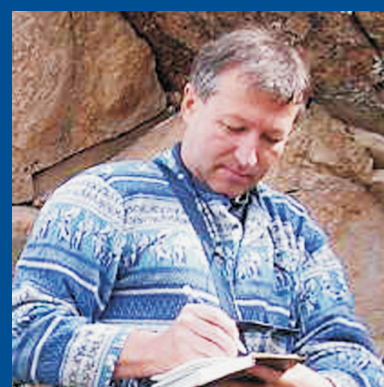


ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ISSN 0002-3272

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



Ю.А. Морозов



М.Г. Леонов



Е.С. Пржиялговский



А.С. Балуев

ПРОВИНЦИИ АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА

*М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский,
Ю.А. Морозов, А.С. Балуев*

ПРОВИНЦИИ АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 639

**M.G. Leonov,
E.S. Przhiyalgovskii, Yu.A. Morozov,
A.S. Baluev**

AREAL RIFTING PROVINCES

**Structure,
comparative characteristics,
geodynamics**

Moscow
GEOS
2026

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 639

**М.Г. Леонов,
Е.С. Пржиялговский, Ю.А. Морозов,
А.С. Балув**

ПРОВИНЦИИ АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА

**Строение,
сравнительная характеристика,
геодинамика**

Москва
ГЕОС
2026

УДК 550.361
ББК 26.323

Ответственный редактор
Член-корр. РАН *Н.Б. Кузнецов*

Редакционная коллегия:
К.Е. Дегтярев (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), *А.Б. Герман*, *Ю.О. Гаврилов*,
В.Ю. Лаврушин, *Б.Г. Покровский*, *М.А. Рогов*, *С.Д. Соколов*, *С.Ю. Соколов*,
М.И. Тучкова, *М.А. Федонкин*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты:
член-корр. РАН *Е.В. Складов*
доктор геол.-мин. наук *В.Г. Трифонов*

ПРОВИНЦИИ АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА. Строение, сравнительная характеристика, геодинамика. Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. –, – ISSN 0002-3272

Вып. 639 / *Леонов М.Г.*, *Пржиялговский Е.С.*, *Морозов Ю.А.*, *Балуев А.С.*
Отв. ред. *Н.Б. Кузнецов*. – М.: ГЕОС, 2026. 258 с.; ил. 142.
ISBN 978-5-6055594-6-7

Осуществлен сравнительный анализ тектонического строения и эволюции ареальных (диффузных) рифтовых систем: Провинция бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря, Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тяньшаньского альпийского орогена, Рифтовая система Белого моря. Показано, что развитие этих геоструктур связано с объемным разрыхлением и твердо-пластическим (реидным) объемным течением горных масс фундамента в пределах динамически ослабленных участков земной коры при наличии сдвигового поля напряжений и регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. Обосновано существование структурно-тектонических парагенетических поли-ансамблей: «провинций бассейнов и хребтов» (ПБХ), которые представляют собой особый класс геоструктур. Эти ансамбли ни структурно, ни динамически не являются аналогами линейных рифтовых систем: линейные системы – производные механического раскола и раздвижения сегментов континентальной коры (составляющая субглобального тектогенеза), ареальные системы – результат хрупко-пластичного ареального течения горных масс в пределах динамически неустойчивых участков платформ и орогенов (составляющая регионального тектогенеза).

Для широкого круга геологов, студентов и аспирантов вузов и факультетов геологического профиля.

ББК 26.323

ISBN 978-5-6055594-6-7

© Авторы, 2026
© ГИН РАН, 2026
© ГЕОС, 2026, макет

От редактора

Глобальный тектогенез проявлен во множестве форм, среди которых особое место занимают рифтогенные структуры. Этим структурам посвящено огромное количество публикаций, охватывающих как региональные исследования, так и общие теоретические аспекты проблемы. Наиболее изученные и известные из этих структур – рифты, генетически связанные с крупными разломами и имеющие четко выраженные линейные очертания. К ним относят океанические рифты, а также ряд внутриконтинентальных рифтовых систем, таких как Байкальская и Эфиопско-Кенийская системы, грабены Центрально-Французского массива, Верхнего Рейна и Осло, рифт Мид-континента на Североамериканском кратоне. Строение, геодинамика и история формирования линейных рифтовых систем хорошо изучены и подробно описаны в геологической литературе.

Гораздо меньше внимания в геологических исследованиях уделено системам так называемого **ареального (диффузного) рифтинга**. В отличие от линейных рифтов, они представляют собой закономерное чередование линейно ориентированных бассейнов и комплементарных им выступов фундамента (хребтов), занимающих обширные площади земной коры (до 500×1000 км).

Предлагаемая читателям монография «Провинции ареального рифтинга. Строение, сравнительная характеристика, геодинамика» – это первый и пока единственный опыт сравнительно-тектонического анализа провинций, которые обоснованно названы авторами – известными учеными-тектонистами – областями рассредоточенного (ареального, диффузного) рифтинга. В монографии представлено описание провинций, расположенных на разных континентах в пределах молодых и древних платформ, внутриконтинентальных орогенов, краевых морей. Не вдаваясь в детали всего многообразия материалов и выводов, приведенных в монографии, я хотел бы выделить ключевые моменты, подчеркивающие научную новизну и значимость предлагаемой вниманию читателей работы.

Прежде всего, необходимо сказать, что описание большинства анализируемых в монографии регионов и объектов – Гиссаро-Алайского и Центрального сегментов Тянь-Шаня (главы 2 и 3), Селенгино-Витимской провинции Западного Забайкалья (глава 4), Рифтовой системы Белого моря (глава 6) – основано на результатах многолетних полевых исследований авторов книги и выполненных ими теоретических обобщениях. Описание Провинции бассейнов и хребтов (глава 1) и Вьетнамского шельфа Южно-Китайского моря (глава 5) основано на анализе литературных и картографических материалов. При этом следует отметить общий широкий охват специальной литературы, перечень которой включает более 400 наименований.

Несомненное достоинство и уникальность монографии состоят в комплексном и взаимосвязанном подходе к рассмотрению различных аспектов геологического строения и геодинамической истории объектов. В работе проанализировано положение этих объектов в общей структуре земной коры, расшифрована их структура, дана характеристика тектоно-седиментационных режимов и этапов структурной эволюции.

По сути, впервые монографически описаны процессы и механизмы альпийской деформации пород палеозойского фундамента, а также характер взаимоотношений фундамента и чехольных комплексов. Затронуты и особенности проявления магматизма, сейсмичности и глубинного строения. В этом плане интересны два положения, по-видимому, впервые столь определенно подчеркнутые авторами: относительно слабое проявление сейсмичности (главы 1, 5, 6) и вялое проявление или практически полное отсутствие вулканизма (главы 2, 3, 5, 6) в пределах территорий, охваченных ареальным рифтингом. Последнее представляет собой свидетельство весьма ограниченной магматической продуктивности мезозойско-кайнозойской нижней коры и верхней мантии в областях рассредоточенного рифтинга.

Разделы и главы, посвященные структурно-геологическим и кинематическим исследованиям, дополнены результатами серии аналоговых тектоно-физических экспериментов (глава 7). Сопоставление результатов полевых структурно-геологических работ и тектонофизического моделирования позволило авторам определить механизмы и особенности инфраструктурной эволюции провинций систем рассредоточенного рифтинга.

Монография, кроме большого объема нового фактического материала, содержит ряд теоретических выводов. Существенным вкладом авторов в понимание альпийского этапа геодинамической эволюции Земли стало всестороннее обоснование наличия в земной коре особого класса «рифтогенных» геоструктур – ареальных структурно-тектонических парагенетических поли-ансамблей, становление которых – явление глобального масштаба, и связано оно с объемным разрыхлением и твердо-пластическим (реидным) течением горных масс фундамента в пределах динамически неустойчивых участков земной коры при

наличии сдвигового (транстензионно-транспрессионного) поля напряжений и регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. Установлено также, что провинции ареального рифтинга ни структурно, ни динамически не являются аналогами линейных рифтовых систем. Линейные системы – производные *механического раскола* и *раздвижения* сегментов континентальной коры (составляющая субглобального тектогенеза). Ареальные системы – результат «*связного*» течения горно-породных масс, охватывающего значительные объемы консолидированной коры платформ и орогенов (составляющая регионального тектогенеза). К этому нужно добавить также, что существование провинций ареального рифтинга несомненно указывает – и это важно – на весьма значительную *внутреннюю тектоническую активность* «консолидированной» земной коры древних и молодых платформ, частично преобразованных во внутриконтинентальные орогены.

В целом монография «Провинции ареального рифтинга. Строение, сравнительная характеристика, геодинамика» представляет собой фундаментальный труд, который не только систематизирует имеющиеся знания по затрагиваемой проблеме, но и открывает новые горизонты в понимании сложных процессов тектогенеза. Авторы успешно показали, что ареальный рифтинг – это не просто менее изученная разновидность рифтогенеза, а самостоятельное и значимое явление, требующее особого внимания и подходов к его изучению. Монография стимулирует дальнейшие исследования в области ареального рифтинга, предлагая новые идеи и методологические подходы, не только заполняет существенный пробел в геологической литературе, но и открывает новые перспективы для изучения глобального тектогенеза, подчеркивая многообразие и сложность его проявлений. Монография, несомненно, будет полезна широкому кругу специалистов – геологам, геофизикам, тектонистам, а также студентам и аспирантам, интересующимся проблемами современной геодинамики и эволюции земной коры. Эта работа является значимым вкладом в мировую геологическую науку и, безусловно, займет достойное место среди классических трудов по тектонике.

Н.Б. Кузнецов

Так природа захотела.
Почему?
Не наше дело.
Для чего?
Не нам судить.

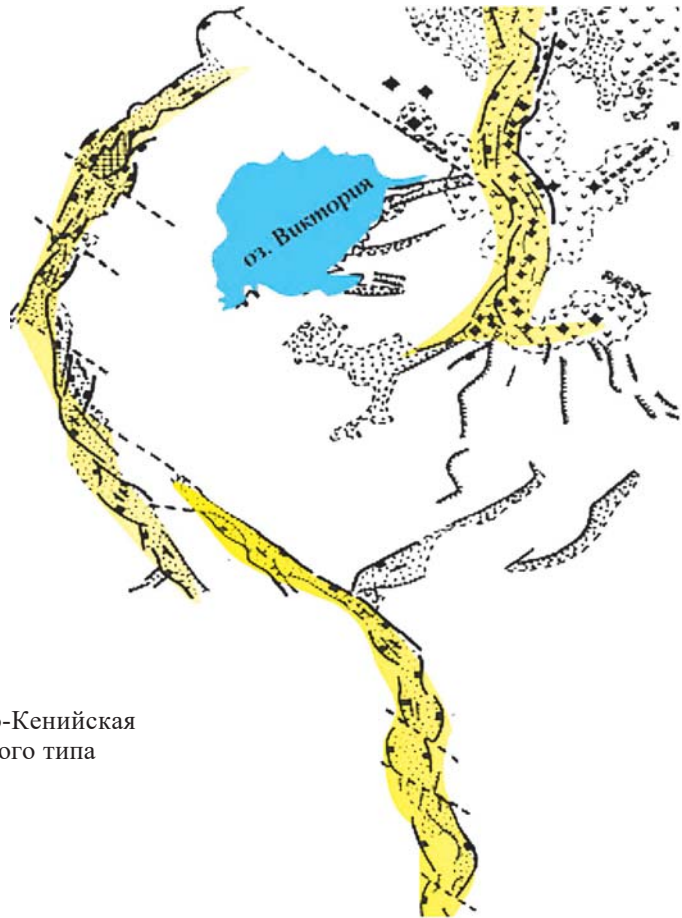
Б. Окуджава

Введение

Рифтогенные структуры – одно из распространенных и ярко выраженных проявлений внутриконтинентального тектогенеза, их описанию посвящено множество публикаций как региональной направленности, так и отражающих общие теоретические аспекты проблемы [Артемьев, Артюшков, 1968; Балуев, 2006; Балуев и др., 2012, 2021; Грачев, 1987; Казьмин, 1987; Кузьмин, Ярмолук, 2006; Леонов Ю., 1972, 2001; Логачев и др., 1968; Маслов, Подковыров, 2020; Милановский, 1976; Никишин, 2002; Райт, Троксел, 1976; Строев..., 2022; Тверетина, 2017; Тектоника..., 1976; Томпсон, 1970; Хаин, Соколов, 1993; Шенгёр, Натальин, 2009; Ярмолук, Иванов, 2000; Bosworth, 1985; Jones et al., 1992; Mart, Dauteuil, 2000].

Определения понятия «рифт» многообразны, но достаточно сходны. Они четко и не противоречиво обобщены Ю.Г. Леоновым [Осадочные..., 2004, с. 45], согласно которому «рифты представляют собой линейно вытянутые, эшелонированные или кулисно подставляющие друг друга системы грабенов различной морфологии и кинематики, образовавшиеся в обстановке растяжения (грабены) либо транстенсии/транспрессии (структуры пулл-апарт)». Главными диагностическими признаками рифтов Ю.Г. Леонов считает тектоническую структуру и геодинамический режим формирования, и с этим, пожалуй, можно согласиться. Иные признаки, такие как состав пород, наличие или отсутствие магматизма и метаморфических преобразований, наличие зон аккомодации и пр., «вторичны и не настолько постоянны, чтобы служить критерием выделения рифтов» [Осадочные..., 2004, с. 45], добавим – и критериями их сравнительной характеристики.

Наиболее известна и хорошо изучена разновидность рифтов, генетически связанных с крупными разломами и имеющих отчетливо выраженный линейный габитус: резкое преобладание протяженности (до многих тысяч км) над шириной (десятки, реже сотни км)). К таким структурам относятся прежде всего океанические рифты и ряд рифтов внутриконтинентальных: Байкальская и Эфиопско-Кенийская (рис. 0.1) рифтовые системы, система грабенов Центрально-Французского массива, Верхнего Рейна и Осло, рифт Мид-континента (Североамериканский кратон) и др. Линейные рифтовые системы – их строение, геодинамика и история становления – достаточно хорошо изучены и многократно описаны в геологической литературе. Характерной чертой этой разновидности структур является также их масштаб, сопоставимый с мощностью земной коры. К рифтам континентальным, как нам представляется, стоит относить структуры, протяженность которых не менее или близка к мощности гранитно-метаморфического слоя. Структуры меньшей протяженности и глубины заложения следует, по-видимому, рассматривать



► **Рис. 0.1.** Эфиопско-Кенийская рифтовая система линейного типа

в качестве «грабенов» – индивидуальных или образующих некое сообщество систем. Обратим также внимание на то, что понятие «рифт» в определении Ю.Г. Леонова (впрочем, как и у многих других авторов) – это *совокупность частных структур (грабенов), имеющая общий линейный габитус*.

Существенное место в структуре земной коры занимают также системы расщепленного (диффузного, от лат. *diffusio* – распространение, рассеивание) рифтинга [Богданов, 2000; Борукаев, 1999], состоящие, в противоположность рифтам первого типа, из многократного чередования линейно ориентированных впадин (грабенов, грабен-синклиналей) и комплементарных им выступов фундамента (горстов, горст-антиклиналей), занимающих значительную площадь



▲ **Рис. 0.2.** Провинция бассейнов и хребтов — типичный пример аресальных рифтовых систем. По: [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Милановский, 1976].

1 – надвиги и взбросы; 2 – сбросы; 3 – сдвиги; 4 – структуры обрамления и выступы фундамента; 5 – осадочные бассейны; 6 – Провинция бассейнов и хребтов; 7 – границы провинций; 8 – даты проявления катастрофических землетрясений

(до 500×1000 км) и представляющих собой *особую разновидность* структурно-парагенетических ансамблей ареального типа [Балуев, 2013], классическим примером которых является Провинция бассейнов и хребтов (рис. 0.2).

Подобные системы известны также как тафрогены (от греч. таφρός – ров), однако этот термин использован для обозначения весьма различных геологических структур и форм, и его употребление в данном случае вряд ли целесообразно.

В этой книге рассмотрены структурно-тектонические ансамбли, которые известны как области ареального (распределенного, диффузного) рифтинга или сходны с ними по морфоструктуре и особенностям геологического развития.

Природа этих ансамблей трактуется различно, что отражено в многочисленных дефинициях: телеорогены, террасинклинали, области резонансной, полуплатформенной и глыбово-складчатой тектоники, завершенной складчатости и субсеквентного магматизма, дива-структуры, структуры восточноазиатского и тихоокеанского типов, зоны свободного развития (?) и корового коробления, области экстремального (?) растяжения, тафрогенеза, ареального рифтинга и т.д.

Множественность определений связана как с объективными, так и субъективными причинами: во-первых, с разнообразием объектов и отсутствием четких критериев выделения этого типа структур; во-вторых, с тем, что тот или иной геолог изучал какой-либо единичный объект либо уделял внимание той стороне явления, которая представлялась ему главной или соответствовала задаче исследования; в-третьих, с практическим отсутствием работ по сравнительному анализу подобных объектов, что неизбежно приводило к односторонней трактовке явления.

Сравнительные данные, приведенные в этой работе, позволяют наметить основные черты строения и эволюции, а также выявить механизмы формирования той категории геоструктур, которая обозначена нами как области распределенного (ареального, диффузного) рифтинга, и главной чертой которых является наличие морфоструктурного парагенеза (вернее, поли-парагенеза) многократного и закономерного повторения комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабен, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов).

В книге рассмотрены объекты, расположенные в различных частях Земного шара и в разных геодинамических обстановках (рис. 0.3): Провинция бассейнов и хребтов (Сев. Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря, Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тянь-Шаня, Рифтовая система Белого моря. В целях лучшего понимания генетической сущности, значимости и масштабности явления в книге приведено описание нескольких «вспомогательных» объектов, обладающих характеристиками, сходными с таковыми провинций бассейнов и хребтов.



▲ Рис. 0.3. Расположение упомянутых в книге областей рассредоточенного рифтинга в пределах континентальной коры

Описание объектов не равнозначно, поскольку объем и содержание материала по различным регионам не равноценны в силу разной степени изученности природных особенностей и геологического строения. При этом некоторые регионы и объекты были предметом изучения авторов книги, тогда как описание других – приведено на основе привлечения и анализа опубликованных литературных и картографических данных. Тем не менее каждый из объектов дополняет общую картину строения и развития провинций бассейнов и хребтов и способствует, как нам кажется, более глубокому и объективному пониманию сути явления.

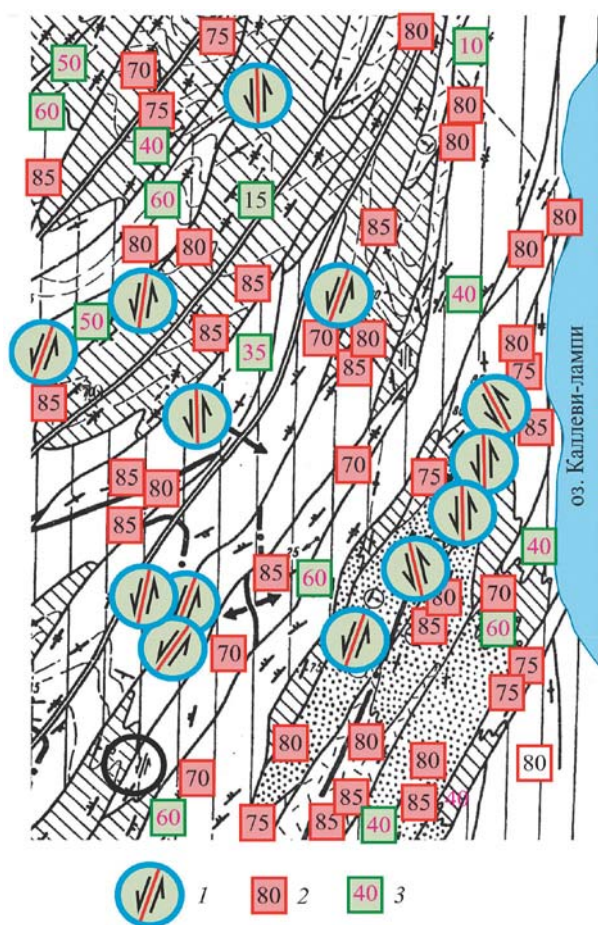
* * *

Но, прежде чем перейти к изложению фактического материала, необходимо сделать небольшое отступление. При описании геологического строения и интерпретации механизмов формирования морфо- и инфраструктуры провинций ареального рифтинга мы постоянно будем указывать на признаки, свидетельствующие о тектоническом течении и реидной деформации горных масс, оставляя за рамками рассмотрения вопросы понятийной базы, физической сущности и форм структурно-геологического выражения процесса течения горных пород. В связи с этим для лучшего понимания материала и авторских рассуждений, прежде чем перейти к основной части изложения, представляется полезным дать краткий обзор некоторых аспектов сдвиговой тектоники, имеющих непосредственное отношение к тематике этой книги. Различные аспекты проблем деформирования горных пород изложены во множестве научных трудов [Ажгирей, 1966; Белоусов, 1976; Гзовский, 1975; Гогель, 1969; Кирмасов, 2011; Лукьянов, 1991; Миллер, 1982; Михайлов, Хаин, 1985; Николя, 1992; Ребецкий и др., 2019; Роль..., 1997; Ситтер, 1960; Хилс, 1967; Шайдеггер, 1987; Jaroszewski, 1980; мн. др.]. В то же время некоторые используемые в данной работе термины и понятия, такие как «сдвиговое», «объемное», «тектоническое» течение, «пластическая» и «реидная» деформация и др., не всегда бывают поняты однозначно и могут быть истолкованы по-разному. Поэтому вначале приведем расшифровку некоторых терминов и понятий, употребляемых в текстах последующих разделов, что, возможно, облегчит читателю восприятие материала.

Сдвиг. В механике сплошных сред – плоскопараллельное скольжение доменов вещества относительно друг друга. Сдвиговое движение может быть локализовано в узкой зоне, именуемой плоскостью сдвига. В геологии под сдвиговыми деформациями и смещениями обычно понимаются (если это не оговорено особо) относительные перемещения объемов горных масс в горизонтальном направлении при субвертикальной плоскости сместителя. При проявлении сингенетичных сдвиговых деформаций в пределах широкой зоны

можно говорить об области сдвигового течения, где относительное смещение одних фрагментов (разномасштабных доменов) горных пород рассредоточено по множеству локальных сдвигов или иных структурных элементов, обусловленных сдвиговой деформацией. В механике *диффузный (рассредоточенный) сдвиг* определяется как пакет однонаправленных сдвигов. Для наглядности на рис. 0.4 приведен пример проявления мезомасштабного диффузного сдвига.

Тектоническое течение (близкие по смыслу, но не тождественные определения: течение пластическое, реидная деформация, сдвиговое течение, связанное твердофазное течение). Наиболее общее определение понятия: «дифференциальное движение частиц геологического тела под действием девиаторного напряжения» [Лукиянов, 1999]. Процесс захватывает определенный объем горных пород и находит отражение в комплексе геологических структур, свидетельствующих о реальном перемещении вещества и изменении конфигурации деформируемого домена. Может быть проявлен на разном масштабном уровне – от отдельных кристаллов до породных комплексов и горнопородных



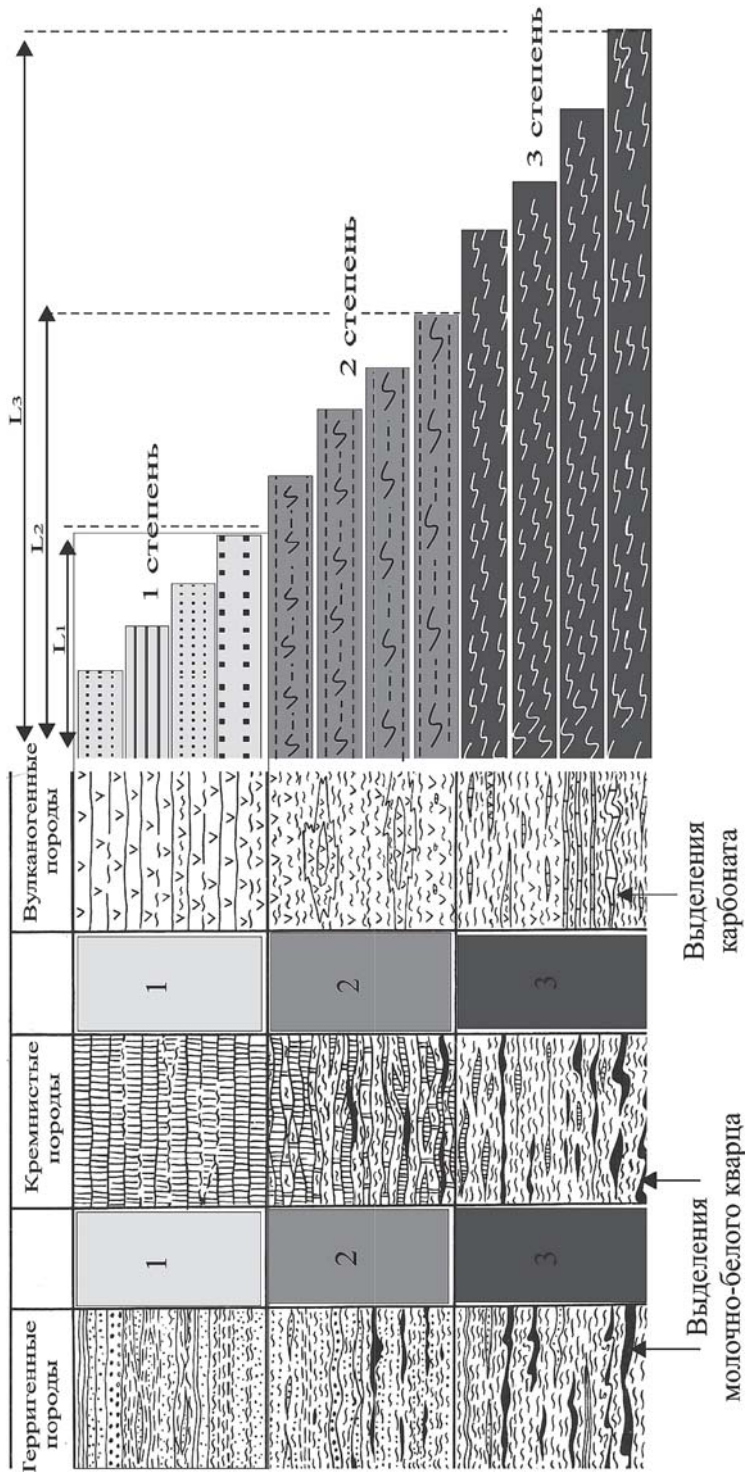
◀ **Рис. 0.4.** Деформация сдвига в породах лопийского комплекса, рассредоточенная по множеству структурных элементов (по [Миллер, 1988]).

1 – точки фиксации и ориентировка сдвиговых смещений; 2 – крутые (70° и более) углы падения плоскостных элементов; 3 – пологие (60° и менее) углы падения плоскостных элементов. Фоновые знаки – структурные формы и литостратиграфические подразделения лопийских образований

провинций. В определенном масштабе рассмотрения могут формироваться *реидные* структуры, сходные со структурами вязкого течения в потоках жидкости. Тектоническое течение является суммарным эффектом пластической, вязкой и хрупкой деформации и одним из важнейших типов механического поведения горных пород. Сланцеватость отражает дифференциальное сдвиговое (в механическом смысле) движение, а зоны рассланцевания представляют собой по существу области диффузного сдвига, где каждому элементу сланцеватости соответствует смещение вещества. В результате возникают тектоническое расслоение разреза и формирование горизонтально-плоскостной или вертикально-плоскостной структуры с шарьяжно-надвиговой (в первом случае) или сдвиговой (во втором случае) кинематикой. Пример тектонического течения, проявленного на мезоуровне, приведен на рис. 0.5. Выделенные степени вещественно-структурной переработки достаточно условны, но они являются реальным отражением амплитуды сдвигового смещения и интенсивности вторичной структурно-вещественной трансформации горных пород.

Первая степень («зона глубокого катагенеза» по [Шванов, 1983]). В породах сохранены признаки осадочного или вулканогенного происхождения: структура, текстура, слоистость, стратификация. Пласты компетентных пород слегка будинированы, но без разрыва сплошности. В тонкозернистых разностях проявляется послойный кливаж. Сланцеватость отсутствует либо выражена слабо, развита в тонкозернистых породах и вдоль поверхностей первичной делимости. Толщина литонов 1–5 мм. Ориентировка зерен выражена слабо, метаморфические минералы формируются в тонкозернистой или пелитовой основной массе вдоль плоскостей делимости. Минеральные преобразования охватывают цемент и в меньшей степени – зерна, которые отчетливо обособлены от цемента независимо от состава. Вторичные минералы, соответствуя зоне глубокого катагенеза, занимают не более 30% объема.

Вторая степень («зона начального и глубокого метагенеза» по [Шванов, 1983]). Возрастает число плоскостей вторичной делимости, толщина микролитонов уменьшается до 0,1–1 мм. Текстуры массивные и сланцеватые, с зачаточной кристаллизационной сланцеватостью. Степень рассланцевания и кристаллизационной сланцеватости сильно варьирует. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляются гофрировка, микроскладчатость. Границы пелитовых и зернистых слоев делаются нечеткими. В кремнях и вулканитах проявляется линзовидное строение, обусловленное наличием неизмененных фрагментов породы, как бы плавающих в рассланцеванной основной массе. В пелитах, при частичном сохранении первичных структур, преобладают тонкочешуйчатые лепидобластовые структуры. В зернистых породах новообразования захватывают цемент и обломочные зерна, возникает единообразная породная масса, в которой частично сохраняются обломки кварца и альбита, но и они несут следы ориентированной перекристаллизации и коррозии. Мел-



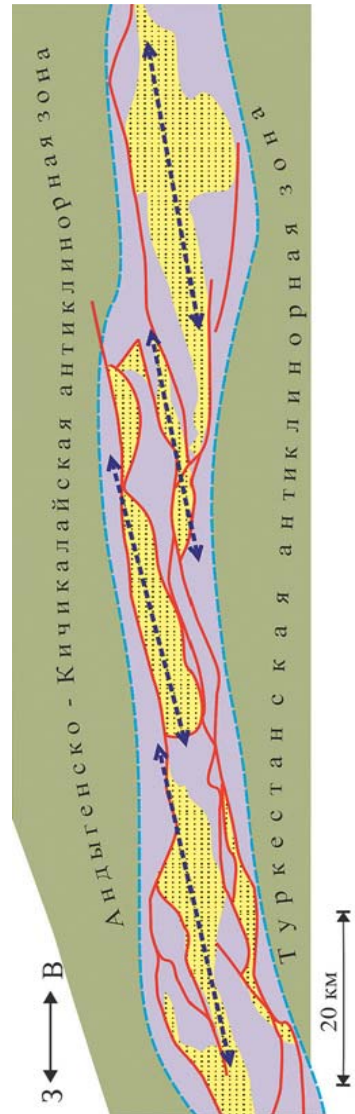
▲ **Рис. 0.5.** Эмпирическая корреляция интенсивности структурно-вещественной переработки пород и амплитуды рассредоточенного сдвигового течения. Схема составлена на основе данных по Ганза-Чимтаргинскому массиву и Сугутскому блоку (по данным: [Коньгин, Леонов, 1987; Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов, 1988; Пржиляговский, 2021; Шванов, 1983; Леонов, Kozhukharova, 1992]. Степени 1, 2, 3 – по возрастанию интенсивности переработки и амплитуды течения. L_1 , L_2 , L_3 – условные амплитуды сдвига слоев и пачек с различной степенью структурно-вещественной переработки пород. Пояснения в тексте

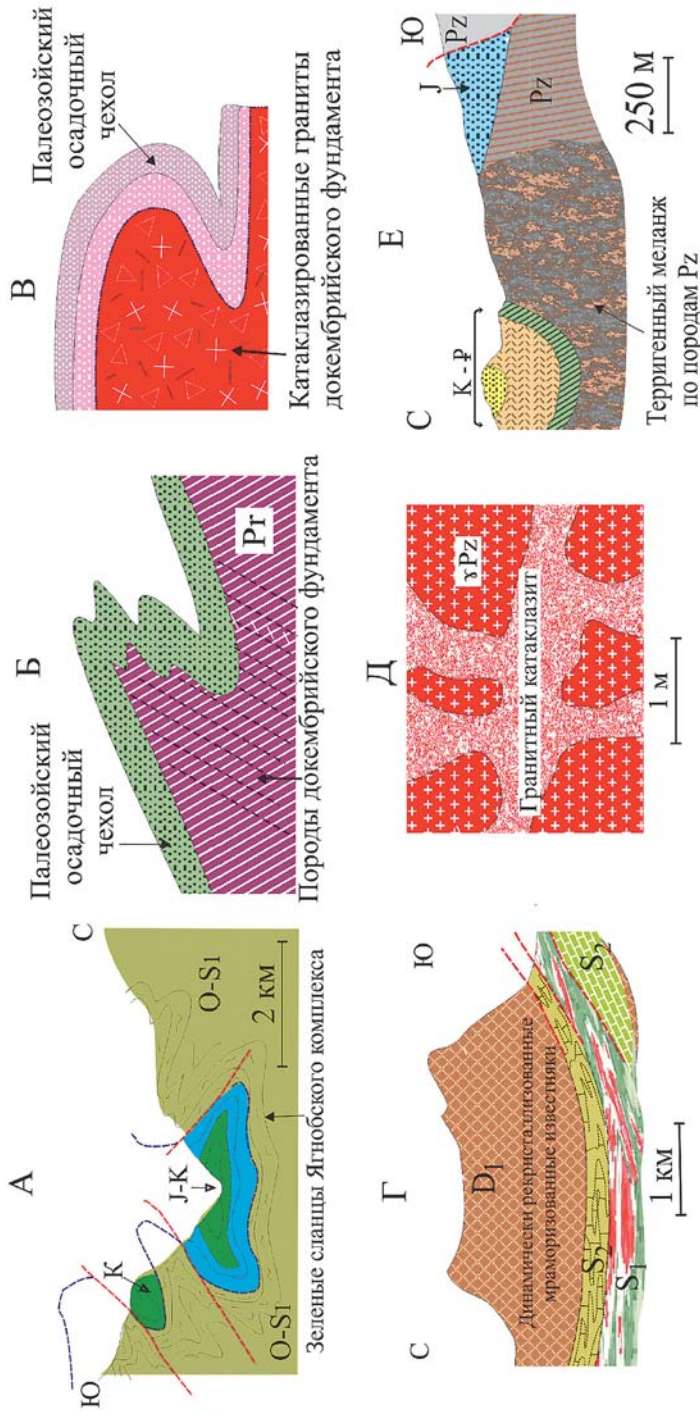
козернистая основная масса практически полностью перекристаллизована, реликтовые минералы и крупные зерна более 0,2–0,3 мм также затронуты деформацией (раздроблены, удлинены, изогнуты, сдвойникованы) и вторичными метаморфическими преобразованиями по периферии кристаллов и по трещинкам. Метаморфические минералы зоны начального и глубокого метатенеза занимают от 30 до 60–90% условного объема. Появляются послойные выделения молочно-белого кварца (в терригенных и кремнистых породах) и карбоната (в основных вулканитах и их туфах). Порода приобретает облик метаморфической, но при сохранении реликтов структур и текстур материнской породы. Происходит чередование объемов пород с разной степенью рассланцевания, толща приобретает линзовидно-петельчатое строение, выраженное на микро-, мезо- и макроуровнях.

