рис. 5.1. Петромагнитная карта.

1 – границы прогибов; 2 – прогибы: У – Удский, Д – Джелонский, Б – Боконский, Т – Торомский, С – Селитканский

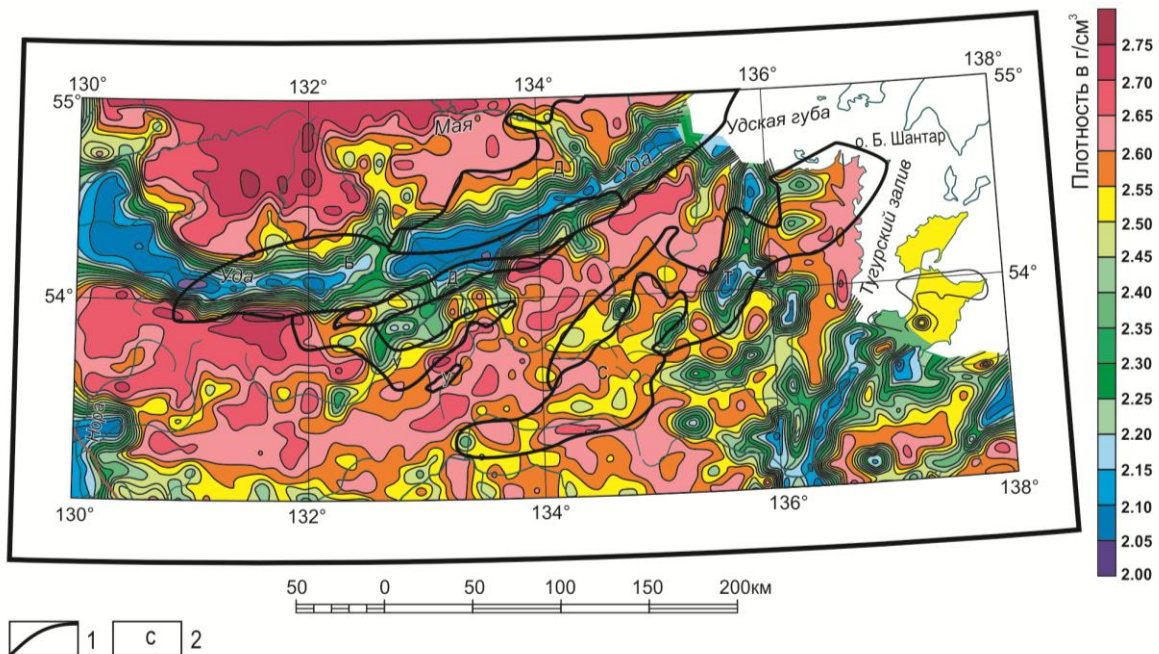


Рис. 5.2. Петроплотностная карта. Условные обозначения – на рис. 5.1

Таблица 5.1

Физические свойства пород Удского и Торомского бассейнов и сопредельных территорий

Толща, свита, комплекс (возраст)	Основные типы пород	Индекс	Кол-во образцов	Физические свойства			
				Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость $n \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	
Удский и Торомский осадочные бассейны							
Верхний триас. Устьмильканская толща	Песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты	T _{3um}	76	$\frac{2.48}{2.72}$	2.56	$\frac{0}{502}$	19
Нижняя юра. Плинсбах-тоар. Огдолокская толща	Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты	J _{1og}	127	$\frac{2.41}{2.74}$	2.58	$\frac{0}{770}$	26
Средняя юра. Аален-байос. Кенрикская толща	Песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты	J _{2kn+sn}	61	$\frac{2.29}{2.67}$	2.52	$\frac{0}{550}$	42
Средняя юра. Аален-бат. Суниканская толща							
Средняя-верхняя юра. Келловей-оксфорд. Джелонская свита	Андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники	J _{2-3dž₂}	1925	$\frac{2.07}{3.04}$	2.63	$\frac{0}{1900}$	792
	Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, угли	J _{2-3dž₁}	585	$\frac{2.50}{3.09}$		$\frac{0}{1750}$	
Верхняя юра. Оксфорд-титон. Урманская толща	Песчаники, песчаники с прослоями алевролитов, конгломераты, гравелиты	J _{3um}	119	$\frac{2.33}{2.69}$	2.57	$\frac{0}{1200}$	90
Верхняя юра. Кимеридж-титон. Усть-этматинская толща. Тонум-Макитская свита	Песчаники, туфопесчаники, алевролиты, конгломераты	J _{3ut}	26	$\frac{2.22}{2.72}$	2.50	$\frac{0}{820}$	130
	Алевролиты, песчаники, аргиллиты, гравелиты, конгломераты	J _{3tm}	216	$\frac{2.55}{2.77}$		$\frac{0}{35}$	
Верхняя юра. Титон. Иликанская толща	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, известняки	J _{3il}	34	$\frac{2.23}{2.67}$	2.53	$\frac{2}{147}$	92
Верхняя юра – нижний мел. Титон-берриас: тохикан-макитская толща, илинурекская свита	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, каменные угли	J _{3-K₁tm}	11	2.52		5	
	Алевролиты, песчаники, аргиллиты	J _{3-K₁il}	100	$\frac{2.45}{2.76}$	2.66	$\frac{0}{150}$	14
Боконская свита. Чуманярская свита (K _{1čm})	Песчаники, гравелиты, алевролиты, конгломераты	K _{1bk}	411	$\frac{2.42}{2.78}$		2.58	
		K _{1čm}	47	$\frac{2.44}{2.73}$	2.66	$\frac{0}{20}$	11

Таблица 5.1 (Продолжение)

Толща, свита, комплекс (возраст)	Основные типы пород	Индекс	Кол-во образцов	Физические свойства			
				Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость $\mu \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	
Немуйканский вулканический комплекс							
Немуйканская свита	Андезиты, андезибазальты, базальты, дациты, их туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, риодациты, их игнимбриты, туфопесчаники, туфоалевролиты	K_{1nm}	652	$\frac{2.19}{2.96}$	2.62	$\frac{5}{5460}$	1945
Удский комплекс							
Третья фаза	Граниты и лейкограниты	γK_{1u3}	82/334	$\frac{2.48}{2.70}$	2.59	$\frac{11}{3500}$	717
Вторая фаза	Гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры	$\gamma\delta K_{1u2}$	1556/1890	$\frac{2.38}{2.85}$	2.63	$\frac{0}{6900}$	1096
Первая фаза	Диориты	δK_{1u1}	180	$\frac{2.50}{2.79}$	2.65	$\frac{6}{6100}$	2155
	Габбро, габбродиориты	νK_{1u1}	100/225	$\frac{2.64}{3.05}$	2.77	$\frac{25}{8800}$	1870
Альб. Тыльская свита	Песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты	K_{1tl}	39	$\frac{2.51}{2.70}$	2.63	$\frac{0}{350}$	42
Инарагдинский вулканический комплекс							
Инарагдинская толща	Андезиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники	K_{2in}	134	$\frac{2.42}{2.93}$	2.65	$\frac{0}{1680}$	155
Субвулканические образования		αK_{2in}	33	$\frac{2.25}{2.77}$	2.58	$\frac{5}{1300}$	173
Баранчжинский вулканический комплекс							
Баранчжинская толща	Игнимбриты и туфы риолитов и дацитов, риолиты, дациты, риодациты	K_{2bn}	646	$\frac{2.44}{2.95}$	2.62	$\frac{0}{3800}$	350
Субвулканические образования		λK_{2bn}	275	$\frac{2.35}{2.80}$	2.58	$\frac{0}{1400}$	83
Бургалийская толща	Лавы, лавобрекчии, туфы андезитов, дациандезитов	K_{2bl}	109	$\frac{2.41}{2.78}$	2.66	$\frac{0}{2700}$	150

Таблица 5.1 (Окончание)

Толща, свита, комплекс (возраст)	Основные типы пород	Индекс	Кол-во образцов	Физические свойства			
				Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость $n \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	
Джугджурский, селитканский и ульбанский комплексы							
Третья фаза	Джугджурский: граниты и субщелочные лейкограниты	γK_2d_3	320	$\frac{2.52}{2.74}$	2.58	$\frac{50}{7800}$	960
	Селитканский: граниты, гранит-порфиры	γK_2s_3	166	$\frac{2.45}{2.66}$	2.62	$\frac{0}{740}$	474
	Ульбанский: граниты, плагиограниты, субщелочные граниты	$\gamma \pi K_2u_3$	17	$\frac{2.49}{2.61}$	2.55		131
	Гранодиорит-порфиры	$\gamma \delta \pi K_2u_3$	20	$\frac{2.50}{2.69}$	2.62		120
	Гранодиориты, граносиениты	$\gamma \delta K_2u_3$	53	$\frac{2.52}{2.77}$	2.66	$\frac{16}{1650}$	186
Вторая фаза	Джугджурский: гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, граносиениты	$\gamma \delta K_2d_2$	472	$\frac{2.36}{2.85}$	2.62	$\frac{0}{5300}$	1064
	Селитканский: гранодиориты, диориты	δK_2s_2	90/108	$\frac{2.63}{2.79}$	2.68	$\frac{2}{2300}$	580
	Ульбанский: монцодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, монцониты, сиениты	δK_2u_2	46/86		2.59		202
Первая фаза	Джугджурский: монцодиориты, монцониты	μK_2d_1	101	$\frac{2.33}{2.86}$	2.70	$\frac{30}{6000}$	2379
	Диориты и габбродиориты	$\nu \delta K_2d_1$	9	$\frac{2.79}{2.93}$	2.86	$\frac{1000}{5000}$	2200
	Селитканский: диориты, габбро, диорит-порфириты	δK_2s_1	21/42	$\frac{2.81}{2.97}$	2.88	$\frac{20}{3300}$	1055
	Ульбанский: габбро, габбронориты, габбродиориты	νK_2u_1	96		2.79		808

Примечание. В графе «Количество образцов» числитель – количество определений плотности, знаменатель – магнитной восприимчивости. В графах «Физические свойства» числитель – пределы значений физических параметров, знаменатель – их среднее значение

На карте магнитной восприимчивости (рис. 5.1) уверенно разделяются крупные блоки Торомского осадочного бассейна. В частности, если средневзвешенные значения магнитной восприимчивости Селитканского вулканического прогиба в пределах $100\text{--}400 \times 10^{-5}$ СИ, то для Торомского прогиба преобладают значения $0\text{--}100 \times 10^{-5}$ СИ. Исключение составляют зоны развития диоритов, монцонитов и сиенитов селитканского комплекса. В этих зонах значения достигают $400\text{--}500 \times 10^{-5}$ СИ.

На петроплотностной карте (рис. 5.2) рассматриваемой территории наибольшие значения плотности ($2.65\text{--}2.80$ г/см³) соответствуют областям развития древних кристаллических комплексов, а также девонским толщам, в которых присутствуют известняки и породы, содержащие богатые железные руды. Рассматриваемые в работе наложенные прогибы выделяются по-разному. Наименьшие значения средневзвешенной плотности – до 2.3 г/см³ – характерны для Боконской впадины и юго-восточной части Джелонского прогиба. Гораздо хуже на полученной петроплотностной карте проявлен Удский прогиб, где значения плотности заметно выше и варьируются в широких пределах – $2.2\text{--}2.55$ г/см³.

Селитканский и Торомский прогибы Торомского осадочного бассейна на петроплотностной карте разделяются слабо. Связано это с тем, что несмотря на заметное различие по составу пород, по плотности последних они близки – $2.35\text{--}2.60$ г/см³. Исключение – центральная часть, перекрытая четвертичными отложениями.

В целом, следует отметить, что полученные картографические материалы являются важным элементом для последующей геологической интерпретации. Петромагнитная карта лучше отражает структурные особенности бассейнов, разделяя вулканогенные прогибы (с высокими значениями магнитной восприимчивости) и прогибы, в которых преобладают практически немагнитные осадочные толщи.

6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Основные черты палеогеографии Удского и Торомского прогибов намечены в работе Г.В. Роганова и др. [68]. Представляется, что изложенные в этой работе соображения можно уточнить и расширить, в том числе за счет палеогеографического анализа других элементов Удского и Торомского осадочных бассейнов. Частично это было сделано в работе [31], результатами которой мы далее пользуемся.

Специализированные литологические исследования, которые позволили бы установить источники поступления в осадочные бассейны терригенного материала и, соответственно, послужить заметным вкладом в палеогеографические реконструкции, немногочисленны и относятся только к Удскому и Торомскому фрагментам краевого прогиба. В основном анализировались псаммиты, в меньшей мере – псефиты. Результаты их суммированы в работах Г.В. Роганова [67] и Г.В. Роганова с соавторами [68] и, в основном, сводятся к следующему.

Для анализа наиболее распространенных в прогибах пород – песчаников – Г.В. Рогановым с соавторами использовалась классификация Ю.К. Советова [76]. Преобладающими типами песчаников, по терминологии этого исследователя, в описываемом районе являются кварц-полевошпатовый, кварц-полевошпат-миктитовый и миктитовый, причем, в песчаниках всех типов обломочный материал представлен преимущественно плагиоклазами (40–70 %) и кварцем (25–40 %). Первые представлены преимущественно олигоклазом и андезином, обычно малоизмененными. Наряду с ними присутствуют и зерна интенсивно сосюритизированных, эпидотизированных и карбонатизированных более основных плагиоклазов, которые обычно характерны для архейских анортозитов и габбро Алдано-Станового щита Сибирской платформы и ее Баладекского краевого поднятия. Вообще же состав обломочного материала песчаников очень разнообразен: хлоритизированные пироксены и роговая обманка, эпидот (до 7 %), слюды – мусковит и биотит. Широко представлены в псаммитовых зернах различные породы, количество обломков которых в микритах достигает 30 %, в то время как в кварц-полевошпатовых и кварц-полевошпат-миктитовых песчаниках обычно не превышает 15 %. С территории Сибирской платформы, видимо, поступали обломки дацитов, риолитов, андезитов, базальтов, гранитов, гранодиоритов, метаморфических сланцев; меньше представлены поступавшие, скорее всего, из Мон-

голо-Охотской складчатой области обломки яшм, алевролитов, микрокварцитов, частично – эффузивов (базальты) и гранитоидов. Наиболее распространенные акцессорные минералы – сфен (до 5 %), гранат, апатит, ильменит, титаномагнетит (источником их явно служила Сибирская платформа с ее анортозитовыми массивами). Установлено, что миктитовые песчаники наиболее характерны для стратонов триаса – нижней половины верхней юры, а кварц-полевошпатовые – для верхних частей верхней юры и, особенно, для нижнемеловых толщ.

В обломочном материале псефитов (конгломератов и гравелитов) из стратонов триаса, нижней и средней юры, нижней части верхней юры резко преобладают породы основания прогибов и смежных районов Монголо-Охотской складчатой системы – яшмы, кремнисто-глинистые породы, эффузивы основного состава, алевролиты, габброиды, ультраосновные породы и др. Для более высоких частей разреза верхней юры и низов нижнего мела характерно и присутствие материала, снесенного с территории Сибирской платформы. Здесь присутствуют разнообразные гранитоиды (35–66 %), анортозиты и габброанортозиты (6–18 %), яшмы (5–10 %), кварцитовидные породы (до 7 %), базальтоиды (до 7 %), андезиты (до 6 %), риолиты (до 5 %), метаморфические сланцы (3–4 %), гнейсограниты (3 %), гнейсы (2 %). В альбских конгломератах широко представлены обломки разнообразных осадочных пород и эффузивов основного состава, характерных для образований Монголо-Охотской складчатой системы.

По крайней мере, со времени работы И.К. Никифоровой [56] существуют представления о том, что в триасе и юре Удский и Торомский прогибы в физико-географическом отношении представляли собой единое образование, а выполняющие их осадочные породы отлагались на шельфе Сибирского континента [68]. Море трансгрессировало на окраину континента, вероятно, из области Ульбанского прогиба (Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы), сложенного отложениями континентального склона и его подножия мощностью более 16 000 м (рис. 2.1). Триасовая трансгрессия была недолгой (вторая половина нория-первая половина рэта), скорость осадконакопления в этот период можно оценить в 80 м/млн лет. Различия в составе осадков (преимущественно песчаные в Удском прогибе, преимущественно алевритовые – в Торомском), видимо, объясняются разли-

чиями в рельефе областей сноса – холмистая равнина (или даже низкогорье) в первом случае, заболоченная равнина – во втором. Первая половина ранней юры – время, когда море ушло за пределы прогибов; следов осадконакопления этого времени не сохранилось.

Новая трансгрессия моря на Удско-Торомский шельф приходится на вторую половину ранней юры (рис. 6.1). По всему шельфу фиксируется преимущественно песчаный состав осадков (что свидетельствует о сходной географической обстановке во всей прибрежной полосе – скорее всего, это была слаборасчлененная суша), однако резко различные мощности в разных частях шельфа говорят о разной скорости опускания (и, соответственно, скорости осадконакопления) в Удской и Торомской провинциях. В первой скорость седиментации составляла примерно 165 м/млн лет, во второй – 40 м/млн лет. По материалам, приводимым

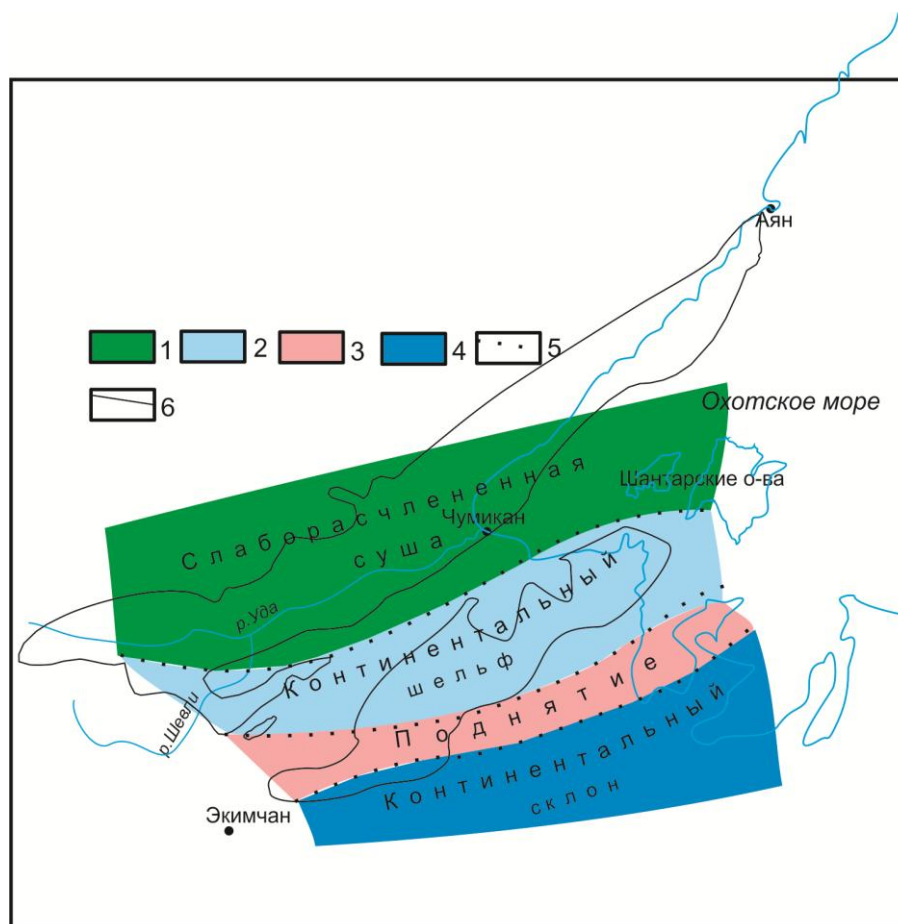


Рис. 6.1. Палеогеографическая схема для плинсбаха-тоара:

1 – слаборасчлененная суша; 2 – континентальный шельф; 3 – поднятие на границе континентального шельфа и континентального склона (возможно, частично надводное); 4 – континентальный склон; 5 – границы палеогеографических зон; 6 – современные контуры Удского и Торомского бассейнов

Г.В. Рогановым [67; 68], состав обломочного материала песчаников триаса и большей части юры Удского и Торомского прогибов свидетельствует о сносе преобладающей части его со стороны Алдано-Станового щита Сибирской платформы, в меньшей степени – из районов складчатых сооружений Монголо-Охотской области. В то же время в составе обломочного материала псефитов (яшмы, кремнисто-глинистые породы, базальты, алевролиты и др.) явно преобладают местные породы, что свидетельствует о существовании различных поднятий внутри Монголо-Охотского моря (в частности, между шельфом и континентальным склоном). Раннеюрские песчаники Удского и Торомского прогибов выделяются присутствием среди них туфогенных разностей («узорчатые» песчаники). Г.В. Роганов считает, что вулканический материал поступал с северо-запада, из Джелонского вулканического прогиба. Однако заложение последнего по флористическим данным доказывается только для самого конца средней юры [48]. Как отмечалось выше (гл. «Стратиграфия»), оставшаяся неповторенной находка остатков флоры в песчаниках, предположительно относящихся к джелонской свите [16], которые И.Н. Сребродольская, несмотря на широкий возрастной диапазон, сочла возможным датировать ранней юрой, не может считаться основанием для заключений о досреднеюрском времени заложения Джелонского вулканического прогиба [30]. По-видимому, вулканы действительно располагались где-то на Сибирском континенте, но где именно – сказать невозможно; нельзя исключить их существование и в пределах поднятия, разделявшего шельф и континентальный склон.

В средней юре, особенно в ее второй половине, Удская часть шельфа опускалась быстрее Торомской: скорости седиментации в первой составляли примерно 180 м/млн лет, во второй – 110 м/млн лет. В Удской части в разрезе средней юры снизу вверх возрастает количество туфогенных песчаников и псефитовых пород, а в Торомской – относительная роль псефитов при полном отсутствии туфогенных разностей псаммитов и псефитов. Первое можно связать с заложением к северо-западу от Удского прогиба на окраине континента Джелонского вулканического ареала, служившего источником поступления вулканогенного материала. Второе можно объяснить появлением поднятия палеозойских образований (возможно, островного) на окраине Монголо-Охотского бассейна, разделившего единый шельф на 2 части (рис. 6.2); наследием этого поднятия является блок складчатых палеозойских образований, ныне разделяющий Удский и Торомский осадочные бассейны. Средне-

позднеюрский Джелонский вулканический прогиб, в основном, представлял собой крупную межгорную равнину с многочисленными озерами и болотами, пересекавшуюся небольшими реками. Об этом свидетельствует состав отложений в стратотипической местности джелонской свиты – бассейны рр. Бол и Мал. Джелон, Киран, Немуй [48; 86; 87] (см. гл. «Стратиграфия»). Лавовые потоки здесь обычно приурочены к северо-западному и юго-восточному бортам прогиба – по-видимому, именно вдоль этих бортов и были сосредоточены вулканические постройки. Прибрежная часть Джелонского вулканического прогиба отделялась от Удской части шельфа, видимо, узкой горной грядой с отдельными вулканическими постройками, располагавшимися в районе нынешней Удской губы Охотского моря.

Позднеюрские шельфовые обстановки в целом наследуют среднеюрские и свидетельствуют о постепенном обмелении морского бассейна и со-

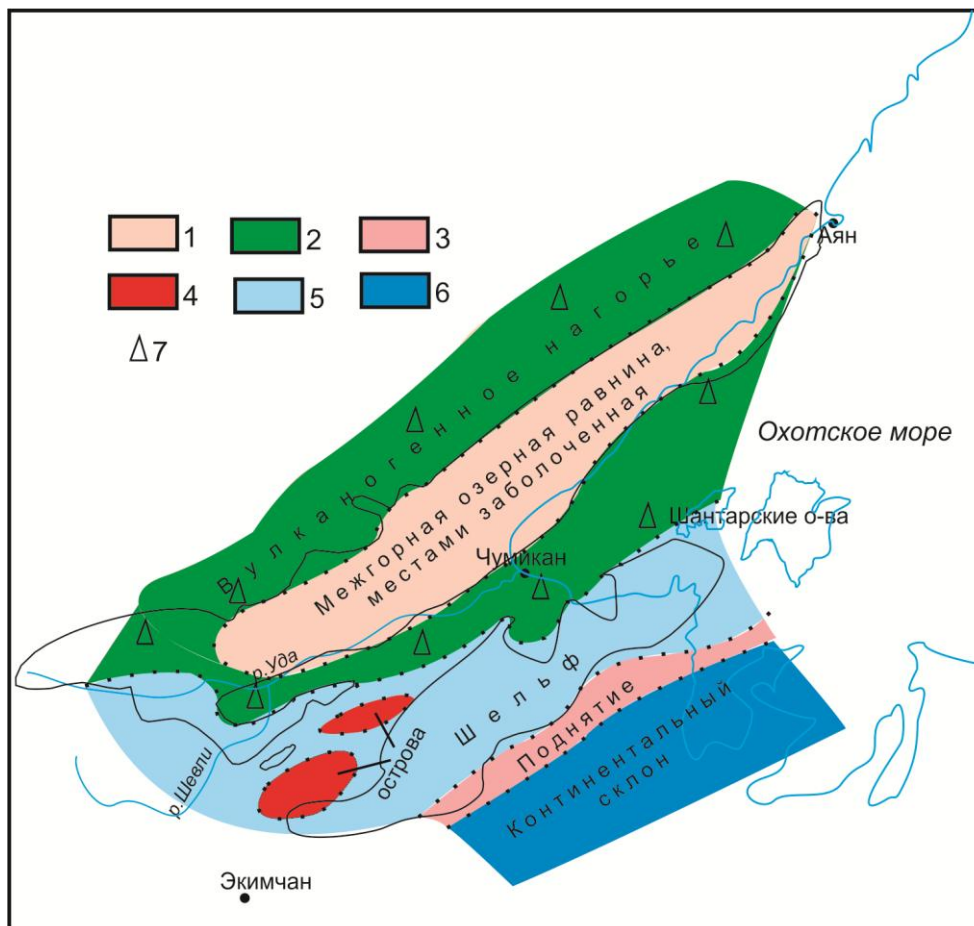


Рис. 6.2. Палеогеографическая схема для границы средней и поздней юры:

1 – межгорная озерная равнина, участками заболоченная; 2 – вулканическое нагорье; 3 – поднятие на границе шельфа и континентального склона, частично надводное; 4 – острова; 5 – шельф; 6 – континентальный склон; 7 – вулканы. Остальные условные обозначение см. на рис. 6.1

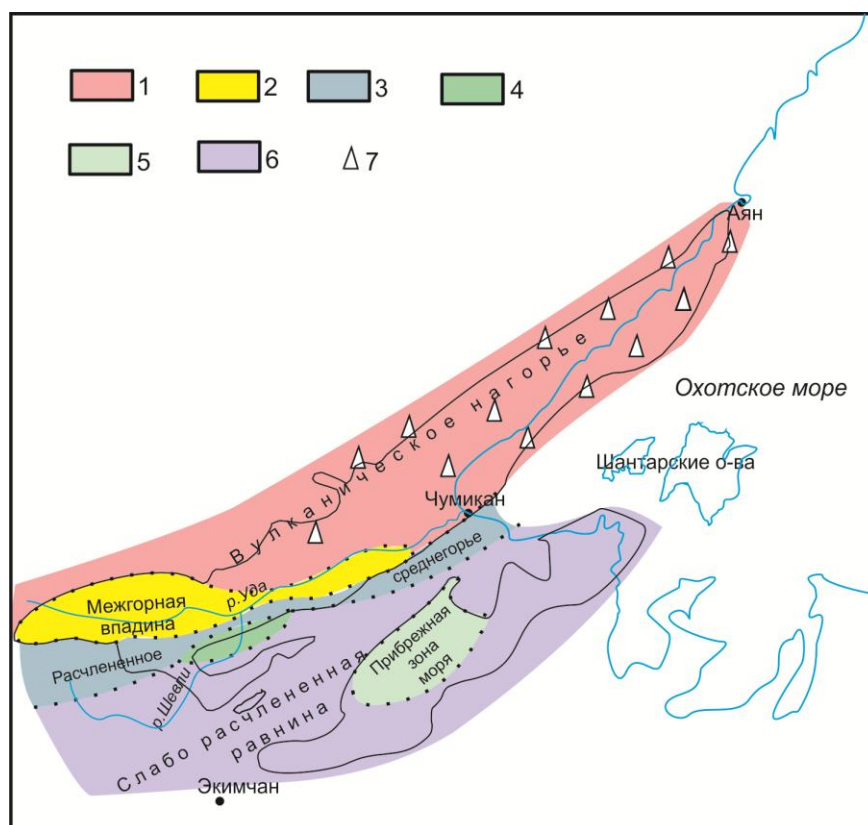
кращении площади шельфа, хотя скорость седиментации даже возросла: по очень грубым оценкам, для Удской части она достигала 220 м/млн лет, для Торомской – 120 м/млн лет. В разрезах фиксируются многочисленные «банки» известняков, растительные остатки, линзы каменных углей, что свидетельствует о седиментации в прибрежных условиях. Г.В. Роганов с соавторами [68] приводит следующие результаты работ М.А. Михайлова (1965 г.). Воды Удской части бассейна в поздней юре, по данным химических анализов поглощенных катионов Na, Ca, Mg в песчаниках, характеризовались нормальной соленостью или были слабо опреснены; лишь в титоне местами фиксируется повышенная соленость. Данные анализов единичных образцов из тохикан-макитской толщи характеризуют для конца поздней юры-начала мела, скорее всего, пресноводно-континентальную среду (руслово-пойменные фации). Основной областью питания служил Алдано-Становой щит Сибирской платформы, дополнительной – цепи островов, сложенных палеозойскими терригенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями; предполагается, что эти острова располагались юго-западнее Удского и южнее Торомского прогибов.

Джелонский вулканический прогиб к началу титона прекратил свое существование, превратившись в горную систему.

Рис. 6.3. Палеогеографическая схема для берриаса-валанжина:

1 – вулканическое высокогорье; 2 – межгорная впадина; 3 – расчлененное среднегорье; 4 – прибрежная зона моря и заболоченная береговая равнина; 5 – прибрежная зона моря; 6 – слабо расчлененная равнина; 7 – вулканы.

Остальные условные обозначение см. на рис. 6.1



К началу мелового периода морские обстановки постепенно сменились континентальными, и осадконакопление, по-видимому, происходило в озерах и дельтах больших рек (рис. 6.3). Континентальная обстановка изредка нарушалась непродолжительными ингрессиями моря, фиксируемыми находками остатков морской фауны. Основная масса осадочного материала, по мнению Г.В. Роганова с соавторами [68], поступала с Сибирской платформы. На севере Удского осадочного бассейна (частично на месте Желонского вулканического прогиба) в берриасе сформировалась крупная Боконская межгорная впадина, выполненная континентальной слабо-угленосной молассой. Большая часть обломочного материала поступала в нее со Станового нагорья; южный борт впадины, скорее всего, был низкогорным. Западная часть впадины, видимо, была отделена от восточной небольшим поднятием, что фиксируется рисунком конседиментационной складчатости современной Боконской впадины [30]. Эти части впадины прогибались с разной скоростью – скорость седиментации для западной части можно оценить в 135 м/млн лет, а для восточной – в 70 м/млн лет. С начала мела северная часть Удского осадочного бассейна постепенно перекрывается вулканиками Преджугджурского вулкано-плутонического пояса. В Торомском осадочном бассейне континентальное осадконакопление в озерных и аллювиальных обстановках продолжалось до баррема. После перерыва, в альбе, на месте бассейна образовалась крупная межгорная впадина, заполненная молассой – осадками, снесенными с поднятых частей Монголо-Охотской складчатой системы. В позднем мелу эта впадина послужила основанием для Селитканского вулканического прогиба, выполненного преимущественно магматическими образованиями Селитканского вулкано-плутонического ареала.

Сравним скорости осадконакопления на шельфе и в пределах континентального склона и его подножья (рис. 2.1). Для Удской части шельфа в промежутке норий-берриас (суммарная мощность отложений около 10 000 м) скорость осадконакопления составляет примерно 122 м/млн лет. Для Торомской части в интервале норий-альб (суммарная мощность отложений около 7 100 м) она значительно ниже – не более 89 м/млн лет. В то же время на континентальном склоне и его подножье (Ульбанский прогиб Монголо-Охотии) в течение юры накопилось около 16 000 м осадков – скорость осадконакопления достигала 250 м/млн лет.

7. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Характеристика интрузивных образований Удского и Торомского осадочных бассейнов приводится по работе В.Ю. Забродина с соавторами [30] практически без изменений, лишь с некоторыми сокращениями

7.1. Интрузии Удского осадочного бассейна

Ранний мел. Удский комплекс выделен Л.И. Красным в 1955 г. [50], относившим к нему все плутоны мезоабиссальных гранитоидов Джугджуро-Становой орогенной магматической системы от р. Олекма до Охотского побережья. К настоящему времени ареал распространения удского комплекса ограничивается Удско-Куйдусунской вулcano-плутонической зоной. При этом большая (около 90 %) часть интрузивов (Предджугджурский ареал) пространственно приурочена к блокам раннего алдания (Джанинский и Чогарский) и становия (Удско-Майский), где они представляют собой плитообразные многофазные плутоны площадью от 5 до 350 км² (Уян-Тавитчакский, Ампар-Тулькичанский, Каугандинский массивы) и более (Гигинский массив – около 2000 км², Чалбук-Яконский – около 2500 км²); меньшая часть тел площадью 10–80 км² (Удский ареал) приурочена к полям нижнемеловых эффузивов.

Удский комплекс сформировался в 3 фазы: первая – диориты ($\delta K_1 u_1$), габбро, габбродиориты ($\nu K_1 u_1$); вторая – гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta K_1 u_2$); третья – граниты и лейкограниты ($\gamma K_1 u_3$). Первой фазе принадлежат небольшие массивы; главной фазой комплекса является вторая, занимающая до 8–5 % его объема и формирующая наиболее крупные по площади (до 2500 км²) плутоны. Граниты и лейкограниты заключительной фазы пользуются незначительным распространением.