Третья степень (зеленосланцевый метаморфизм s.s.). Исчезают первичные текстурно-структурные признаки, фиксируется полное господство парагенезиса новообразованных минералов, соответствующего зеленосланцевой фации метаморфизма. Реликтовые протокласты составляют не более 5–10% условного объема, но и они сильно деформированы и находятся в процессе замещения. Первичные различия пород неразличимы. Структура гранобластовая, гранолепидобластовая или фибробластовая. Текстуры кристаллизационно-слоистые, развита пloidчатость. Частота плоскостей делимости высокая, толщина микролитов 0,01–0,1 мм. Развита мелкая гофрировка. Массово появляются жильные выделения кварца и карбоната. Характерны флазерные, микробудинажные, ротационные структуры, пloidчатость, гофрировка. Объем вторичных минеральных фаз приближается к 100%.

В качестве примера объемного тектонического течения макроуровня приведена область кулисного расположения мезозойско-кайнозойских впадин Курганакской зоны Туркестанского хребта (рис. 0.6).

◀ **Рис. 0.6.** Схема кулисного расположения внутригорных впадин (крап по желтому фону) в пределах Курганак-Кульгеджелинской зоны (лиловый цвет) Туркестанского хребта (Тянь-Шань). Более подробное описание дано к рис. 2.9





▲ **Рис. 0.7.** Механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие 3D-подвижность горных пород и деформацию поверхности фундамента без разрыва сплошности.

А – пластическая деформация (Раватская впадина, Южный Тянь-Шань); Б – хрупкая микродеформация (кливажная) (Армориканский массив) [Bradschaw et al., 1967]; В – разломно-блоковая мезо- и макродеформация (по [Бероуш, 1991]); Г – динамическая рекристаллизация (Фанские горы, Южный Тянь-Шань); Д – брекчирование и катаклаз (Дзиркульский массив); Е – меланжирование (Зеравшанская зона, Южный Тянь-Шань)

В последние десятилетия все чаще в обиходе геологов стал появляться термин «реидность» (от греч. «ρεος» – течение), под которым подразумевается *способность горных пород к течению в твердом состоянии*. Понятие охватывает совокупность вязкого, пластического, катакластического и прочих видов течения. Было введено [Кинг, 1967; Сагу, 1954] в силу того, что в природных объектах одномоментно могут проявляться разные механизмы необратимой деформации. Понятие «реидность» в механике твердых тел может быть приравнено к понятию «тектоническое течение» в геологии.

Выявлены механизмы структурной переработки пород, обеспечивающие 3D-деформацию и внутреннюю подвижность геологических тел без разрыва сплошности их граничной поверхности [Леонов, 2008] (рис. 0.7). Это пластическая деформация, меланжирование, хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация, катаклаз, динамическая рекристаллизация, течение гранулярных сред. Каждый из этих механизмов или некая их совокупность приводит к возникновению дискретной блочно-гранулярной инфраструктуры пород. При этом величина гранул и блоков может варьироваться от частиц наноразмерности [Соболев и др., 2016] до горных массивов и иметь фрактальный характер [Гольдин, 2002, 2005; Кочарян, 2016; Ружич, 1997; Садовский и др., 1988].

Более обстоятельно признаки сдвигового течения горных масс рассмотрены в главах, посвященных описанию регионального материала и результатов тектонофизического моделирования.

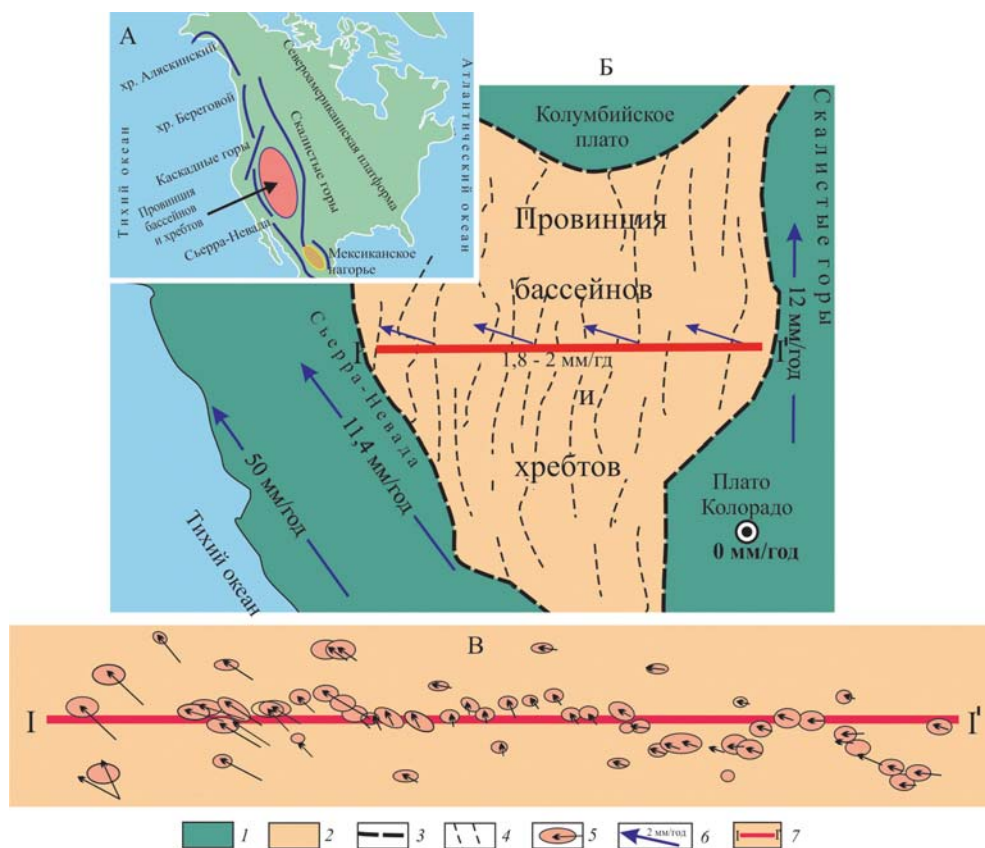
Глава 1

Провинция бассейнов и хребтов

Североамериканская Провинция бассейнов и хребтов (в дальнейшем «Провинция») является классическим примером тектонических ансамблей ареального (диффузного) рифтинга [Иванов, Иванов, 1996; Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Кук, 1970; Лукьянов, 1965; Макаров и др., 1982; Милановский, 1976; Никишин, 2002; Осадочные..., 2004; Романюк, 2008; Томпсон, 1970; Хоуз, Данеш, 1976; Bennett et al., 2003; Compton et al., 1977; Flesch et al., 2000; Hammond et al., 2016; Hose, Daneš, 1968; Jones et al., 1992; Hamilton, 1978; Nolan, 1943; Sharp, 1939; Thatcher et al., 1999; мн. др.]. Провинция расположена на юго-западной окраине Североамериканского континента (рис. 1.1), ограничена горами Сьерра-Невада (на западе), Скалистыми горами (на востоке), плато Колорадо (на юго-востоке) и Колумбийским плато (на севере) и имеет размер $\sim 600 \times 1000$ км.

Территория Провинции представляет собой сводовое поднятие, осложненное системой многочисленных субпараллельных узких хребтов (поднятий, горстов) и разделяющих их долин (впадин, грабен). Восточная часть Провинции расположена на древней Североамериканской платформе, западная – на складчатом основании, сформированном в процессе невадийской (ранний и средний мезозой) и ларамийской (поздний мезозой – начало кайнозоя) орогений, однако тектоническая структура Провинции бассейнов и хребтов не связана непосредственно с системами более древних ларамийских и невадийских структур; влияние древнего структурного плана проявлено лишь спорадически.

В результате ларамийской орогении территория была спаяна в единый Североамериканский континент. Принято считать, что примерно 42 млн лет назад (эоцен) на западной территории Северной Америки началось растяжение земной коры, которое захватило сегмент континентальной окраины, в процессе чего была сформирована структура Провинции бассейнов и хребтов



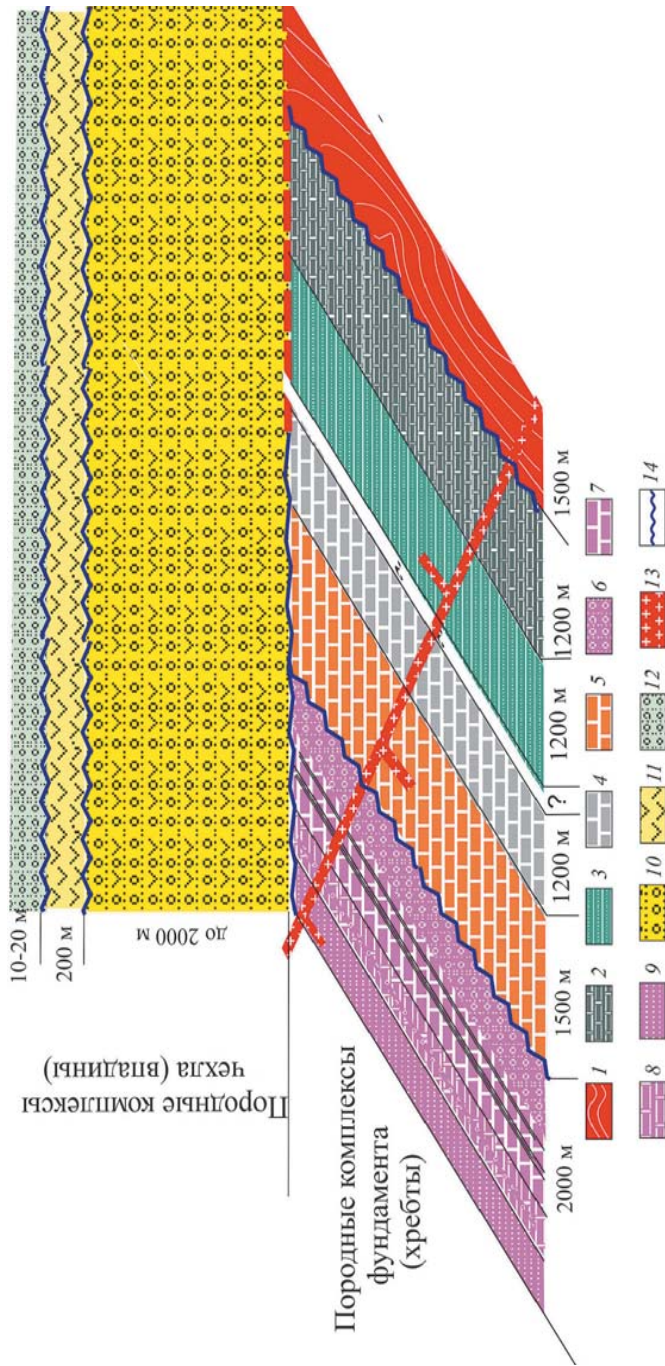
▲ **Рис. 1.1.** Провинция бассейнов и хребтов, по: [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Милановский, 1976; Bennett et al., 2003; Thatcher et al., 1999; Zeng, 2022].

А – расположение Провинции на территории Североамериканского континента. Б – общая структура и направления сдвиговых движений. В – линия профиля I–I' GPS измерений.

1 – структуры обрамления Провинции бассейнов и хребтов; 2 – территория Провинции бассейнов и хребтов; 3 – границы Провинции бассейнов и хребтов; 4 – линии простираения положительных форм рельефа (хребтов); 5 – скорости смещения пикетов GPS относительно стабильного блока Колорадо и эллипсы стандартного отклонения; 6 – скорости станций GPS, усредненные; 7 – линия профиля GPS измерений

[Романюк, 2008; Dickinson, 2002; Engbreton et al., 1984; Wernicke, 1981]. При этом были обособлены крупные, относительно стабильные коровые блоки (Плато Колорадо, Сьерра-Невада с Большой Долиной).

Породные комплексы Провинции слагают два структурных этажа: фундамент и чехол (рис. 1.2). Фундамент обнажен в пределах хребтов и представлен кристаллическими породами нижнего докембрия и осадочными отложениями верхнего докембрия – фанерозоя. Породы фундамента смяты в пологие склад-



▲ **Рис. 1.2.** Литостратиграфические комплексы Провинции бассейнов и хребтов. Составлено по данным: [Лукьянов, 1965; Милановский, 1976; Hose, Daneš, 1968; Jones et al., 1992].

1 – докембрий (кристаллические сланцы, гнейсы); 2 – кембрий (силлиманит-гранатовые и кварц-биотитовые сланцы, мраморы, грауолиты); 3 – ордовик (кварциты, кварц-биотитовые сланцы, мраморы, гранулиты, гнейсы); 4 – карбон (известняки, мраморы, кварциты, сланцы); 5 – перм (известняки, конгломераты); 6–9 – триас: 6 – конгломераты, песчаники, 7 – известняки с прослоями глин, 8 – известняки с прослоями конгломератов, 9 – песчаники; 10 – верхний миоцен, формация Гумбольдт (фангломераты, конгломераты, песчаники, глины, известняки, пеплы, туфы, брекчии, прослой риолитов); 11 – плиоцен (пироксеновые андезиты, оливковые базальты, их туфы и туфобрекчии); 12 – четвертичные отложения (песчано-гравийный пролювий и делювий с неокатанными валунами и гальками пород фундамента); 13 – юрско-раннетретичные двуслояные граниты и пегматиты; 14 – поверхности размыва и углового несогласия

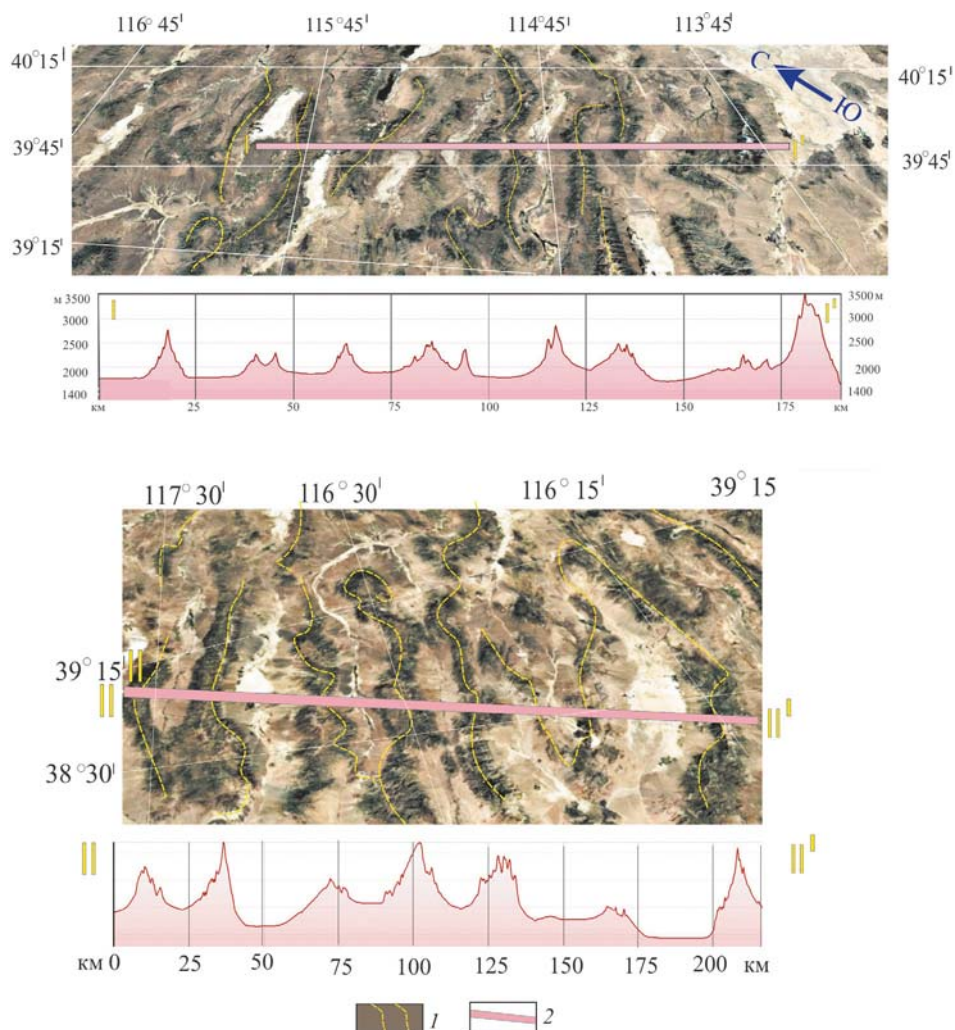
ки, интродуцированы дайками и силлами двуслюдяных гранитов и пегматитов, несогласно перекрыты палеогеновыми и миоценовыми игнибритами. Впадины выполнены осадочно-вулканогенными постэоценовыми отложениями мощностью 2–4 км.

В плиоцене возникли покровы андезитов, базальтов, их туфов и туфобрекчий. Проявление активных магматических процессов в палеогене и миоцене – одна из характерных особенностей Провинции бассейнов и хребтов. Объемы фундамента, образующие хребты, во многих случаях ограничены разломами, которые принято относить к нормальным сбросам и сбросо-сдвигам, наклоненными в сторону впадин с углами падения 65–80°. Глубина проникновения в коровый слой крутых разрывов 8–24 км, пологих – первые километры: образуются горсты (горст-антиклинали) и грабены (грабен-синклинали). Вертикальное смещение опущенных блоков относительно приподнятых до 3–4 тыс. м.

Одной из характерных особенностей Провинции является четкое регулярное расположение бассейнов и хребтов с шагом 25–30 км между осями однотипных морфоструктур (рис. 1.3).

Протяженность разломов составляет от первых до нескольких десятков километров. Часто разломы расположены в виде кулис и изогнуты [Nolan, 1943]. Границы «поднятия/впадина» извилистые; хребты и впадины образуют изгибы и петли; переклинальные окончания поднятий имеют овальную форму. Такую конфигурацию трудно объяснить только разломными ограничениями, тем более что линии многих «сбросов» криволинейны, а большинство хребтов имеют дугообразную форму. Эти особенности позволили Даттону Кларенсу в отчете геологической службы США за 1884–1885 гг. определить морфоструктуру Провинции как «армию ползущих с юга на север гигантских гусениц». На контакте пород чехла и фундамента отмечены структуры волочения [Райт, Троксел, 1976]. Установлено шесть этапов возникновения и активизации разломов: поздний–средний миоцен; средний миоцен (?); поздний миоцен (время образования формации Гумбольдт, перемещения значительны); конец миоцена; плиоцен – поздний плейстоцен (главное поднятие хребтов); плейстоцен – наши дни (подвижки незначительны). Разновременное заложение отдельных дизъюнктивов не позволяет рассматривать их в качестве фрагментов единых протяженных разломных структур.

В регионе отмечены разломы со сдвиговой кинематикой [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965]. Наличие современных сдвиговых деформаций в пределах Провинции и в ее обрамлении (хребты Сьерра-Невада, плато Колорадо, Скалистые горы) подтверждено массовыми GPS измерениями [Bennett et al., 2003; Compton et al., 1977; Fay et al., 2008; Flesch et al., 2000; Hammond et al., 2016; Thatcher et al., 1999; Zeng, 2022]. Не затрагивая деталей – они приведены в цитируемых выше работах – отметим, что наиболее интенсивные деформации сосредоточены вдоль западного и восточного бортов Провинции (см. рис. 1.1).



▲ **Рис. 1.3.** Рельеф и морфоструктурная делимость территории Провинции бассейнов и хребтов. Основа: ресурс Google Earth Pro.

1 – оси хребтов, сложенных породами палеозойского основания; 2 – линии профилей

Относительное движение сегментов «Великая Долина – Сьерра-Невада» по отношению к Плато Колорадо имеет скорость $11,4 \pm 0,3$ мм/год, а по отношению к блоку Северной Америки – $12,4$ мм/год. В то же время движение центральной части Провинции относительно Плато Колорадо идет со скоростью $2,8 \pm 0,2$ мм/год. Незначительные и относительно постоянные величины деформации характерны для центральной территории Провинции бассейнов и хребтов размером около 500 км в поперечнике. Значения скоростей и ориентировка (юго-восток–северо-запад) векторов смещения указывают на существование

диагонального по отношению к общему простиранию Провинции бассейнов и хребтов рассредоточенного сдвига, с более значительной ($9,3 \pm 0,2$ мм/год) деформацией в восточной части региона. И хотя амплитуда горизонтальных подвижек мала [Кинг, 1961], они во многом определяют геодинамику Провинции: «...сдвиги развивались постепенно, наращивая амплитуду на протяжении... всего кайнозоя..., одновременно с развитием блоковой структуры в Провинции бассейнов и хребтов» [Лукиянов, 1965, с. 137].

Провинция, представляя собой типичную систему диффузного (рассредоточенного) сдвига, по отношению к сопредельным блокам Сьерра-Невады и Скалистых гор ведет себя как относительно стабильный фрагмент коры, что подчеркивается также отсутствием явно выраженных структур растяжения и сжатия в пределах Провинции (подобные структуры проявлены лишь на границе со Скалистыми горами и хребтами Сьерра-Невады) и незначительной дислоцированностью третично-четвертичных отложений, образующих пологие моноклинали, иногда нарушенные разломами. Скорости вертикального подъема горных масс Провинции относительно системы отсчета в Неваде составляют от 0,5 мм/год до 2 мм/год.

Цитированные выше авторы рассматривают несколько групп движущих сил, которые действуют в пределах Провинции: межплитные (внешние, пограничные) силы, обусловленные взаимодействием Тихоокеанской и Североамериканской плит; силы, действующие на основание плит (базальные); силы внутренние, создаваемые плотностными и гравитационными неоднородностями в коре и верхней мантии. К внутренним отнесены также силы, вызванные постсейсмической вязкоупругой релаксацией горных масс.

Внешние (межплитные и базальные) силы, по мнению [Thatcher et al., 1999], контролируют поле, создаваемое силами внутренними. Относительно низкие (порядка 10^{18} Па/с) эффективные значения вязкости в нижней коре и верхней мантии при относительно высоких значениях вертикальной составляющей движения горных масс приводят к заключению, что рельеф в регионе формируется за счет действия совокупности внутрикоровых сил (ссылки см. выше). Учитывая, что диффузный сдвиг вызывает эффект необратимого увеличения объема деформируемого материала (дилатансию), особенно заметно проявляющегося при сдвиговом деформировании горных пород [Гарагаш, 2006], и что увеличение объема может достигать 15–20% от первоначального [Лавриков, Ревуженко, 2019; Поспелов, 1972], логично допустить вклад этого процесса в формирование куполообразного поднятия территории Провинции. Увеличение объема пород Провинции в процессе эволюции подтверждено данными совокупной интерпретации геологических, сейсмических и геодезических данных [Шевченко и др., 1996].

В пределах Провинции на глубинах от 5 до 20 км расположен высокопластичный слой динамо-сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма,

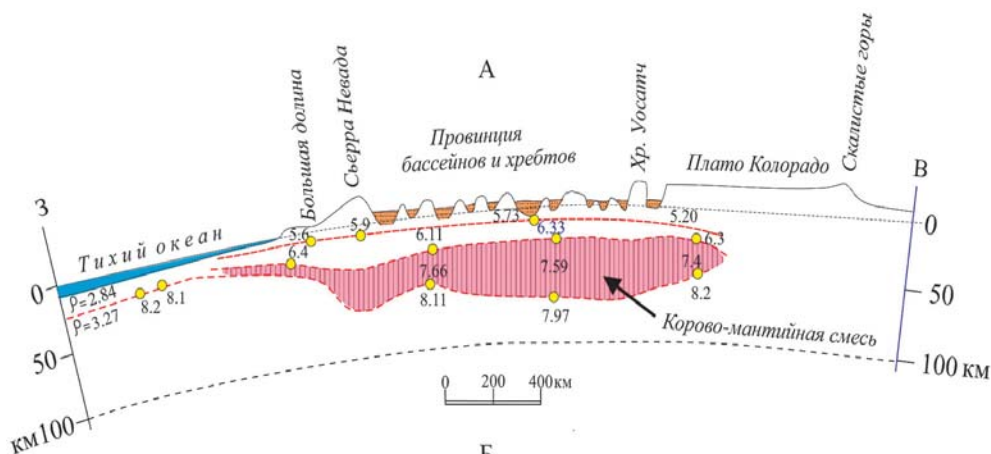
местами выходящий на земную поверхность и отделяющий область хрупких деформаций от пластичных в более глубоких горизонтах земной коры [Иванов, Иванов, 1996; Макаров и др., 1982; Jones et al., 1992; Lachenbruch, Sass, 1978]. Возраст пород слоя определен в интервале 25–10 млн лет (миоцен) [Compton et al., 1977; Coney, Hams, 1984]. Течение материала в пределах слоя ориентировано косо по отношению к простиранию впадин и хребтов Провинции: на ранних стадиях – в северо-северо-западных румбах, позднее – в направлении СВ 60° [Hamilton, 1987], т.е. не соответствует предполагаемому чисто широтному растяжению [Романюк, 2008; Dickinson, 2002; Engebreston et al., 1984; Wernicke, 1981], но совпадает с данными JPS-наблюдений.

Рифтогенная система бассейнов и хребтов расположена в пределах тектонически активной зоны перехода от Тихого океана к древнему Североамериканскому кратону, что определяет сложное и неоднородное глубинное строение территории [Добрынина, 2013; Романюк, 2008; Хоуз, Денеш, 1976; Armstrong, Ward, 1991; Coney, Hams, 1984; Friedmann, Burbank, 1995; Hose, Daneš, 1968; Jones et al., 1992] (рис. 1.4). Для Провинции бассейнов и хребтов характерна утоненная (25–30 км) верхняя кора. На подошве коры не выявлено вариаций глубины залегания (структурных нарушений), что связано с вязкопластическим характером кайнозойских и современных деформаций в нижней коре и верхней мантии [Романюк, 2008].

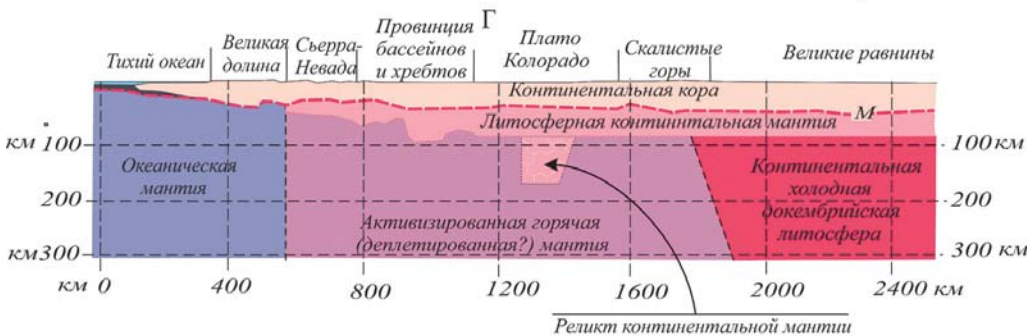
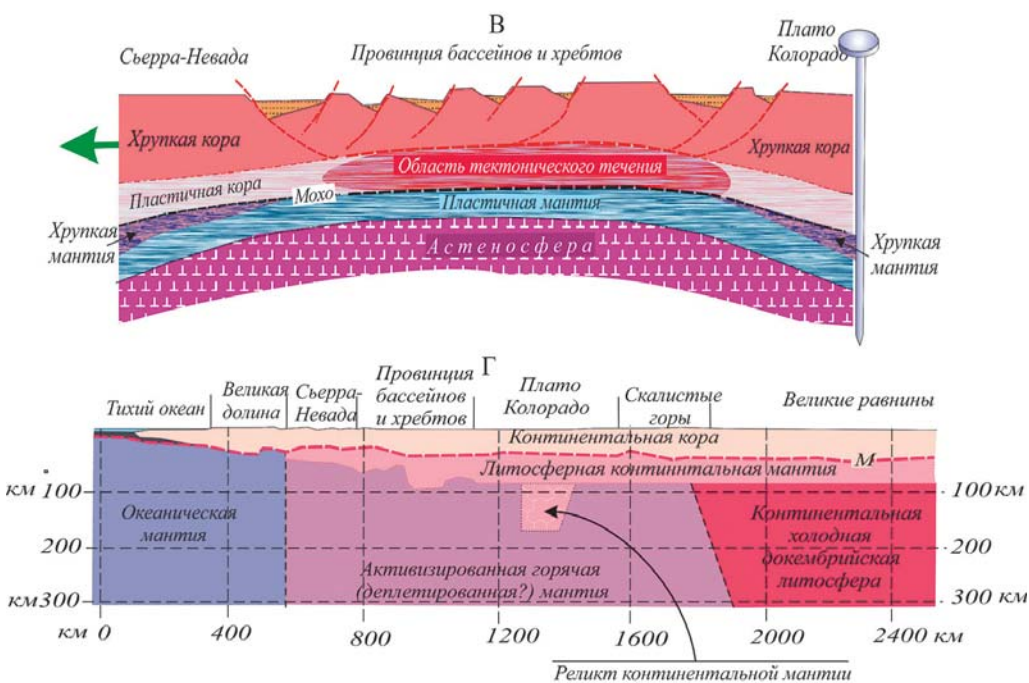
Ниже поверхности Мохо и до глубин 75–100 км расположена низкоскоростная мантия. Характерны также пониженные на 6–8% сейсмические скорости Р и S-волн, аномально низкие групповые скорости волн Рэлея и высокие коэффициенты поглощения сейсмической энергии, которые прослежены до 300 км [Grand, 1987; Humphreys, Dueker, 1994]. Эти данные вместе с наблюдаемым повышенным тепловым потоком (порядка 70–100 мВт/м²) и высоким рельефом позволили [Humphreys, Dueker, 1994] выделить горячую и близкую к плавлению, или с небольшой долей расплава деплетированную мантию.