Наиболее крупный *Чалбук-Яконский* массив по гравиметрическим данным интерпретируется как лакколит, корневая часть которого намечается в бассейнах рр. Лимну и Прав. Коврик. Северный контакт массива пологий, западный, восточный и южный – крутые (80–90°). В зоне северного эндоконтакта (1.5–2 м) описаны полосчатые гранодиориты. Полосчатость в них ориентирована строго параллельно контакту и гнейсовидности во вмещающих метагаббро и обусловлена чередованием (через 5–10 см) участков светлоокрашенных гранодиоритов с темными меланократовыми, обогащенными роговой обманкой и биотитом. В гранодиоритах повсеме-

стно распространены шпировые обособления гибридных пород – гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и кварцевых диоритов, количество которых при приближении к контакту резко возрастает. Во внутренних частях массива плоскопараллельная ориентировка минеральных агрегатов отражает структуры течения, напоминающие купола (бассейн р. Лимну).

Массив имеет трехфазное строение. Диориты первой фазы слагают тела (площадью 1–40 км²) среди гранодиоритов второй фазы, приуроченные к краевой части массива (бассейны рр. Лимну, Кононный, Якона). Основная часть массива сложена средне-мелкозернистыми, часто порфировидными гранодиоритами второй фазы, которые в краевой части постепенно переходят в кварцевые диориты, прослеживающиеся в виде полос шириной от 0.1 км (бассейн р. Салга) до 5 км (бассейн р. Ульчунный). Участки (5–30 км²), сложенные кварцевыми диоритами, встречаются и во внутренних частях массива (бассейн р. Салга). С диоритами первой фазы гранодиориты имеют сложные инъекционные контакты, по мере приближения к ним в гранодиоритах появляются и постепенно увеличиваются в размерах и количестве ксенолиты диоритов. Иногда гранодиориты ассимилируют диориты до такой степени, что от них остаются лишь более темные реликтовые обособления, а граница между ними устанавливается условно. Биотитовые среднезернистые граниты и лейкограниты третьей фазы связаны с заключительным этапом становления массива. Наиболее крупное их тело в бассейне р. Лимну прорывает гранодиориты, а на севере по широтному разлому соприкасается с кварцевыми монцодиоритами позднемелового джугджурского комплекса. Судя по конфигурации границ, контакт гранитов с гранодиоритами пологий, неровный. Граниты на контакте мелкозернистые.

Расположенные севернее *Уян-Тавитчакский* и *Уянский* массивы, рассматриваемые некоторыми исследователями как северо-западные ветви Чалбук-Яконского, представляют собой трещинные тела. Первый в плане имеет дугообразную форму, согласующуюся с направлениями крупных северо-западных и северо-восточных дизъюнктивов. Он прорывает гнейсы нижнего архея и габброиды архейского древнеджугджурского комплекса и сам прорывается гранодиоритами позднемелового джугджурского комплекса. Уянский массив имеет широтное простирание. Контакты его с вмещающими архейскими и протерозойскими образованиями активные. Оба массива сложены преимущественно гранодиоритами, в краевых час-

тях – диоритами. В Уян-Тавитчакском массиве отмечаются гранодиорит-порфиры, которые приурочены как к краевым, так и центральным его частям. С гранодиоритами они имеют постепенные взаимопереходы. Близкое строение имеет и *Каугандинский* массив, прорывающий архейские и протерозойские образования в верховьях р. Бол. Тыркэн и интродуцированный штоками диоритов джугджурского комплекса. Он сложен преимущественно гранодиоритами и, в резко подчиненном количестве, кварцевыми диоритами, связанными с первыми постепенными переходами. В гранодиоритах часто отмечаются неравномернозернистые, вплоть до порфировидных, разности гипабиссального облика с мелкозернистой основной массой и более крупными выделениями плагиоклаза. Они широко распространены как в эндоконтактах интрузивов, так и в центральных их частях. *Утанахский* и *Икондинский* массивы представляют собой линейно-вытянутые в субширотном направлении (на 50–60 км) узкие (5–10 км) трещинные тела с прямолинейными или слабоволнистыми границами. Сложены они в основном гранодиоритами, в краевых частях постепенно переходящими в кварцевые диориты. На восточном фланге Утанахского массива диориты первой фазы слагают выходы размером 2×12 км. Последние прорывают гнейсы удско-майской серии архея и сами прорваны гранодиоритами второй фазы. Второй по величине в составе рассматриваемого комплекса (площадью около 2000 км²) *Гигинский* массив имеет в плане сложную конфигурацию; он разветвляется на ряд крупных апофиз, что связано, по-видимому, с его структурным положением. В бассейнах рр. Мая и Омонджа (северный контакт) он прорывает разнообразные по составу раннеархейские (древнеджугджурский, майско-джанинский, марагайский и токско-алгаминский комплексы) и протерозойские (тукурингский ? комплекс) образования, в бассейне р. Маган (восточный контакт) – слабо дислоцированные терригенно-карбонатные (нальдинская свита верхнего рифея) и вулканогенно-терригенные (немериканская свита венда) отложения, а в бассейне р. Нижний Куныкан и в верховьях левых притоков р. Уда (южный контакт) – субгоризонтально залегающие нижнемеловые (немуйканская свита и дерагинская толща) эффузивы. В осевой части Майского хребта в массиве наблюдаются крупные провесы кровли, представленные гранитоидами марагайского и тукурингского (?) комплексов. Сложен массив преимущественно среднезернистыми, иногда порфировидными гранодиоритами и кварцевыми диоритами (краевая часть) второй фазы. Во внутренней части массива

(верховья р. Гига) в гранодиоритах наблюдается плоскопараллельная ориентировка минеральных агрегатов, отражающая структуры течения, напоминающие валы и крутые моноклинали. В бассейнах рр. Бол. Бартак, Сов-эбэк, Чаллярин гранодиориты включают крупные (15–20 км²) тела диоритов первой фазы.

Преимущественно гранодиоритовый состав имеют *Намуский*, *Биракандинский* и *Ампар-Тулькичанский* массивы. Крупные (площадью 15–80 км²) выходы габброидов первой фазы зафиксированы в верховьях р. Верх. Эльга и в междуречье Кононный-Катыннах (юго-западная часть *Боинданского* массива). Габбро тяготеют к глубинным сечениям интрузивных тел и постепенно переходят в габбродиориты. Габброидами сложен массив *мыса Борисова*, большая часть которого расположена на шельфе Охотского моря, где он фиксируется магнитной аномалией изометричной формы. В верховьях р. Чаллярин небольшое (6 км²) тело габброидов прорывает вулканиты нижнемеловой дерагинской толщи и само интродуцировано гранодиоритами Гигинского массива. Центральная его часть сложена оливиновыми габбро, краевая – габбродиоритами. Иногда в габбро отмечается первичная полосчатость, обусловленная наличием полосовидных и линзовидных обособлений лейкократового и меланократового состава. Она круто (60–70°) падает на северо-запад.

Дайки, связанные с массивами удского комплекса, сложены диоритами, кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами (первая фаза); гранодиоритами и гранодиорит-порфирами (вторая фаза); гранит-порфирами, аплитами (третья фаза). Наиболее широко распространены дайки гранодиорит-порфиров в пределах Уян-Тавитчакского массива (бассейн р. Лимну). Дайки представлены простыми и ветвящимися телами. Преобладающее простирание их северо-восточное, протяженность достигает 2 км и более, мощность – до первых десятков метров. Жилы аплитов многочисленны в Уянском и Чалбук-Яконском массивах. Протяженность их до 700 м, мощность – до первых десятков сантиметров.

По содержанию щелочей и кремнезема породы удского комплекса соответствуют габбро, габбродиоритам, диоритам, гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам. В основном это породы нормального ряда калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистые и высокоглиноземистые. Породы первой фазы относятся к пересыщенным и слабо пересыщенным

кремнеземом, бедным щелочами, второй и третьей – к пересыщенным кремнеземом и глиноземом, бедным и умеренно богатым щелочами. Характерно устойчивое преобладание натрия над калием. Эволюция химизма пород комплекса прослеживается от основных разностей к кислым. При росте содержания кремнезема от габбро к гранодиоритам и гранитам отмечается увеличение содержания калия (от 0.38 до 3.26) и щелочей в целом при соответственном снижении содержания титана (от 1.37 до 0.22 %), глинозема, марганца (от 0.19 до 0.06 %), окисного (от 5.18 до 0.9 %) и закисного (от 6.97 до 0.60 %) железа. При этом в породах первой фазы преобладает окисное железо, в породах второй фазы – закисное. Нормативный состав фемической составляющей пород комплекса богат магнием, в гранитах третьей фазы и отчасти гранодиоритах второй – пересыщен глиноземом. Все эти закономерности в изменении химизма удского комплекса характеризуют его как равновесную магматическую систему, развивавшуюся в относительно спокойных условиях. Убывание содержания марганца с ростом кремнекислотности в породах комплекса весьма характерно для производных базальтовой (подкоровой) магмы. Анализ поведения титан-железистого отношения позволяет отнести породы удского комплекса к дифференциатам гибридной базальтовой магмы.

С массивами удского комплекса связаны ореолы контактового метаморфизма. Наиболее широки (1–2 км) поля ороговикования в меловых вулканитах и терригенных (песчаники, алевролиты) породах рифея и венда. По первым развиваются плагиоклаз-амфибол-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые, биотитовые, по вторым – кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-биотитовые, кварц-пироксен-эпидот-биотитовые роговики. По туфам умереннокислого состава и туфопесчаникам формируются кварц-кордиерит-андалузит-биотитовые и гранат-биотит-кварц-полевошпатовые роговики. В более древних образованиях контактовое воздействие на вмещающие породы незначительно. Архейские гнейсы и кристаллосланцы, как правило, изменены лишь в полосе шириной до первых десятков метров. Они окварцованы и частично перекристаллизованы с образованием роговиковой структуры. В габброидах и анортозитах древнеджугджурского комплекса отмечаются также альбитизация, хлоритизация, эпидотизация и замещение темноцветных минералов актинолитом. В бассейне р. Гига описаны шпинель-форстерит-роговообманковые скарны по известнякам венда.

Удский комплекс прорывает немуйканскую свиту и дерагинскую толщу (ранний неоком), а в бассейне р. Эльдаму перекрывается туфами магейской свиты (альб), что свидетельствует о раннемеловом (готтерив-баррем) возрасте комплекса. Из 12 К-Аг датировок пород 8 соответствуют в целом раннему мелу (102–140 млн лет), 2 – позднему мелу (75 и 97 млн лет) и лишь три – готтериву-баррему (121–132 млн лет) [30].

Поздний мел. Джугджурский комплекс, относящийся к граносиенит-лейкогранитовой формации, распространен в Удском и Преджугджурском ареалах Удско-Куйдусунской вулcano-плутонической зоны. Максимальным развитием тела комплекса пользуются в первом, располагаясь преимущественно среди нижнемеловых вулканогенных образований. Площадь массивов колеблется от 10 (Малоджелонский, Деванаканский, Тамгуйский, Капча, Самайский и др.) до 580 км² (Бирандинский, Джана-Киранский, Медяйский). Форма интрузивов в плане разнообразная – от округлой, округло-удлиненной до неправильной, ограниченной дизъюнктивами различного направления. Большая часть массивов Преджугджурского ареала располагается в блоках раннего алдания и становия. Это трещинные интрузивы площадью 50–160 км² (Колболокский, Иктандинский, Эльдаму-Макитский и др.) или несколько меньшие (10–20 км² – Среднекундумийский, Етаринский, Салгинский и др.) преимущественно широтного и субширотного направления, согласного с ориентировками Сехтагского и Салга-Джанинского глубинных разломов.

Джугджурский комплекс сформировался в 3 фазы: 1-я – монцодиориты, монцониты ($\mu K_2 d_1$), диориты и габбродиориты ($\delta K_2 d_1$); 2-я – гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, граносиениты ($\gamma \delta K_2 d_2$); 3-я – граниты и субщелочные лейкограниты ($\gamma K_2 d_3$). Роль и объем отдельных фаз в строении массивов различны. Менее распространенные породы 1-й фазы обычно формируют небольшие штоки или представлены останцами в интрузивах последующих фаз. Второй (главной) фазе принадлежат многочисленные обычно крупные массивы, а 3-й – трещинные тела, резко уступающие по площади массивам второй фазы.

Колболокский массив (100 км²), ориентированный в северо-восточном направлении, прорывает анортозиты древнеджугджурского и гранодиориты удского комплексов. Судя по наличию многочисленных штоков гранодиоритов, кварцевых монцонитов, монцодиоритов, диоритов, субщелочных лейкогранитов джугджурского комплекса в гранодиоритах

граничащего с ним раннемелового Уян-Тавитчакского массива, он полого погружается к юго-западу в его сторону и в структурном плане является продолжением последнего. Строение массива трехфазное. Первая фаза представлена диоритами и кварцевыми диоритами, слагающими мелкие (до 0.15 км²) останцовые тела и ксенолиты преимущественно в краевой части массива. Во вторую фазу сформировались гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиениты, связанные взаимопереходами. Гранодиорит-порфиры преобладают в центральной части массива, гранодиориты – в юго-западной и восточной. Кварцевые сиениты, слагающие выходы площадью до 0.12 км², наблюдаются в центральной части массива. Граниты и субщелочные лейкограниты 3-й фазы слагают трещинные тела и штоки в экзоконтакте интрузива.

Четкое трехфазное строение наблюдается и у *Эльдаму-Макитского* массива, в плане имеющего неправильную V-образную форму с общим северо-восточным простиранием. Его границы контролируются крупными дизъюнктивами северо-восточного и северо-западного направлений. Массив прорывает анортозиты и габброанортозиты древнеджугджурского и граниты древнестанового комплексов (южный экзоконтакт), в целом полого погружаясь в северном направлении под анортозиты. Диориты обнажаются в виде неправильных в плане тел в краевой части на юге (верховье р. Джанкан) и северо-западе (правобережье р. Эльдаму-Макит) массива. Они прорывают более древние образования и сами интродуцированы гранодиоритами 2-й фазы. Преимущественным развитием в массиве пользуются гранодиориты (до 80 %), которые в его краевой части замещаются гранодиорит-порфирами. Субщелочные лейкограниты 3-й фазы слагают штоки (0.06–0.2 км²) в центральной части массива, имеющие интрузивные контакты с вмещающими их гранодиоритами.

Расположенные восточнее *Авляяканский* (64 км²) и *Среднекундумийский* (20 км²) массивы по структурному положению и форме имеют большое сходство. Первый сложен преимущественно порфировидными гранодиоритами и кварцевыми монцонитами; в краевой части отмечаются ксенолиты и останцы диоритов 1-й фазы. Небольшие поля (площадью до 5 км²) мелкозернистых гранодиоритов и кварцевых монцонитов в гипсометрически наиболее возвышенных частях массива, насыщенных ксенолитами андезитов нижнемеловой мотаринской свиты и диоритов 1-й фазы, свидетельствуют об его небольшом эрозионном срезе. Предполагается пологое

погружение поверхности контакта в сторону от массива. Часто встречаются постепенные переходы порфировидных гранодиоритов экзоконтактовых частей в гранодиорит-порфиры. Массив прорывает центральную часть крупного субвулканического тела, ограниченного кольцевыми разломами и сложенного дацитами позднемелового тунумского вулканического комплекса. Кольцевые разломы фиксируются и в массиве. Контакты гранодиоритов с дацитами сложные – от четких, рвущих, до расплывчатых, постепенных. Среднекундумийский массив, сложенный порфировидными гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, на значительном протяжении граничит с вмещающими его вулканитами по кольцевому разлому, который и определяет конфигурацию массива в целом (предполагается, что он имеет куполообразную форму). Контакты гранодиоритов с вулканитами сложные, что обусловлено ассимиляцией и метасоматической переработкой вмещающих пород.

Многофазное строение имеют *Етаринский* (64 км²) и *Бирандинский* (140 км²) массивы. Первый представляет собой крутопадающее трещинное тело северо-западного простирания, контролируемое крутым дизъюнктивом. Судя по гравиметрическим данным, оно распространено на глубину 1.5–2.1 км. Вмещающие породы – анортозиты древнеджугджурского и плагиограниты древнестанового комплексов. Контакты с ними резкие с погружением в стороны от массива (северо-восточный под углом 60–80°, юго-западный – 25–50°). В юго-восточном эндоконтакте наблюдаются породы типа интрузивных брекчий. Сложен массив габбродиоритами и монцодиоритами 1-й и кварцевыми сиенитами 2-й фаз. Габбродиориты обнажены на площади около 0.04 км² среди монцодиоритов, слагающих центральную его часть. Монцодиориты преимущественно среднезернистые и лишь вдоль восточного контакта массива (в полосе протяженностью до 4 км при ширине 0.2–1.0 км) – мелкозернистые (краевая фация). Кварцевые сиениты 2-й фазы слагают юго-восточную и северо-западную части массива. Они прорывают монцодиориты и иногда содержат их ксенолиты. Анортозиты экзоконтактовой зоны массива окварцованы и пиритизированы. Особенно интенсивно окварцевание проявлено в зоне шириной до 500 м на контакте с кварцевыми сиенитами. В самом массиве среди монцодиоритов и кварцевых сиенитов фиксируются золотоносные зоны окварцевания и сульфидизации с кварцевыми жилами.