Свидетельством течения горных масс служат, в частности, метаморфические ядра кордильерского типа, сложенные породами средней коры. Растекание коры, по-видимому, было стимулировано также наличием линзы корово-мантийной смеси, обладающей повышенной текучестью. Утонение коры и общий подъем территории начались около 17 млн лет назад, в раннем миоцене. Большинство исследователей связывают утонение коры и развитие разломно-блоковой структуры Провинции с процессом постэоценового растяжения, величина которого оценивается от 50 до 150 км. Однако, как считает

► **Рис. 1.4.** Глубинное строение территории Провинции бассейнов и хребтов. А – по [Кук, 1970; Милановский, 1976]; Б – по [Allmendinger et al., 1987]; В – по А.М. Никишину [Лобковский и др., 2004] (сходная модель была предложена ранее [Иванов, Иванов, 1996]); Г – по [Романюк, 2008]. Объяснения на рисунках и в тексте



Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:4,5



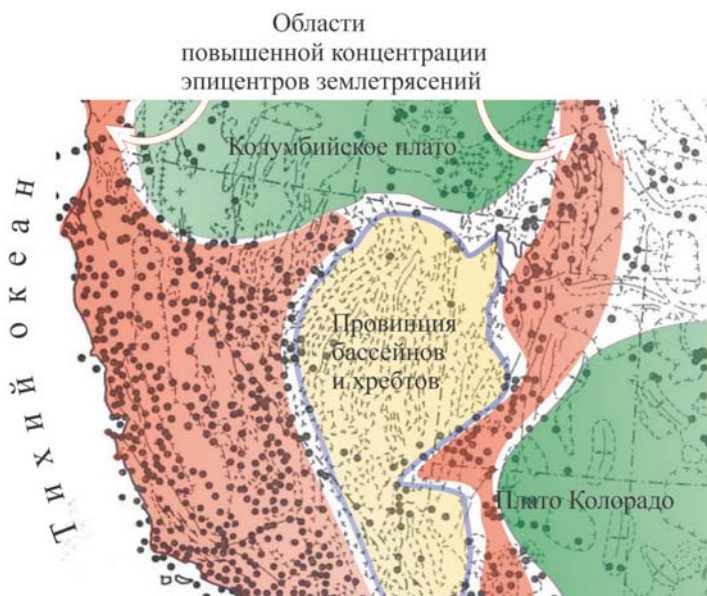
◀ **Рис. 1.5.** Схема формирования тектонопар «поднятие–опускание».

А – строение грабенов по данным гравиметрии (по: [Кук, 1970]; Б – соотношение общего воздымания и скорости поднятия хребтов и дна бассейнов; В – схема, отражающая механизм поддержания баланса объемов пород в зонах размыва и накопления осадков за счет реидного перераспределения горных масс.

← 1 – породы фундамента; 2 – отложения бассейнов; 3 – вязко-пластичный слой в основании коры; 4 – верхний (хрупкий) слой коры; 5 – объемы денудированного фундамента; 6 – объемы корового материала, перемещенного из областей опускания в области поднятий; 7 – объемы осадочных отложений, перемещенных из областей размыва (поднятий) в области впадин; 8 – направление перемещения материала на поверхности; 9 – направление перемещения материала в нижних горизонтах верхней коры; 10 – направление и относительная скорость движения земной поверхности (Б)

[Nolan, 1943] – и с этим трудно не согласиться, развитие системы бассейнов и хребтов невозможно только за счет растяжения без пластического течения или объемного дробления горных масс.

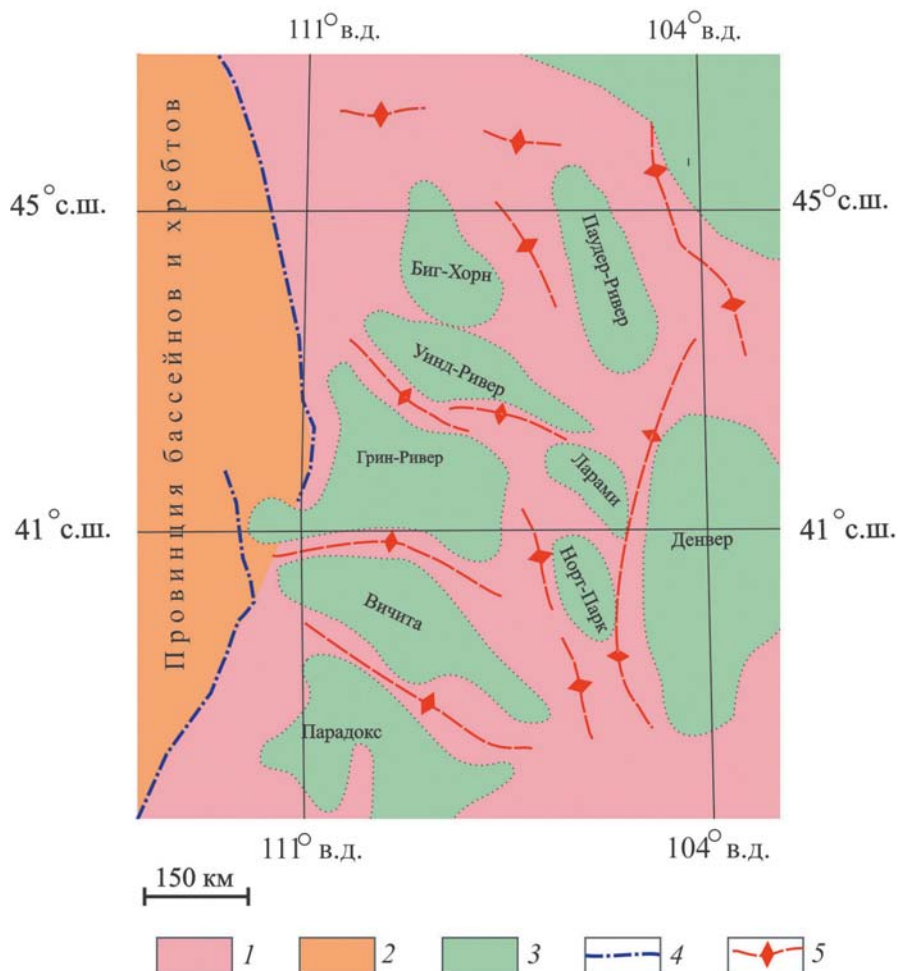
Равным образом региональные силы растяжения не могут обеспечить поднятие горных блоков. Альтернативой масштабному растяжению (поперечному удлинению) земной коры в регионе может быть предположение о реидном перераспределении горных масс, обусловленном вязкопластическим течением пород в нижних горизонтах коры и катакластическим (хрупко-вязким) течением и разрывно-блоковой тектоникой – в верхних (рис. 1.5). Подробнее об этом в разделе «Обсуждение материала».



▲ **Рис. 1.6.** Распространение эпицентров землетрясений в юго-западной части Северной Америки. По: [Кук, 1970], схематизировано

Кроме того, уровень сейсмичности в регионе существенно ниже относительно окружающих территорий (рис. 1.6) [Кук, 1970], что может служить косвенным свидетельством рассредоточения в пространстве структурных концентраторов сейсмической энергии в условиях диффузного сдвига.

«Характер внутреннего строения и положение... среди других структур позволяют предположить, что вся эта зона (Провинция бассейнов и хребтов. – М.Л.) является зоной сдвиговых деформаций» [Лукиянов, 1965, с. 137], а сдвиговая природа структуры Провинции «лучше, чем другие... предлагав-



▲ **Рис. 1.7.** Схема расположения мезозойско-кайнозойских бассейнов в пределах Средних Скалистых гор. По [Перродон, 1991], схематизировано и упрощено.

1 – территория Скалистых гор; 2 – территория Провинции бассейнов и хребтов s.s.; 3 – бассейновые структуры на территории Скалистых гор; 4 – граница Провинции бассейнов и хребтов и Скалистых гор; 5 – линии простиранья хребтов

шиеся гипотезы, объясняет происхождение структур типа Бассейнов и Хребтов» [Кинг, 1961, с. 262].

И еще одно замечание. К западу от Провинции бассейнов и хребтов расположена область Скалистых гор, для которой также характерно чередование горных массивов и депрессий. Однако в отличие от Провинции бассейнов и хребтов их расположение менее упорядочено и бассейны имеют эллипсоидальные и неправильно-изометричные очертания в плане (рис. 1.7).

Глава 2

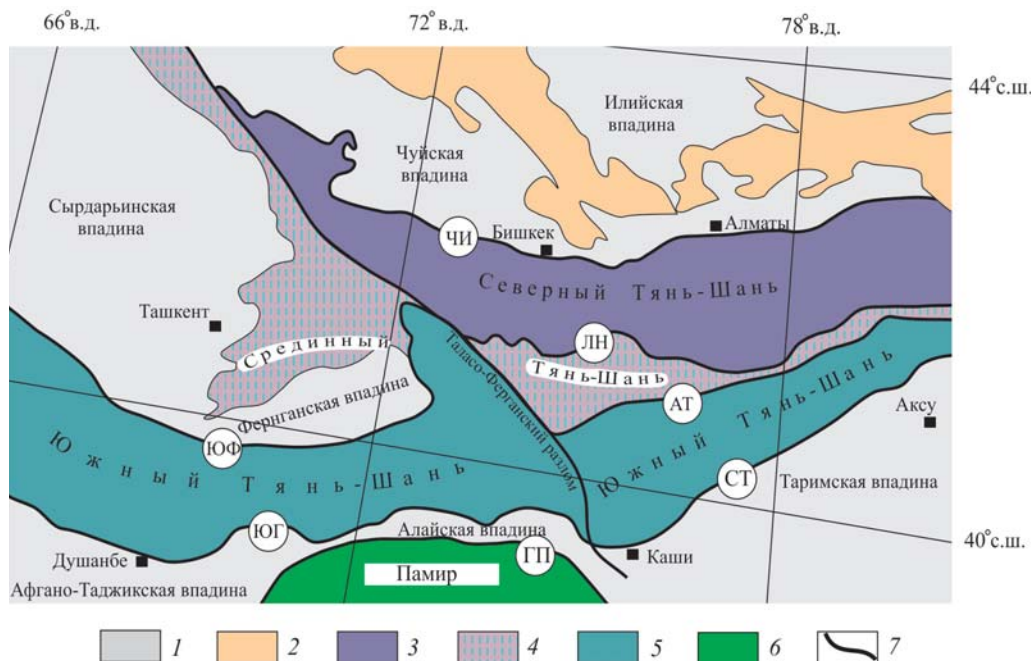
Тянь-Шань: Гиссаро-Алайский сегмент

К концу палеозоя на обширном участке Евразии была сформирована складчато-покровная область, комплексы которой составляют фундамент эпигерцинской платформы и новейшего внутриконтинентального орогена, в том числе горного сооружения Тянь-Шаня [Бискэ, 1996, 2018; Буртман, 2006; Дегтярев и др., 2014; Кухтиков, 1968; Леонов, 2008; Миколайчук и др., 2003; Поршняков, 1973; Яблонская, 1989 и др.]. Тянь-Шань характеризуется сложной и многоэтапной геологической историей. Для этой территории высказывались различные представления о закономерностях геологического развития и геодинамических режимах, действовавших в том числе и в *альпийское* время, которое и будет предметом нашего рассмотрения. Разброс мнений по вопросу механизмов формирования альпийской структуры весьма велик, и воззрения разных авторов зачастую противоречат одно другому. К тому же, как правило, предполагается действие какого-либо одного-единственного источника сил, и в настоящее время многие исследователи а priori таковым считают конвергенцию Индийской и Азиатской плит. При этом верхнему коровому слою отведена роль жесткой субстанции, а его тектоническая структура рассматривается как пассивное отражение процессов, имеющих место в нижней коре и мантии.

Тянь-Шань представляет собой юго-западную ветвь палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса (рис. 2.1). К концу палеозоя на месте современного Тянь-Шаня была сформирована складчато-покровная область [Бискэ, 1996, 2018; Буртман, 2006, 2012; Кухтиков, 1968; Леонов, 1996; Миколайчук и др., 2006; Поршняков, 1973], которая в поздней перми – среднем триасе подверглась размыву и пенепленизации. С позднего триаса до

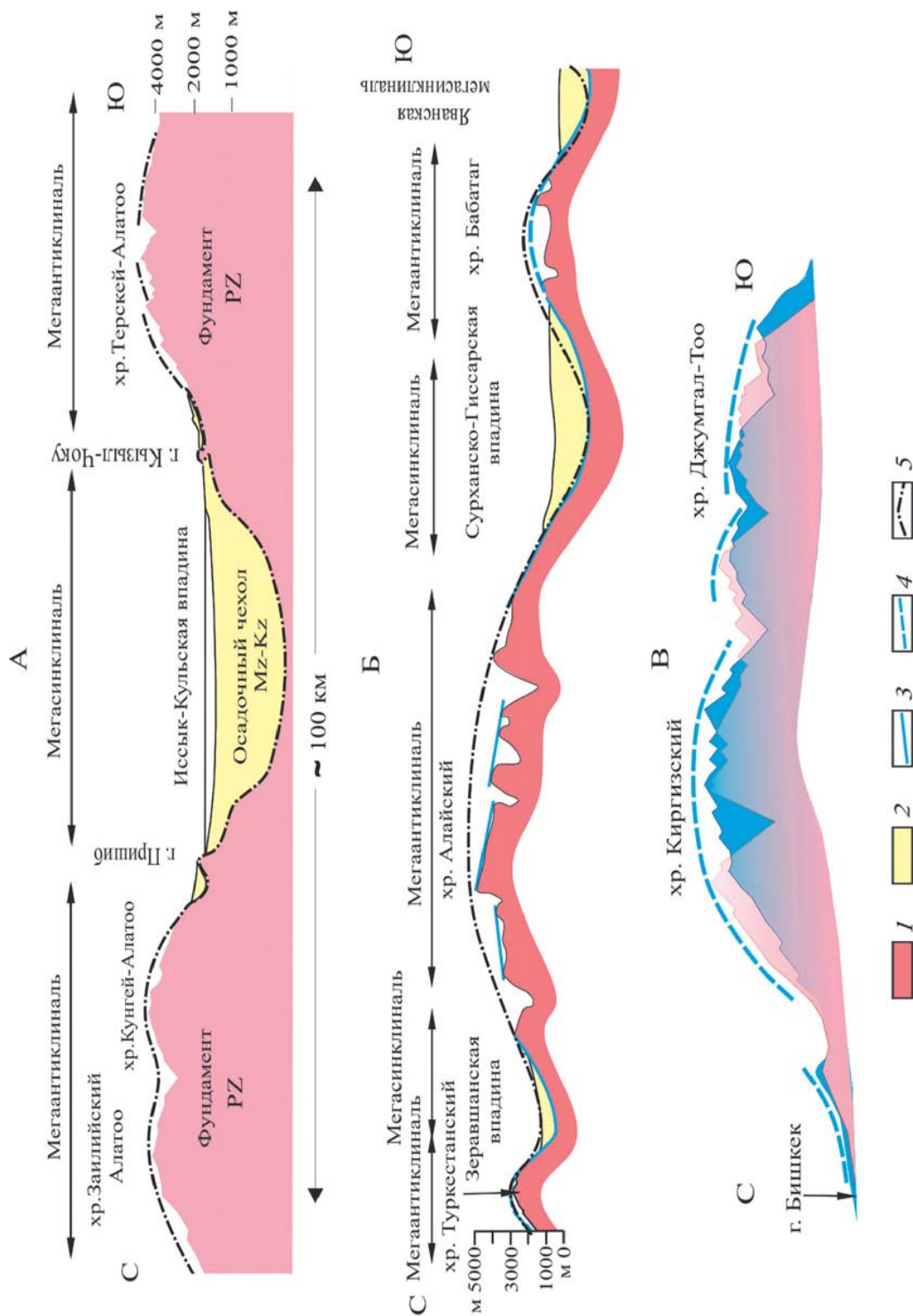
середины олигоцена на территории господствует режим молодой платформы, а с середины олигоцена и до настоящего времени территория Тянь-Шаня становится частью Евразийского внутриконтинентального орогена. Отложения мезозойско-кайнозойского плитного и орогенного чехлов сохранились в межгорных прогибах (впадинах), обрамляющих горное сооружение Тянь-Шаня, а также во внутренних депрессиях. Современная морфоструктура региона в целом определяется наличием сопряженных антиклинальных (хребты) и синклинальных (впадины) складок [Костенко, 1972], известных также как изгибы «большого радиуса кривизны» [Штилле, 1964] или «мегаскладки основания» [Арган, 1935] (рис. 2.2).

В структурно-историческом плане Тянь-Шань неоднороден, и анализируемые объекты охватывают две провинции: Гиссаро-Алайскую и Центрального (Киргизского) Тянь-Шаня, разделенные Талассо-Ферганским разломом, которые различаются строением фундамента, тектонической структурой, морфологией, глубинным строением [Алексеев и др., 2014; Баталев и др., 2013; Бискэ



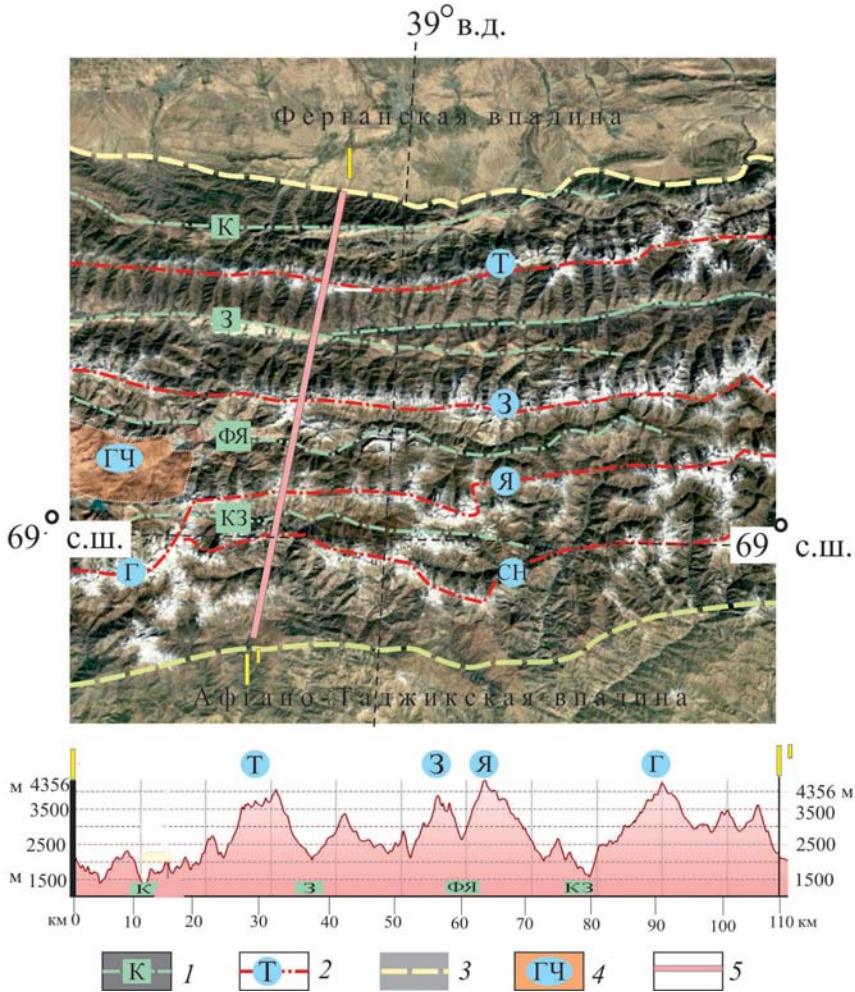
▲ **Рис. 2.1.** Схема тектонической сегментации Тянь-Шаня (с использованием представлений [Alekseev et al., 2014; Burtman, 2012]).

1–2 – Сырдарьинский, Казахский и Тарим-Туранский древние континенты: 1 – чехольные комплексы, 2 – выступы докембрийского фундамента; 3–5 – Тянь-Шань: 3 – Северный Тянь-Шань, 4 – Срединный Тянь-Шань, 5 – Южный Тянь-Шань (герцинский покровно-складчатый пояс); 6 – структуры Памира; 7 – главные разломы и тектонические границы: ЧИ – Чуйско-Илийский; ЛН – Линия Николаева; АТ – Атбаш-Иныльчекский; СТ – Северо-Таримский; ЮФ – Южно-Ферганский; ЮГ – Южно-Гиссарский; ГП – Главный Памирский



◀ **Рис. 2.2.** Мегаскладки основания – основные морфоструктуры Тянь-Шаня. А – по [Леонов и др., 2001]; Б – по [Костенко, 1972], с изменениями; В – по [Уфимцев и др., 2009].

1 – палеозойское основание; 2 – альпийские впадины; 3 – фрагменты домезозойской поверхности выравнивания; 4 – реконструированные фрагменты домезозойской поверхности выравнивания; 5 – обобщенная кривая деформации домезозойской поверхности выравнивания



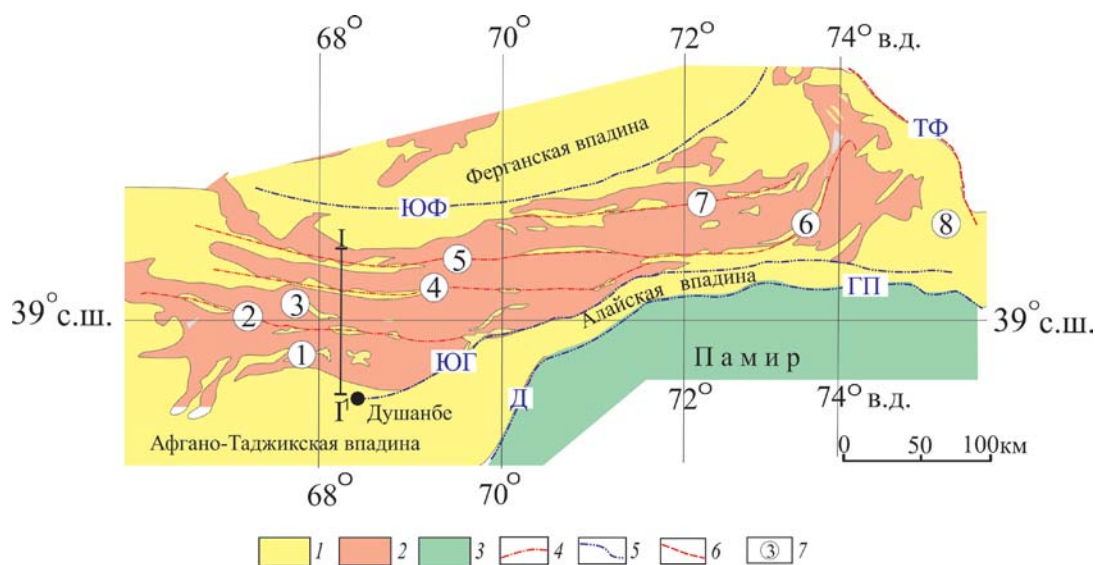
▲ **Рис. 2.3.** Рельеф и морфоструктурная делимость территории Гиссаро-Алайской горной области. Основа: ресурс Google Earth Pro.

1 – осевые линии внутригорных депрессий, выполненных породами мезозоя и кайнозоя; 2 – оси хребтов, сложенных породами палеозойского основания; 3 – северная граница Афгано-Таджикской и южная граница Ферганской межгорных впадин; 4 – Ганза-Чимтаргинский массив; 5 – линия морфоструктурного профиля. Буквы в квадратах – системы впадин: К – Нуратау-Курганакская, З – Зеравшанская, ФЯ – Фан-Ягнобская, КЗ – Каракуль-Зиддинская. Буквы в кругах – хребты: Т – Туркестанский, З – Зеравшанский, Г – Гиссарский, Я – Ягнобский, СН – Санги-Навишта

и др., 2014; Буртман, 2006, 2012; Буртман, Макаров, 1990; Леонов и др., 2021; Рыбин и др., 2021; Уфимцев и др., 2009].

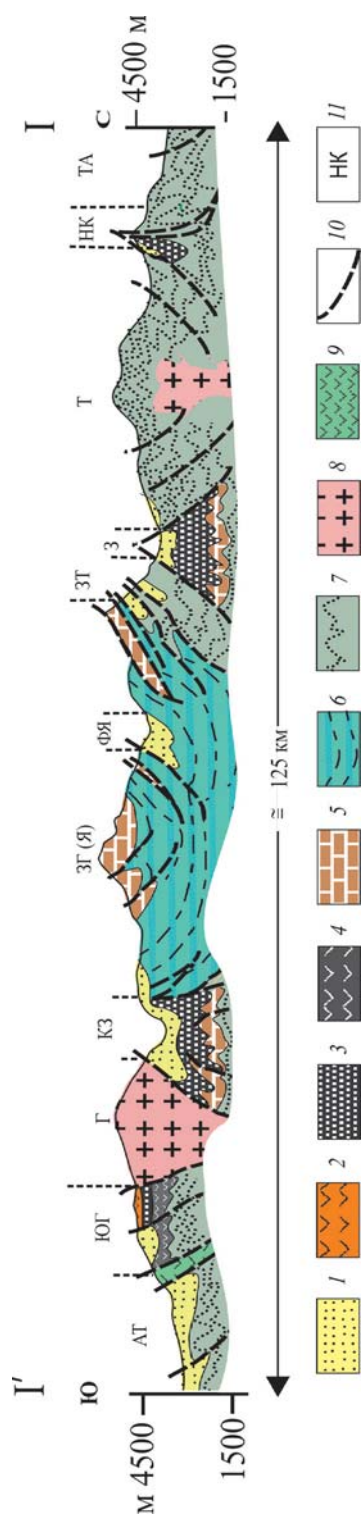
Гиссаро-Алайская горная система представляет собой обособленный морфоструктурный сегмент Тянь-Шанского орогена, с севера и с юга ограниченный зонами тектонических разломов (см. рис. 2.1, рис. 2.3, 2.4, 2.5). Одной из характерных черт Гиссаро-Алая является наличие линейных внутригорных отрицательных морфоструктур (впадин, грабен-синклиналей), чередующихся – также с линейными – горными поднятиями (см. рис. 2.3–2.6).

Геология отрицательных морфоструктур рассмотрена во многих работах [Босов, 1972; Закономерности..., 1973; Иванова и др., 1973; Казаков и др., 1985; Корженков, Миколайчук, 2009; Кухтиков, 1968; Макаров, 1977, 1990; Несмеянов, Бархатов, 1978; Обухов, 1990; Трифонов и др., 2008; Чедия, Уткина, 1990; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008; мн. др.], в том числе в публикациях авторов данной статьи [Леонов, 1990, 2013, 2022; Леонов, Пржиялговский, 2021; Леонов и др., 2026; Морозов, Талицкий, 2006; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2020].



▲ **Рис. 2.4.** Положение мезозойско-кайнозойских впадин в структуре Гиссаро-Алая.

1 – межгорные и внутригорные мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – герцинский фундамент; 3 – структуры Памира; 4 – безофиолитовые сутуры (зоны концентрированной деформации); 5 – крупные граничные разломы: ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский, Д – Дарваз-Каракульский, ГП – Главный Памирский, 6 – Таласо-Ферганский разлом (ТФ); 7 – системы впадин: 1 – Заваркурукская (Южных отрогов Гиссара); 2 – Каракуль-Зиддинская, 3 – Магиан-Фан-Ягнобская; 4 – Зеравшанская, 5 – Нуратау-Курганакская (Санзаро-Угукская), 6 – Кульгеджелинская, 7 – Низких предгорий Алая (Заамин-Уратюбинская), 8 – Фергано-Яркентская. I–I' – линия профиля на рис. 2.5



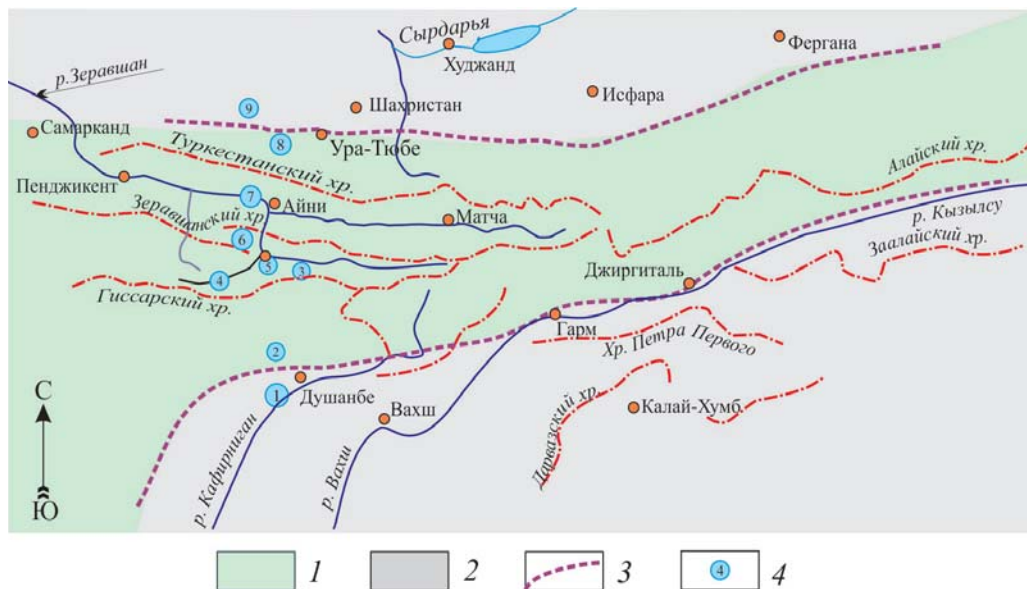
▲ Рис. 2.5. Структурно-геологический разрез Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня.

1 – терригенные, карбонатные и гипсоносные отложения внутригорных впадин (Mz-Kz); 2 – вулканогенные образования (P); 3 – флиш (C_{2-3}); 4 – вулканиты (C_1); 5 – известняки и доломиты ($S_2-D_{1,2}$); 6 – вулканогенные, терригенно-кремнистые и карбонатные отложения, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев ($O-S_1$); 7 – терригенные отложения (O-S); 8 – граниты; 9 – базиты и ультрабазиты (Pz); 10 – разломы; 11 – структурно-формационные зоны (АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южногиссарская; КЗ – Каркуль-Зиддинская; ЗГ (Я) – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская); ФЯ – Фан-Ягнобская; ЗГ – Зеравшано-Туркестанская; КЗ – Каркуль-Зиддинская; НК – Нуратау-Курганакская; ТА – Туркесано-Алайская

Литостратиграфия, тектонно-седиментационные режимы, этапы эволюции

Отложения мезозоя и кайнозоя Гиссаро-Алайского сегмента и его обрамления образуют альпийский платформенно-орогенный чехол, с резким угловым несогласием залегающий на палеозойском складчато-метаморфическом основании (рис. 2.6, 2.7). Как уже упоминалось, отложения мезозоя и кайнозоя в пределах Гиссаро-Алая выполняют внутригорные впадины, разделяющие Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский и Алайский хребты, и дискретные грабен-синклинали, расположенные в пределах этих хребтов, а также Таджикскую и Ферганскую депрессии, обрамляющие горное сооружение с юга и севера.

Мезозойско-кайнозойские чехольные отложения повсеместно залегают трансгрессивно и с резким угловым несогласием на дислоцированных породах палеозойского складчато-метаморфического основания, резко отличаясь от последних по составу и строению. Полнота разрезов и мощность отложений во впадинах и даже в пределах одной впадины могут существенно различаться. Протяженность выходов мезозойско-кайнозойских отложений в отдельных впадинах-синклиналях варьирует от 1–5 до 10–25 км.