Более сложное строение имеет Бирандинский массив неправильной в плане формы, несколько вытянутой в меридиональном направлении. Кон-

такты массива большей частью эруптивные, на отдельных участках дизъюнктивные. Обычно они крутые, лишь в северной части, сложенной монцонитами первой фазы – пологие. Наиболее распространены гранодиориты 2-й фазы (краевая часть) и лейкократовые граниты 3-й фазы (центральная часть). Отмечаются четкие рвущие контакты гранодиоритов с монцонитами и гранитов с гранодиоритами. Восточнее, в долине р. Мутэ, во вмещающих породах установлено узкое (0.2–2.0 км) протяженное (до 12 км) трещинное тело меридионального направления, сложенное гранодиоритами (северный фланг) и прорывающими их гранитами и субщелочными лейкогранитами (южный фланг). В гранодиоритах и гранитах отмечаются поля пневматолитовых турмалинитов, с которыми парагенетически связано образование шеелита, и (локально) серицит-кварцевых метасоматитов.

Многочисленные массивы, сложенные преимущественно гранодиоритами, фиксируются в прибрежной полосе Охотского моря и на левобережье р. Уда среди вулканитов немуйканской свиты, дерагинской и тамгуйской толщ и вулканогенно-терригенных образований мериконской свиты. Наиболее крупный из них – *Медяйский* (550 км²) – в плане имеет близширотную грубоовальную форму с крупными апофизами в северной и южной частях. Сложен массив среднезернистыми и крупнозернистыми, слабо порфирированными гранодиоритами, которые в эндоконтактной зоне обычно переходят в мелкозернистые разновидности. В гранодиоритах часто содержится большое количество ксенолитов с нерезкими границами, претерпевших перекристаллизацию.

Гранитами и субщелочными лейкогранитами заключительной фазы комплекса сложены интрузивы, локализованные преимущественно в Удско-Майском и Чогарском блоках Алдано-Станового щита Сибирской платформы (массив Салга и др.), Удско-Куйдусунской вулканоплутонической зоне (Верхнеэльгаканский массив, Нюгали-Майская группа интрузивов), реже – в Кирано-Лавлинском блоке Алдано-Станового щита (Киранский). Последний (160 км²) имеет в плане сложную С-образную форму, обусловленную, по-видимому, влиянием северо-восточного Джугджурского и оперяющих его северо-западных разломов. Контакты с вмещающими породами мотаринского комплекса, архейскими гнейсами кирано-лавлинской серии и габброидами древнеджугджурского комплексов пологие. Краевые северо-западная и южная оконечности массива сложены гранодиоритами, а его центральная, большая (около 80 %) часть –

субщелочными мелкозернистыми лейкогранитами с порфирированной, гранитоидной, иногда гранулитовой или пегматоидной структурами. Нередки переходы в средне- и, реже, крупнозернистые разновидности с неравномернозернистым сложением. Характерная особенность гранитов – наличие микроразрывных пустот с друзами мелких кристаллов кварца. С гранитами массива связаны кварцевые жилы с вкрапленностью молибденита и пегматитовые жилы.

С джугджурским комплексом связаны многочисленные дайки диоритов, микродиоритов, диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, кварцевых монцодиоритов (1-я фаза); гранодиоритов, гранодиорит-порфиритов, кварцевых сиенитов (2-я фаза); гранит-порфиритов, мелкозернистых гранитов, аплитов (3-я фаза). Эти дайки встречаются либо изолированно, либо образуют дайковые поля, в которых они ориентированы согласно с преобладающим северо-восточным простиранием молодых дизъюнктивов. Отдельные системы даек прослеживаются на многие километры (бассейн р. Колболук у южного экзоконтакта одноименного массива, верховья р. Уян, левобережье р. Джана в ее верхнем течении). Контакты их с вмещающими породами, как правило, крутые, протяженность отдельных даек достигает 2 км, мощность не превышает 100 м.

По содержанию щелочей и кремнезема среди пород джугджурского комплекса выделяются разновидности, соответствующие диоритам, габбродиоритам, монцонитам, монцодиоритам, гранодиоритам, кварцевым сиенитам, кварцевым монцонитам, граносиенитам, гранитам и субщелочным лейкогранитам. В основном это породы нормального и субщелочного рядов (с некоторым преобладанием последних) калиево-натриевой серии, высоко- и весьма высокоглиноземистые. Породы 1-й фазы относятся к насыщенным, слабо пересыщенным кремнеземом, бедным и реже – умеренно богатым щелочами; 2-й фазы – к пересыщенным и слабо пересыщенным кремнеземом, умеренно богатым и богатым щелочами, пересыщенным глиноземом; 3-й фазы – к пересыщенным кремнеземом, богатым щелочами и сильно пересыщенным глиноземом. С ростом содержания кремнекислотности от пород 1-й фазы к породам 3-й наблюдается снижение содержания титана, железа, глинозема, кальция и повышение содержания калия и суммы щелочей в целом. Анализ соотношения титано-железистого отношения и кремнезема в породах комплекса позволяет отнести их к дифференциатам гранитоидной коровой магмы, в значительной степени ассимилировавшей

и контаминированной интродуцированные образования. При сопоставлении химизма пород удского и джугджурского комплексов устанавливается ряд общих и отличительных петрохимических черт. Общей особенностью является закономерное уменьшение от начальных продуктов кристаллизации магмы к конечному содержанию алюминия, кальция, магния при одновременном увеличении количества щелочей и относительного содержания калия. Джугджурский комплекс выделяется повышенной щелочностью (в основном за счет роста оксида калия) пород и более резким возрастанием ее по мере возрастания кремнекислотности пород, их повышенной железистостью и, соответственно, пониженной магнезиальностью, большей степенью окисленности железа.

Экзоконтактовые изменения, связанные с интрузивами джугджурского комплекса, в архейских метаморфических и магматических образованиях выражены лишь в окварцевании, в вулканогенных породах мела – в интенсивном ороговиковании. Ширина ореолов роговиков и ороговикованных пород составляет 0.1–2 км (в зависимости от состава вмещающих пород и наклона интрузивного контакта). Характерные контактовые минеральные новообразования в породах среднего состава – биотит, кварц, альбит-олигоклаз, в породах основного состава – альбит, биотит, серицит, эпидот, карбонат, в умереннокислых и вулканогенно-осадочных – биотит, полевой шпат, кварц. Комплекс включает также полевошпатово-кварцевые метасоматиты и пропилиты. Первые, контролирующие золото-серебряную минерализацию, приурочены к зонам дизъюнктивов в архейских (междуречье Курангкан-Сахарбах) и меловых (бассейны рр. Джана, Учур) образованиях, и часто формируют поля (7–9 км²) среди гранодиоритов и гранитов удского комплекса. Пропилиты и пропилитизированные породы распространены практически во всех более древних магматических образованиях, но наиболее широко – в вулканитах немуйканской и мотаринской свит.

Массивы джугджурского комплекса имеют рвущие контакты с породами покровных и субвулканических фаций тунумского комплекса (турон-коньяк). К-Аг возраст пород 1-й фазы комплекса – 86–98 млн лет (3 определения), гранодиоритов 2-й фазы – 70–101 млн лет (14 определений), лейкогранитов 3-й фазы – 77–94 млн лет (10 определений), что в целом соответствует позднему мелу, но несколько противоречит геологическим данным [30]. Лишь в 50 % определений возраст интрузивных пород (87–70 млн лет) моложе возраста прорываемых ими образований тунумского комплекса.

7.2. Интрузии Торомского осадочного бассейна

Поздний мел. Селитканский комплекс. Тела этого комплекса располагаются в пределах одноименного вулкано-плутонического ареала, охватывающего северные отроги Селемджинского хребта, Тайканский и Селитканский хребты, восточные отроги хр. Ям-Алинь. Формирование комплекса проходило в три фазы: 1 – диориты, габбро (vK_2s_1), диорит-порфиры (δK_2s_1); 2 – гранодиориты ($\gamma\delta K_2s_2$); 3 – граниты, гранит-порфиры ($\gamma\lambda K_2s_3$).

Большая часть интрузивов (Тыльский, Карыэлакский, Муниканский, Дюлонский, Тодо-Уряхский) приурочена к северной периферии (Тайканский очаг) Баджало-Тайкан-ской области позднемезозойской гранитизации, характеризующейся обширным гравитационным минимумом (до -86 мГал), меньшая (Джялакский, Селитканский, Максинский и др.) – к локальным гравитационным минимумам интенсивностью от -30 до -40 мГал. В магнитном поле массивы центральной части вулкано-плутонического ареала (Тыльский, Карыэлакский, Командный, От-Юряхский и др.) четко фиксируются положительными аномалиями, в поле краевой части ареала (в пределах палеозойских складчатых структур) они не выражены (Утаннакский, Дюлонский, Горелый). По Э.Я. Дубинчику и В.К. Путинцеву [24], формирование подобных немагнитных массивов происходит в случае их кристаллизации при повышенном давлении паров воды при более низких температурах – в обстановке, благоприятной для формирования в гранитах биотитовых (немагнитных) ассоциаций.

Наиболее крупный (длиной около 85 км при ширине 10–20 км) сложно построенный массив – *Тыльский* – протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Инарагда до верховьев р. Тыль. Он расположен в центральной части вулкано-плутонического ареала и прорывает юрско-меловые отложения Торомского осадочного бассейна, покровные образования и комагматичные им субвулканические тела инарагдинского, баранчжинского и бургалийского комплексов Селитканского вулканического прогиба. Ближайшие относительно небольшие массивы (Чуманярский, Карыэлакский, Командный, Тодо-Уряхский и др.), также прорывающие юрско-меловые и верхнемеловые образования и располагающиеся в пределах Тайканского очага гранитизации, по-видимому, являются крупными сателлитами Тыльского плутона. Несколько иное структурное положение занимают массивы, расположенные по периферии вулкано-плутонического ареала, в пределах па-

леозойских складчатых сооружений; обычно это трещинные тела северо-западного или субмеридионального направления (Утаннакский, Джелакский, Горелый, Дюлонский массивы), резко дискордантные по отношению к складчатым структурам.

Тыльский массив (800 км²), судя по наличию большого количества выходов мелких тел вблизи него, значительным по площади останцам, сложенным вулканитами, и широкому развитию порфировидных структур в породах массива, имеет незначительный эрозионный срез. Он, по видимому, в целом погружается на юго-запад. Большая часть массива сложена однообразными порфировидными гранитами 3-й фазы. В юго-западной части массива, в бассейне р. Тором, фиксируются небольшие тела (до 1 км²) диоритов, а в верховьях р. Тонум – гранодиоритов. На северо-восточном окончании массива в его сложении увеличивается роль биотит-роговообманковых гранодиоритов, которым принадлежат крупные ксенолиты (до 5 км²) среди гранитов 3-й фазы или самостоятельные тела (до 40 км²) в его краевой части (бассейн р. Лапкалах). В бассейне р. Тыль кварцевые диориты 1-й фазы представлены ксенолитами (до 0.3×0.4 км) в гранитоидах последующих фаз. Гранодиориты 2-й фазы распространены по периферии массива, а граниты 3-й – в его центральной части. Иногда граниты на границе с гранодиоритами фациально замещаются гранит-порфирами. В бассейне р. Прав. Ингагли в краевой части массива локализовано тело (10×1.5–3.0 км), сложенное диоритами 1-й фазы, которое прорывает игнимбриты и туфы риолитов баранчжинской толщи и субвулканические риолиты с образованием зоны контактовых роговиков шириной до 300 м. Диориты 1-й фазы, в свою очередь, прорваны гранитами 3-й фазы.

Расположенный на северо-восточном продолжении Тыльского *Чуманярский* массив (38 км²) сложен диоритами 1-й фазы и средне- и крупнозернистыми порфировидными гранодиоритами 2-й фазы, которые прорваны биотит-роговообманковыми гранитами 3-й фазы. В диоритах отмечаются многочисленные жилы гранитов. Небольшие тела, сложенные диоритами и диорит-порфирами 1-й фазы, фиксируются в бассейне р. Семитка. Для *Тодо-Уряхского* и *Джялакского* массивов характерно преобладание в их сложении крупнозернистых гранодиоритов 2-й фазы и наличие в их северных оконечностях тел, сложенных габбро и кварцевыми диоритами 1-й фазы. В *Утаннахском* массиве, сложенном на 95% порфировидными средне-

и крупнозернистыми гранодиоритами, фиксируются небольшие (до 0.5 км²) штоки мелкозернистых биотитовых гранитов 3-й фазы. Остальные массивы довольно однородны по составу и сложены равномернозернистыми и порфиroidными гранодиоритами. Только в *Итматинском* массиве намечается некоторая зональность в распределении темноцветных минералов: по периферии (до 2.2 км) распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые гранодиориты, ближе к центру они переходят в биотитовые, а затем (центральная часть) в роговообманковые разности. В верховьях рр. Ковах и Бомнак среди отложений юры и нижнего мела обнажаются sillы диорит-порфиритов. Их мощность достигает 120 м, протяженность – 6 км. В верховьях р. Ковах один из них приурочен к поверхности несогласия между палеозойскими и мезозойскими отложениями. Вмещающие породы на контактах с ним слабо ороговикованы в зоне шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров.

С каждой фазой внедрения связаны дайки пород соответствующего состава с порфировыми, иногда мелкозернистыми или аплитовыми структурами. Жилы и мелкие дайки аплитов, редко пегматитов локализуются внутри интрузивов и прорывают породы всех фаз. Завершается становление комплекса дайками спессартитов и микродиоритов. Они прорывают разновозрастные терригенные, вулканогенные и плутонические образования, включая гранитоиды 3-й фазы. Мощность их не более 2 м, протяженность до первых десятков метров, падение от 50° до вертикального.

Большинство пород 2-й фазы относится к высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым породам с калиево-натриевым типом щелочности. Породы 3-й фазы весьма высокоглиноземистые с калиево-натриевым типом щелочности. Отношение K₂O к Na₂O составляет 0.83–1.86, коэффициент окисленности железа – 0.04–0.57.

Позднемеловой возраст комплекса определяется фактом прорывания его телами образований инарагдинского, баранчжинского и бугалийского комплексов (сеноман-турон) и радиологическими данными: 81–83 (K-Ar), 106 (U-Pb), 95 (Rb-Sr) млн лет [30].

Ульбанский комплекс. Интрузивы комплекса распространены в бассейнах рр. Тыль, Тором, Тугур, Конин, Усалгин, на Шантарских о-вах и в пределах шельфа Шантарского моря. Большая часть их располагается в Пограничной гравитационной зоне и на территории к востоку от нее. Массивы (от мелких штоков и дайкообразных тел до крупных интрузивов тре-

щинного типа площадью 20–800 км²) четко дискордантны по отношению к складчатым структурам. Воздействие интрузивов на вмещающие осадочные породы выражается в формировании зон (0.5–5.0 км) силлиманит-биотитовых, биотит-кордиеритовых и кварц-биотитовых роговиков.

Эффузивы в экзоконтактах сильно перекристаллизованы, биотитизированы и хлоритизированы.

Комплекс сформировался в четыре фазы: 1-я – габбро, габбронориты (vK_2u_1), габбродиориты ($v\delta K_2u_1$); 2-я – диориты, монцодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, монцониты, сиениты (δK_2u_2); 3-я – граниты, плагиограниты (γK_2u_3), гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, субщелочные граниты, граносиениты, гранодиориты ($\gamma\delta K_2u_3$); 4-я – лейкограниты ($\ell\gamma K_2u_4$), субщелочные лейкограниты ($\varepsilon\ell\gamma K_2u_4$).

Роль и объемы отдельных фаз в строении массивов различны. Менее распространены породы 1-й и 2-й фаз, слагающие штоки, мелкие массивы (Меваканский, Сонельский, Якатынский и др.) или краевые части крупных массивов. Образования 3-й фазы формируют большую часть Альского, Мамгинского, Дуганджинского, Кивунского и др. массивов и принимают участие в строении массивов Медвежье Одеяло и Копатинский. Четвертой фазе принадлежат породы центральных частей Альского и Гассаканского массивов и полностью Джелагонский массив.

Наиболее крупный (900 км²) *Альский* массив имеет сложное зонально-концентрическое строение с преобладанием в краевых частях пород основного (габбро, габбродиориты), среднего (кварцевые монцодиориты, субщелочные кварцевые диориты) и умеренно кислого (гранодиориты, граносиениты), а в центральной – нормальных и субщелочных пород кислого (граниты, лейкограниты и их субщелочные разности) состава. Падение поверхности северного контакта крутое (по-видимому, на отдельных участках под массив), южного – пологое, в сторону вмещающих пород. По данным моделирования, нижняя граница гранитного слоя Альского массива находится на глубине 4–8 км. В сложении массива в разной степени участвуют все фазы ульбанского комплекса. По левобережью р. Ал в северном эндоконтакте его отмечаются ксенолиты (до 0.2 км²) крупнокристаллических интенсивно амфиболизированных габбро и габбродиоритов 1-й фазы в кварцевых диоритах – 2-й фазы. Последние совместно с монцодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами сла-

гают небольшие вытянутой формы тела (протяженностью до 13 км при ширине до 2 км) по всему выходу массива, особенно вдоль его северного эндоконтакта. Большая часть массива (до 70 %) сложена порфировидными гранитами, гранодиоритами, субщелочными гранитами и граносиенитами 3-й фазы, между которыми установлены фациальные взаимопереходы. Преобладают роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты, которые у северной окраины массива постепенно переходят в гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Около 250 км² площади массива сложено лейкогранитами и субщелочными лейкогранитами 4-й фазы, связанными между собой фациальными переходами. Те и другие характеризуются крупнокристаллической порфировидной структурой. Субщелочные лейкограниты прорывают андезиты верхнемеловой савояжской толщи и граниты 3-й фазы и содержат ксенолиты субщелочных гранитов и кварцевых диоритов. В береговых обнажениях Тугурского залива наблюдались апофизы лейкогранитов в кварцевых диоритах и гранодиоритах. В массиве отмечаются дайки и жилы аплитов, пегматитов, лейкогранит-порфиров.

Гассаканский массив (120 км²) на 70 % сложен крупнозернистыми, часто порфировидными роговообманково-биотитовыми гранитами 3-й фазы. На контактах с вмещающими породами, в полосе шириной до 100 м, они обычно постепенно переходят в биотит-роговообманковые гранодиориты. Порфировидные лейкограниты 4-й фазы и их субщелочные разновидности слагают краевые части массива, а в его южной части распространены диориты и кварцевые диориты 2-й фазы, между которыми устанавливаются взаимопереходы. Диориты прорваны жилами и апофизами гранитов. В ореоле контактовых роговиков отмечаются штокообразные тела лейкогранитов (4-я фаза), а в пределах массива – дайки гранит-порфиров. Для гранитов 3-й и 4-й фаз характерна грейзенизация, наиболее интенсивно проявленная в субщелочных лейкогранитах. С гранитоидами связаны также мусковит-кварцевые метасоматиты и многочисленные кварцевые жилы с золотым и олово-полиметаллическим оруденением.

Мамгинский массив (около 200 км²), в строении которого в разной степени участвуют породы всех фаз, имеет в плане вытянутую в северо-западном направлении форму. Среднезернистые габбро и габбронориты 1-й фазы слагают в нем два крупных ксенолита в гранодиоритах 3-й фазы. Диориты и кварцевые диориты 2-й фазы обнажаются в средней части массива, где они интродуцированы гранодиоритами 3-й фазы и слагают ксеноли-

ты (до 1.4 км²) в последних. Большая часть массива сложена породами 3-й фазы: порфиридовидными средне- и крупнозернистыми биотитроговообманковыми гранодиоритами и гранитами, реже – плагиогранитами, связанными постепенными взаимопереходами. Первые слагают практически всю северо-западную, а среднезернистые граниты – восточную части массива. В береговых обнажениях бухты Мамга видно, что контакт гранодиоритов с кварцевыми диоритами неровный, с многочисленными апофизами. В гранодиоритах отмечаются ксенолиты кварцевых диоритов. В массиве и его экзоконтакте локализованы дайки гранитов, гранитпорфиров, гранодиоритпорфиров, кварцевых диоритпорфиров, микрогаббро.

В минерагеническом отношении интересны два небольших по площади (22–24 км²) массива – *Дуганджинский* и *Медвежье Одеяло*. Первый имеет зональное строение. Его центральная часть сложена гранитами, которые к периферии массива замещаются мелкозернистыми гранодиоритами. Граниты прорваны штоками лейкогранитов. В контактовом ореоле вблизи массива отмечаются разноориентированные дайки габбро-диоритов 1-й фазы и диоритпорфиров, кварцевых диоритпорфиров – второй. Все они ороговикованы, часто пропилитизированы, секутся дайками гранитоидов последующих фаз и содержат кварцевые жилы лестничного типа с золоторудной минерализацией. Массив Медвежье Одеяло сложен породами 2-й, 3-й и 4-й фаз. В магнитном поле часть массива, сложенная диоритами и кварцевыми диоритами, выражена аномалией субмеридионального направления, которая фиксируется и в пределах шельфа, что позволяет предполагать продолжение массива в северном направлении. Диориты и кварцевые диориты содержат крупные ксенолиты гарцбургитов позднекаменноугольного (?) феклистовского комплекса. Среднезернистые граниты 3-й фазы слагают разрозненные тела и межпластовые залежи, а субщелочные лейкограниты 4-й – изолированное тело (площадью до 1 км²). В экзоконтакте массива установлены многочисленные протяженные жилы и зоны дробления с прожилковым окварцеванием, несущим оруденение золото-кварцевого типа.

Почти все породы 1-й фазы относятся к нормальному ряду щелочности натриевой (габбронориты) и калиево-натриевой (дайковые породы) серий. Исключение – габбро из дайки массива Медвежье Одеяло с отношением $\text{Na}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} = 0.8$. Габбронориты по сравнению со среднестатистическими

габбро более щелочные и известковистые. Породы 2-й фазы принадлежат нормальному (диориты, кварцевые диориты) и субщелочному (субщелочные диориты, субщелочные кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты) рядам калиево-натриевой серии. Резкое преобладание Na_2O над K_2O наблюдается лишь в дайковых диоритах Дуганджинского массива. Среди гранитоидов 3-й фазы наиболее распространены граниты и гранодиориты. Химический состав гранодиоритов близок к среднестатистическому, но отличается повышенным содержанием оксидов магния и калия, меньшим – кальция. Среди гранитов выделяются нормальные (сумма щелочей 7.5–7.02 %) и низкощелочные (сумма щелочей менее 7 %) разновидности. Лейкограниты 4-й фазы принадлежат нормальному ряду пород калиево-натриевой серии при сумме щелочей 7.85–8.1 %, а субщелочные лейкограниты – субщелочному ряду этой серии при сумме щелочей 8.12–9.19% с преобладанием К над Na. В дайковых породах 4-й фазы преобладают лампрофиры – спессартиты и керсантиты. По особенностям химического состава большая их часть соответствует субщелочному ряду калиевой серии.

С интрузивами ульбанского комплекса связаны обширные ореолы контактового метаморфизма шириной 0.5–5.5 км, окружающие все массивы. Поля ороговикования имеют определенную зональность. В зоне экзоконтакта Альского массива шириной до 100 м фиксируются тонко инъецированные гнейсовидные породы, состоящие из пироксенов или амфиболов (35 %), примерно одинакового количества плагиоклаза, кварца и единичных зерен калиевых полевых шпатов, по составу отвечающие пироксен-плагиоклазовым и амфиболовым роговикам. С удалением от контакта на 100–300 м эти породы сменяются кварц-полевошпатовыми роговиками. Далее, в интервале 300–400 м, сформировались кварц-биотитовые и кордиерит-биотитовые роговики. Зоны контактовых роговиков часто сопровождаются прожилковым окварцеванием с мощностью жил от 1 см до 0.4 м (в раздувах до 1.5 м), участками развития грейзенов (бассейн р. Мевая), метасоматитов (мыс Медвежье Одеяло) и сульфидизации (устье р. Сибаш).

Позднемеловой возраст ульбанского комплекса устанавливается по факту прорывания его массивами верхнемеловых (сеноман-турон) вулканитов савояжской и маймагунской толщ и калий-аргоновыми датировкам – от 70 до 84 млн лет (17 определений), которые соответствуют позднему сантону-раннему маастрихту [30].

8. ТЕКТОНИКА

Структура тектонических элементов, выполненных только осадочными формациями – Торомского и Удского фрагментов краевого прогиба, Боконской впадины, – несмотря на ее относительную простоту, изучена недостаточно. Во многом это определяется тем, что осадочные бассейны разбиты на разноразмерные блоки дизъюнктивами различных кинематических типов; играет роль и плохая обнаженность большей части территории. Тектоника Селитканского и Джелонского вулканических прогибов изучена гораздо лучше (особенно последнего) – в основном благодаря тому, что в их пределах проводились специализированные исследования [67; 54; 55].

Практически все имеющиеся сведения о тектонике Удского и Торомского фрагментов краевого прогиба имеются в диссертации Г.В. Роганова [67]; существенно новых результатов с тех пор не появилось. Все имеющиеся соображения изложены в работе В.Ю. Забродина с соавторами [30]; указанным работам мы и следуем в дальнейшем изложении.

Ниже, в конце разделов приведено описание основных дизъюнктивов, определивших современный облик осадочных бассейнов. Характеристика их дана по сводной работе В.Ю. Забродина и др. [33], содержащей все ссылки на исходные материалы.

8.1. Структура Удского осадочного бассейна

Удский фрагмент краевого прогиба располагается в районе южного выступа Алдано-Станового щита Сибирской платформы, накладываясь на Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб, Баладекское краевое поднятие платформы и складчатые сооружения восточного замыкания Джагдинской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. Положение прогиба в месте сочленения крупных дизъюнктивов, включая краевой шов Сибирской платформы, предопределило сложную блоковую структуру его и вторичный дизъюнктивный характер большинства контактов осадочного выполнения бассейна с подстилающими и перекрывающими образованиями (рис. 8.1, 8.2). В формационном отношении большая часть вещественного выполнения Удского прогиба принадлежит нижней (морской) молассе, в верхней части формационного ряда постепенно переходящей (через паралическую и лимническую слабоугленосные субформации) в континентальную молассу; в формационном ряду бассейна фик-

сируются перерывы (рэт-синемюр, конец ранней юры, келловей), предопределяющие некоторые различия в складчатости в процессе развития бассейна.

Анализируя тектонику Удского осадочного бассейна в целом, Г.В. Роганов [67] выделяет 4 структурных яруса; 3 нижних определяют структуру Удского фрагмента краевого прогиба, а верхний соответствует Боконской впадине. Складчатость заметно упрощается от нижнего структурного яруса к верхнему.

В современной структуре района Удский прогиб представляет собой группу разноразмерных тектонических блоков, нередко даже не соприкасающихся друг с другом. Можно констатировать, что в целом складчатость прогиба несет несомненные следы конседиментационного происхождения, хотя в основном имеет штамповый бескливажный характер [67; 30] (рис. 8.3).

По Г.В. Роганову [67], первый структурный ярус охватывает отложения верхнего триаса. В целом эта часть представляет собой моноклираль с падением пластов на северо-запад под углами 25–40°, редко до 60°, осложненную редкими широкими (до 300 м) пологими симметричными складками. Второй структурный ярус слагается ниже-среднеюрскими и среднеюрскими отложениями. В его пределах выделяется пологая брахисинклираль (50×20 км) северо-западного простирания с отложениями келловей-оксфорда

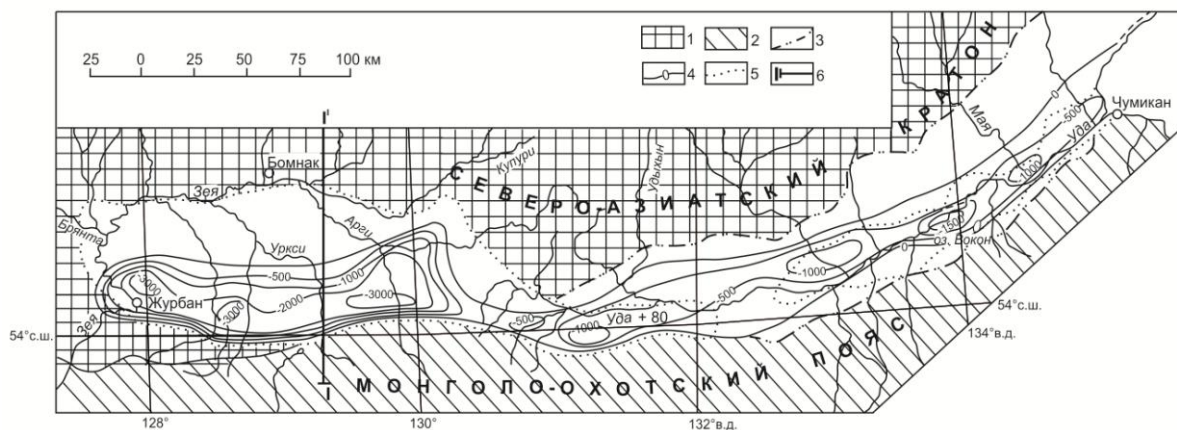


Рис. 8.1. Структурно-тектоническая схема Удского бассейна [51] с изменениями и дополнениями авторов:

1 – Становой блок Северо-Азиатского кратона; 2 – выходы на поверхность структурных комплексов Монголо-Охотского и Охотско-Корякского орогенных поясов; 3 – граница Удского бассейна по контуру эффузивных и осадочных верхнеюрско-нижнемеловых континентальных образований; 4 – изогипсы поверхности фундамента бассейна в м; 5 – контур распространения неоген-четвертичных отложений; 6 – линия профиля. Крестом показана точка определения теплового потока, 80 мВт/м²

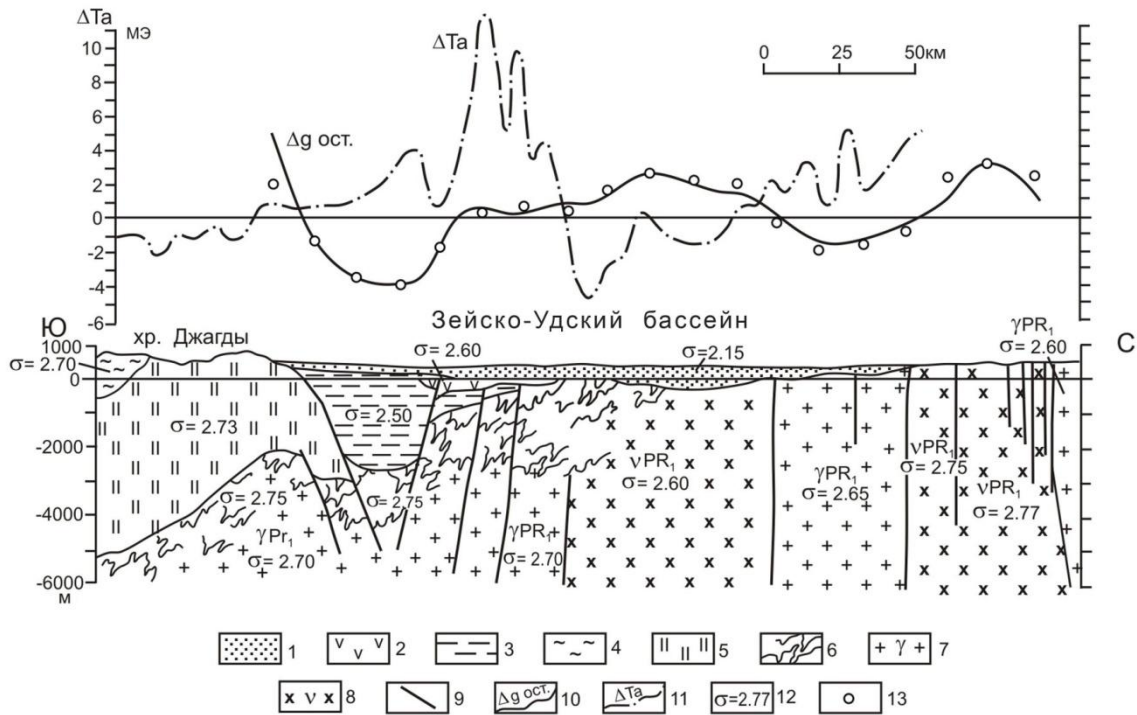


Рис. 8.2. Геолого-геофизический профиль (по линии 1-1¹) через Зейско-Удский бассейн, по [51] с дополнениями и исправлениями авторов:

1 – рыхлые преимущественно неоген-четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые эффузивы среднего состава; 3 – верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения; 4 – метаморфизованные песчано-сланцевые породы верхнего карбона-нижней перми; 5 – метаморфизованные песчано-сланцевые турбидиты нижней юры; 6 – нижнепротерозойские гнейсы; 7 – нижнепротерозойские гранитоиды; 8 – нижнепротерозойские габбро и габбро-диориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – кривая остаточных аномалий силы тяжести; 11 – кривая магнитных аномалий; 12 – плотность пород, принятая при расчетах; 13 – величина вычисленного гравитационного эффекта при принятых значениях плотностей и положении гравиактивных границ

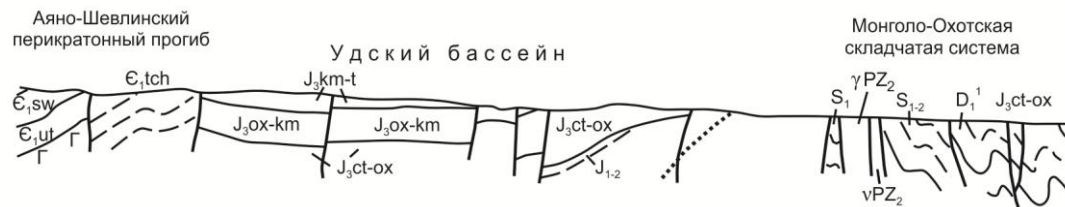


Рис. 8.3. Структура Удского осадочного бассейна [67]

(относящимися к следующему структурному ярусу) в ядре. С юго-востока, северо-востока и севера складка ограничена дизъюнктивами. Углы погружения крыльев колеблются от 20 до 30°, в мульде углы падения слоев не превышают 15°. От долины р. Шевли шарнир этой складки полого возды-

мается в северо-западном и юго-восточном направлениях. Третий структурный ярус представлен отложениями верхней юры и нижнего мела. В междуречье Урми-Галам в пределах этого яруса фиксируется моноклираль (85×20–25 км) с падением слоев на северо-запад под углами 15–40°. С северо-запада моноклираль ограничена Тохиканским разломом, по которому верхнеюрские и нижнемеловые отложения контактируют с нижнекембрийскими и гранитоидами Тохиканского массива. В пределах моноклинали установлены тектонические блоки, сложенные образованиями фундамента прогиба (в данном случае – Баладекского краевого поднятия Сибирской платформы) – породами раннеархейского баладекского интрузивного комплекса. Описанная моноклираль – это фрагмент крыла крупной брахисинклинали. Фрагменты противоположного крыла брахисинклинали, сложенные верхнеюрскими отложениями, выявлены в нижних течениях рр. Урми, Тохикан и Мал. Тохикан, где они погружаются на юго-запад под углами 10–20°. На левом берегу р. Шевли, в верховьях рр. Бол. Эльга и Гига в пределах рассматриваемого структурного яруса верхнеюрские отложения слагают простую брахисинклираль северо-западного простирания шириной около 10 км; шарнир ее погружается к северо-западу под углами 20–30°.