▲ **Рис. 2.6.** Схема расположения литостратиграфических разрезов, изображенных на рис. 2.7.

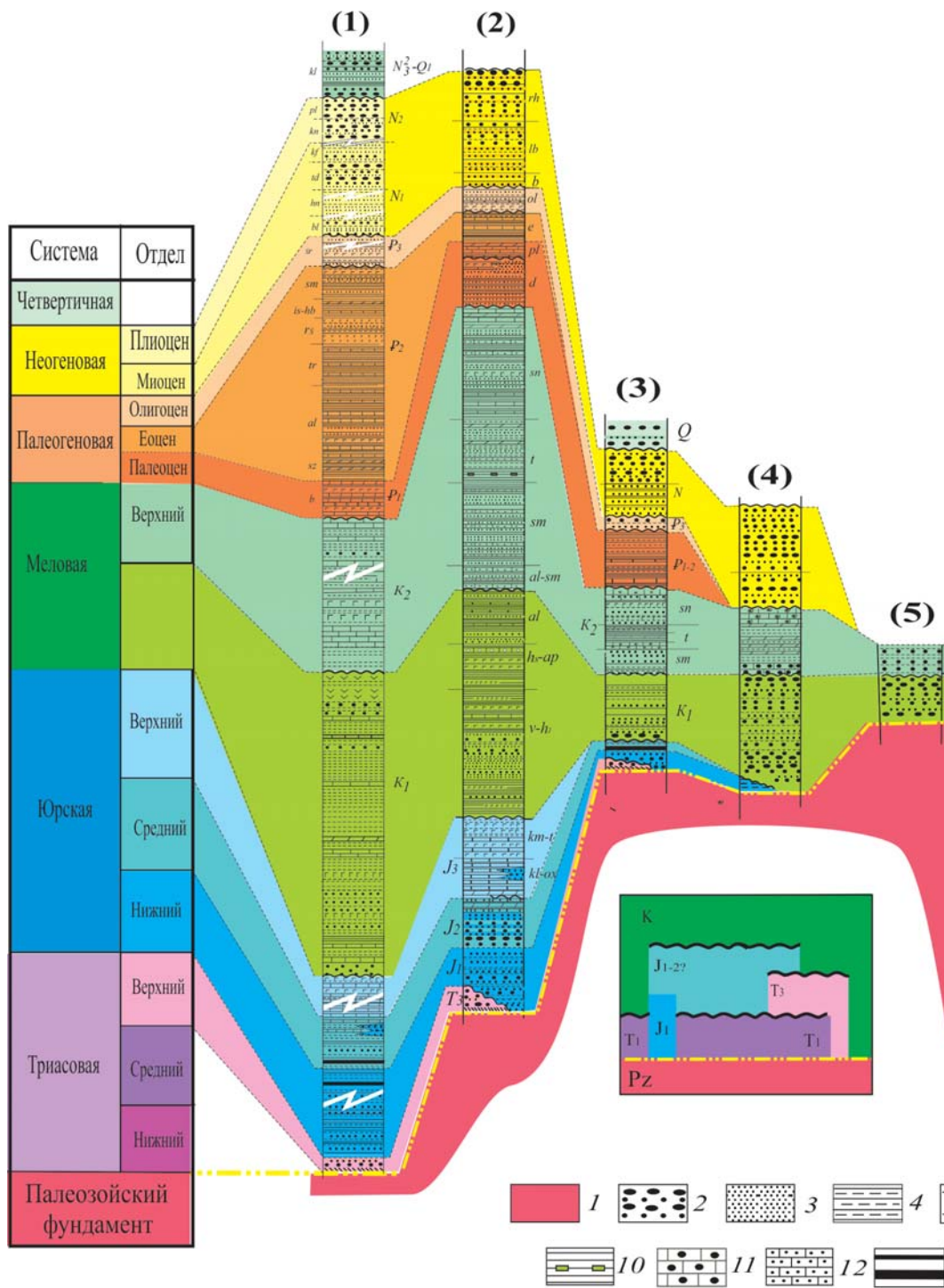
1 – структуры Гиссаро-Алая; 2 – структуры обрамления Гиссаро-Алая; 3 – линии ограничения Гиссаро-Алая; 4 – районы расположения и номера литостратиграфических разрезов

Значительная фациальная изменчивость и неравнозначная палеонтологическая охарактеризованность осадочных толщ не позволяют (за редким исключением) оперировать узкими стратиграфическими интервалами, соответствующими палеонтологическим зонам или горизонтам. Тем не менее имеется достаточно фито-палеонтологических и лито-формационных данных, которые делают возможными как корреляцию отложений на уровне литостратиграфических комплексов и свит с привязкой их к относительно крупным (отделы, ярусы) подразделениям геохронологической шкалы, так и пространственно-временную фиксацию границ тектоно-седиментационных циклов.

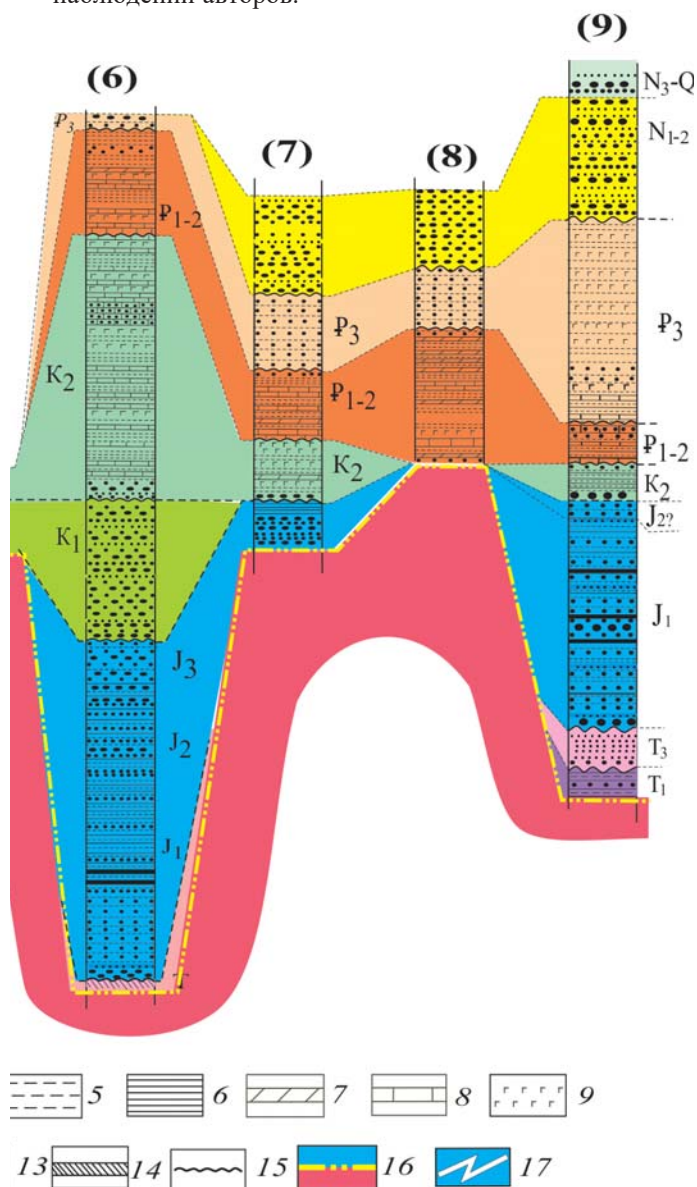
Для анализа особенностей мезозойско-кайнозойского этапа развития Гиссаро-Алая выбраны разрезы, расположенные в центральной и западной частях горного сооружения, как наиболее представительные и соответственно изученные с большей степенью детальности. Представление разрезов неравнозначно по дробности деления, что связано как с различной полнотой исходного материала, так и с необходимой степенью детализации применительно к задачам работы. Некоторые колонки содержат обобщение разрезов, расположенных в пределах единой области седиментации.

В поздней перми, раннем и среднем триасе на месте герцинской покровно-складчатой области существовали стабильные условия, был выработан эпигерцинский пенеплен и сформирована площадная кора выветривания. Бассейновые отложения практически отсутствовали, преобладал возвышенный рельеф [Земная..., 1974]. Режим континентальной платформы существовал и в позднем триасе, что зафиксировано формированием коры выветривания, причем не только на территории Тянь-Шаня, но и в других областях Средней Азии [Богатырев, 1970; Троицкий, 1967].

Юрские отложения в Гиссаро-Алае и его обрамлении, как и триасовые, представлены континентальными отложениями, но распространены более широко, присутствуют во многих впадинах и залегают на породах палеозоя и триаса с размывом и несогласием. Юра представлена серыми и черными глинами, алевролитами, песчаниками с линзами и пластами гравелитов и конгломератов, бурыми углями, известняками и мергелями. Осадки отвечают континентальным озерным, болотным и аллювиальным обстановкам со слабо расчлененным равнинным рельефом. Характерны различная полнота разрезов юры в разных впадинах и значительные вариации мощностей отложений от нескольких сотен метров до полного их отсутствия даже в пределах одной впадины. Значительные прогибания с накоплением осадков до 4000 м мощности приурочены только к юго-восточной части Таласо-Ферганского разлома, но состав отложений остается преимущественно тонкозернистым. В целом состав отложений позднего триаса, ранней и средней юры свидетельствует о существовании платформенного режима, нарушаемого периодами слабой тектонической активизации, выраженной в дифференциации рельефа, мало-



◀▼ **Рис. 2.7.** Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений внутригорных впадин Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня. Составлена с использованием данных [Андреев, 1969; Бебешев, 1988; Биогеографическое..., 1973; Босов, 1972; Брик, 1935; Вахромеев и др., 1936; Геология..., 1959; Геология..., 1972; Давидзон и др., 1982; Джалилов и др., 1971; Казаков и др., 1985; Коробка и др., 1974; Косенкова, 1975; Крайденков, 1971; Лучников, 1979, 1982; Махмадалиев, 2019; Несмеянов, Бархатов, 1978; Ниязов, Махкамов, 1974; Петрушевский, 1955; Полянский, 1989; Расчленение..., 1976; Решения..., 1959; Сикстель, 1934, 1952, 1960а, б; Таджикибеков, 2005; Тимофеев и др., 1985; Троицкий, 1967; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008], а также личных наблюдений авторов.



1 — породы герцинского складчато-метаморфического основания; 2 — гравелиты, конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, глины; 5 — алевролиты; 6 — глины; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — гипсы и соли; 10 — глины с конкрециями сферосидерита; 11 — устричные и рудистовые известняки; 12 — песчанистые известняки; 13 — угли; 14 — кора выветривания; 15 — стратиграфические и угловые несогласия; 16 — поверхность герцинского складчато-метаморфического основания (поверхность домезозойского выравнивания); 17 — внемасштабные лакуны мощности.

Цифры в скобках над стратиграфическими колонками — положение разрезов межгорных и внутригорных впадин. Межгорные впадины: (1) Афгано-Таджикская, (9) Ферганская. Внутригорные впадины: (2) южных отрогов Гиссарского хребта, (3) Зиддинская, (4) Каракульская, (5) южного борта Фан-Ягнобской впадины, (6) Фан-Ягнобская (Раватская), (7) Зеравшанская, (8) северных отрогов Туркестанского хребта. Врезка: главные несогласия и взаимоотношение триас-меловых литостратиграфических комплексов

амплитудной пликативной деформации домезозойского пенеплена, заложении системы прогибов и невысоких поднятий, локальном смятии. Формирование прогибов в ряде случаев сопровождалось незначительным растяжением, что следует из наличия среди угленосных юрских отложений горного обрамления Ферганы экстрезий и потоков кварцевых порфиров [Толобоева, 2001].

Резкая смена режима осадконакопления происходит на границе юры и раннего мела. Аллювиально-озерно-болотные угленосные осадки юры сменяются относительно грубозернистыми, континентальными и лагунными, местами лагунно-морскими отложениями нижнего мела. Отложения мела фациально изменчивы и залегают или согласно на верхнеюрских породах, или с резким азимутально-угловым несогласием непосредственно на палеозойском фундаменте. В нижнемеловых отложениях различаются два фациальных типа: один из них представлен терригенными осадками аллювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых фаций; другой, характерный для обстановок краевой части эпиконтинентального морского бассейна, – терригенными породами с прослоями и пачками тонких доломитистых и детритовых известняков, обогащенных песчаным и алевроито-глинистым материалом. Во внутренних впадинах нижний мел представлен континентальными красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощности нижнего мела варьируют от 0 до 400 м.

На границе раннего и позднего мела вновь происходит изменение режима седиментации: исчезает грубый терригенный материал, сокращается количество красноцветных прослоев, возрастает роль карбонатных и глинисто-гипсовых отложений. Комплекс пород отвечает обстановкам мелководного эпиконтинентального морского бассейна и отшнурованных морских лагун. Отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа в это время невелик. Спорадическое присутствие глыбовых брекчий указывает на всплески тектонической активности, являющейся отражением тектонических событий в Тетической области [Никонов, 1990; Щерба, 1990] и деформаций в коровом слое Гиссаро-Алая.

В позднем мелу следует серия трансгрессивных и регрессивных циклов, и постепенно трансгрессия моря захватывает практически всю территорию Гиссаро-Алая. Мощности, литологические особенности и распределение химических элементов в отложениях мела от места к месту меняются, что свидетельствует о различии областей питания и скорости вертикальных движений в разных сегментах Гиссаро-Алая. Такой режим существует до конца эоцена, и на территории Гиссаро-Алая в это время происходит накопление карбонатно-глинисто-гипсовых и терригенных континентальных, лагунных и мелководноморских осадков незначительной мощности. Устанавливается режим чередующихся эпох изостатического и геодинамического равновесия (например, эпоха предпоздне-меловой пенепленизации) и этапов тектонической активизации. В частности, на рубеже позднего сенона и датско-бухарского времени слои морских рудистовых

известняков наращиваются вверх по разрезу лагунными гипсами, что свидетельствует о восходящих тектонических движениях и регрессии моря. Происходит слабая деформация домезозойского пенеплена и формирование системы седиментационных ванн и поднятий, однако размах движений невелик и не оказывает существенного влияния на процессы осадконакопления.

Новый этап осадконакопления наступает с начала олигоцена, когда происходит смена закисной (серо-зеленая окраска пород) обстановки на окисную (красноцветная окраска пород) и накопление маломощных (20–100 м) отложений шурысайской, сумсарской и нижнемассагетской свит, которые с размывом залегают на подстилающих отложениях и представлены красноцветными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гравелитов и гипсов, с трещинами усыхания и следами илоедов. Состав отложений свидетельствует о предельной выровненности рельефа и слабом проявлении тектонических движений. Различие разрезов северных склонов Туркестанского хребта и Таджикской депрессии указывает на существование в палеогене раздела (Туркестанский хребет) между Ферганским и Таджикским бассейнами [Давидзон и др., 1982]. Однако латеральная выдержанность состава и строения чехольных отложений предполагает существование протяженных пологих прогибов – синклиналей и грабен-синклиналей. Маломощные отложения позднего олигоцена с размывом и несогласием перекрыты фациально-изменчивыми терригенными, преимущественно грубообломочными отложениями нижнего миоцена.

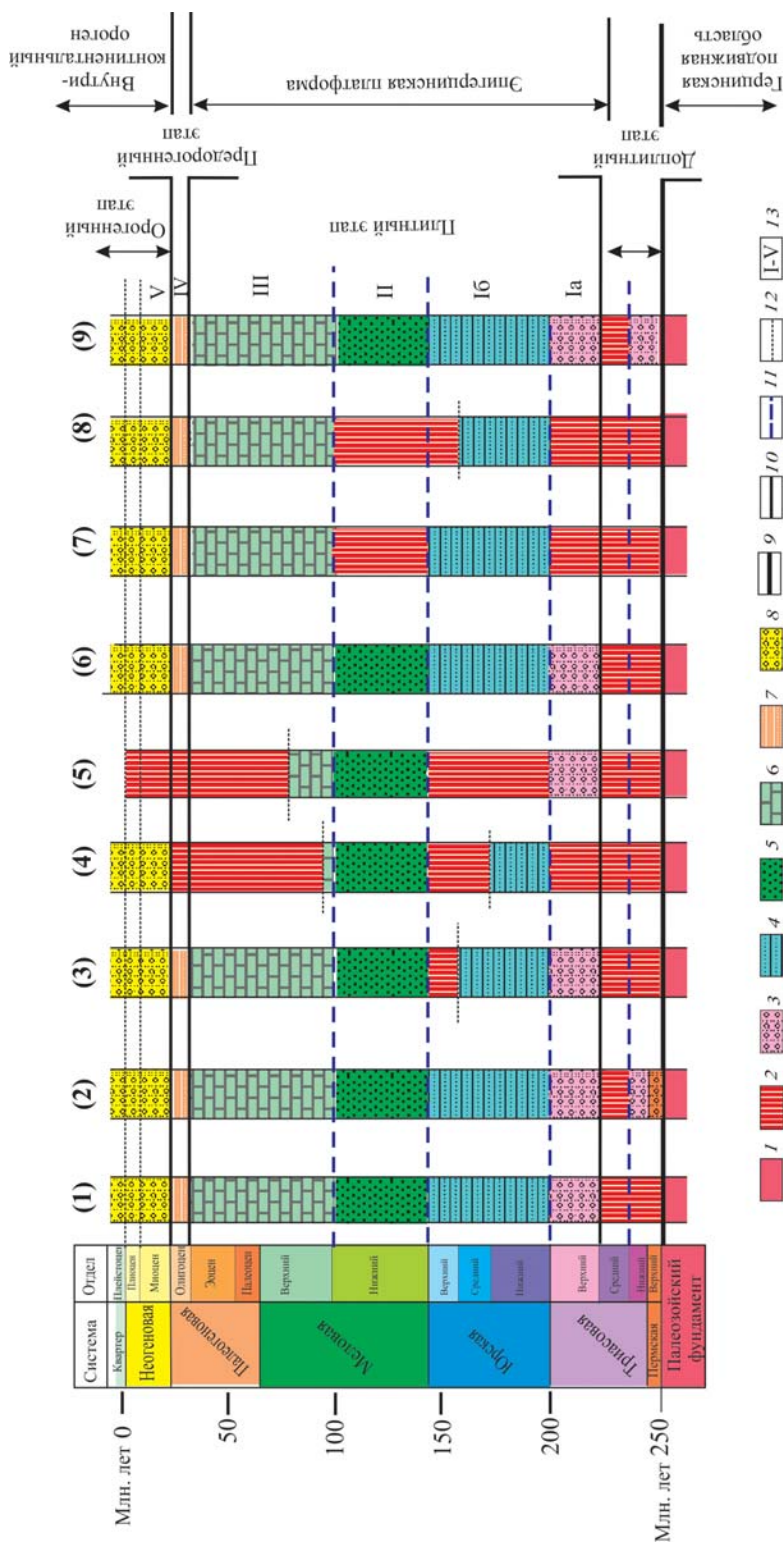
Следующий принципиальный этап развития орогена (конец миоцена – начало плиоцена) отмечен региональным предбактрийским несогласием и накоплением грубообломочных отложений бактрийской свиты, залегающих или согласно на отложениях массагетской серии, или непосредственно на породах палеозойского фундамента. Эти грубообломочные отложения фиксируют возникновение горного расчлененного рельефа. На рубеже плиоцена и плейстоцена из разрезов исчезают отложения, имеющие площадное распространение. Четвертичные отложения представлены спорадически развитыми аллювиальными, склоновыми коллювиальными и ледниковыми образованиями, свидетельствующими об эрозии рельефа.

Однако, несмотря на четкую смену условий осадконакопления, мнение о времени смены платформенного режима на орогенный неоднозначно. Согласно [Моссаковский и др., 1993], этот рубеж соответствует границе «эоцен/олигоцен», и именно с этого рубежа начинается молассовый этап [Байков, Седлецкий, 2008]. По мнению [Никонов, 1990], смена режима «платформа/ороген» совпадает с границей «олигоцен/миоцен». Такое разночтение связано с тем, что олигоценовый этап отличается непостоянством условий седиментации: резкой сменой осадочного процесса с мелководно-морского на континентальный в начале этапа; отложением своеобразных тонких красноцветных континентальных осадков, залегающих с размывом и несогласием на подстилающих

отложениях; резкой сменой тонкообломочных и глинистых осадков грубообломочными на границе олигоцена и миоцена. Эти особенности объясняют выделение олигоценовых образований в самостоятельный комплекс «нижней тонкой молассы». Этот период характеризуется особым состоянием недр: относительным тектоническим покоем и в то же время сменой геодинамической обстановки с платформенной на орогенную. Начинается воздымание территории, формирование расчлененного горного рельефа, образование современного внутриконтинентального орогена. В начальную стадию (олигоцен–миоцен) орогенические движения приводят к формированию низкогорного холмисто-долинного рельефа и накоплению сначала относительно тонкообломочных моласс типа массагетской серии и позже – более грубых осадков бактрийской серии. В зрелую стадию (плейстоцен–голоцен) формируется высокогорный рельеф и происходит накопление мощных грубообломочных отложений.

Таким образом, в разрезах отложений чехла можно выделить серию литостратиграфических комплексов [Джалилов и др., 1971; Несмеянов, Бархатов, 1978; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008] (снизу вверх): I – *сероцветный, континентально-лимнический комплекс*: конгломераты, песчаники, глины, алевролиты, глинистые сланцы, угли (T_3-J); II – *сероцветно-красноцветный континентальный комплекс*: глины, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли (K_1); III – *пестроцветный карбонатно-хемогенно-терригенный мелководно-морской комплекс*: глины, алевро-аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты, гипсы (K_2-P_2); IV – *красноцветный континентальный комплекс*: глины, алевро-аргиллиты, песчаники, гипсы, мелкогалечные конгломераты (P_3); V – *сероцветный, континентальный комплекс*: конгломераты, гравелиты, песчаники, галечники, гравийники, пески, глины, лессовидные суглинки ($N-Q$). Литостратиграфические комплексы являются вещественным выражением геологических событий, что позволяет проводить корреляцию тектоно-седиментационных циклов, выявлять их генезис, устанавливать их рубежи и длительность (рис. 2.8).

Взаимоотношение литостратиграфических комплексов подчиняется некой общей закономерности, отражающей чередование этапов осадконакопления и периодов поднятия и размыва. Отложения каждого из более молодых комплексов трансгрессивно с размывом и зачастую с угловым несогласием перекрывают более древние толщи, вплоть до складчато-метаморфического фундамента (см. врезку на рис. 2.7). В одних разрезах (зонах) размыв минимален или отсутствует, и молодые отложения залегают на более древних без перерыва. В других – молодые осадки ложатся на различные горизонты подстилающих пород. Такая ситуация свидетельствует о 3D подвижности фундамента и изгибной деформации домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания, а также о перманентном изменении рельефа во времени как на уровне поверхности фундамента, так и на уровне дневного среза.



▲ Рис. 2.8. Этапы и режимы осадконакопления на территории Гиссаро-Алая в мезозое и кайнозое.

1 – палеозойское складчато-метаморфическое основание; 2 – перерывы в осадконакоплении; 3–8 – литостратиграфические комплексы чехла: 3 – коры выветривания и континентальные отложения; 4 – сероцветные терригенные угленосные континентальные отложения; 5 – красноцветные континентальные отложения; 6 – пестроцветные карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения; 7 – пестроцветные континентально-лагунные отложения (тонкая нижняя моласса), 8 – сероцветные грубообломочные терригенные континентальные отложения (верхняя грубая моласса); 9 – домезозойская поверхность выравнивания (поверхность фундамента); 10 – границы тектоно-седиментационных этапов; 11 – границы литостратиграфических комплексов, отражающие региональные несогласия и поверхности размыва; 12 – местные несогласия и поверхности размыва; 13 – литостратиграфические комплексы и этапы, описание которых приведено в тексте

Обобщая рассмотрение разрезов чехольных комплексов и условий формирования плитного чехла на территории Гиссаро-Алая, можно констатировать, что в позднегерцинское и альпийское время наиболее значимыми являются разделы: ранняя пермь/поздняя пермь; средний/поздний триас; триас/юра; юра/ранний мел; ранний/поздний мел; эоцен/олигоцен; олигоцен/ миоцен; плиоцен/квартер. При этом отчетливо выделяются два главных рубежа, отвечающих относительно непродолжительным переходным временным интервалам: (1) «позднепермско–среднетриасовый» (доплитный) и (2) «олигоценовый» (предорогенный), «до» и «после» которых палеогеографические и тектонические обстановки в регионе принципиально меняются. В первом случае: «до» – герцинская покровно-складчатая область, «после» – эпигерцинская платформа. Во втором случае: «до» – эпигерцинская платформа, «после» – внутриконтинентальный ороген.

Тектоническая позиция, структура, геодинамика

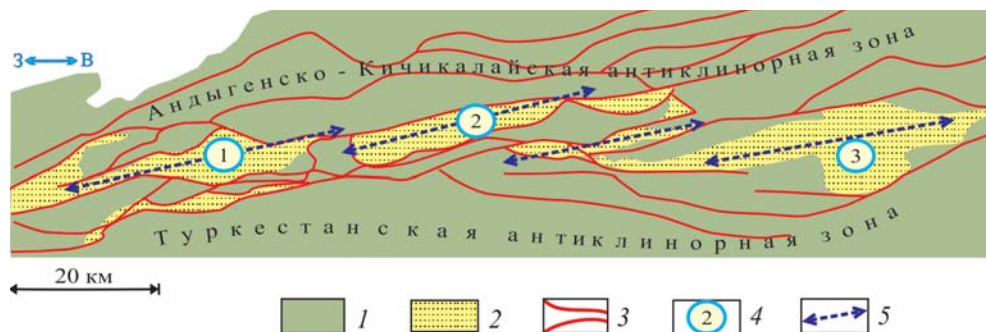
Гиссаро-Алайская горная система при ширине 100–120 км имеет протяженность более 1000 км (см. рис. 2.1, 2.4). В настоящее время Гиссаро-Алай представляет собой высокогорную страну с высотными отметками до 5–5,5 и более тысяч метров. Горное сооружение, представленное Алайским, Туркестанским, Зеравшанским, Гиссарским и другими, менее значимыми хребтами, обрамлено межгорными впадинами, выполненными мощными толщами мезозойско-кайнозойских отложений: Ферганской – на севере, Алайской и Таджикской – на юге. С востока Гиссаро-Алай ограничен Таласо-Ферганским разломом, на западе – равниной Туранской плиты. Линейная система хребтов разделена внутригорными впадинами (см. рис. 2.3), которые выполнены платформенными и орогенными отложениями мезозоя и кайнозоя. Впадины образуют систему линзо- и ромбовидных кулис (рис. 2.9), являющихся синклинальными складками, приуроченными к линейным структурным швам – зонам сочленения палеозойских структурно-формационных элементов.

Оси складок и структурные швы расположены под углом 10° – 15° по отношению к субширотному тектоническому плану горного сооружения. Расстояние между осевыми плоскостями впадин-синклиналей составляет 15–25 км. При схождении разломов, ограничивающих впадины, возникают структуры «тектонического сшивания» (рис. 2.10), в которых могут быть скрыты значительные объемы геологического пространства.

Описание отрицательных морфоструктур и их взаимоотношения с окружающими образованиями палеозойского основания приведено в многочисленных

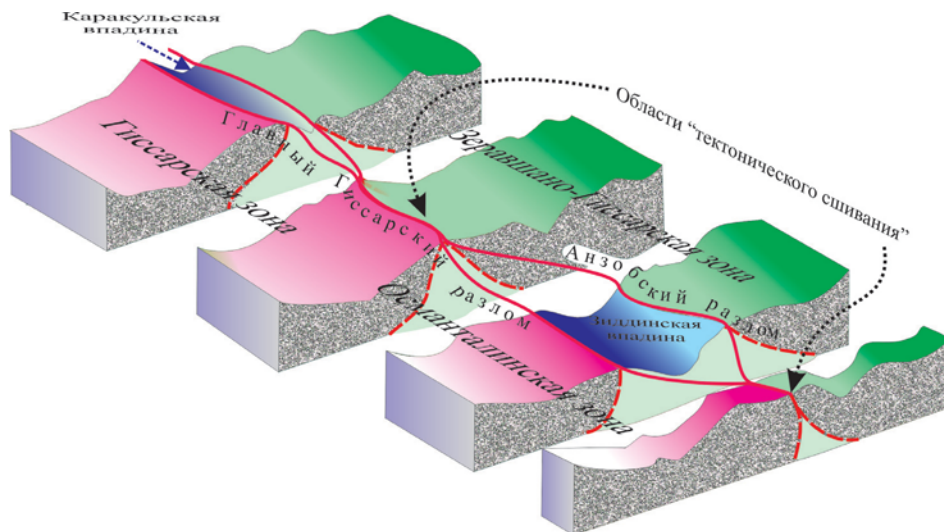
статьях (Леонов, 1989, 1990, 1996, 2005; Леонов и др., 2025а, б, 2026; Лукина, 1973, 1977; Пржиялговский, Лаврушина, 2020). В этой книге дана лишь обобщенная картина их тектонического строения в контексте рассматриваемой проблемы – геологии «провинций бассейнов и хребтов».

Выше говорилось, что в строении горной системы принимают участие два структурных этажа: палеозойский складчато-метаморфический фундамент и



▲ **Рис. 2.9.** Кулисное расположение внутригорных впадин (фрагментов осадочного бассейна) в зоне Кургана-Кульгеджелинской зоны. Схема составлена с использованием материалов [Поршняков, 1973].

1 – герцинский фундамент; 2 – мезозойские и кайнозойские отложения межгорных впадин; 3 – разломы; 4 – троговые сегменты зоны (цифры в кружках): 1 – Курганаковский, 2 – Урта-Чашминский, 3 – Ходжа-Ачканский



▲ **Рис. 2.10.** Структуры тектонического сшивания в пределах Каракуль-Зиддинской зоны концентрированной деформации (западный сегмент Южного Тянь-Шаня). Объяснение в тексте

мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, разделяемые поверхностью несогласия. Современная морфоструктура и строение ряда узловых участков отображены на профиле (см. рис. 2.5, рис. 2.11) и его фрагментах (рис. 2.12–2.20).

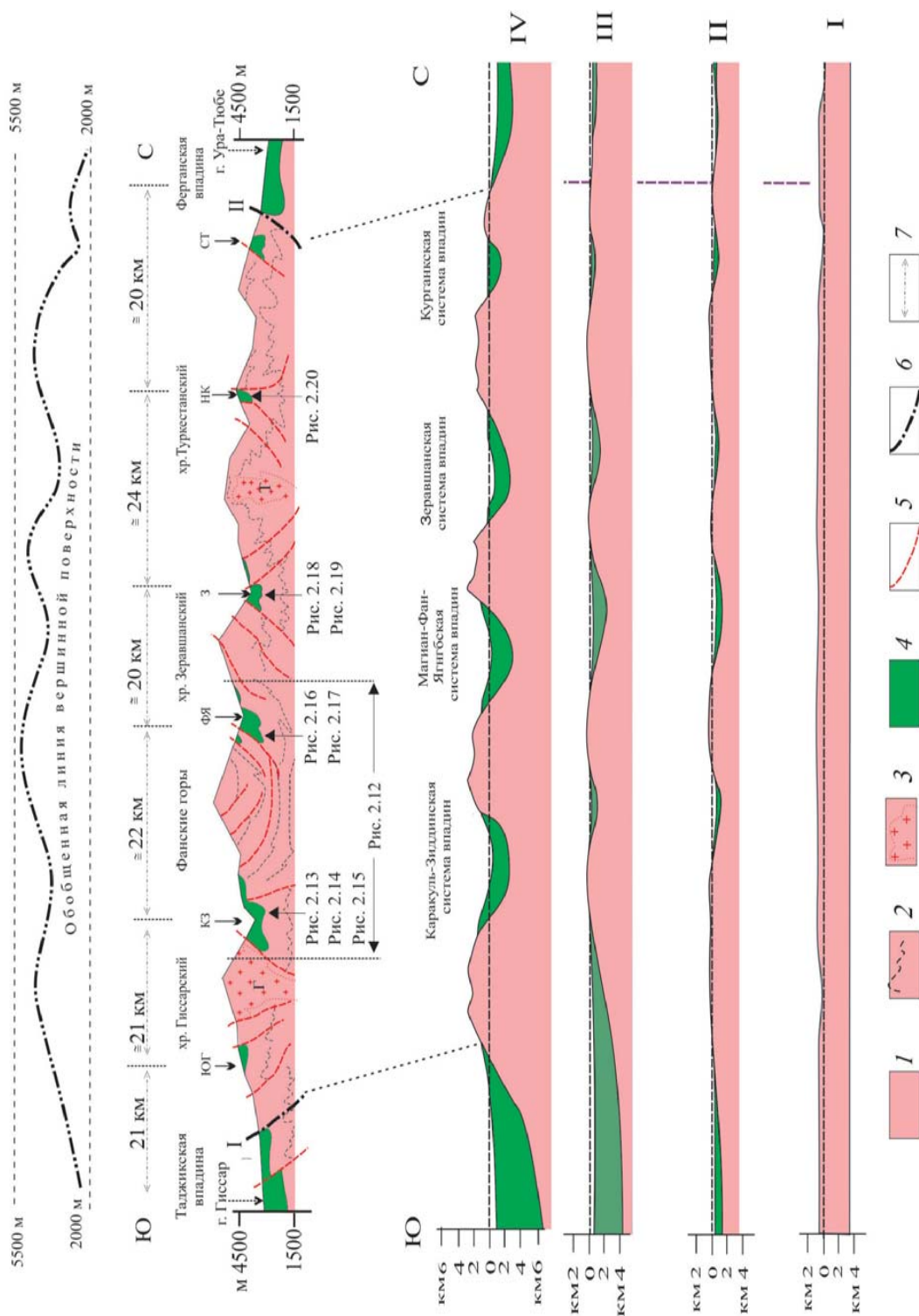
Приведем краткую характеристику отрицательных морфоструктур Гиссаро-Алая (рис. 2.11–2.21). Складки слоев чехла в прогибах бывают открытые – симметричные, или наклонные, образующие моновергентные и конвергентные структуры [Садыбакасов, 1990]. Открытые *симметричные* структуры характерны для района западного погружения горного массива (например, Самаркандская депрессия). Углы падения на крыльях таких структур составляют 10–40°, внутренние деформации развиты слабо или отсутствуют.

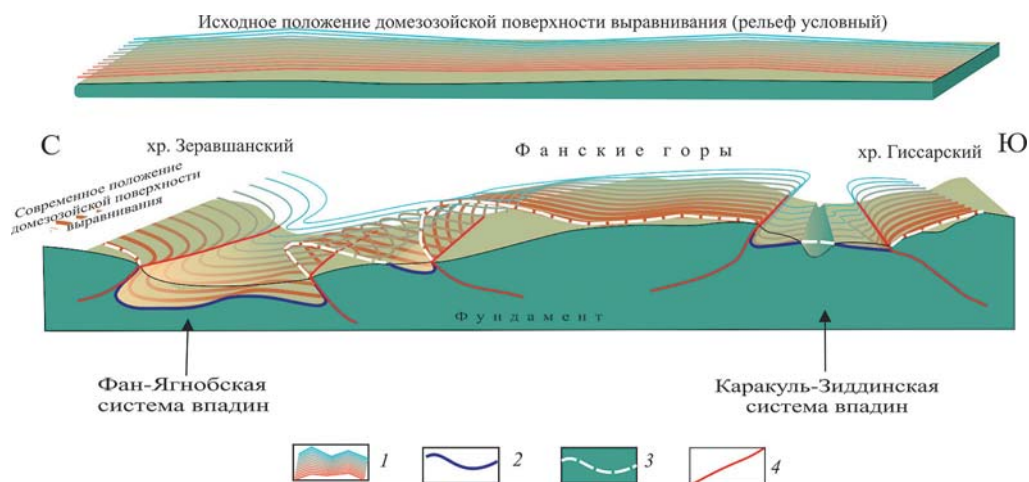
Моновергентные структуры, как правило, асимметричны. Внутренние крылья таких складок крутые (50–90°), в ряде случаев запрокинуты и срезаны разломами типа взбросов, взбросо-сдвигов и взбросо-надвигов. Породы чехла в зонах разрывов могут быть интенсивно дислоцированы и раздроблены. На внешних пологих крыльях углы падения пластов 10–40°. Здесь породы практически не дислоцированы, и отложения чехла залегают на фундаменте с размывом и несогласием.

У *конвергентных* складок осевые плоскости имеют положение, близкое к вертикальному, несколько наклоненное в сторону от горных обрамлений впадин. В разных бортах прогибов осевые плоскости наклонены навстречу друг другу и образуют перевернутый веер. Крылья складок часто срезаны встречными взбросами, взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами. Днища впадин всех типов соответствуют поверхности домезозойского выравнивания (поверхности фундамента) и часто образуют пликативные изгибы. Смещения по взбросам и надвигам, ограничивающим впадины, незначительны (сотни метров, реже 1–3 км). За пределами многих впадин разрывы затухают как по простиранию, так и по падению. Особенности осадконакопления указывают, что морфоструктурные элементы Гиссаро-Алая, Ферганской и Таджикской впадин развивались в течение всего альпийского этапа (см. рис. 2.11).

► **Рис. 2.11.** Схематический поперечный профиль Гиссаро-Алайской горной системы на меридиане Ура-Тюбе–Гиссар. Внизу на серии профилей отображены последовательность становления и прогрессирующая деформация домезозойской поверхности выравнивания: I – к концу триаса, II – к началу раннего мела, III – к началу олигоцена, IV – к настоящему времени.

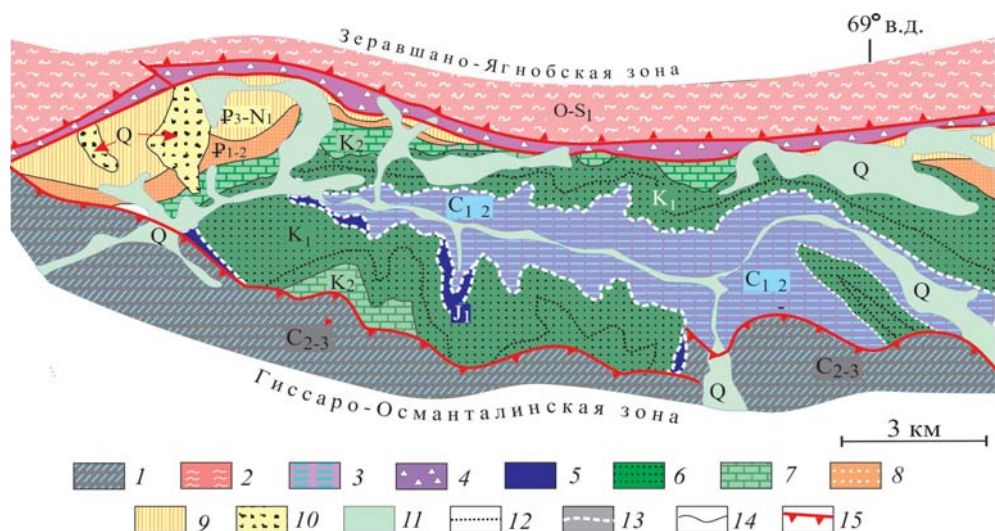
1 – палеозойский фундамент; 2 – межгорные и внутригорные мезозойско-кайнозойские впадины; 3 – палеозойские Гиссарский (Г) и Туркестанский (Т) гранитные батолиты; 4 – внутригорные впадины: ЮГ – Южно-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ФЯ – Фан-Ягнобская, З – Зеравшанская, НК – Нуратау-Курганакская, СТ – Северного склона Туркестанского хребта; 5 – разломы; 6 – граничные разломные зоны: I – Южно-Гиссарская, II – Южно-Ферганская; 7 – расстояния между внутригорными впадинами





▲ **Рис. 2.12.** Исходная и современная форма домезозойской поверхности выравнивания в районе Фанских гор (Зеравшано-Гиссарская зона). Исходный материал и обоснование схемы в [Леонов, 2008, 2013; Леонов, Пржиялговский, 2021; Лукина, 1973, 1977]. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:1.

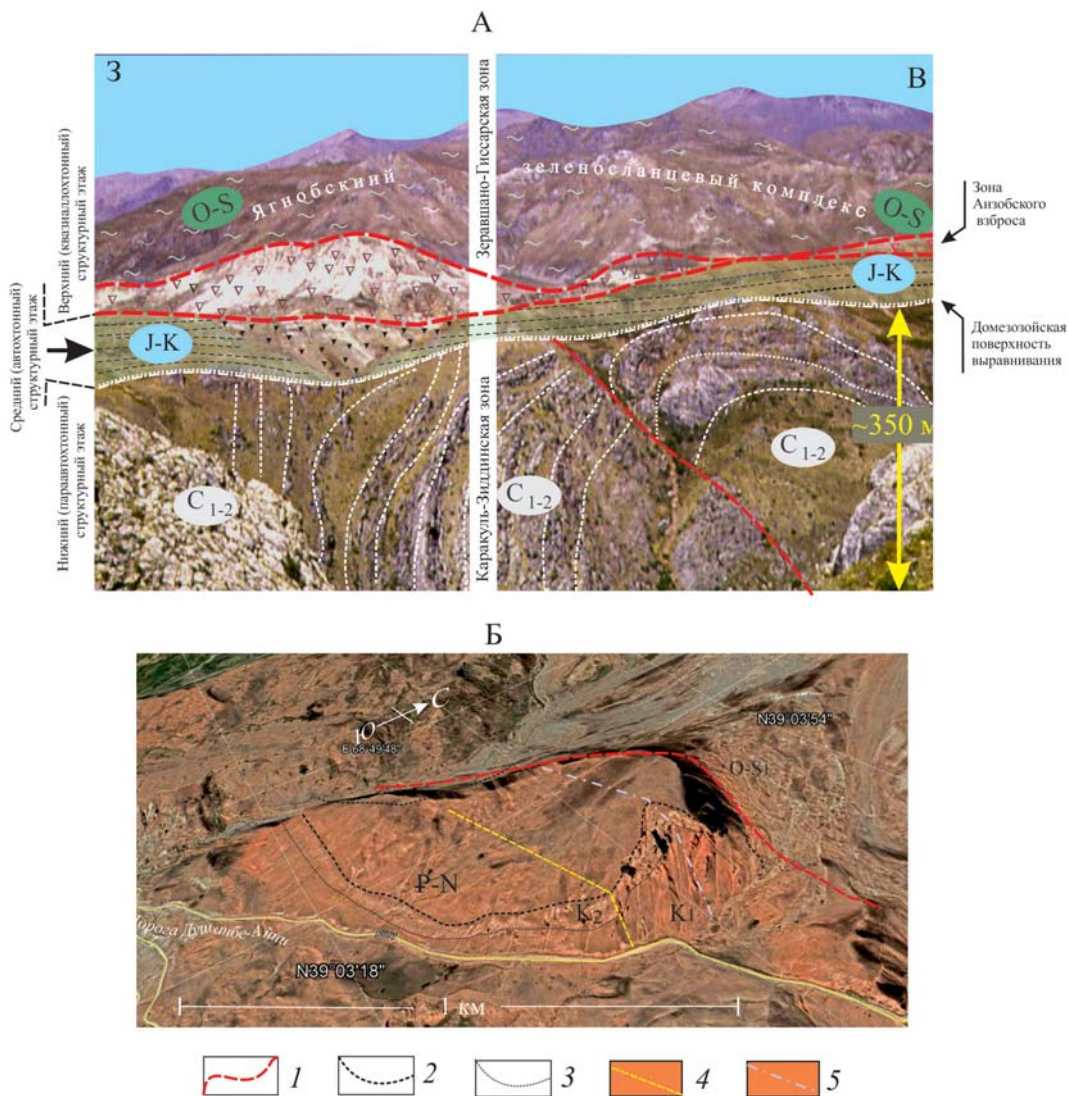
1 – плоскость поверхности выравнивания; 2–3 – поверхность выравнивания: 2 – по геологическим данным, 3 – реконструкция по останцам вершинной поверхности; 4 – разломы



▲ **Рис. 2.13.** Геологическая карта района Зиддинской впадины.

1 – Гиссарская (Османалинская) зона; 2 – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) зона; 3 – складчатое палеозойское основание Каракуль-Зиддинской структуры; 4 – зона Ягнобского взброса (тектонические брекчии); 5–10 – мезозойско-кайнозойские отложения: 5 – юра, 6 – нижний мел, 7 – верхний мел, 8 – палеоцен–эоцен, 9 – олигоцен–миоцен; 10 – шлейфы современных тектоно-гравитационных микститов; 11 – четвертичные отложения; 12 – маркирующие горизонты; 13 – поверхности домезозойского и домелового выравнивания; 14 – границы стратиграфические; 15 – Северо-Гиссарский надвиг (с юга) и Анобский взброс (с севера)

Для мезозоя–палеогена характерны колебательные движения с общей тенденцией к погружению. В неоген-четвертичное время произошла смена знака тектонических движений, и вся территория Гиссаро-Алая была преобразована в ороген с резко расчлененным высокогорным рельефом [Бабаев, 1975]. В чередовании поднятий и седиментационных ванн, их форме и пликативной



▲ Рис. 2.14. Зиддинская впадина (фрагмент).

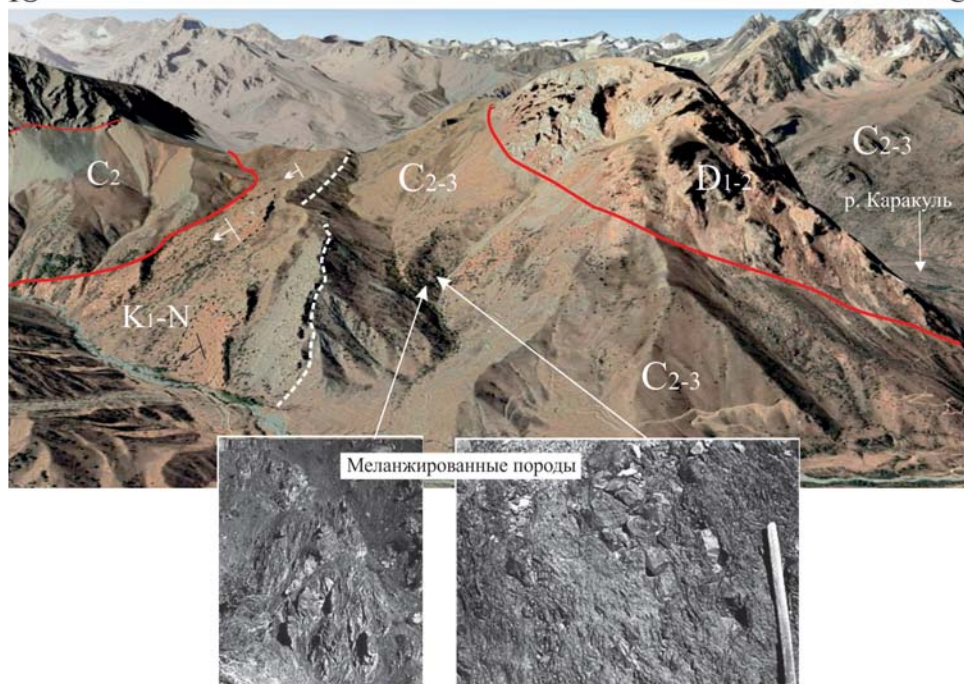
А – Вид с юга (пояснения на рисунке): в едином вертикальном срезе можно наблюдать три структурных этажа.

Б – складки второго порядка, осложняющие структуру северного борта впадины.

1 – Анзобский взброс; 2 – границы комплексов; 3 – границы пачек; 4–5 – оси складок: 4 – синклиналь, 5 – антиклиналь

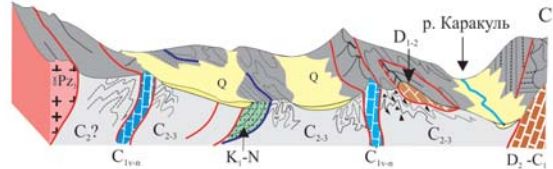
Ю

С

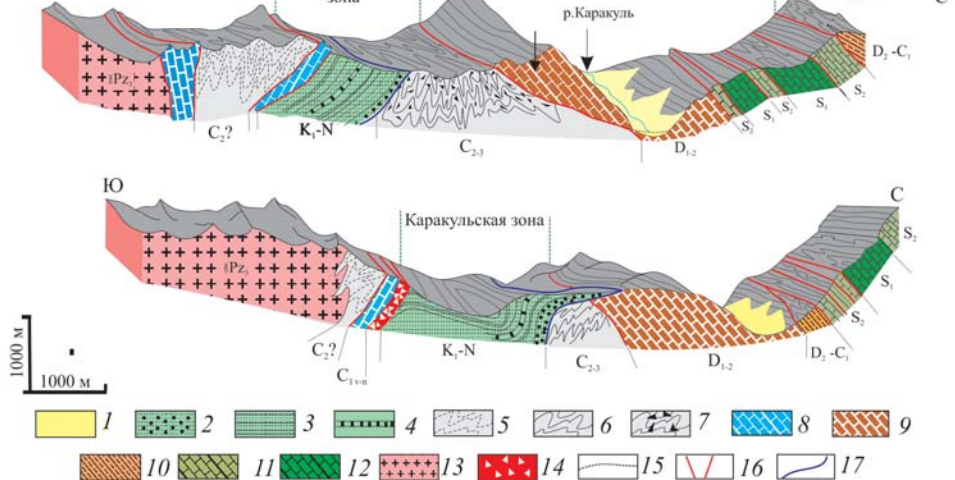


Ю

С



Ю Гиссарская зона Каракульская зона Хазрет-Дукдонская зона Зеравшано-Гиссарская зона С



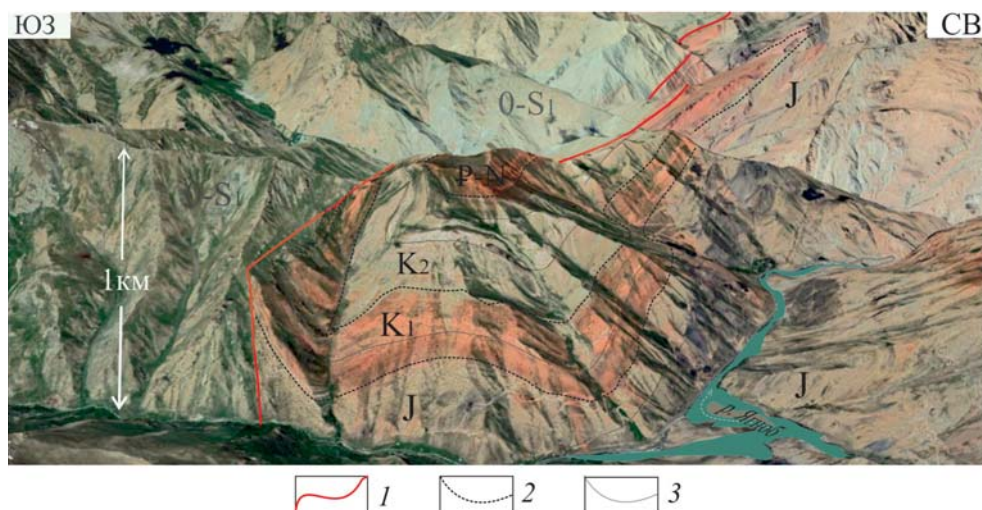
деформации домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания (см. рис. 2.11–2.21) зафиксирована объемная подвижность пород палеозойского фундамента.

В целом альпийская морфоструктура Гиссаро-Алая (рис. 2.22) отражает изгибную деформацию поверхности фундамента (домезозойской поверхности выравнивания) и слоев вышележащего осадочного чехла. Морфология впадин и разделяющих их поднятий обусловлена бивергентным растеканием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости горного сооружения при незначительном поперечном сокращении ширины широтно-ориентированных тектонических зон [Трифонов и др., 2008; Чедия, Уткина, 1990]. С этими процессами в отдельных мегаструктурах (Ягнобско-Сугутская, Алайско-Майлисуйская зоны) связано проявление горизонтально-плоскостного тектонического течения. Реологическая и структурная неоднородность верхней коры, консолидированной к концу палеозоя, предопределяет направления тектонических потоков на орогенном этапе. Крупные разломы и шовные структуры фундамента раннего заложения обычно остаются реологически ослабленными границами коровых фрагментов в процессе их вязко-пластичной деформации как на стадии возникновения орогенных впадин, так и на стадии дальнейшего усложнения структуры. Это наглядно продемонстрировано данными анализа направлений современных тектонических движений и деформаций позднеплиоценовой орогенной фазы в восточной части Алайского хребта (рис. 2.22). Направления векторов вязко-пластичного течения породных масс, несомненно, зависимы от ранней герцинской структуры, главными элементами которой в представленном районе являются Таласо-Ферганский сдвиг и надвиги северного фронта герцинид Южного Тянь-Шаня, деформированные локальным плитопотоком в вертикальную складку (Ферганскую флексуру).

В то же время совокупность структурно-кинематических индикаторов широтного сдвига [Морозов, Талицкий, 2006; Морозов и др., 2014] (линзовидно-кулисное расположение впадин и осей складок, косо ориентированное по отношению к генеральному структурному плану Гиссаро-Алая, деформация обломков и галек в конгломератах, линзовидно-пятнистое рассланцевание по-

◀ **Рис. 2.15.** Геологическое строение Каракульской впадины.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – отложения мела–неогена: 2 – конгломераты и грубые песчаники, 3 – глины, алевролиты, песчаники, гипсы, 4 – известняки; 5 – средний (?) карбон (песчаники, глинистые сланцы); 6 – средний–верхний карбон (флиш); 7 – средний–верхний карбон (флиш, превращенный в «осадочный» меланж); 8 – нижний–средний карбон (известняки); 9 – нижний–средний девон (известняки); 10 – средний девон – нижний карбон (флишоподные отложения пушневатской свиты); 11 – верхний силур (известняки, доломиты); 12 – нижний силур (известняки, доломиты, сланцы); 13 – граниты Гиссарского батолита; 14 – тектоническая брекчия Главного Гиссарского разлома; 15 – структурные линии; 16 – разрывы; 17 – трансгрессивный контакт (поверхность домезозойского выравнивания)



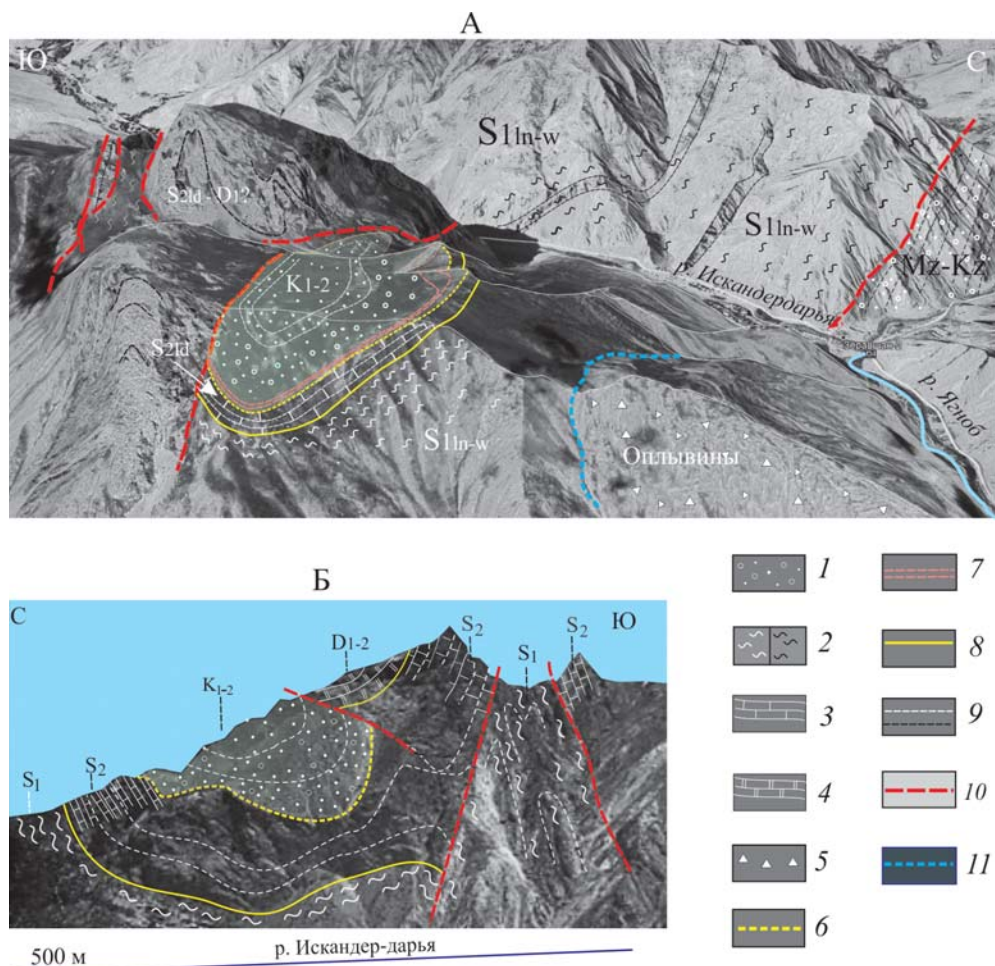
▲ **Рис. 2.16.** Фан-Ягнобская грабен-синклиналь (Кштут-Зауранский фрагмент).
 1 – разломы; 2 – границы литостратиграфических комплексов; 3 – внутриформационные границы

род, субвертикальное расположение сланцеватости при субгоризонтальной позиции линейных структур и пр.) свидетельствует о вертикально-плоскостном движении горных масс, сосредоточенном в пределах узких тектонических швов, при наличии сдвиговой составляющей смещения крупных морфо-структурных элементов (Нуратау-Курганакская зона). В целом в современной структуре мезозойско-кайнозойские впадины Гиссаро-Алая образуют кулисно-эшелонированные системы, пространственно приуроченные к зонам концентрированной деформации, для которых определяется субширотное сдвиговое вязкое смещение горных масс [Морозов, Талицкий, 2006] при субгоризонтальном поперечном растекании в процессе «гравитационного рифтинга».

Степень структурно-вещественных преобразований альпийского времени и напряженность инфраструктуры в породах фундамента выше, чем в отложениях чехольного комплекса: породам основания свойственна объемная реидная деформация, а чехольные комплексы, за исключением отдельных зон, смяты в широкие открытые складки, осложненные складками второго порядка, малоамплитудными разломами и зонами внутрипластового течения.

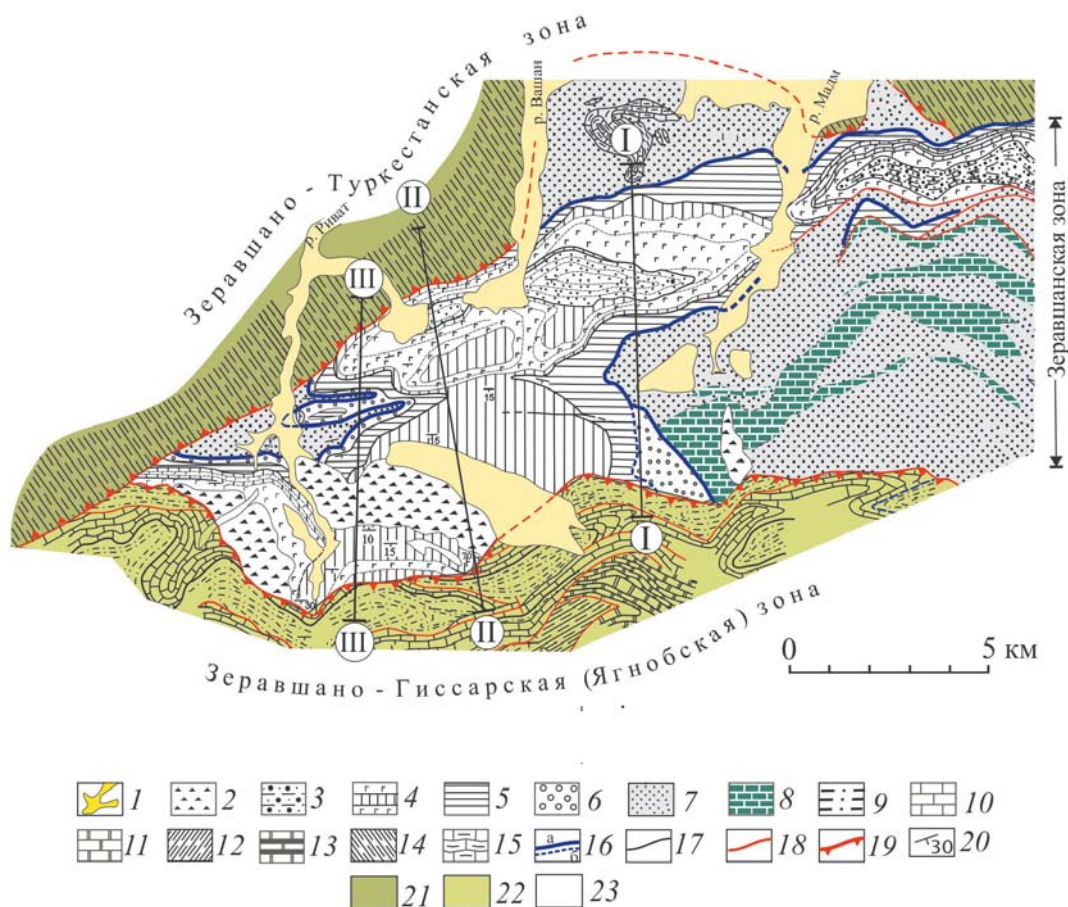
Описание форм и механизмов 3D подвижности пород фундамента на этапе зарождения и существования внутригорных впадин приведено в нижеследующих разделах, но несколько замечаний по этому вопросу целесообразно сделать предварительно. Возникновение отрицательных структур в теле постпалеозойской плиты Гиссаро-Алая и конформных им изгибов поверхности фундамента (домезозойской поверхности выравнивания) невозможно без при-

дания породам фундамента объемной подвижности (текучести) [Леонов, 2008; Леонов и др., 2018, 2020; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2017, 2020], что находит отражение в морфо- и инфраструктуре пород палеозойского фундамента [Леонов, 2008; Леонов, Пржиялговский, 2021]. Движение вещества обеспечивается за счет механизмов структурно-вещественной пере-



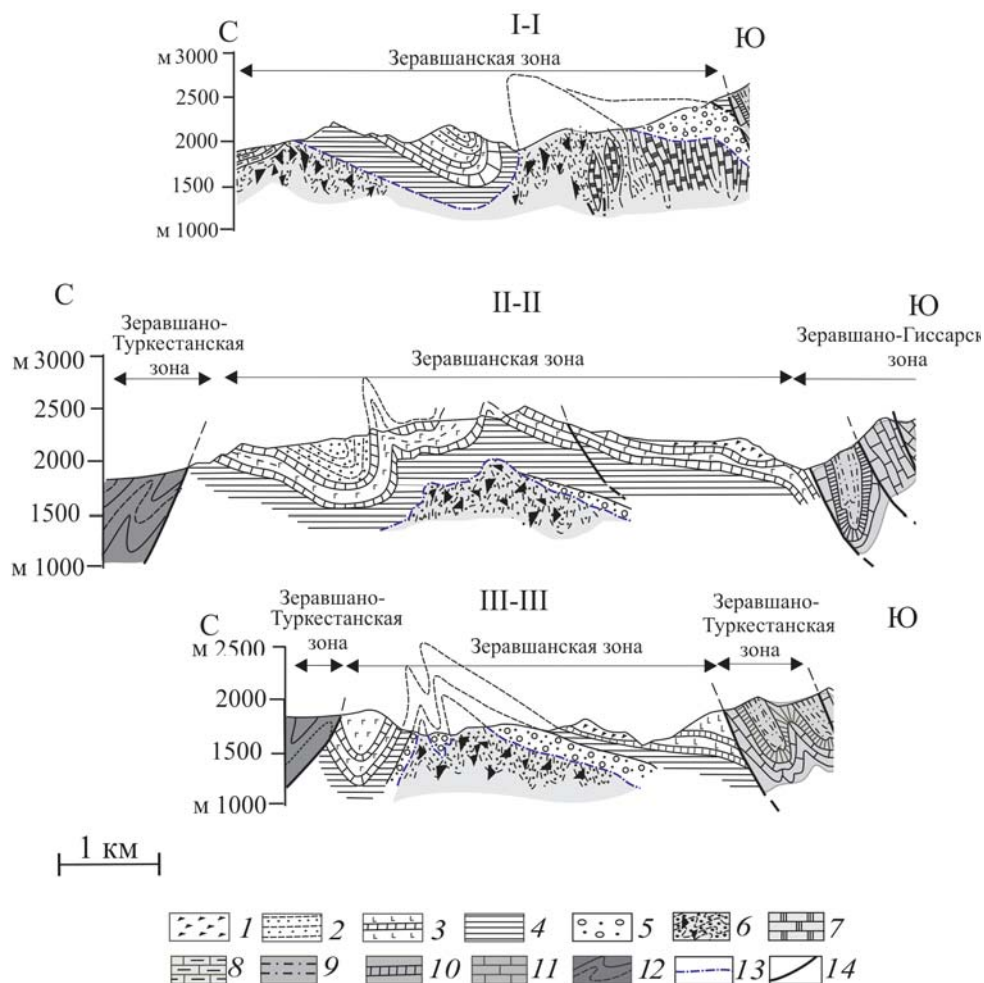
▲ **Рис. 2.17.** Ядро складки, выполненное отложениями нижнего–верхнего мела (южный борт Фан-Ягнобской грабен-синклинали. А – вид с востока, Б – вид с запада.