Боконская континентальная впадина наложена на южную окраину Алдано-Станового щита, частично перекрывая также Удский прогиб и Джелонский вулканический прогиб. Она протягивается в субширотном направлении почти на 200 км при максимальной ширине около 40 км. Впадина выполнена верхней (континентальной) слабо угленосной молассовой формацией максимальной мощностью, по данным гравиметрии, до 1500 м*. В целом в структурном отношении впадина представляет собой асимметричную синклираль (ось ее пространственно примерно совпадает с руслом р. Уды) с пологим северным и более крутым южным крыльями; последнее ограничено серией дизъюнктивов субширотного простирания сбросового типа. В ядре складки залегание слоев близко к горизонтальному. Складка состоит из серии мультисубпараллельных погружений (наиболее крупное – Чогарское – имеет размеры 40×10 км), разделенных куполообразными поднятиями. Очевидно, что описанная складка является конседиментационной.

* Максимальная мощность отложений, установленная при изучении разрезов Боконской впадины, не превышает 800 м (см. гл. «Стратиграфия»)

Джелонский вулканический прогиб наложен на юго-восточный край Алдано-Станового щита. Он протягивается от верховьев р. Уды в северо-восточном направлении, следуя простирацию краевого шва Сибирской платформы. Северо-восточная часть его частично перекрыта Охотоморской плитой. Максимальная ширина его составляет 65 км. Прогиб довольно отчетливо проявлен в поле силы тяжести положительными аномалиями.

По данным А.О. Морина [54], структура Джелонского вулканического прогиба сформирована тремя структурными ярусами, сменяющимися друг друга по вертикали. Нижний, средне-верхнеюрский, структурный ярус сложен туфогенной молассой, местами слабо угленосной, и дацит-андезитовой формацией, с заметным преобладанием первой. Эти формации находятся в тесном переплетении – потоки и покровы эффузивов встречаются на разных уровнях структурного этажа, но чаще в его верхней части. Средний, нижнемеловой, структурный ярус сложен базальт-андезитовой и риолитовой формациями; последняя занимает небольшой объем верхней части структурного яруса. В основании структурного яруса местами присутствует вулканогенная моласса; на южном фланге прогиба эффузивные формации его перекрывают континентальную молассу Боконской впадины. Формационный ряд ниже-верхнемелового структурного яруса^{**}, известного только в северной части Джелонского вулканического прогиба, начинается вулканогенной молассой, которую сменяют базальт-андезитовая и дацит-риолитовая формации, сформировавшиеся в гомодромной последовательности.

А.О. Морин [54] показал, что нижний и средний структурные ярусы деформированы совместно в одни и те же этапы. Однако имеются наблюдения [86], что простираения слоев в нижнем и среднем ярусах иногда заметно различны, так же как и углы их наклона. Очевидно, эти различия обусловлены конседиментационной складчатостью в нижнем структурном ярусе, сформировавшейся до начала накопления формаций среднего структурного яруса. По данным А.О. Морина, складки нижнего и среднего структурных ярусов образуют 2 группы – основные (транзитные), наиболее крупные, прослеживающиеся по всей длине вулканического прогиба, и

^{**} По нашему мнению, этот структурный ярус в Джелонском вулканическом прогибе отсутствует, а известен только в Преддзугджурском вулканическом прогибе.

более мелкие, локального распространения. В первой группе выделяются две системы складок. Одну из них составляют пологие (угол между крыльями $120\text{--}160^\circ$) линейные субпараллельные складки, простирание осей которых совпадает с простиранием вулканического прогиба. Длина некоторых из них соизмерима с длиной всего прогиба, ширина составляет 8–10 км. Осевые поверхности наклонены к юго-востоку, редко – к северо-западу. Углы погружения шарниров не превышают 15° . Вторую систему составляют более поздние складки, морфологически подобные складкам первой системы и ориентированные практически перпендикулярно им. Ширина их достигает 20 км. Шарниры погружаются в северо-северо-западном направлении под углами до 20° . Эти складки проявлены и в верхнем структурном ярусе; с ними связаны надвиги с амплитудами до 130 м.

Время формирования складок первой системы определяется как вторая половина неокома, второй – поздний мел. Складки второй группы описывают вышеописанные. Они имеют разные размеры (ширина от первых сантиметров до первых километров) и формы – от брахиформ до изоклиналичных складок волочения в пачках туфогенного флиша. В зоне Джугджурского линеамента наблюдаются аксоноклинали (складки с крутыми до вертикальных шарнирами) шириной до 3 м, маркирующие левые сдвиги по дизъюнктивам, входящим в зону линеамента. Представляется достаточно очевидным, что часть складок второй группы образовалась при формировании кальдер и поднятий внутри вулканического прогиба. Время заложения этих складок самое различное и охватывает весь меловой период.

Внутри Джелонского вулканического прогиба локализовано большинство массивов позднемеловой монцонит-сиенит-лейкогранитовой формации (джугджурский комплекс), в том числе наиболее крупные, в то время как небольшие массивы раннемеловой гранодиорит-гранитовой формации (удский комплекс) встречаются как исключение.

Отметим, что на уровне нижнего структурного яруса Джелонский вулканический прогиб по положению, структуре и основному формационному выполнению аналогичен Удскому фрагменту краевого прогиба Сибирской платформы. Эти прогибы некоторое время сосуществовали, видимо, разделенные поднятием (островной дугой?).

Основные дизъюнктивы. Южно-Удский и Улигданский разломы, являющиеся составными частями краевого шва Сибирской платформы, описаны выше.

Прибрежный разлом протягивается в виде цепи частных дизъюнктивов выдержанного северо-восточного простирания на расстояние около 500 км. На космогеологических картах почти на всем протяжении трассируется линейными понижениями в рельефе и выделяется как единый линейный элемент. Разлом представляет собой структурную границу архейских образований Становика-Джугджура с палеозойскими толщами Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба и юрско-меловыми вулканитами Джелонского вулканического прогиба. Заложился он в докембрии, маркируется зоной смятия, рассланцевания, катаклаза, милонитизации или метасоматической переработки пород. В целом является левым сдвиговзбросом, падающим в северо-западном направлении. Формирование Прибрежного разлома протекало в несколько этапов [54; 55].

1. Образование взброса как собственно поверхности сместителя, ограничивающего Джелонский вулканический прогиб, сопряженное с формированием региональной системы складок северо-восточного простирания и обусловленное юго-восточным смещением Сибирской платформы. Возраст взбросовых смещений, при которых образовались и приразломные складки, пояса трещин и кулисные сколы – валанжин, амплитуда смещения – 1800–2000 м.

2. Правое сбрососдвиговое смещение в условиях растяжения, сопровождающееся образованием кулисных сколов, поясов трещин и внедрением гидротермальных жил и даек. Период деформаций – сеноман-турон, амплитуда смещения, вероятно, не превышала первых сотен метров.

3. Левосдвиговые смещения, на первой стадии сдвиговзбросовые, сопровождающиеся сколами с обильными левосторонними штрихами на зеркалах скольжения, формированием серий поясов трещиноватости и кулисных складок, которые фиксируют переход ко второй стадии левосдвигового перемещения с разрастанием разлома по простиранию, развитием аксоноклиналильных складок, поясов трещин и кулисных сколов. Возраст деформаций – конец позднего мела. Суммарная амплитуда составляет 1000–1200 м, она приблизительно одинакова для обеих стадий.

Тохиканский разлом является одним из элементов зоны Улигданского глубинного разлома (краевого шва Сибирской платформы). По данным Г.В. Роганова [67], он представлен зоной дробленых и гидротермально измененных пород шириной 250–300 м. Местами разлом выражен в рельефе уступом высотой 1–3 м. Сместитель его крутой и в плане прямолинейный.

Вертикальная амплитуда перемещений по разлому превышает 6000 м, что подтверждается геофизическими данными. В бассейне р. Мал. Тохикан Тохиканский разлом разветвляется на серию северо-восточных и субширотных дизъюнктивов, которые, пересекаясь друг с другом, разбивают кембрийские образования и гранитоиды на ряд блоков.

8.2. Структура Торомского осадочного бассейна

Торомский прогиб накладывается на складчатые сооружения поздних герцинид Монголо-Охотской складчатой области. Северо-восточное окончание прогиба скрыто под осадками шельфа Охотского моря. На шельфе, по данным А.А. Рязанцева (2000 г.), замыкание прогиба отчетливо фиксируется в магнитном поле; граница во многих местах интерпретируется как дизъюнктивная. Удаление границы прогиба от береговой линии составляет 10–18 км. Формационное выполнение его тождественно такому Удскому прогибу, за исключением самой верхней (альбской) части, представленной типичной верхней (континентальной) молассой, служащей основанием позднемелового Селитканского вулканического прогиба. Перерывы в формационном ряду фиксируются практически на тех же уровнях, что и в Удском прогибе (за исключением самого раннего – в Торомском прогибе триас представлен и норийскими, и рэтскими отложениями).

Складчатость Торомского прогиба принципиально не отличается от складчатости Удского прогиба (рис. 8.4). Основными структурными элементами Торомского прогиба являются [67] Тонумская и Торомская синклинали, расположенные друг относительно друга кулисообразно и разделенные антиклинальным перегибом. Первая из них, протягивающаяся из верховий р. Галам и бассейна р. Тонум в верховья р. Тыль, имеет облик типичной складки штампового типа – в плане она угловатая, а в поперечном сечении представляет собой коробчатую плоскодонную синклиналь с практически горизонтальным или слабо волнистым днищем и сравнительно крутыми (20–45°) крыльями, наклоненными в сторону мульды. Торомская синклиналь изучена фрагментарно. Насколько можно судить по имеющимся материалам, в целом она похожа на Тонумскую.



Рис. 8.4. Структура Торомского осадочного бассейна [67]

По Г.В. Роганову [67], складчатая структура Торомского прогиба формирует 4 структурных яруса; так же как и в Удском прогибе, она упрощается от нижнего яруса к верхнему. Первый структурный ярус, сложенный триасовыми отложениями, отличается довольно напряженной складчатостью. Здесь наблюдаются линейные складки с очень крутыми (до вертикальных) крыльями. Т.М. Окунева [57] отмечает также опрокинутые складки (рис. 8.5). Вторым структурным ярусом сложен отложениями нижней юры, собранными в симметричные складки с углами погружения крыльев $30\text{--}40^\circ$. Третий структурный ярус образован верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. Они дислоцированы заметно менее интенсивно, чем нижележащие. В мульде Тонумской синклинали они залегают почти горизонтально, а на обоих крыльях синклинали – моноклиinallyно с углами погружения $15\text{--}30^\circ$, причем, наиболее крутые залегания устанавливаются у контактов мезозойских пород с породами фундамента прогиба. В верховьях рр. Галам и Тыль, где локализовано замыкание Тонумской синклинали, слои погружаются к центру последней под углами $5\text{--}40^\circ$. Альбская моласса слагает 4-й структурный ярус. Залегания пород в пределах этого структурного яруса еще более пологие – углы погружения крыльев Тонумской синклинали здесь не превышают 15° .

Существуют и иные представления о складчатости Торомского прогиба, приводимые в работе [6] и повторенные В.Г. Варнавским [7] и Г.Л. Кирилловой [39] без ссылок на источники. По этим данным, Торомский прогиб представляет собой крупную корытообразную синклинали с относительно крутыми ($20\text{--}55^\circ$) крыльями и слабоизогнутым плоским днищем. Крылья складки часто усложнены флексуобразными перегибами. В продольном профиле наблюдается общее погружение складки на юго-запад с одновременным увеличением мощности морских отложений. Границами складки служат конседиментационные дизъюнктивы северо-восточного и северо-западного простираний.

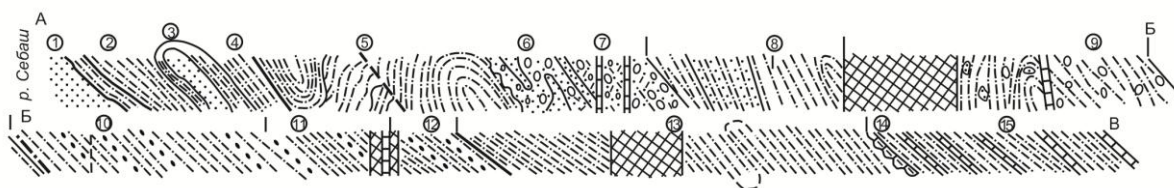


Рис. 8.5. Характер залегания слоев в норийских отложениях на побережье Тугурского залива [57]

В пределах Торомского прогиба выявлены 3 крупные брахисинклинали – Верхнетыльская, Корякинская и Дуганджинская, на крыльях которых углы погружения слоев колеблются в пределах 8–20°, а в ядре не превышают 4°. В районе м. Чокорингра выделены 2 брахиантиклинали.

Селитканский вулканический прогиб в плане имеет коленообразную форму, обусловленную как причинами, вызвавшими формирование вулканического прогиба, так и субстратом, на котором он заложился. Северная часть прогиба имеет северо-восточное, близкое к меридиональному простирание. Здесь в основании прогиба залегает альбская континентальная моласса, занимающая в структуре района двойственное положение: с одной стороны, она завершает формационный ряд Торомского прогиба, с другой стороны, служит фундаментом вулканического прогиба. Таким образом, в этой части Селитканский вулканический прогиб наследует положение краевого прогиба. Южная, субширотная, часть вулканического прогиба наложена непосредственно на складчатые сооружения Тыльского и Тугурского синклинориев Монголо-Охотской складчатой системы. Каналом поступления магматического материала в южной части прогиба, видимо, служил Южно-Шантарский глубинный разлом, а в северной – дизъюнктив северо-восточного простирания, трассируемый Тыльским и более мелкими интрузивными массивами. Общая протяженность вулканического прогиба составляет 150 км при ширине 15–35 км. Позднемеловой формационный ряд его представлен двумя андезитовыми формациями, разделенными дацит-риолитовой формацией, и завершающей диорит-гранодиорит-гранитовой формацией.

Покровные фации в пределах Селитканского вулканического прогиба в целом залегают субгоризонтально, образуя пологую синклиналь, которая осложняется несколькими сложными вулканическими депрессиями, разделенными интрузивно-вулканическими поднятиями. Эти постройки в поперечнике достигают 22 км; во внутренних их частях углы наклона потоков и слоев достигают 70°, в периферических частях уменьшаются до 5°. Во многих случаях границами депрессий служат кольцевые дизъюнктивы, вблизи которых наблюдаются местные нарушения залегания слоистости и флюидалности пород.

В качестве примера приведем описанную Г.В. Рогановым [67] вулканическую депрессию, выявленную в нижнем течении р. Селиткан. В плане она имеет изометричную форму около 20 км в поперечнике, ограничения ее дизъюнктивные. В пределах этой депрессии наблюдается наиболее пол-

ный разрез стратифицированных вулканогенных образований Селитканского вулканического прогиба. Строение ее асимметрично, наиболее опущенной является северо-западная часть. Горизонты туфов и лавовые потоки наклонены к центру максимального прогибания под углами 5–15°. Во внутренних частях депрессии локализованы крупные экструзивные дайки андезитов и кварцевых диорит-порфиритов северо-восточного простирания – по-видимому, корневые части трещинных вулканов.

Основные дизъюнктивы. *Тыльский разлом.* В бассейне р. Шевли этот дизъюнктив ответвляется от Улигданского разлома и протягивается на расстояние около 500 км. Поскольку большей частью зона его замаскирована крупными аллохтонами, определить ширину ее трудно; во всяком случае, она выражается многими километрами. В зоне разлома фиксируются многочисленные кулисообразно подставляющие друг друга дизъюнктивы длиной до 70 км, простирание которых примерно совпадает с простиранием зоны. Целиком в зоне Тыльского разлома располагается грабен, выполненный пермскими орогенными формациями. К юго-восточному граничному дизъюнктиву зоны приурочены интрузивы центрального типа дунит-клинопироксенит-габбровой формации, принадлежащие орогенному комплексу. Тыльский разлом заведомо существовал уже в силуре, разделяя области с различными обстановками осадконакопления. По-видимому, первоначально это был глубинный сброс; на поздних этапах по зоне рассматриваемого дизъюнктива фиксируются надвиговые перемещения переменных направлений, в основном сформировавшие Нимийский, Тыльский, Шантарский и более мелкие аллохтоны, а в перми Тыльский разлом, хотя бы частично, обладал существенной раздвиговой амплитудой.

Южно-Шантарский разлом. Этот разлом большей частью перекрыт мезозойскими и кайнозойскими образованиями и доступен для наблюдения участками – в бассейне верхнего течения р. Тором и на о. Бол. Шантар. Морфологически он представляет собой взброс или крутой надвиг, наклоненный на юг и юго-восток. Зона его, в пределах которой породы интенсивно перемяты, рассланцованы и окварцованы, имеет ширину, местами превышающую 10 км. По-видимому, большей частью вдоль этого глубинного разлома преобладали вертикальные перемещения. Отчетливо выраженные надвиговые подвижки фиксируются для послеюрского времени. Протяженность Южно-Шантарского разлома – не менее 180 км.