1 – отложения нижнего и верхнего мела (конгломераты, песчаники); 2 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса (?– S1ln-w); 3 – верхний силур (известняки, доломиты); 4 – нижний–средний девон (?), мраморизованные известняки; 5 – тело оплывины сланцев нижнего силура; 6 – домезозойская поверхность выравнивания; 7 – горизонт коры выветривания; 8 – границы основных литостратиграфических комплексов; 9 – условные линии напластования; 10 – разломы; 11 – граница оплывины



▲ **Рис. 2.18.** Геологическая карта района Зеравшанской впадины (бассейны ручьев Риват, Вашан, Мадм).

1 – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – четвертичные тектоно-гравитационные микститы; 3 – олигоцен–неоген: конгломераты, песчаники, глины; 4 – верхний мел – палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы (вертикальная штриховка – маркирующие горизонты известняков и карбонатных песчаников); 5 – верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 6 – лейас: конгломераты, песчаники; 7 – верхнепалеозойский флиш и дикий флиш; 8 – пластины и олистоплаки среднего–нижнего карбона (?): известняки, кремни; 9 – девон – нижний карбон: кремни, терригенные отложения и зеленые сланцы; 10 – верхний лудлов: известняки; 11 – нижний лудлов: известняки, доломиты; 12 – лландовери–венлок (зеленые сланцы); 13 – лландовери–венлок (известняки и доломиты); 14 – нижний силур (песчано-сланцевые толщи Зеравшано-Туркестанской зоны); 15 – крупный олистолит, сложенный породами кштут-урметанского типа разрезом; 16 – поверхность домезозойского пенеплена (а), домеловая поверхность выравнивания (б); 17 – стратиграфические границы; 18 – разломы; 19 – надвиговые границы структурно-формационных зон; 20 – элементы залегания; 21–23 – структурно-формационные зоны: 21 – Зеравшано-Туркестанская, 22 – Зеравшано-Гиссарская, 23 – Зеравшанская. Римские цифры в кружках – линии профилей на рис. 2.19



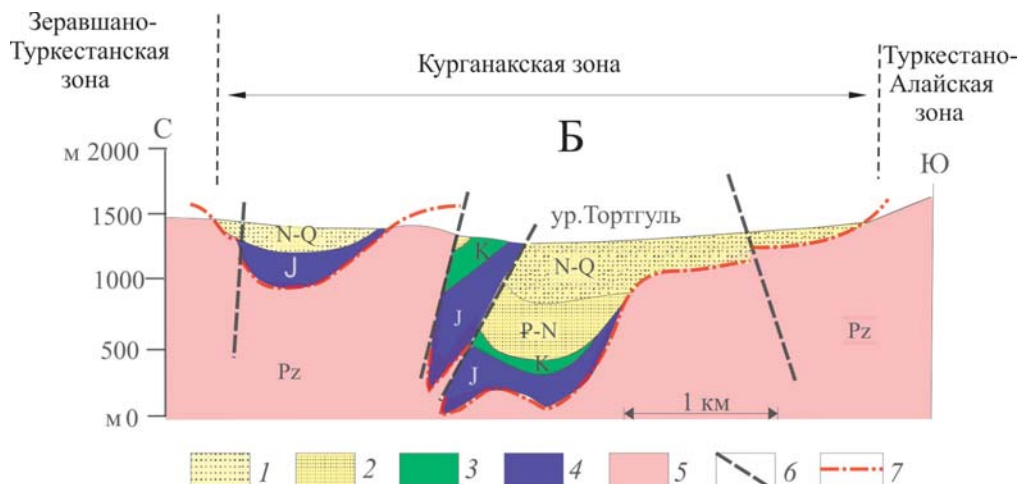
▲ **Рис. 2.19.** Геологические профили к карте на рис. 2.18.

1 – современные тектоно-гравитационные микститы; 2 – олигоцен–неоген (красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты); 3 – верхний мел – палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы, известняки; 4 – верхний мел (песчаники, глины); 5 – юра (конгломераты, песчаники); 6 – верхнепалеозойский флиш; 7 – нижний–средний карбон (известняки, кремни); 8 – средний девон – нижний карбон (песчаники, сланцы); 9 – средний девон – нижний карбон (кремни, известняки); 10 – то же, что 9 в фации зеленых сланцев; 11 – верхний–нижний лудлов (известняки, доломиты); 12 – нижний силур (терригенные породы, зеленые сланцы); 13 – поверхность домезозойского пенеплена; 14 – разломы



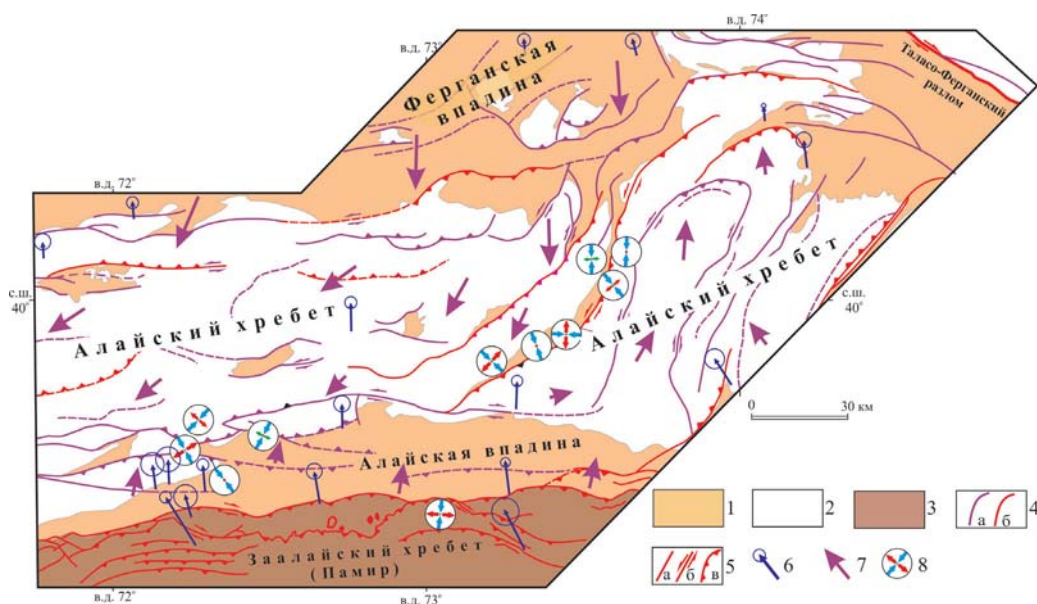
▲ **Рис. 2.20.** Зеравшанская впадина (вид с юго-востока).

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген; 3 – верхний мел; 4 – нижняя–средняя юра; 5 – нижний силур; 6 – взбросо-надвиг палеозойского фундамента на мезозойско-кайнозойские отложения впадины (а – картируемый, б – под покровом четвертичных отложений); 7 – трансгрессивное залегание чехольных отложений на палеозойском фундаменте (домезозойская поверхность); 8 – внутриформационные границы; 9 – межформационные границы



▲ **Рис. 2.21.** Шахристан-Ляйлякская впадина (по: [Несмеянов, Бархатов, 1978]).

1–4 – отложения чехлы: 1 – верхний неоген – квартал, 2 – палеоген–миоцен, 3 – мел, 4 – юра; 5– палеозойский фундамент: 6 – разломы; 7 – поверхность выравнивания (поверхность фундамента)

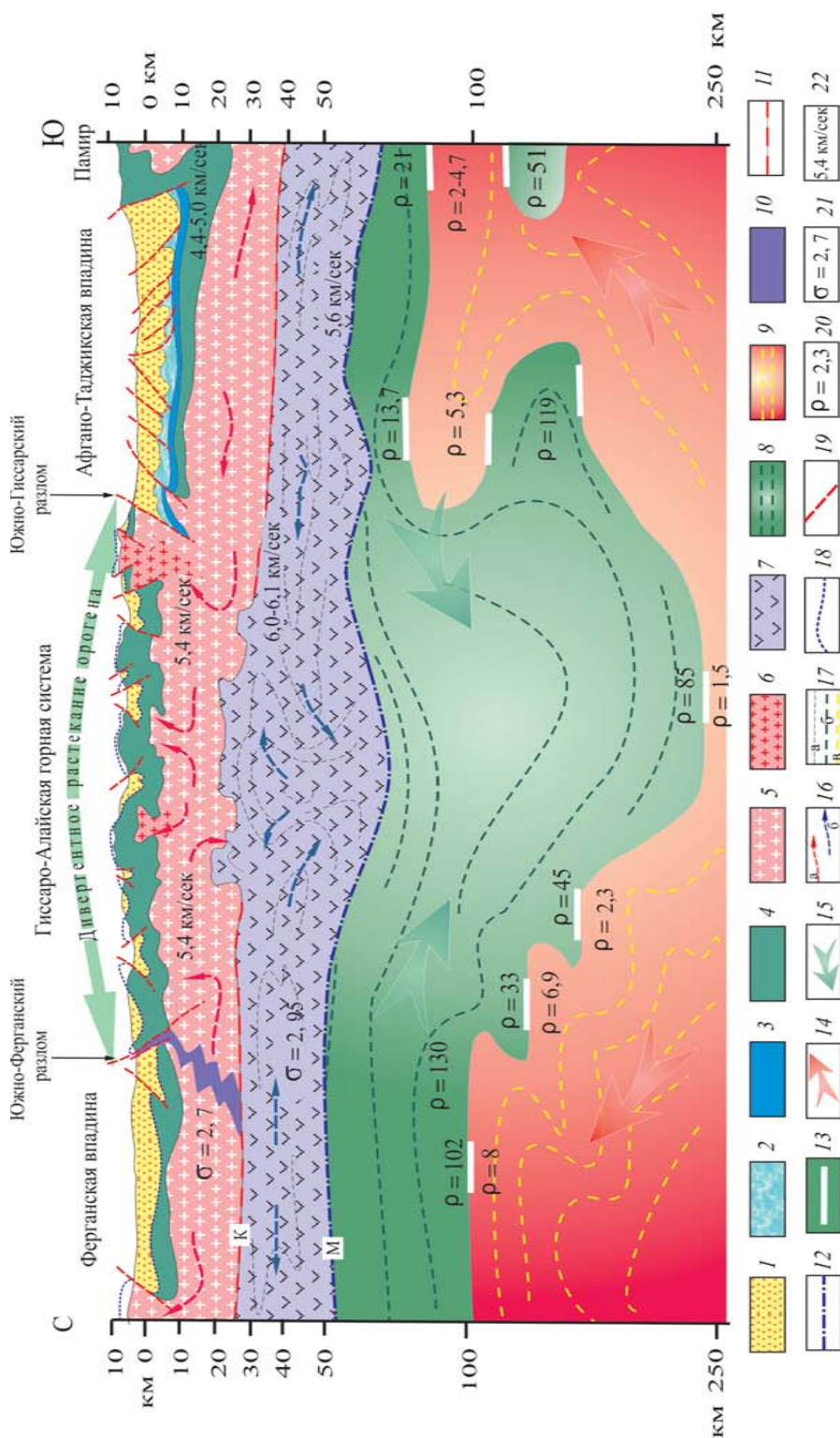


▲ **Рис. 2.22.** Направления горизонтальных смещений позднекайнозойского этапа восточной части Алайского хребта и в соседних впадинах, определенные на основании анализа кинематики тектонических структур.

1–2 – Южный Тянь-Шань: 1 – кайнозойские впадины; 2 – палеозойский фундамент; 3 – Памир; 4 – активные разломы: а – плиоценовые, структурно связанные с деформациями мезозойских и кайнозойских отложений, б – активные современные; 5 – кинематические характеристики разломов: сбросы и взбросы (а), сдвиги (б) и надвиги (в); 6 – векторы скоростей смещений пунктов GPS (длина вектора равна 10 мм/год, эллипс точности определения 95%) по [Зубович и др., 2004]; 7 – предполагаемые векторы (величина условная) движений верхнекоровых объемов в конце плиоцена; 8 – диаграммы кинематических обстановок определенных на основании анализа плиоценовых структур [Пржиялговский, Лаврушина, 2020]

работки горных масс фундамента (см. рис. 0.7): пластической деформации в разных формах и масштабах ее проявления, хрупкого разрушения и катаклаза, меланжирования, динамической рекристаллизации и пр. [Коньгин и др., 1988; Леонов, 1996, 2008, 2013; Леонов, Пржиялговский, 2021; Леонов и др., 2020]. Действие механизмов структурно-вещественной переработки приводит к формированию блочно-гранулированной структуры пород, в результате чего они приобретают 3D подвижность и сверхпластичность [Гольдин, 2005; Кайбышев, Пшеничнюк, 1999; Кочарян, 2016; Ревуженко, 2003], обеспечивающие тектоническое течение горных масс.

Об объемном перераспределении горных масс свидетельствует развитие прогибов и поднятий, которое до середины миоцена шло по пликативному сценарию, лишь с незначительным участием хрупких деформаций [Босов, 1972; Садыбакасов, 1990]. Латеральное тектоническое течение происходит



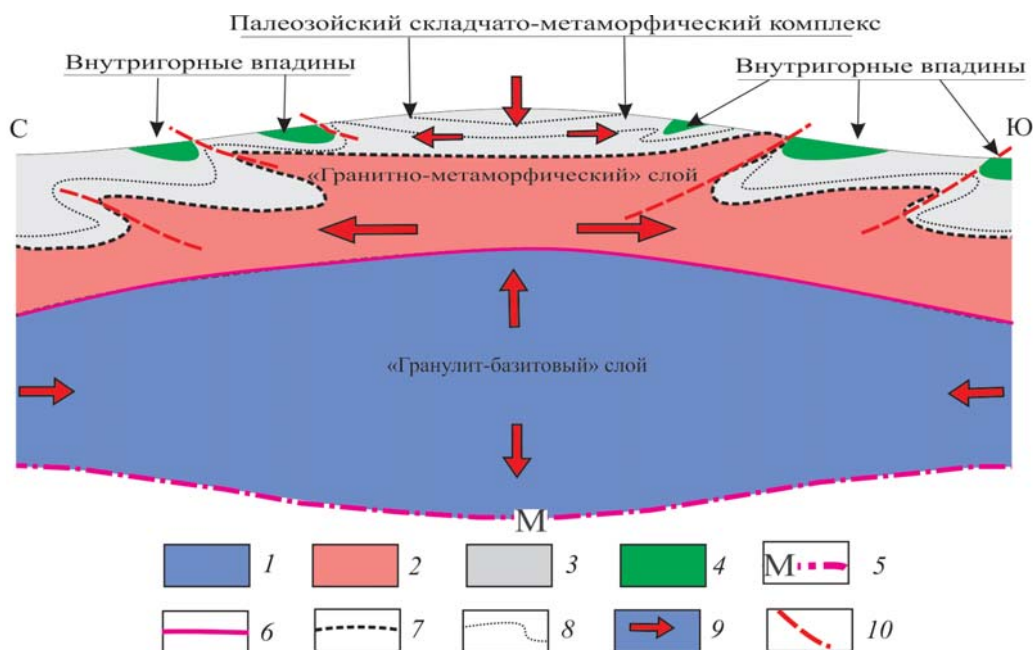
на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоев и сопровождается возникновением субгоризонтальной и субвертикальной тектонической расслоенности, а также возникновением автономной структуры в каждом из слоев или горизонтов [Леонов, 2008; Леонов, Пржиялговский, 2021], разделенных деталями – зонами концентрированного вязкого течения и срыва, которые зафиксированы в коровом слое как прямыми наблюдениями благодаря наличию структурно-кинематических комплексов-показателей, так и по расположению очагов землетрясений.

На рис. 2.23 приведена схема альпийской геодинамики Гиссаро-Алайского сегмента, основанная на данных: глубинного зондирования (0–50 км), поверхностной геологии, морфоструктурного анализа земной поверхности и поверхности фундамента. Обоснование и анализ схемы приведены в [Леонов, 1990, 1996, 2008], здесь же отметим, что внутригорные впадины приурочены к области схождения и погружения коровых и относительно охлажденных

◀ **Рис. 2.23.** Принципиальная схема Гиссаро-Алая, отражающая инфраструктуру, глубинное строение и альпийскую геодинамику (пресечение вдоль полосы 68°30'–69° в.д.).

Геологическое строение и форма поверхности домезозойского пенеплена реконструированы по данным личных наблюдений с использованием материалов [Богданова, 1972; Корешков, 1960; Костенко, 1972; Крестников, 1962; Лукина, 1971, 1977; Макаров, 1990; Никонов, 1990; Рогожин, 1977; Садыбакасов, 1990; Чедия, 1986; Чедия, Уткина, 1990; Шульц, 1979]. Глубинное строение показано на основании авторского обобщения данных [Барсукова и др., 1984; Безгодков, Чавушян, 1988; Беккер и др., 1983, 1988; Белоусов и др., 1984; Беляевский и др., 1972; Бутовская и др., 1984; Глубинное..., 1971; Гусева и др., 1993; Дуркин, 1984; Земная..., 1974; Земная..., 1977; Земная..., 1984; Зуннунов, 1985; Литосфера..., 1982; Лукк и др., 1983; Николаев, 1992; Пак, 1984; Прогноз..., 1988; Таль-Вирский и др., 1984; Узиков, Рахимбердыев, 1985; Уломов, 1990; Хамрабаев и др., 1980, 1991; Юдахин, 1983; Юдахин, Беленович, 1990]. Использованы представления о поведении горных масс в поле силы тяжести [Лукьянов, 1965, 1991; Рамберг, 1986], о реологической расслоенности литосферы и изгибной неустойчивости [Лобковский, 1988], о каскадной конвекции [Пушаровский и др., 1985] и тектонических потоках [Копп, 1997; Латеральные..., 2013; Леонов, 2008; Миллер, 1982; Паталаха и др., 1995].

1 – мезозойско-кайнозойские отложения, нерасчлененные; 2 – юрские соленосные отложения; 3 – юрские карбонатные отложения; 4 – палеозойские складчато-метаморфические комплексы; 5 – гранитно-метаморфический слой; 6 – гранитные батолиты; 7 – «гранулит-базитовый» слой; 8–9 – астеносфера: 8 – относительно охлажденная, 9 – относительно разогретая; 10 – след (в геофизических полях) палеозойской зоны субдукции и зона офиолитового меланжа; 11 – граница Конрада; 12 – граница Мохо; 13 – площадки резкого перепада значений удельного сопротивления по данным МТЗ; 14–15 – предполагаемые направления течения горных масс астеносферы: 14 – относительно разогретых, 15 – относительно охлажденных; 16 – предполагаемые направления течения горных масс в «гранитном» (а) и «гранулит-базитовом» (б) слоях; 17 – условные структуры течения (а – в гранулит-базитовом слое, б – в относительно охлажденных объемах астеносферы, в – в относительно разогретых объемах астеносферы); 18 – поверхность домезозойского выравнивания; 19 – разломы; 20 – значения удельного сопротивления горных пород; 21 – значения плотности горных пород; 22 – значения скоростей сейсмических волн



▲ **Рис. 2.24.** Схема современного напряженного состояния в центральном сегменте Гиссаро-Алая. Схема составлена с использованием данных [Николаев, 1992].

1 – нижняя кора; 2–4 – верхняя кора: 2 – гранитно-метаморфический слой, 3 – палеозойский складчато-метаморфический слой, 4 – мезозойско-кайнозойские отложения внутригорных впадин; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – граница нижней и верхней коры; 7 – граница гранитно-метаморфического и складчато-метаморфического слоев; 8 – условные структурные линии; 9 – генеральное направление тектонических напряжений; 10 – разломы

астеносферных масс. Комплементарные им относительно разогретые объемы расположены под Афгано-Таджикской и Ферганской депрессиями. Глубинное состояние недр коррелятивно распределению мощностей мезозойско-кайнозойских отложений и морфоструктурных парагенезов, которые указывают на отток материала из-под Ферганской и Афгано-Таджикской впадин и сучивание его в области горного поднятия. Коровые массы в зоне сучивания находятся в состоянии гравитационной неустойчивости [Леонов, Пржиялговский, 2021; Николаев, 1992], что вызывает их дивергентное «растекание» и «гравитационный рифтинг» (рис. 2.24).

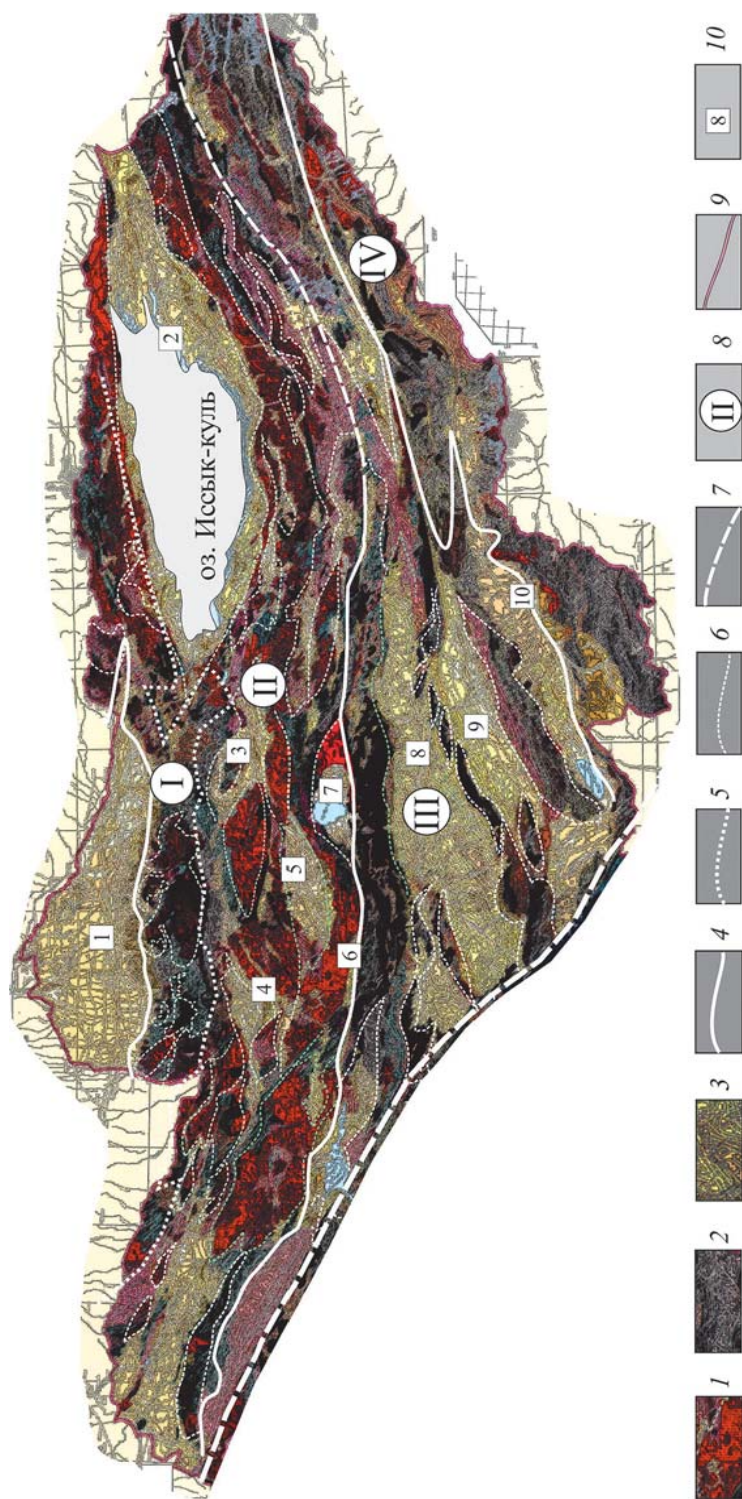
Глава 3

Тянь-Шань:

Центральный сегмент

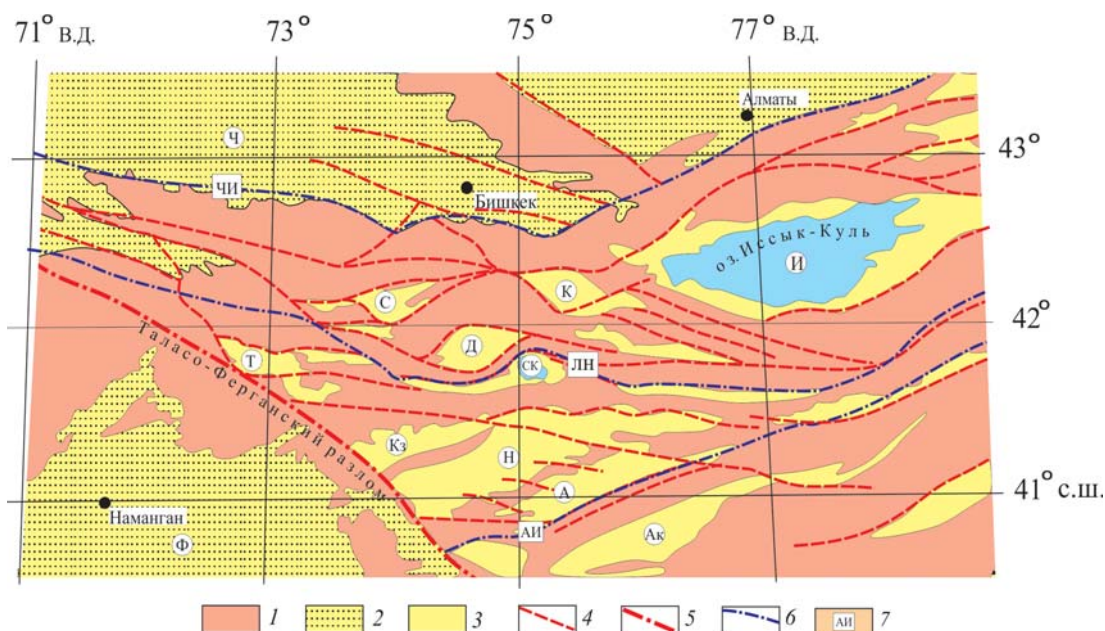
Центральный Тянь-Шань включает территорию между Чуйско-Илийской (на севере) и Таримской (на юге) впадинами и протягивающуюся с запада на восток от Таласо-Ферганского разлома примерно до меридиана 80° в.д. Этот сегмент подразделяется на [Алексеев и др., 2014, 2015; Бискэ и др., 2014; Буртман, 2006, 2012] (см. рис. 2.1, рис. 3.1): Северный (каледонский), Срединный (каледонский, активизированный в герцинское время) и Южный (герцинский) Тянь-Шань. Северный Тянь-Шань, фундамент которого частично принадлежит Киргизско-Казахскому палеозойскому континенту, включает две провинции: северная сложена палеозойскими осадочно-вулканогенными и метаморфическими породами широкого стратиграфического диапазона при относительно незначительной роли гранитных массивов; в южной, напротив, преобладают массивы ордовикско-силурийских гранитов.

Срединный Тянь-Шань испытал консолидацию в каледонское время, но был реанимирован в процессе герцинского тектогенеза. Этот сегмент расположен между тектоническими швами: линией Николаева (на севере) и Атбашинским разломом (на юге), к югу от которого расположены герциниды Южного Тянь-Шаня. Геологическое строение и развитие Центрального Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое отражено в работах [Бачманов и др., 2008; Браташ, 1974; Геология..., 1972; Макаров, 1977; Миколайчук и др., 2006; Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2018; Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Трифонов и др., 2008]. Характерным элементом Центрального Тянь-Шаня являются внутригорные впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Впадины образуют единый морфоструктурный парагенез с разделяющими их хребтами – выступами палеозойского фундамента (рис. 3.2).



▲ Рис. 3.1. Морфологическая сегментация коры Тянь-Шаня. Схема создана на основе компьютерной обработки Геологической карты Кыргызской Республики [Геологическая..., 2008].

1–3 – основные вещественно-морфоструктурные комплексы: 1 – преимущественно гранитные массивы, 2 – комплексы каледонско-герцинского фундамента, 3 – комплексы мезозойско-кайнозойского чехла; 4–7 – структурные линии: 4 – структурные границы морфоструктурных провинций первого ранга; 5 – границы морфоструктурных провинций второго ранга; 6 – структурные линии третьего ранга; 7 – Таласо-Ферганский разлом; 8 – тип морфоструктуры (I – петельчато-блоковый, II – линзовидно-линейный, III – линзовидно-ячеистый, IV – линейно-петельчатый) и соответствующие провинции; 9 – административная граница Кыргызстана



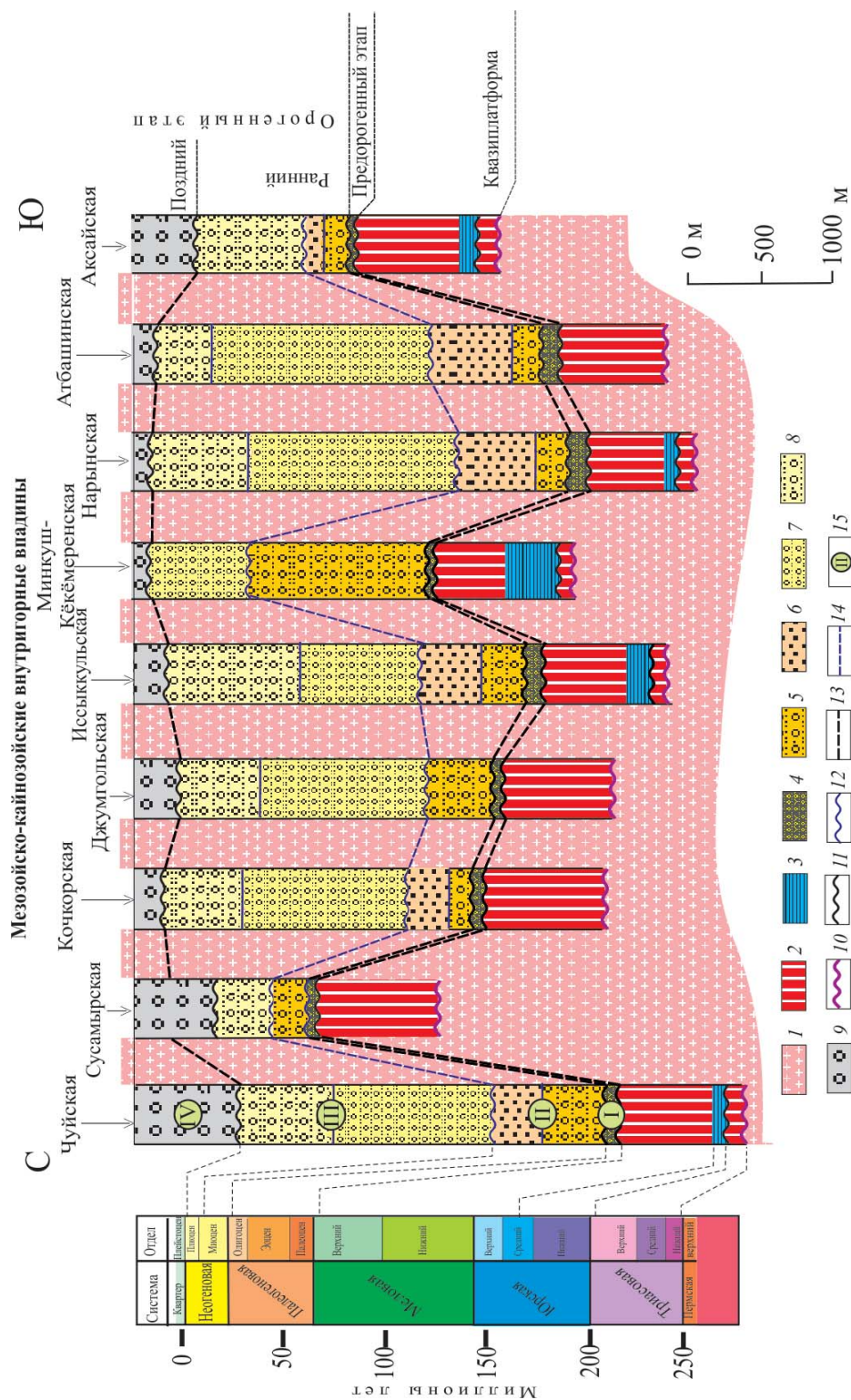
▲ **Рис. 3.2.** Мезозойско-кайнозойские впадины Киргизского Тянь-Шаня (составлена с использованием материалов [Алексеев и др., 2014, 2015; Морозов и др., 2014; Трифонов и др., 2008]).