Тугурский разлом, разграничивающий мезозоида и поздние герциниды восточной части Монголо-Охотской складчатой системы, протягивает-

ся от р. Батор до шельфа Охотского моря восточнее Тугурского полуострова; длина его превышает 450 км. Западная часть рассматриваемого дизъюнктива, выделявшаяся под названием «Кумусунский разлом», имеет субширотное простирание, южное крутое (65–80°) падение и по кинематическому типу является правым сбросодвигом. Ширина зоны здесь колеблется от 1 до 5 км; в пределах нее породы интенсивно дислоцированы, рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы, в ней локализованы линейные тела метагабброидов златоустовского комплекса. Восточнее междуречья Кумусун-Селиткан Тугурский разлом серией поперечных дизъюнктивов смещается к северу и постепенно меняет простирание на северо-восточное, а падение – на северо-западное. По кинематическому типу, в связи с трансформацией залегания сместителя, он становится крутым взбросодвигом, по которому складчатые сооружения поздних герцинид надвинуты на северную часть Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. На Тугурском полуострове описываемый дизъюнктив представлен зоной сближенных разломов (крутые надвиги и сбросы) шириной до 5 км, внутри которой породы интенсивно рассланцованы, будинированы и окварцованы. На западном участке движения по нему прекратились в поздней перми, а в восточной части продолжались и в раннем мелу. Восточнее Кумусун-Селитканского междуречья Кумусунский разлом непосредственно продолжается Ассыйской зоной разломов, которая может рассматриваться как ветвь Тугурского разлома, пересекающая образования верхнетриасово-юрского структурного этажа Монголо-Охотской складчатой системы. Эта зона имеет ширину до 4 км; к ней приурочено максимальное для юрских образований количество тел базальтов, кремнистых пород, туфов, линзы олистостром мощностью до 200 м. Она также разграничивает участки Ульбанской структурно-формационной зоны с разными типами стратиграфических разрезов разновозрастных юрских отложений.

9. ГЕОДИНАМИКА

Учитывая региональные и глобальные геологические события мезозоя, можно предложить следующий геодинамический сценарий. В триасе к востоку от восточной окраины Северо-Азиатского кратона в пределах смежной с ней северной части Тихого палеоокеана начинается движение океанических плит по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим, на окраинах обоих континентов и вблизи них формируются новые системы [63]. На восточной окраине Северо-Азиатского кратона это Удско-Мургальская дуга.

По мнению Л.М. Парфенова с соавторами [61; 63], Удский осадочный бассейн претерпел сложную геодинамическую эволюцию, обусловленную его позицией сначала на южной пассивной окраине Шевлинского и Баладекского фрагментов Северо-Азиатского кратона (поздний триас-средняя юра), а затем в шовной постколлизийной рифтогенной зоне вдоль Монголо-Охотской сuture [41].

Согласно новым глобальным реконструкциям коллектива авторов на последние 200 млн лет [95; 98; 94] уточнено время начала и окончания основных этапов распада Гондваны и аккреции блоков к Восточной Азии, а также время деструктивных процессов [40; 95].

По палеорекострукциям [93], в раннем триасе началась коллизия Сино-Корейского блока с блоком Янцзы вдоль сuture Циньлин-Даби в центре Китая. Но Монголо-Охотский пролив еще существовал. С юго-востока под осколки Пангеи субдуцировали плиты Фараллон и Изанаги, разделенные срединно-океаническим хребтом. На плите Фараллон располагались моря Палеотетиса с микроконтинентами Северного, Южного Китая и Индии [94]. Осадки, накапливавшиеся в этих морях в раннем-среднем триасе (как кремнисто-карбонатные, так и терригенные), сохранились в разрезах Приамурья и Приморья [79], а также незначительно в северо-восточном Китае. Снизу и сверху они ограничены несогласиями.

На границе среднего-верхнего триаса произошла существенная тектоническая перестройка, обновление рельефа и последующее его разрушение. В позднем триасе продолжалась медленная фронтальная субдукция со скоростью 4.7 см/год срединно-океанического хребта (СОХ) между плитами Изанаги и Фараллон под Азиатскую окраину [93].

Глобальным событием, повлиявшим на формирование континентальной окраины Восточной Азии, было образование Мезо-Тетиса в конце

триаса, в рэтское время [94]. Ему, видимо, по времени соответствует продвижение на северо-восток СОХ между плитами Изанаги и Фараллон [93].

В начале ранней юры характер конвергенции плит на востоке почти не изменился. Плита Фараллон двигалась на северо-восток со скоростью 10.7 см/год, а плита Изанаги погружалась под азиатскую окраину [93]. Но к продолжавшему действовать источнику кластики присоединился еще один, т.к. в восточном Забайкалье начались коллизионные процессы вдоль Монголо-Охотской сутуры. Начавшись на западе в ранней юре, коллизия в виде смыкающихся ножиц медленно продвигалась на восток [38]. Вдоль сутуры образовалась речная долина, по которой выносилось огромное количество кластического материала. Этот материал разносился вдоль пассивной континентальной окраины, формируя мощные осадочные комплексы в окраинно-континентальных бассейнах (Удском, Торомском, Буреинском, западной части Саньцзян-Среднеамурского) [42; 44].

Как компенсация мощного воздымания Монголо-Охотского орогена по обеим сторонам его начали формироваться позднеюрского-меловые рифтогенные бассейны: Зейско-Удский (или Удский), Торомский с севера и Норско-Селемджинский с юга [41]. Проявления рифтогенеза объясняются глубинными физико-химическими процессами, образованием плюмов [89] и результатами взаимодействия Тихоокеанских и Евразийской литосферных плит. Но если в ранней юре доминировала фронтальная субдукция (на северо-запад), то в поздней юре плита Изанаги двигалась в меридиональном направлении, формируя аккреционные комплексы трансформной окраины [93; 18; 19; 91]. На азиатской континентальной окраине подтверждением этого процесса является активизация движений по системе сдвигов Тан Лу.

Финальные деформации, интрузивный магматизм имели место в середине альба. В это время плита Изанаги продолжала косое скольжение на север со скоростью 20.7 см/год [93]. После этого в позднем мелу формировались слабо деформированные терригенные и вулканогенные комплексы, продолжалась магматическая деятельность. По мнению А.О. Морина [54], смена полей напряжения в районе Удского вулканического пояса происходила неоднократно, что, естественно, влияло на характер седиментации. Последовательность смены напряженного состояния и связанных с ними геологических событий происходила следующим образом [55]:

а) допозднемезозойский этап. Поперечное изгибание, воздымание сопредельной с северо-востока территории (киммериды Верхояно-Чукотской складчатой области);

б) раннеджелонский этап. Изгибание, образование флексуры с опущенным восточным крылом (территория, занимаемая ныне котловиной Охотского моря);

в) среднеджелонский этап. Горизонтальное диагональное растяжение. Формирование туфогенно-осадочной толщи. Андезитовый эксплозивный магматизм;

г) позднеджелонский этап. Горизонтальное поперечное сжатие. Диагональная сдвиговая и приразломная складчатость;

д) ранненемуйканский этап. Горизонтальное продольное растяжение, сопровождающееся поперечным сжатием. Воздымание территории, формирование толщи основных и средних субаэральных эффузивов. Пологая складчатость фронтального смятия;

е) поздненемуйканский этап. Субгоризонтальное продольное сжатие, внедрение субинтрузивных тел среднего состава;

ж) магейский этап. Субгоризонтальное диагональное сжатие, формирование толщи умеренно кислых эффузивов;

з) мотаринский этап. Субгоризонтальное продольное растяжение, формирование толщи основных и средних эффузивов;

и) джугджурский этап. Субгоризонтальное диагональное сжатие. Внедрение гранитоидных интрузий.

Что касается глобальных реконструкций последних лет по этому региону, то этой проблеме посвящена статья [101], в которой автор считает, что главная коллизия Охотоморского блока с Восточной Азией до сих пор не распознана и предлагает свою модель этого процесса (рис. 9.1).

Коллизия Охотоморского блока с Сибирской окраиной. Около 77 млн лет назад началась субдукция океанической литосферы Иванаги под Охотоморский блок, вызывая магматизм, региональный метаморфизм и накопление аккреционной призмы на его окраине. Отрыв Охотоморского блока от Азиатской окраины северо-восточного простирания сопровождался растяжением в обстановке опрокидывания коровых структур, с формированием широкого магматического пояса и сильно деформированной аккреционной призмы вдоль окраины.

Предполагается, что Охотский блок был оторван от плиты Иванаги и в течение юры и раннего мела двигался в сторону Евразии. В конце альба (100 млн лет) он столкнулся с Южнокитайским блоком, после чего его движение сменилось на северо-северо-западное и сопровождалось

10. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

10.1. Удский осадочный бассейн

По имеющемуся скудному материалу Удский осадочный бассейн можно отнести к возможно нефтегазоносным бассейнам (ВНГБ). С поздней юры он был открыт в сторону шельфа. Это рифтогенный бассейн мощностью позднеюрских отложений до 6000 м. В нижней толще джелонской свиты содержатся слои, которые могут быть нефтегенерирующими. Это 12 пластов и пропластков углистых аргиллитов мощностью от 1–5 см до 0.7 м, два сближенных пласта угля мощностью 2.1 и 3.65 м. Роль коллекторов и покрышек в локализации нефтегазовых залежей могут выполнять вышележащие толщи [6].

Уда-Торомская система прогибов [40] и грабенов развивалась, можно считать, почти по классической схеме рифтогенеза [40]. Выделяются следующие стадии, определяющие тектонический стиль развития и нефтегазоносность этой структуры [6].

Стадия зарождения и созревания рифтогенной системы T_3-J_2 или собственно рифтовая стадия знаменовалась разуплотнением и подъемом мантийного диапира существенно ультрабазитового состава, формированием сводового поднятия и образованием на стыке двух жестких глыб (Алдано-Становой и Буреинской) обширных мелководных бассейнов. Обычны повышенные тепловые и флюидные потоки. Стадия активного рифтогенеза (J_3-K_1) выразилась заложением вулканических зон по системам дуговых (краевых) разломов, образованием приразломных впадин, в какой-то мере угленосных. Происходили мощные тектонические перемещения по продольным и диагональным разломам, закладывалась «клавишная» структура фундамента и разноглубинные бассейны отложения осадков.

Следующая стадия затухания рифтообразования в пределах континента и миграция его фронта на шельф (P_2-N_2). Происходит заложение узких грабенов и котловин на суше, краевых желобов на шельфе.

В боконской свите вскрыто несколько маломощных пластов угля и углистых аргиллитов. Местами в породах наблюдаются окаменевшие и обугленные обломки стволов и ветвей деревьев диаметром до 25 см и длиной – первые метры. Удские угли гумусовые, кларено-дюрено-липоидные, смоляные, матовые и полуматовые. Гелифицированная масса имеет винно-красный цвет и состоит из частиц витро-ксило-аттрита и витро-десмита с

беспорядочно расположенными смоляными тельцами и обрывками кутикулы. По степени метаморфизма угли относятся к переходным от бурых к каменным длиннопламенным, т.е. отвечают стадиям протокатагенеза и раннего мезокатагенеза, потенциально нефтепроизводящим [6].

Все эти показатели, а также тектоническое положение района и, прежде всего, взаимосвязь со структурами шельфа, резкая расчлененность дна бассейнов осадконакопления, большие мощности осадков мезозоя, состав кластического материала, обилие органики и наличие битумоидов – весьма благоприятные факторы для нефтегазообразования в данном районе. К нефтематеринским может быть отнесена, учитывая повышенную по петрографическим данным углефицированность, триасово-юрская толща. Высокими коллекторскими свойствами обладают боконские терригенные породы. В качестве естественных экранов и покрышек могли выступать вулканические породы джелонской свиты и зоны надвигов разных систем, особенно дуговые – Удский, Северо-Удский и ряд других второстепенных.

Прямых признаков нефтегазоносности на территории Удского прогиба не обнаружено. К возможным перспективным землям относятся площади, приуроченные к наиболее прогнутой части Удского прогиба, совпадающей с долиной р. Уда, где по геологическим и гравиметрическим данным выделяется ряд локальных впадин (см. рис. 8.1) с мощностью осадков более 3000 м [51].

Люминисцентно-битуминологический анализ верхнеюрских отложений показал содержание битума в этих породах от 0.0037 до 0.12 % [34].

По данным Д.С. Несвита (1949 г.), пористость юрских пород Удского бассейна (в %): 1.8 – 6 образцов, 2.16 – 4 образца, 3–3.4 – 3 образца, 6–6.6 – 3 образца, 7–7.8 – 2 образца. Л.И. Красный указал (1951, 1965 гг.) на содержание битума нефтяного ряда в количестве от 0.003 до 0.18 % в образцах триасово-юрских отложений. Пористость песчаников этих отложений изменяется от 7.1 до 11.2 %. Проницаемость не превышает 0.5 мД. О коллекторских свойствах нижнемеловых отложений прогиба сведений нет. Предполагается, что они должны быть значительно выше юрских.

Гидрологические условия бассейна практически не изучены. Верхняя часть осадочного разреза находится в зоне многолетней мерзлоты. Подмерзлотные воды, исследованные в единичных мелких скважинах, являются пресными, гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми, характерными для активного вообмена.

Прогнозные ресурсы нефти и газа составляют 140 млн т, при плотности 5000 тонн на 1 км². Запасы газа 28 млрд м³ [6; 34].

10.2. Торомский осадочный бассейн

Специальные работы для выяснения перспектив нефтегазоносности пород ТОБ были проведены И.К. Никифоровой в 1951–1955 гг. [56].

Возможный нефтегазоносный этаж сложен триасово-юрскими прибрежно-морскими и нижнемеловыми пресноводно-континентальными слабо дислоцированными отложениями. Исследования сопровождались сбором фауны и флоры, а также отбором образцов для литолого-петрографического и битуминологического изучения и оценки коллекторских свойств пород. Маршруты проходили в междуречьях Тыля и Торума, Шевли и Урми [6].

До настоящего времени информации о нефтегазоносности Торомского прогиба крайне мало. Прямых признаков наличия углеводородов пока не выявлено. Оценка перспектив Торомского бассейна строится на решении двух основных вопросов [6]: 1) выяснении возможностей генерации углеводородов в его недрах; 2) выявлении условий, благоприятствующих образованию и сохранению нефти и газа в недрах.

При рассмотрении первого вопроса имеется в виду, что нефтеобразование – региональный процесс, проходящий предпочтительно в толщах, содержащих достаточное количество органического вещества. Процесс литогенеза протекал в условиях полузамкнутого бассейна на фоне периодических морских трансгрессий и регрессий. Нефтепроизводящими по своим качественным характеристикам могли быть юрские глинистые отложения со значительной примесью органического вещества.

Что касается второго положения, то роль покрышки могут выполнять вулканические породы и глины кайнозоя.

Люминисцентно-битуминозный анализ верхнеюрских отложений показал, что общее содержание битума в них достигает 0.12 %. Резкое преобладание, в 2–4 раза, хлороформного экстракта над спиртобензольным свидетельствует о наличии в составе битума более подвижных компонентов, способных к миграции. Отмечается тенденция к возрастанию значений открытой пористости и газопроницаемости в направлении от краевых частей прогиба к центральным. В одном из образцов песчаника определена пористость в 17.43 %, в большинстве образцов она составила 10–12 %.

Предполагается, что главное значение будут иметь как пористые, так и трещинные типы коллекторов.

Значение мелового тектоно-магматического цикла для нефтепоисковых работ можно оценивать с разных позиций. Наиболее распространенная точка зрения не оставляет места для суждений о сохранности нефтегазовых залежей в вулканоплутонических областях. По другой научной версии, полное разрушение и исчезновение нефтегазовых залежей происходит, но при подходящих сочетаниях эндогенных процессов генерационный потенциал нефтегазоносных областей столь велик и скорость образования нефти и газа столь значительна, что при наличии материнских пород и пород покровов процесс катагенетических преобразований и накопления возобновляется, а ранее созданные залежи мигрируют в области с более подходящим термодинамическим режимом.

В рассматриваемой структуре наиболее стабильное положение занимал средний блок, к которому приурочена долина р. Тором. Он полностью лишен магматических проявлений и представляет собой узкий (до 30 км) грабен, открытый в сторону Удской губы. Мощность кайнозойских осадков в его пределах достигает нескольких сотен метров, а мезозойских отложений, перспективных по генерационным свойствам, – нескольких километров. Эта область наиболее перспективна на поиски месторождений углеводородного сырья [Нефтегазоносность..., 1998].

Коллекторские свойства мезозойских отложений не изучены. По отдельным определениям открытая пористость составляет 2–3 %, проницаемость – 0.002 мД. Прогноз ресурсов нефти в Торомском осадочном бассейне – 140 млн тонн [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе скорректированы представления о границах и структурных элементах Удского и Торомского осадочных бассейнов. Прослежена эволюция взаимосвязи тектонических и осадочных процессов в региональном и глобальном масштабе, в стратиграфической последовательности выделены перерывы и несогласия. В итоге обособлены тектоно-седиментационные системы, характеризующие крупные этапы развития осадочных бассейнов. Выявлены геологические и геодинамические события, повлиявшие на формирование перерывов и несогласий. Полученные данные позволили построить тектоно-седиментационные модели бассейнов и проследить эволюцию Удского и Торомского фрагментов Восточно-Азиатской континентальной окраины в мезозое.