1 – палеозойский фундамент; 2 – межгорные впадины: Ч – Чуйская, Ф – Ферганская, Ак – Аксайская; 3 – внутригорные впадины; 4 – разломы, 5 – Таласо-Ферганский разлом; 6 – крупные граничные разломы: ЧИ – Чу-Илийский, ЛН – «Линия Николаева», АИ – Атбаш-Иныльчекский; 7 – впадины: И – Иссык-Кульская, С – Сусамырская, К – Кочкорская, Т – Таласская, Д – Джумгольская, СК – Сонкуль-Кёкёмеренская, Кз – Казарманская, Н – Нарынская, А – Атбашинская

Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции

Как и Гиссаро-Алай, Киргизский сегмент представлен двумя структурными этажами: палеозойским фундаментом и залегающим на фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласием мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. Отложения чехла выполняют систему внутригорных впадин, а также представлены корами выветривания и небольшими останцами, сохранившимися в пределах горных массивов.

Начиная со второй половины пермского периода, на территории Центрального Тянь-Шаня устанавливается платформенный режим. Регион становится областью денудации, формируется региональная поверхность выравнивания



◀ **Рис. 3.3.** Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений внутригорных впадин и этапы эволюции Центрального Тянь-Шаня. Составлена с использованием данных [Байкулов и др., 2022; Бачманов и др., 2008; Богданова, 1972; Геологическая карта..., 2008; Геология..., 1972а, 1972б; Решения..., 1959; Симонов и др., 2008; Трифонов и др., 2008; Троицкий, 1967; Троицкий, Кочнев, 1964; Fortuna, 2022; Fortuna et al., 2010].

1 – кристаллический и складчато-метаморфический фундамент; 2 – периоды отсутствия осадконакопления и формирования поверхности выравнивания; 3 – этап платформенного эпейрогенеза; 4 – предорогренный этап тектонического затишья (коктурпакская свита); 5–8 – раннеорогренный этап (моласса), крапом и цветом показаны различные литостратиграфические горизонты кайнозойских отложений: 5 – нижняя пачка киргизского комплекса, 6 – верхняя пачка киргизского комплекса, 7 – нижняя пачка тяньшаньского комплекса, 8 – верхняя пачка тяньшаньского комплекса; 9 – грубая моласса; 10 – домезозойская поверхность выравнивания (граница «фундамент-чехол»); 11 – границы этапов; 12 – внутриформационные перерывы и несогласия; 13–14 – корреляция: 13 – этапов, 14 – литостратиграфических комплексов; 15 – литостратиграфические комплексы (описание в тексте)

с корой выветривания, на которой с размывом залегают отложения плитно-орогренного чехла. Разрезы мезозойско-кайнозойских впадин Центрального Тянь-Шаня сходны, их корреляция проведена на основе биостратиграфических и изотопно-геохронологических данных [Алешкинская и др., 1972; Бачманов и др., 2008; Геология..., 1972; Григина, Фортунa, 1981; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Корженков, Фортунa, 2002; Рахмединов, Фортунa, 2003; Сикстель, 1934; Симонов и др., 2008; Троицкий, Кочнев, 1964; Турчинский, 1971; Трифонов и др., 2008; Турдукулов, 1987; Фортунa, 2022а, б; Фортунa и др., 2010, 2014] (рис. 3.3).

Мезозойские отложения (мощностью до 450–600 м) имеют незначительное распространение, залегая на коре выветривания палеозойских пород или непосредственно на породах фундамента. Отложения представлены песчано-глинистыми породами, содержащими прослой и линзы гравелитов, мелко-галечных конгломератов, углей и углистых глин, фациально отвечающих болотно-озерным обстановкам (рис. 3.4).

На основании остатков ископаемой флоры породы отнесены к верхнему триасу (норийский и рэтский ярусы) – нижней юре. В это время происходит заложение прогибов в пределах Иссыккульской, Минкуш-Кёкёмеренской, Нарынской и других впадин. Судя по резким вариациям мощностей и фаций, юрские бассейны имели облик нешироких прогибов с незначительными превышениями бортов относительно днища. Тянь-Шань в юрский период представлял собой территорию с пологоволнистым рельефом и системой внутренних впадин, контуры которых не совпадают с контурами более поздних прогибов.

Отложения средней–верхней юры, нижнего мела и большей части верхнего мела на данной территории не обнаружены – скорее всего, они отсутствовали изначально, но, возможно, были уничтожены предпозднемеловой денудацией.



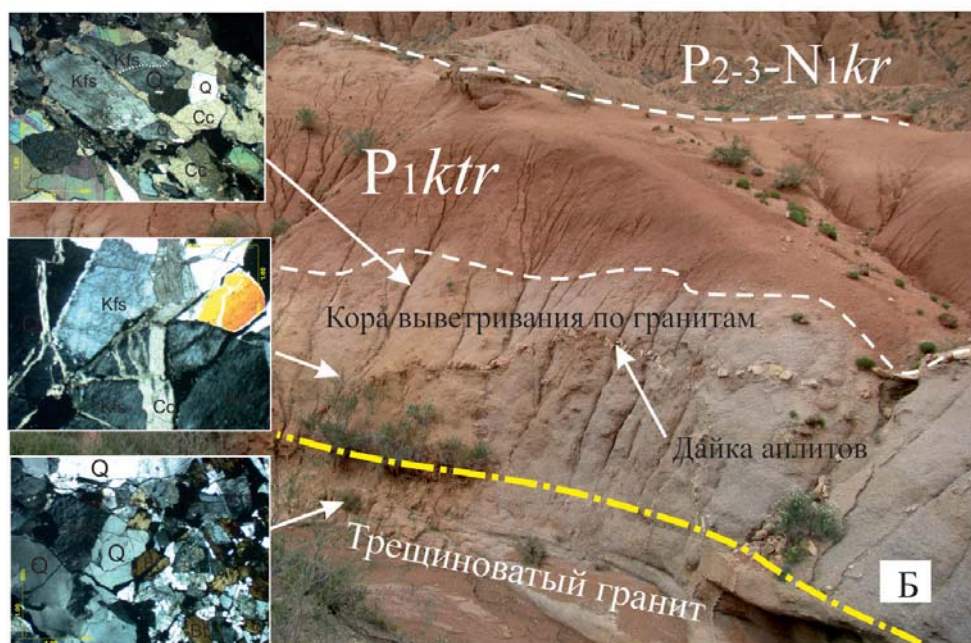
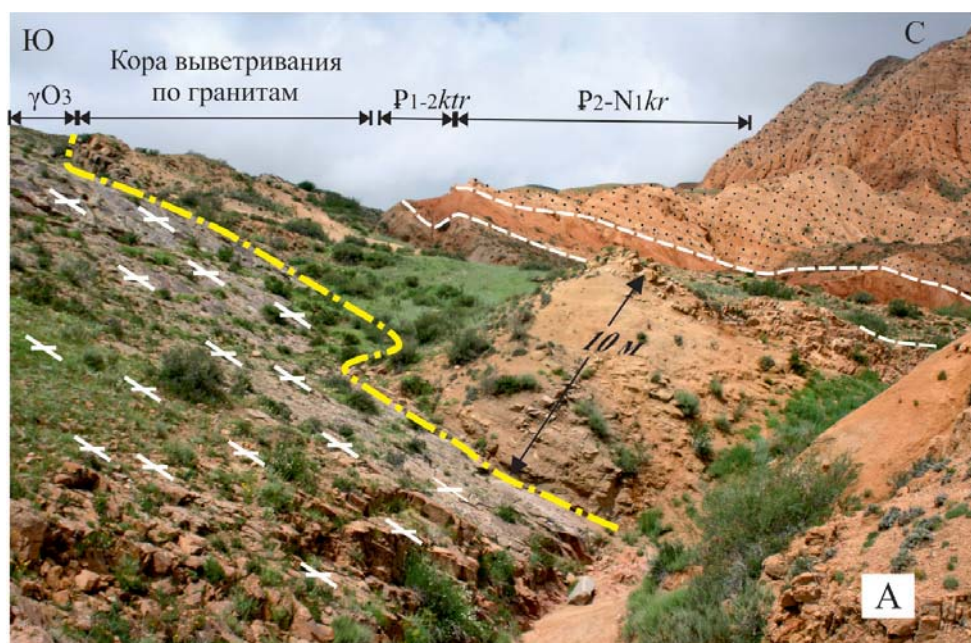
▲ **Рис. 3.4.** Отложения верхнего триаса – нижней юры (?) в обрамлении Иссык-Кульской впадины. Видны малоамплитудные внутрiformационные складки

На породах палеозоя (чаще всего на гранитах ордовика-силура) и юры залегают отложения кайнозоя (рис. 3.5) (снизу-вверх): коктурпакская свита (K_2-P_{1-2}), киргизский (красноцветный) комплекс (P_3-N_1), тяньшаньский (палевый) комплекс (N_{1-2}), шарпылдакская свита (Q_1).

Во многих впадинах в нижней части свиты присутствуют маломощные тела базальтов, датированные по $^{40}Ar/^{39}Ar$ в интервале 61–76 млн лет, а по результатам фишн-трекового анализа 53 ± 1 –55 млн лет [Бачманов и др., 2008; Симонов и др., 2008]. Эти данные, наряду с данными палинологии [Геология..., 1972] и возрастом вышележащих слоев, позволяют датировать начало формирования осадочного чехла в интервале «конец позднего мела – начало палеоцена», а коктурпакскую свиту в целом относить к концу позднего мела – началу эоцена.

Киргизский комплекс (P_3-N_1). Отложения киргизского комплекса известны во всех впадинах. Они залегают с постепенным переходом или с небольшим размывом и несогласием на подстилающих породах коктурпакской свиты (см. рис. 3.5 и 3.6).

Комплекс составляют преимущественно красноцветные, бурые и палевые терригенные континентальные отложения: гравелиты, полимиктовые, ритмично



▲ **Рис. 3.5.** Залегание отложений палеогена–неогена на коре выветривания по ордовикским гранитам массива Кызыл-Чоку (южный борт Иссыккульской впадины): А – общий вид северного крыла массива; Б – положение коры выветривания в разрезе и фотографии шлифов



▲ Рис. 3.6. Отложения коктурпакской свиты



▲ Рис. 3.7. Отложения киргизского комплекса (северный борт Иссыккульской впадины)

пересливающиеся с песчанистыми глинами, конгломерато-брекчии, паттумы, песчаники. В составе галек преобладает местный обломочный материал (темные кремни, кварц, розовые граниты, известняки), который поступал с окрестных поднятий. Вверх по разрезу увеличивается содержание глинистого материала, но в паттумах верхних горизонтов отмечено высокое содержание обломков юрских и палеогеновых песчаников и сланцев. Мощность комплекса до 250 м. Аномальной является мощная (до 1,5 км) толща конгломератов Минкуш-Кёкёмеренской зоны, содержащая гальку и валуны нижекаменноугольных известняков Срединного Тянь-Шаня [Садыбакасов, 1972; Бачманов и др., 2008]. Позднеолигоцен-среднемиоценовый возраст комплекса определен на основании стратиграфического положения, находок ископаемой фауны и данных спорово-пыльцевого анализа [Геология..., 1972; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Киргизское время – это время зарождения современного структурного плана в регионе и дифференциации вертикальных движений, вызвавших формирование обширных межгорных котловин, ограниченных невысокими (первые сотни метров) поднятиями. В раннемиоценовых бассейнах накапливались эвапориты, что указывает на спокойный тектонический режим этого этапа. Всплеск интенсивных орогенических движений отмечен в конце олигоцена накоплением красноцветов молассового облика [Турдукулов, 1987].

Тяньшаньский (иссыккульский) комплекс (N_{1-2}). Отложения этого комплекса согласно залегают на породах киргизского комплекса и присутствуют во всех впадинах. Комплекс представлен палево-серыми обломочными континентальными отложениями, среди которых присутствуют гравелиты и песчаники с песчано-карбонатным цементом, конгломераты, паттумы, брекчии с глинистым цементом, суглинки, глины и мергели. Мощность отложений колеблется от 200 м в краевых частях впадин до 2500 м в центральных. В породах комплекса собраны палеофлористические остатки, моллюски и остатки ископаемой фауны плиоценового возраста. На основании палеонтологических определений и согласного залегания на «киргизских» отложениях, для тяньшаньского комплекса принят позднемиоцен-плиоценовый возраст. По данным термолюминесцентного анализа, верхние горизонты комплекса датированы интервалом 1,5–2 млн лет. Как и миоцен, плиоценовое время было тектонически спокойным. Продолжающаяся деформация поверхности палеозойского основания, хотя и достигла размаха в несколько километров, компенсировалась эрозией хребтов и отложением осадков во впадинах, озерных котловинах или на предгорных равнинах. Рельеф в областях седиментации был слабо-расчлененным, а площадь осадочных бассейнов по сравнению с киргизским временем увеличилась.

Шарпылдакская свита (Q_1). Отложения свиты (рис. 3.8) представлены толщей конгломерато-брекчий и глыбовых конгломератов, расслоенных пластами средне-крупнозернистых песчаников и лессов.



▲ Рис. 3.8. Глыбовые конгломераты шарпылдакской свиты

Мощность отложений составляет сотни метров, но в отдельных структурах (Чуйская впадина) достигает полутора километров. Состав галек и валунов в отложениях соответствует набору пород палеозоя и докембрия, представленных на прилегающих горных склонах. Вверх по разрезу обычно происходит увеличение размерности обломочного материала. В прибортовых частях впадин отложения свиты залегают с резким угловым несогласием на отложениях тяньшаньского и киргизского комплексов; в центральных частях котловин отложения свиты обычно залегают согласно с нижележащими. Породы имеют пролювиально-аллювиальный, флювиогляциальный и селевый генезис. Обычны также слои лёссов и крупно-глыбовых пуддинговых микститов ледникового происхождения. Возрастной интервал накопления шарпылдакской свиты (2,5–2,0 млн лет) определен не очень надежно, в основном по палеонтологическим и палинологическим датировкам подстилающих отложений чуйской и нарынкой свит тяньшаньского комплекса и залегающих выше морен [Геология..., 1972; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Трифонов и др., 2008; Трифонов и др., 2021; Шмидт, 1984], а также на основании анализа палеомагнитных исследований [Алешковская и др., 1972]. В современной редакции стратиграфического кодекса отложения возрастом 2–2,5 млн лет относятся к нижнему плейстоцену (гелазию), однако ранее на всех картах, разрезах и в публикациях возраст шарпылдакской свиты указывался как поздний плиоцен – ранний плейстоцен (N_2-Q_1).

Таким образом, особенности осадконакопления, несмотря на некоторые региональные различия, указывают на единый для всей территории Центрального Тянь-Шаня стиль геологического развития на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, а также позволяют выделить несколько этапов с разными тектоно-седиментационными режимами (см. рис. 3.3).

Платформенный этап (триас – поздний мел). Становление эпигерцинской платформы, высокий рельеф, денудация, формирование региональной коры выветривания. В начале этапа (ранняя юра) – зарождение полого-холмистого рельефа и системы болотно-озерных впадин, являющихся отражением слабых эпейрогенических движений.

Предорогенный (переходный) этап (конец позднего мела – палеоцен). Полная пенепленизация территории, формирование региональной коры выветривания и накопление в пологих западинах рельефа продуктов ее перемыва, малообъемные трещинные излияния базальтов.

Раннеорогенный этап (эоцен–плиоцен). Оформление системы широких и плоских континентальных осадочных бассейнов и разделяющих их поднятий; отсутствие значимых внутриформационных перерывов и структурных несогласий; весьма умеренный размах рельефа (сотни метров); отсутствие внутриформационной структурно-тектонической переработки пород и структуры впадин в целом.

Позднеорогенный этап (плейстоцен–голоцен). Значимое структурное несогласие в подошве шарпылдакской свиты. Резкая смена характера седиментации и интенсивности тектонических и геоморфологических процессов. Переход от перманентного формирования системы пологих изгибов выровненной поверхности палеозойского фундамента (что сопровождалось увеличением площади седиментации и глубины прогибов) к складчато-надвиговым деформациям в осадочном чехле впадин. Морфоструктурная перестройка сопровождается эрозионно-денудационными процессами, вовлечением впадин в поднятие и сокращением их ширины, возникновением сутур и активных разломов.

Тектоническая позиция, структура, геодинамика

Современная морфоструктура Центрального Тянь-Шаня может быть обозначена как совокупность бассейнов (впадин), выполненных отложениями юры и кайнозоя, и хребтов (поднятий), отвечающих выходам интенсивно дислоцированных докембрийских и палеозойских пород фундамента [Леонов и др., 2021; Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2018; Пржиялговский и др., 2022; Рыбин и др., 2021; Уфимцев и др., 2009].

Впадины ориентированы субширотно в соответствии с простиранием главных, активизированных в новейшее время разломов фундамента и образуют систему широких (20–25 км) и протяженных (50–250 км) линзовидных структур, но в отличие от Гиссаро-Алая морфоструктура Центрального Тянь-Шаня менее упорядочена (см. рис. 3.1, 3.2). Впадины выполнены главным образом кайнозойскими отложениями, суммарная мощность которых по данным сейсмопрофилирования достигает 2–4 км. Структурно впадины представляют собой пологие синклинали с углами наклона на крыльях порядка 10° – 40° . Синклинали часто асимметричны с пологими северными и крутыми южными крыльями. Внутренние деформации пластов, за некоторыми исключениями (о них – ниже), отсутствуют или представлены межпластовыми срывами и складками течения. Характер пространственного расположения и форма впадин в разных сегментах Центрального Тянь-Шаня различны (см. рис. 3.1, 3.2) и имеют коррелятивную связь с составом и структурой пород фундамента.

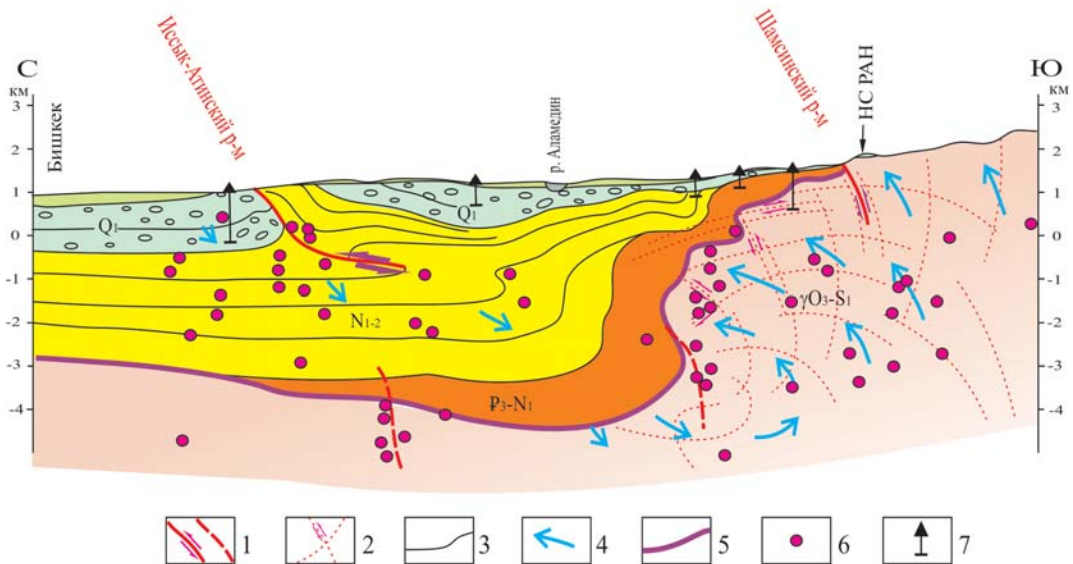
Северный Тянь-Шань по характеру структурно-фотометрического изображения четко разделен на две провинции. В северной провинции (см. рис. 3.1, сегмент I), где фундамент сложен преимущественно вулканогенно-осадочными сложно деформированными комплексами палеозоя при ограниченном распространении гранитов (20–30%), орогенные впадины единичны, невелики по размеру и их расположение подчинено петельчато-блоковому стилю инфраструктуры. Южная провинция (см. рис. 3.1, сегмент II) пропитана интрузиями палеозойских гранитоидов (~60–80% от общего объема горных пород) и имеет линзовидно-линейный стиль строения. Она буквально «нашпигована» линзовидными и ромбовидными в плане орогенными впадинами весьма внушительных размеров (Иссыккульская, Кочкорская, Сусамырская и др.), что указывает на коррелятивную связь строения фундамента (в данном случае – высокая степень насыщенности гранитами) и тектоническую подвижность коры (дифференциация на области поднятий – хребтов и прогибаний – осадочных бассейнов).

Срединный Тянь-Шань (см. рис. 3.1, сегмент III) обладает линзовидно-ячеистой морфоструктурой и практически полным отсутствием гранитов в составе фундамента. Для этого сегмента характерны широкие и протяженные впадины, разделенные узкими полосовидными выходами пород палеозойского основания. Линзовидно-ячеистая морфоструктура характерна для Центрального Тянь-Шаня и северной части Южного Тянь-Шаня (см. рис. 3.1, сегмент IV), что, возможно, является свидетельством совмещения разнородных фрагментов коры за счет аллохтонного залегания породных масс Южного Тянь-Шаня на структурах Срединного [Алексеев и др., 2014]. Для остальной территории Южного Тянь-Шаня характерны линейно-петельчатая морфоструктура и наличие малоразмерных впадин.

Для лучшего понимания геологии внутригорных впадин Центрального Тянь-Шаня приведем описание некоторых из них.

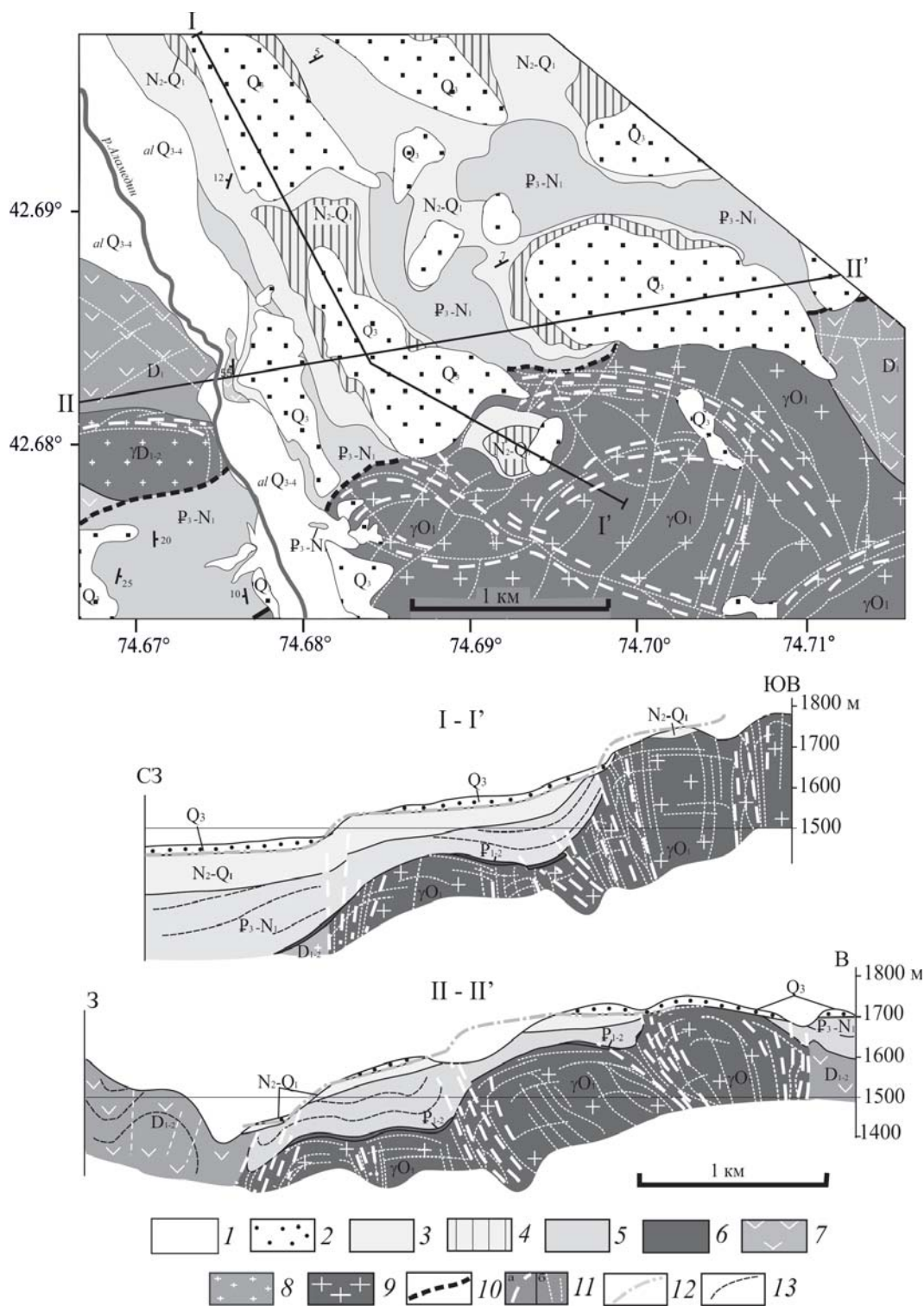
Чуйская впадина и северный борт Киргизского хребта

Впадина возникла в конце палеогена – начале миоцена после площадного отложения коктурпакской свиты и представляет собой крупный прогиб, протягивающийся в широтном направлении более чем на 500 км вдоль северного борта Киргизского хребта, сложенного породами палеозойского фундамента и ограничивающего впадину с юга (рис. 3.9, 3.10). Киргизский хребет разделяется на два сегмента: в восточной части хребта отмечается правоуклисное размещение тектонически обособленных блоков, в западной – левоуклисное [Чедия, 1986]. Впадина в меридиональном сечении отчетливо делится на две части [Абдрахматов, Джанабилова, 2016]. Северная часть впадины (Чуйская моноклираль) характеризуется пологим падением домезозойского фундамента к юго-западу до глубин 0,5 км. В южной части расположен глубокий асимметричный прогиб с глубиной залегания фундамента более



▲ **Рис. 3.9.** Строение южного борта Чуйской впадины. Схематический разрез вдоль долины р. Аламедин.

1 – разломы и их кинематика; 2 – трещины в гранитах и их кинематика; 3 – слои кайнозойского осадочного чехла; 4 – векторы перемещения породных масс; 5 – деформированная поверхность предпалеогенового пенеплена; 6 – гипоцентры землетрясений по [Современная..., 2005]; 7 – буровые скважины



◀ **Рис. 3.10.** Геологическая карта и разрезы участка северных предгорий Киргизского хребта (левобережье р. Аламедина).

1 – аллювиальные валунно-галечные отложения (alQ_{III-IV}); 2 – лёссовидные суглинки, перекрывающие шарпылдакские отложения (Q_{III}); 3 – аллювиальные валунные отложения шарпылдакской серии (N_2-Q_1); 4 – останцы постшарпылдакской аллювиально-пролювиальной террасы; 5 – отложения киргизской серии (P_3-N_1); 6 – глины коктурпакской серии (P_{1-2}); 7 – вулканиты и туфоконгломераты (D_1); 8 – гранитоиды (γD_{1-2}); 9 – гранитоиды (γO_1); 10 – разломы; 11 – зоны рассредоточенных смещений (а) и трещиноватости (б); 12 – положение постшарпылдакской поверхности выравнивания; 13 – слоистость

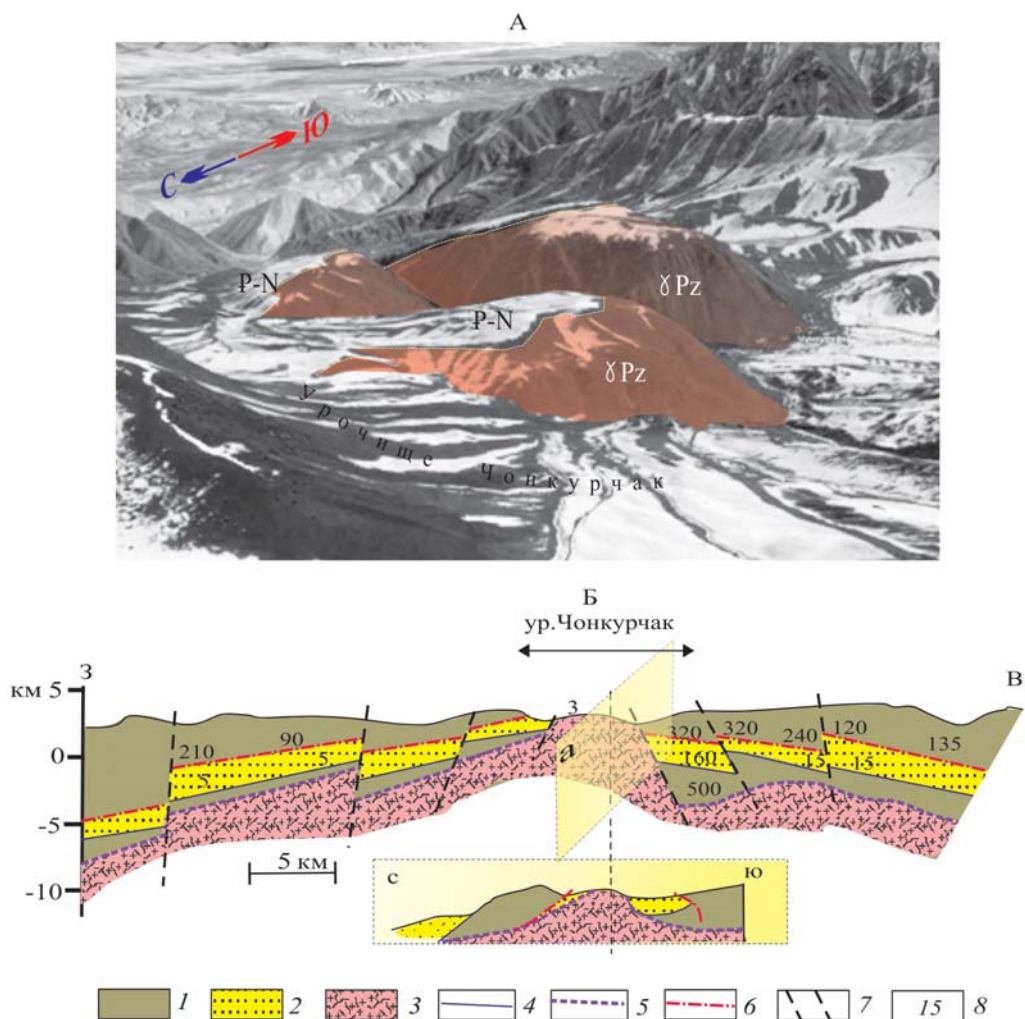
4000 м – именно такую мощность имеют в этом районе осадочные отложения кайнозоя.