Таким образом, выводы из вышеизложенного материала таковы:

1) Удский и Торомский осадочные бассейны по совокупности имеющихся общегеологических данных могут рассматриваться как вполне перспективные на выявление промышленных нефтегазовых месторождений;

2) слагающие их осадочные породы характеризуются повышенным содержанием органики, способной генерировать промышленные месторождения углеводородного сырья. Установлено наличие довольно мощных пластов грубозернистых пористых пород (песчаников, гравелитов, конгломератов), способных выступать в роли коллекторов, и глинистых сланцев – возможных экранов. Вероятно также наличие тектонических экранов, особенно в связи с наличием дуговых разломов;

3) помимо отмеченного благоприятного состава пород и их фациальных особенностей, в пользу благоприятных перспектив Удского и Торомского бассейнов на нефть и газ свидетельствуют также их рифтогенная природа заложения, длительность развития и высокая скорость накопления осадков;

4) общая степень геологического изучения осадочных бассейнов слабая, особенно на нефть и газ, неадекватная их потенциальным возможностям в нефтегазовом отношении, особенно если принять во внимание возможность строительства в ближайшем будущем намечаемых нефтегазопроводов из Якутии и Восточной Сибири в Китай, Южную Корею и другие страны АТР через территорию Северного Приамурья.

Авторы благодарны сотрудникам ИТиГ ДВО РАН Е.Ю. Диденко, Т.Л. Карповой, Л.В. Яхно и А.О. Алексеевой за окончательное оформление монографии к печати.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЕ ССЫЛКИ

1. Агафоненко С.Г., Усов И.О., Сережников А.Н., Ненашева С.Н., Асмолова Е.И., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015.
<http://www.vsegei.com/ru/info/georesource>.
2. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. [Электронный ресурс]. URL: <ftp://ftp.vsegei.ru/seism54.pdf>
3. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России./ И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Калачева, Е.А. Языкова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
4. Бондаренко Н. А., Соловьев В. А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.
5. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеанская геология. 2005. № 1. С. 3–13.
6. Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А., Гагаев В.Н., Галичанин Е.Н., Кириллова Г.Л., Лошак Н.П., Нигай Е.В., Пляскин В.А., Троян В.Б. Нефтегазоносность Удского и Торомского прогибов // Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ). Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС; Дальгеолком МПР РФ; Межрег. Ассоциация Д. Восток и Забайкалье, 1998. 282 с.
7. Варнавский В.Г. Мезозойские впадины //Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. С. 129–141.
8. Варнавский В.Г., Кириллова Г.Л., Кровушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
9. Васькин А.Ф., Гурьянов В.А., Дымович В.А., Забродин В.Ю., Кайдалов В.А., Кисляков С.Г., Махинин А.В., Роганов Г.В., Турбин М.Т., Фролов Ф.С. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Ев-

рейской автономной области и смежных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Хабаровск: Дальгеофизика, 2005.

10. Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 127–139.

11. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России./Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 (с. 1–572). Кн. 2 (с. 573–981).

12. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000: Объяснительная записка. / Ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, А.И. Васильев, Пэн Юньбяо, Сюй Яньцян, Ван Ин. СПб. – Благовещенск – Харбин: МПР РФ; Мингео и Минресурсов КНР. 1999. 135 с.

13. Геологический словарь (2 издание). Том первый (А-М). М.: Недра. 1978. 487 с.

14. Геологический словарь (3 издание). Том первый (А-Й). М.: Недра. 2010. 432 с.

15. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

16. Гончаров В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-VIII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1978. 96 с.

17. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Черенкова А.И., Малинина С.С., Бисеркин И.А. Отражение истории формирования консолидированной земной коры Приамурской золотоносной провинции в ее петрохимическом составе (по материалам отрезков сейсмических профилей Тында-Амурзет и Абакан-Тында-Татарский пролив) // Геофизический журнал. 2017. № 4. С. 15–41.

18. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. № 1. С. 20–40.

19. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. Академии наук. 2014. Т. 454. № 4. С. 442–446.

20. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. 112 с.

21. Дортман Н.Б. Петроплотностная карта магматических и метаморфических пород Забайкалья – Дальнего Востока масштаба 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.

22. Дортман Н.Б., Дубинчик Э.Я., Зотова И.Ф., Иванов В.Н. Петрофизическая характеристика типичных формаций разных этапов развития складчатых областей. Петрофизика магнитных формаций: Отчет по теме 303. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.

23. Дортман Н. Б. Петрофизика. Справочник в трех томах. М.: Наука. 1992. Том. 1. 392 с.; Т.3. 288 с.

24. Дубинчик Э.Я., Путинцев В.К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидных комплексов южной части Дальнего Востока как показатель условий их формирования // Сов. геол. 1971. № 12. С. 30–43.

25. Дунин-Барковский И.В., Смирнов П.В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). М.: Гостехиздат, 1955.

26. Егоров А.С. Особенности глубинного строения и вещественного состава геоструктур земной коры континентальной части территории России // Зап. Горн. ин-та. 2015. Т. 216. С. 13.

27. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф., Кириков Д.А., Мовчан И.Б., Чистяков Д.Н. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск-мыс Невельского // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143–151.

28. Забродин В.Ю. Реконструкция структуры мезозоид восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2009. № 3. С. 64–73.

29. Забродин В.Ю. Структура зоны сочленения юго-восточной окраины Сибирской платформы с Монголо-Охотской складчатой системой // Регион. геология и металлогения. 2011. № 45. С. 3–11.

30. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Фролов Ф.С., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова: Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 450 с.

31. Забродин Ю.В., Кириллова Г.Л. Стратиграфия, тектоно-стратиграфические системы и палеогеография Удского и Торомского осадочных

бассейнов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2017. № 6. С. 3–14.

32. Забродин В.Ю., Кириллова Г.Л., Кулындышев В.А., Кулындышева Л.А., Синюков В.И., Соловьев В.А., Черкасов Р.Ф. Структура континентов и океанов (терминологический справочник). Изд. 2-е, доп. и перераб. М.: Недра, 1979. 511 с.

33. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.+1 цв. вкладка.

34. Завадский В.А. Предложения к плану региональных и нефтепоисковых работ в межгорных впадинах Дальнего Востока и Аяно-Майском районе на 1966-1970 г.г. Л.: ВНИГРИ, 1965. 94 с.

35. Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент – океан // Тихоокеанская геология. 2016. Т.35. № 5, С. 39–53.

36. Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф., Гурович В.Г. Глубинные особенности размещения золоторудной минерализации Ульинской впадины. // Руды и металлы. 2017. № 4. С. 85–98.

39. Кириллова Г.Л. Принципы секвенстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных систем юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ДВО РАН, 2001. С. 62–72.

38. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-канозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.

39. Кириллова Г.Л. Удский осадочный бассейн. Торомский осадочный бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В двух книгах. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 501–515.

40. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 104–107.

41. Кириллова Г.Л. Позднемезозойский рифтогенез на флангах Джагдинского звена Монголо-Охотского коллизионного орогена: глобальные и региональные аспекты // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 1.

42. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А., Развозжаева Е.П., Рязанова Т.А., Медведева С.А., Крапивенцева В.В., Климов-

ская Т.В., Бормотов В.А., Меркулова Т.В., Каплун В.Б., Манилов Ю.Ф., Горнов П.Ю., Алексеенко С.Н. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН. 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России». Т. 3).

43. Кириллова Г.Л., Забродин В.Ю. Эволюция Удско-Торомского фрагмента Восточноазиатской мезозойской континентальной окраины: тектоно-стратиграфические системы, палеогеография, геодинамика // Юрская система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Седьмого Всероссийского совещания с международным участием, г. Москва, 18–22 сентября 2017 г. М.: ГИН РАН, 2017. С. 82–85.

44. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Забродин В.Ю., Развозжаева Е.П., Медведева С.А., Манилов Ю.Ф., Меркулова Т.В., Каплун В.Б., Горнов П.Ю., Гресов А.П., Рязанова Т.А., Подолян В.И., Обжиров А.И., Ершов А.В., Камаева М.Д. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России». Т. 4).

45. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 114 с.

46. Кисляков С.Г., Перфильев А.М., Ловшук В.П., Рязанцев А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XVI (Тором): Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2001. 140 с.

47. Кисляков С.Г., Перфильев А.М., Ловшук В.П., Рязанцев А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XVII (контр. п. связи Альский): Объяснительная записка. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2001. 170 с.

48. Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1992. №1. С. 102–108.

49. Красный Л.И. Монголо-Охотская геосинклиналильная область и ее место в структуре Восточной Азии // Бюлл. ВСЕГЕИ. 1958. №1.

50. Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат. 1960. 160 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 34).

51. Лишнеvский Э.Н., Землянов В.Н. Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1972. № 2. С. 141–146.

52. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

53. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / Науч. ред. А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука, 2013. 365 с.

54. Морин А.О. Складчатые деформации толщ Удского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 105–110.

55. Морин А.О. Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 3–18.

56. Никифорова И.П. Геологическое строение верхнеюрских и нижнемеловых отложений Удско-Торомского района на Западном Приохотье // Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Серия геол. Т. VI. Магадан, 1960.

57. Окунева Т.М. Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья // Тихоокеанская геология. 2002. № 6. С.3–30.

58. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, 1987. 263.

59. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543).

60. Палеогеографический атлас Северной Евразии. / А.Н. Балуховский, В.А. Буш, Ю.В. Волков, Ю.Г. Гатинский, В.Г. Казьмин, С.М. Калимулин, Л.И. Куликова, А.К. Миледин, Л.М. Натапов, И.П. Пугачева, О.Д. Суетенко, И.Б. Филиппова, Н.А. Ясаманов. Составители палинспастических реконструкций: Н.Ю. Бочарова, Л.П. Зоненшайн, М.К. Кононов, К.Скотиз. М.: Институт тектоники литосферных плит РАН, 1998. CDROM.

61. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Н.: Наука, 1984. 192 с.

62. Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П., Врублевский А.А., Карсаков Л.П., Кириллова Г.Л., Леглер В.А., Натальин Б.А., Попеко В.А., Попеко Л.И., Савельев А.А., Семенов Д.Ф., Уткин В.П.,

Уфимцев Г.Ф., Юшманов В.В. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.+1 вкладка.

63. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.

64. Петров О.В., Зубова Т.Н., Вербицкий В.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 19–33.

65. Рейнлиб Э.Л. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 23–30.

66. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с. + 38 стратиграф. схем.

67. Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы (Удско-Селемджинское междуречье). Дисс...канд. геол-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ, 1975. 148 с.+9 граф. прил.

68. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья: К 50-летию ФГУГГП «Хабаровскгеология». Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94.

69. Роганов Г.В., Васькин А.Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. Хабаровск: Дальгеофизика, 2008.

70. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. №2. С.3–9.

71. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

72. Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухииды и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 46–60.

73. Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д., Калачева Е.Д., Языкова Е.А. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

74. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшнов А.Л., Носырев М.Ю., Амантов В.А., Карпенченкова Н.Ю., Струкова Г.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N52 (Зея): Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 228 с. + одна вкладка.

75. Сигов В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XIX: Объяснительная записка. М.: Недра, 1974. 92 с.

76. Советов Ю.К. Верхнекембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 296 с.

77. Соловьев В. А., Бондаренко Н. А., Боровиков А. М. Систематика пограничных структур платформ и их нефтегазоносность (на примере Сибирской платформы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. № 2. С. 18–29.

78. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000 / Л. П. Карсаков, Чжао Чуньцин, М. В. Горошко и др. Владивосток- Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

79. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга 1. Терригенный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2004. 421 с.

80. Троян В.Б., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Варнавский В.Г., Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Галичанин Е.Н. Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического района, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока России. СПб.: ВНИГРИ. 1998. С. 161–168.

81. Турбин М. Т., Вольский А. С., Старченко В. В. Монголо-Охотская геосин-клинально-складчатая система // Геология зоны БАМ. Л.: Недра. 1988. Т. 1: Геологическое строение. С. 265–290.

82. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: справочник в 2 частях. Владивосток: ДВО РАН, 1987. Ч. 1. С. 1-212. Ч. 2. С. 213–392.

83. Фролов Ф. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XIV. Объяснительная записка. М.: Недра. 1983. 101 с.

84. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра. 1971. 548 с. + 4 прил.

85. Чамов Н.П. Тектонозависимая седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа) // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания «Эволюция осадочных процессов в истории Земли». Т. 2. Москва: РГУ нефти и газа, 2015. С. 5–8.

86. Чернявский В. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-X (с клапаном N-53-XI): Объяснительная записка. М.: Недра, 1977. 90 с.

87. Чернявский В. И., Левитан Г. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Джугджурская. Листы N-53-V, VI: Объяснительная записка. М.: Недра, 1983. 96 с.

88. Щербина Ю.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XV: Объяснительная записка. М.: Недра, 1981. 123 с.

89. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

90. Gradstein F.M., Sandvik K.O., Milton N.J. Sequence stratigraphy – Concepts and applications: Proc. Norwegian Petrol. Soc. Conf., Stavanger, Norway, 6-8 Sept., 1995 // NPF, Spec. Publ., 8. Elsevier, 1998. 450 p.

91. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Tikhomirova A.I., Voinova I.P. Paleomagnetism and geochemistry of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhote-Alin): Geodynamic significance. In Late Jurassic Margin of Laurasia-A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. Edited by T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald Jr. The Geological Society of America. Special Paper 513. 2015. P. 483–508.

92. Lowrie W. Fundamentals of Geophysics. 2nd Edition. Cambridge: University Press, 2007. 374 p.

93. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc. 1997. № 6. Pp. 121–142.

94. Metcalfe J. Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // Journal of Asia Earth Sciences 66 (2013). P. 1–33.

95. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.

96. Sedimentary Basins of the World. African Basins / Edited by R.C. Selley. 1997. V. 3. P. 3–394.

97. Sedimentary Basins of the World. Caribbean Basins / Edited by P. Mann 1999. V. 4. P. 3–699.

98. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212–270.

99. Spector A., Grant F.S. A Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35. N. 2. P. 293–302.

100. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

101. Yang Y.T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constrains on the plate reorganization of the NW Pacific // Earth-Science Reviews. 2013. V. 126. P. 96–115.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА (А.Н.Диденко).....	3
ВВЕДЕНИЕ (Г.Л. Кириллова).....	6
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕГИОНЕ	7
1.1. Геолого-структурная позиция Удского и Торомского осадочных бассейнов и их главные структурные элементы (В.Ю. Забродин).....	7
1.2. Геологическая изученность (В.Ю. Забродин)	20
1.3. Геофизическая изученность (М.Ю. Носырев, А.Н. Диденко).....	22
1.4. Петрофизическая изученность (Ю.Ф. Манилов).....	25
1.5. Нефтепоисковая изученность удского осадочного бассейна (Г.Л. Кириллова) ..	27
2. СТРАТИГРАФИЯ (В.Ю. Забродин).....	29
2.1. Удский осадочный бассейн	29
2.2. Торомский осадочный бассейн	38
2.3. Джелонский вулканический прогиб.....	54
2.4. Боконская континентальная впадина.....	61
2.5. Селитканский вулканический прогиб.....	63
3. ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ (Г.Л. Кириллова).....	68
3.1. Последовательность формирования тектоно-стратиграфических систем Удского и Торомского осадочных бассейнов	68
3.2. Геологические, геодинамические события, влиявшие на формирование перерывов в разрезах Удского и Торомского осадочных бассейнов	71
4. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УДСКОГО И ТОРОМСКОГО ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (М.Ю. Носырев, А.Н. Диденко)	75
5. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ (Ю.Ф. Манилов, В.Г. Гурович). 93	
6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (В.Ю. Забродин).....	102

7. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ (В.Ю. Забродин)	109
7.1. Интрузии Удского осадочного бассейна	109
7.2. Интрузии Торомского осадочного бассейна	120
8. ТЕКТОНИКА (В.Ю. Забродин)	127
8.1. Структура Удского осадочного бассейна	127
8.2. Структура Торомского осадочного бассейна	134
9. ГЕОДИНАМИКА (Г.Л. Кириллова)	139
10. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (Г.Л. Кириллова)	143
10.1. Удский осадочный бассейн	143
10.2. Торомский осадочный бассейн	145
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Г.Л. Кириллова)	147
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЕ ССЫЛКИ	148

Научное издание

**Забродин Владимир Юрьевич, Кириллова Галина Леонтьевна,
Диденко Алексей Николаевич и др.**

**УДСКИЙ И ТОРОМСКИЙ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ:
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, ГЕОДИНАМИКА,
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ**

Том 5

Отпечатано с авторского оригинала-макета
Дизайнер обложки *А. О. Алексеева*

Подписано в печать 04.03.20. Формат 60x84 ¹/₁₆. Усл. печ. л. 9,42. Тираж 500 экз. Заказ 59.

Издательство Тихоокеанского государственного университета
680035, г. Хабаровск, ул. Тихоокеанская, 136.
Отдел оперативной полиграфии издательства Тихоокеанского государственного университета.
680035, г. Хабаровск, ул. Тихоокеанская, 136.