Южный борт впадины представлен крутой флексурой, осложненной серией крутых кулисно расположенных разломов со взбросовой и сдвиговой кинематикой, а также внутриформационными малоамплитудными надвигами. Залегание отложений во впадине пологое, но вдоль южного борта в районе флексурного перегиба наблюдаются складчатые деформации, захватывающие также и докайнозойскую поверхность выравнивания (кровлю фундамента). Значительные мощности отложений кайнозоя, обилие грубообломочных пород в разрезе и значительный перепад высот на границе впадины с Киргизским хребтом позволяют рассматривать Чуйскую впадину как предгорный прогиб, возникший при активизации палеозойской платформы.

По данным трекового датирования апатита, эксгумация палеозойских пород Киргизского хребта, возникновение горного рельефа и накопление грубообломочных пород шарпылдакской или верхов чуйской свит начались в разное время: около 2,5 млн лет назад (на юго-западе) и 4 млн лет назад (на северо-востоке) [Bullen et al., 2003]. Столь же неодновременно активизировались разломы взбросо-надвигового типа (Иссык-Атинский, Чункурчакский и др.) и сингенетичные им деформации пенепленизированной поверхности фундамента и кайнозойского чехла.

Фундамент впадины представлен интенсивно раздробленными, расланцованными и катаклазированными палеозойскими гранитами, формирующими в южном борту впадины купола-протрузии (рис. 3.11). Граниты образуют слой повышенной электромагнитной проводимости [Рыбин и др., 2016].

Характер общей морфоструктуры, изгибная деформация поверхности фундамента в южном борту Чуйской впадины и катакластическая структура палеозойских гранитов (см. ниже) свидетельствуют о 3D хрупко-пластичном поведении пород фундамента и пространственном перераспределении породных масс в период формирования впадины [Леонов и др., 2016; Миколайчук и др., 2003; Пржиялговский, Лаврушина, 2017].



▲ **Рис. 3.11.** Купольные структуры поверхности палеозойских гранитов, облекаемые отложениями палеогена–неогена (междуречье Аламедин–Ала-Арча, северный склон Киргизского хребта).

А – общий вид Чонкурчакской котловины с выступами раннепалеозойских гранитов (фотография).

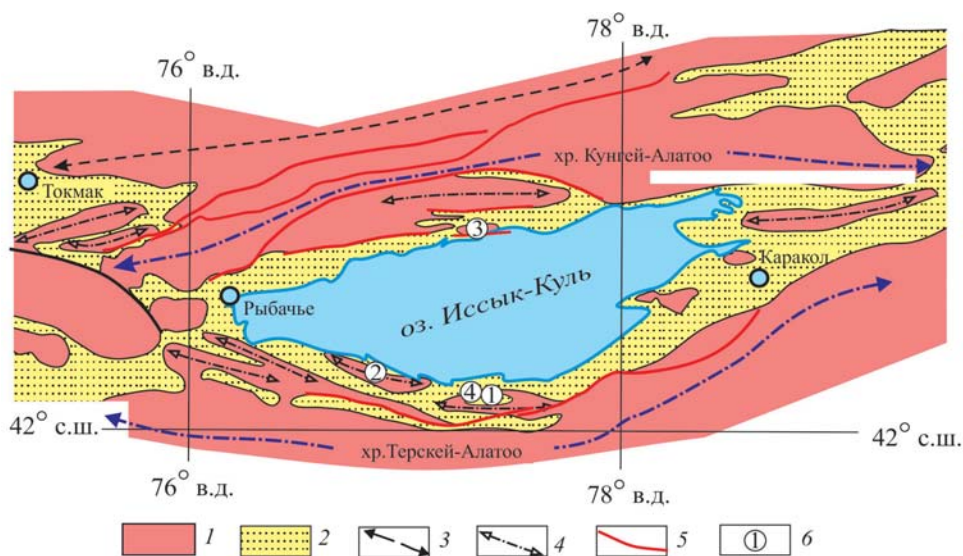
Б – схематический широтный геоэлектрический разрез (с элементами геологической интерпретации (по [Рыбин и др., 2016])). Вверху – продольный, внизу – поперечный (а – плоскость поперечного профиля).

1 – высокоомный гетерогенный фундамент; 2 – верхний горизонт пород повышенной электропроводности (породы палеогена–неогена и субслоиные проницаемые слои в палеозойском метаморфическом комплексе); 3 – нижний горизонт повышенной электропроводности (гранитный фундамент); 4 – стратиграфические контакты; 5 – вероятная зона проскальзывания по стратиграфическому контакту; 6 – поверхность тектонического наволока; 7 – крутые разломы по данным электромагнитных зондирований; 8 – величина удельного сопротивления

Иссыкульская впадина

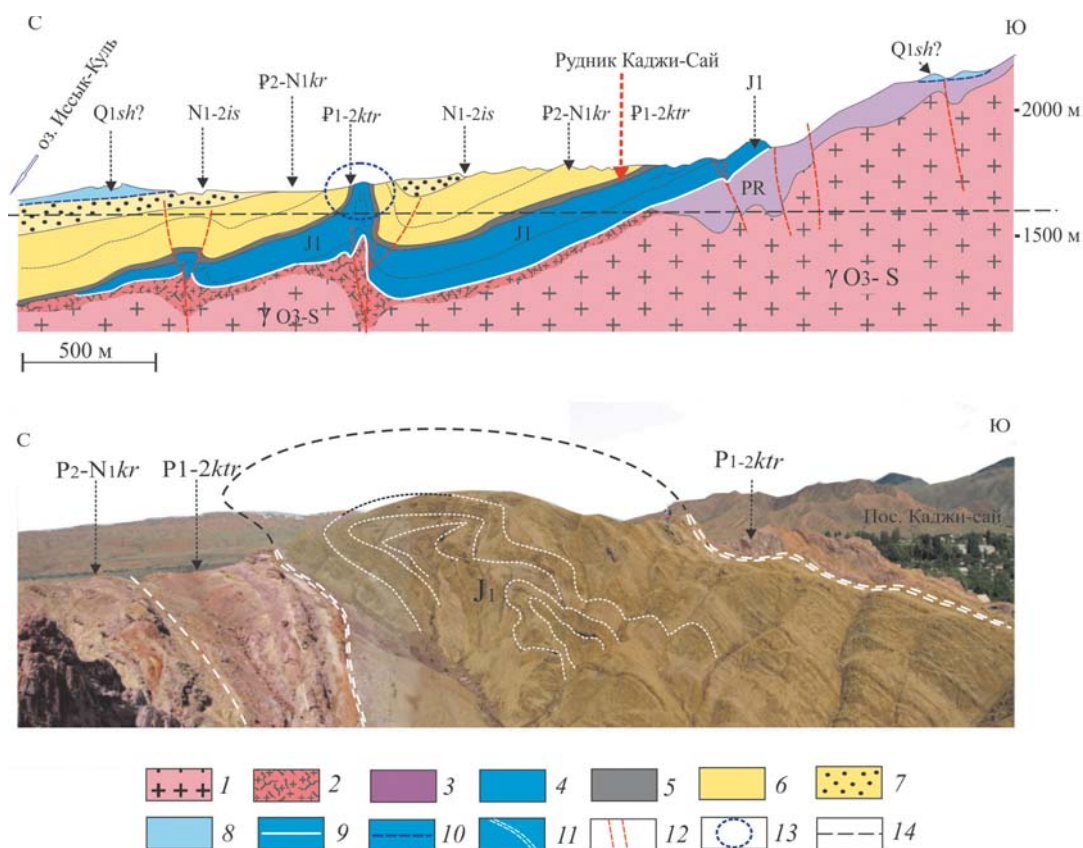
Эта структура (рис. 3.12, 3.13) является наиболее крупной среди впадин Центрального Тянь-Шаня, имеет форму линзы, вытянутой в широтном направлении на 200 км при максимальной ширине 70 км, и глубину залегания подошвы осадочного чехла порядка 4,5 км. На всей площади Иссыкульской депрессии и в ее обрамлении преобладает гранитный или гнейсовый фундамент [Баталев и др., 2011; Современная..., 2005; Юдахин, 1966, 1983] так называемого Иссыкульского микроконтинента. Впадину обрамляют высокогорные хребты: Кунгей-Алатао (с севера) и Терской-Алатао (с юга), в тектоническом плане границами впадины являются Южнокунгейская и Предтерскойская зоны новейшей активизации. Иссыкульская котловина выполнена кайнозойскими отложениями, но в южном борту в основании чехла залегают терригенно-угленосные отложения нижней юры мощностью до 400 м, которые, не имея площадного распространения, вероятно, заполняли отдельные озерно-болотные западины рельефа в зоне дифференциальных подвижек южной части будущей депрессии.

На южном борту впадины отложения юры и кайнозоя трансгрессивно лежат на породах фундамента с нормальным стратиграфическим контактом (рис. 3.13), кое-где осложненным разломами. В основании разреза кайнозоя



▲ **Рис. 3.12.** Положение Иссыкульской впадины в современной структуре Северного Тянь-Шаня. Схема составлена с использованием данных [Горячев, 1959].

1 – поднятия палеозойского фундамента (мегаантиклинали); 2 – впадины (мегасинклинали), выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 3 – оси мегантиклиналей; 4 – оси второстепенных антиклиналей; 5 – главные разломы; 6 – гранитные массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Чонкурчак; 2 – Кызыл-Чоку, 3 – Пришиб, 4 – Кызыл-Булак

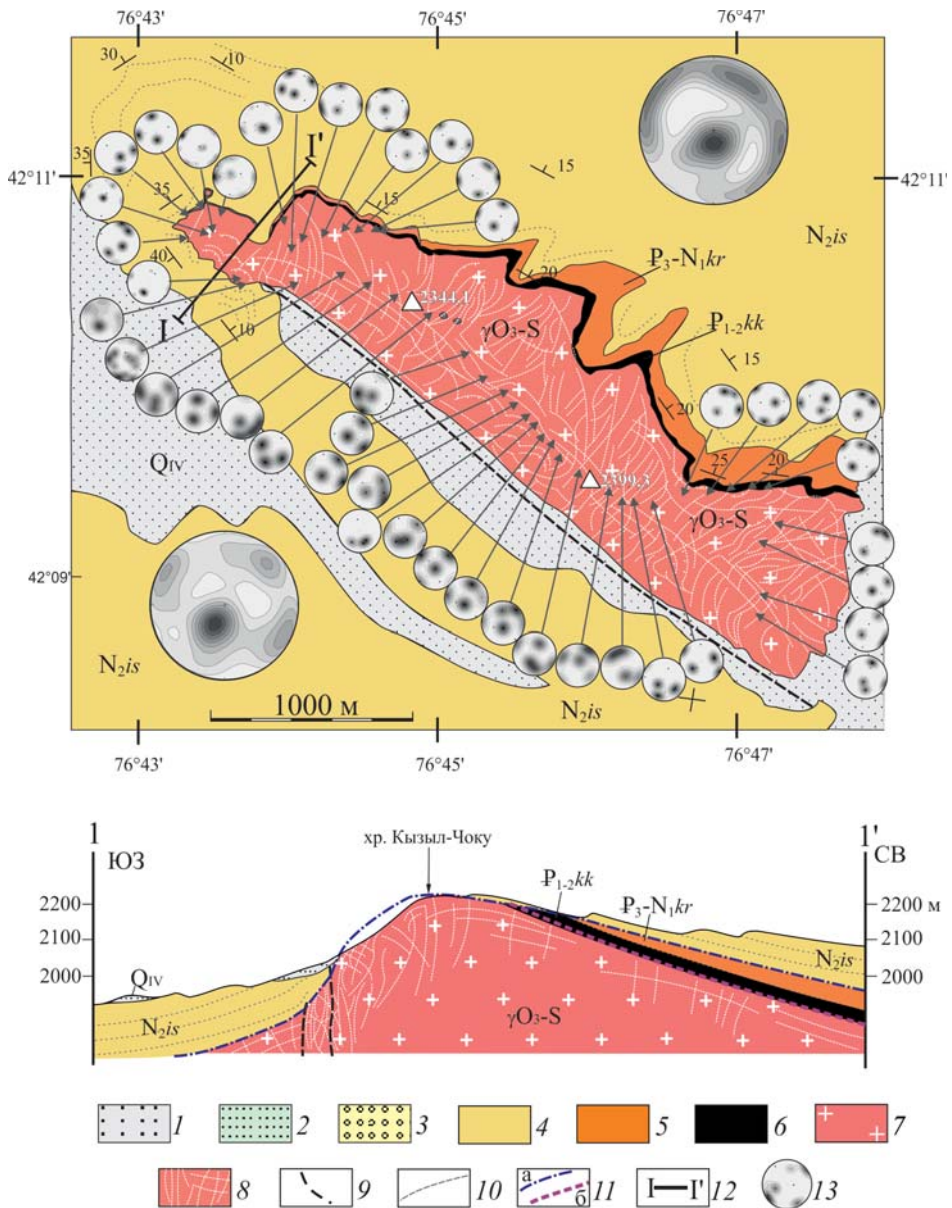


▲ **Рис. 3.13.** Строение южного борта Иссыккульской впадины

1 – палеозойские граниты; 2 – апогранитная кора выветривания; 3 – протерозойские метаморфические сланцы; 4–8 – юрско-кайнозойские отложения: 4 – юра, 5 – коктурпакская свита, 6 – киргизский комплекс, 7 – иссыккульский комплекс, 8 – шалпырдакская свита; 9 – домезозойская поверхность выравнивания; 10 – дошарпылдакская поверхность выравнивания; 11 – граница протрузии юрских пород в отложения киргизского комплекса; 12 – разломы; 13 – местоположение естественного разреза, представленного на нижней врезке; 14 – уровень максимального эрозионного врезки по долинам

субсогласно с юрскими залегают отложения коктурпакской свиты, выше которой расположены грубообломочные отложения киргизского и тяньшаньского (иссыккульского) комплексов.

В северном борту впадины плиоценовые склоновые и озерные отложения иссыккульской свиты (тяньшаньский комплекс) трансгрессивно залегают непосредственно на палеозойских породах. Фундамент впадины в основном сложен раннепалеозойскими гранитоидами. Выходы гранитов образуют также небольшие изолированные массивы, расположенные в бортовых зонах, выступая на поверхность в виде купольных и протрузивных поднятий, прорывающих и (или)

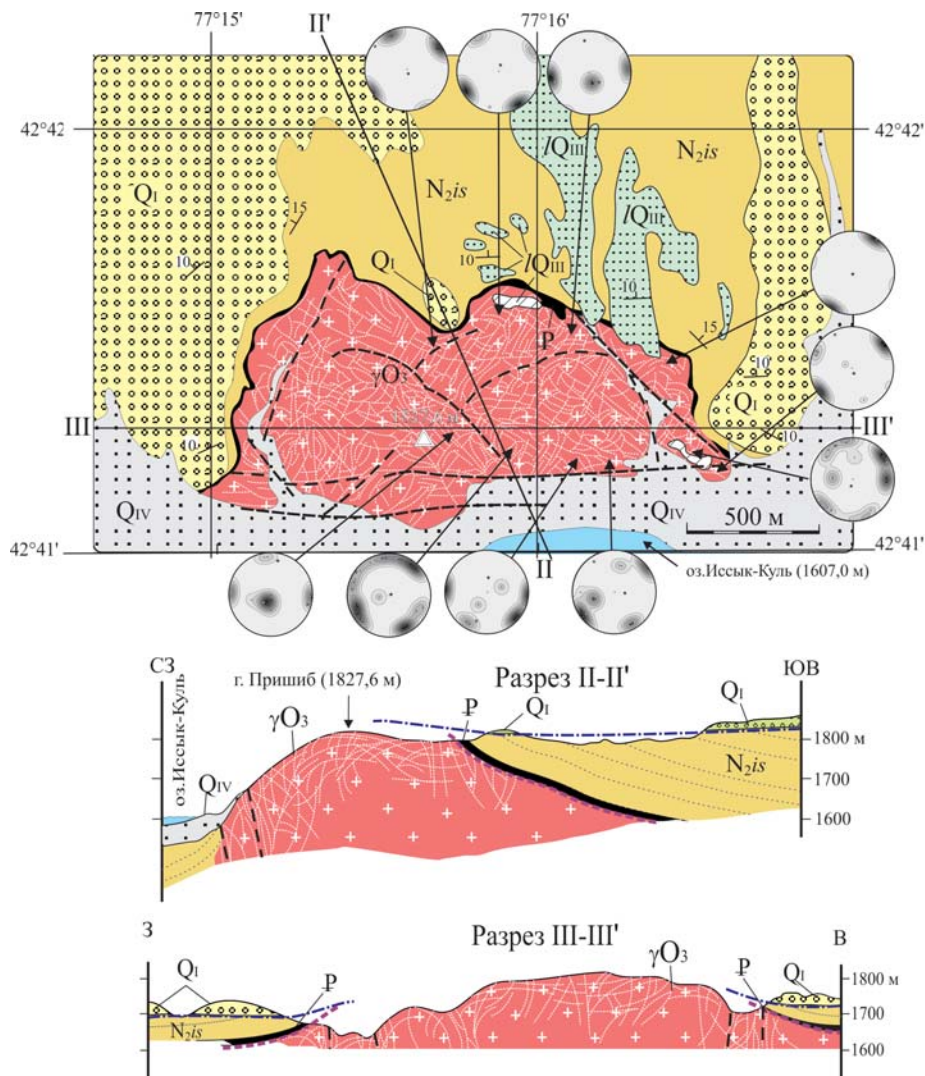


▲ Рис. 3.14. Массив г. Кызыл-Чоку.

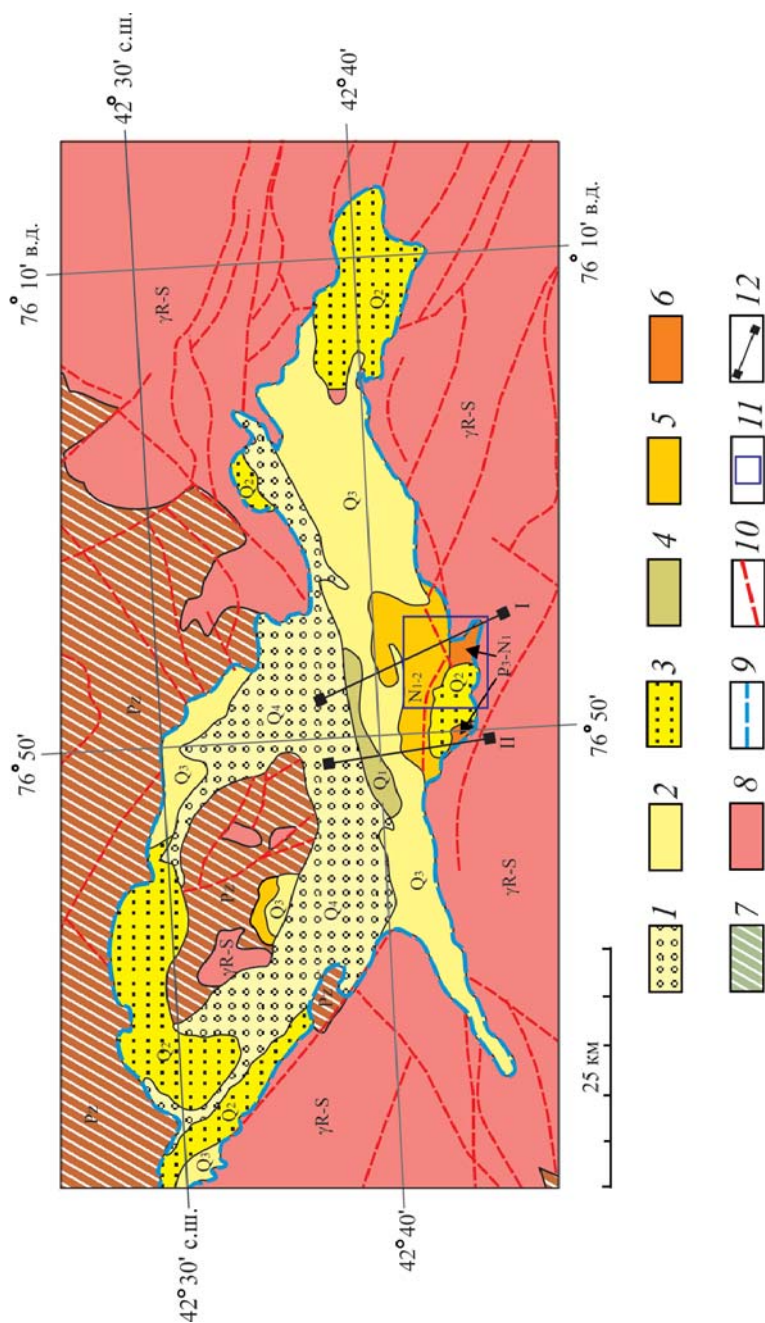
1 – современный коллювий и пролювий; 2 – лёссы (верхний плейстоцен); 3 – шарпылдакская свита (нижний плейстоцен); 4 – иссыкульская серия (плиоцен); 5 – киргизская серия (эоцен – миоцен); 6 – коктурпацкая серия (палеоген); 7 – граниты (поздний ордовик – силур); 8 – трещиноватость в гранитах; 9 – разломы; 10 – горизонты осадочного чехла; 11 – положение предмиоценовой (а) и предпалеоценовой (б) денудационных поверхностей; 12 – линии разрезов; 13 – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). Обобщающие стереограммы для трещин в осевой части хребта (внизу слева) и на северо-восточном склоне (вверху справа)

деформирующих вышележащий чехол [Леонов и др., 2016], что является отражением высокой тектонической подвижности катаклазированных гранитоидов (рис. 3.14, 3.15). Об особенностях деформации пород фундамента см. ниже.

На территории Северного Тянь-Шаня известны и другие внутригорные впадины: Кочкорская (рис. 3.16, 3.17, 3.18), Сусамырская, Джумгольская, сходные по строению и истории развития с Иссыккульской. Это линзовидные в плане прогибы шириной 15–20 км, выполненные кайнозойскими континентальными терригенными отложениями, среди которых наибольшую мощность (2–3,5 км)

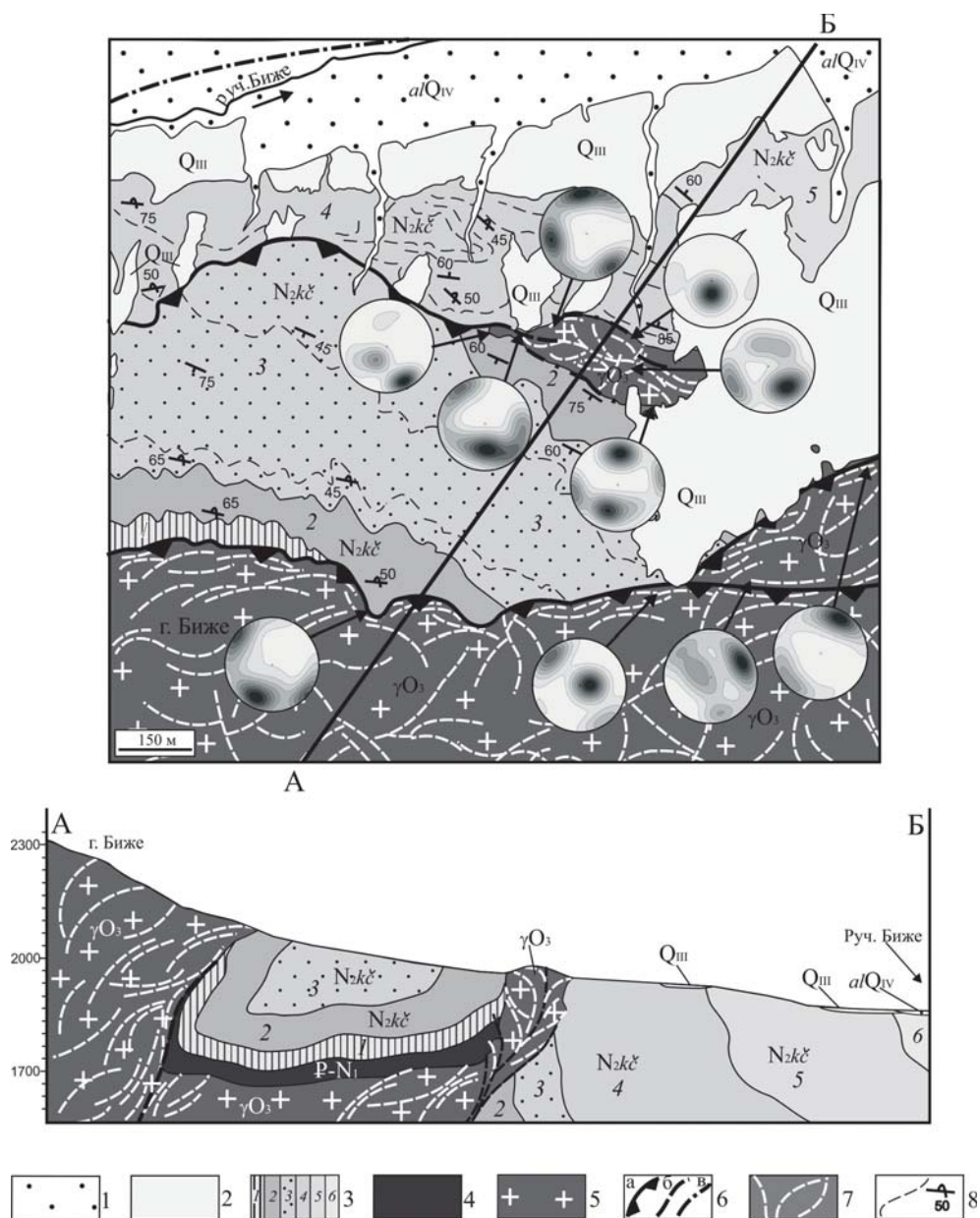


▲ **Рис. 3.15.** Массив г. Пришиб. Условные обозначения см. 2 – линии разрезов на рис. 3.14



▲ **Рис. 3.16.** Геологическая карта района Кочкорской впадины. Составлена на основе геологической карты Киргизской республики масштаба 1:500000 [Геологическая..., 1980].

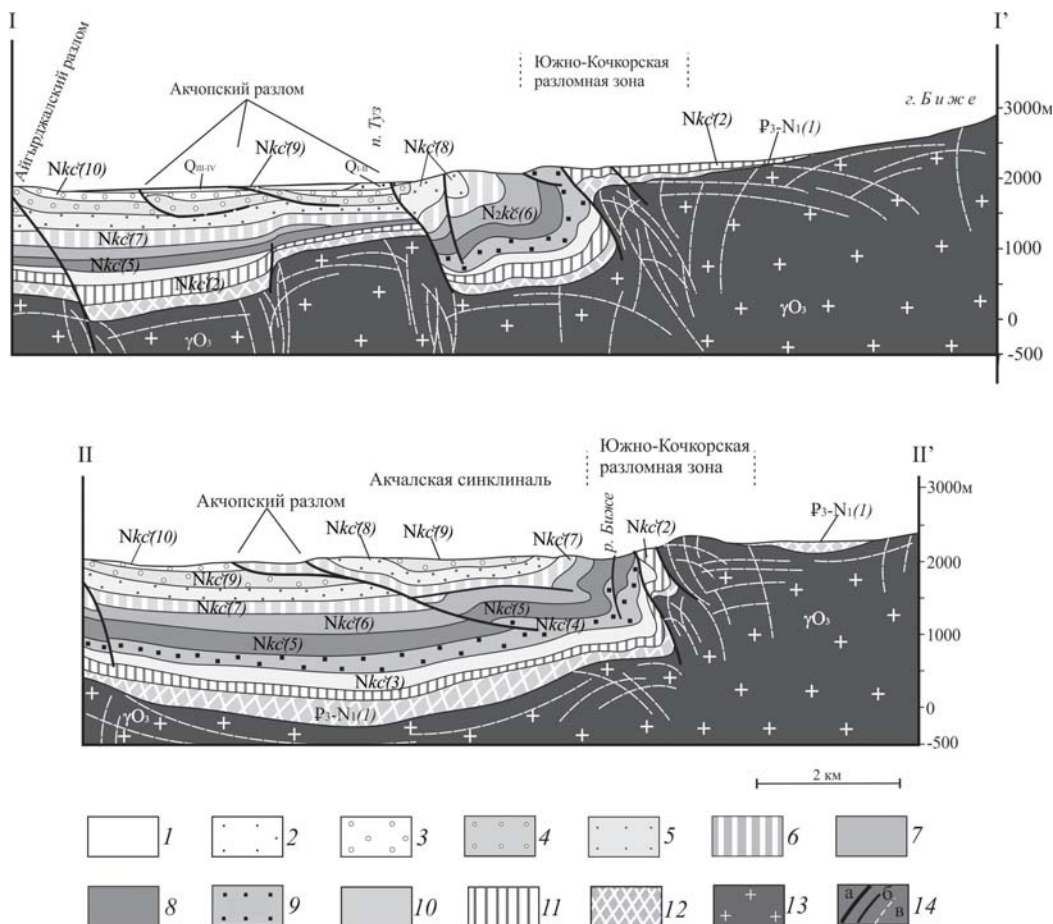
1–6 – кайнозойские отложения: 1 – голоцен; 2 – верхний плейстоцен, 3 – средний плейстоцен; 4 – нижний плейстоцен; 5 – миоцен–плиоцен, 6 – палеоген–миоцен; 7–8 – фундамент: 7 – палеозойские метаморфизованные комплексы и основные вулканы; 8 – граниты (рифей–силур); 9 – современная граница Кочкорской впадины; 10 – разломы; 11 – детальная карта (см. рис. 3.17); 12 – линии разрывов (см. рис. 3.18)



▲ **Рис. 3.17.** Геологическая карта и разрез южного борта Кочкорской впадины (местоположение см. на рис. 3.16).

1–4 – отложения: 1 – аллювий, голоцен (Q_{IV}); 2 – делювий, поздний плейстоцен (Q_{III}); 3 – кочкорская свита, плиоцен ($N_2kč$), нумерация пачек от подошвы к кровле; 4 – красноцветные отложения, палеоген – ранний миоцен ($P-N_1$); 5 – граниты (γO_3); 6 – типы контактов: разломы (а), неясного типа (б), протыкания, протрузивный (в); 7 – система трещиноватости; 8 – горизонты и элементы залегания. На стереограммах: ориентировки полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера)

имеют отложения тяньшаньского позднемiocен-плиоценового комплекса. Все впадины асимметричны: северный борт обычно пологий, южный – крутой. На склонах хребтов северного обрамления впадин сохранились останцы предпалеоценовой поверхности выравнивания [Чедия, 1986; Шульц, 1948], полого погружающейся в южном направлении под кайнозойские отложения.



▲ Рис. 3.18. Геологические разрезы через южный борт Кочкорской впадины.

I – современные аллювиально-делювиальные отложения; 2 – делювиальные и флювиогляциальные отложения плейстоцена; 3–11 – отложения кочкорской серии миоцена – плиоцена (в скобках – номера пачек): 3 – валунно-галечная пачка (10), 4 – крупно-слоистая песчано-галечная пачка (9), 5 – слабо-слоистая песчаная пачка (8), 6 – песчано-глинистая пачка (7), 7 – слоистая глинисто-песчаная пачка с редкими мергелями (6), 8 – известково-песчаная пачка (5), 9 – глинистая гипсоносная и соленосная пачка с мергелистыми прослоями в нижней части (4), 10 – светло-кирпичная песчано-древянная пачка (3), 11 – мергелисто-глинистая пачка (2); 12 – олигоцен-миоценовые отложения киргизской серии (пачка 1); 13 – позднеордовикские крупнокристаллические граниты с подчиненным количеством рифейских гранодиоритов; 14 – тектонические нарушения: главные разломы (а), второстепенные разломы (б), зоны трещиноватости в гранитах фундамента (в)

Последние залегают на коре выветривания и на палеозойском фундаменте со стратиграфическим и угловым несогласием. Кровля фундамента южного борта впадин и прилегающие пласты осадочного чехла образуют крутые флексуры, осложненные взбросами и надвигами, и весь комплекс отложений чехла в этих зонах смят в севервергентные складки.

Помимо крупных впадин, на Северном Тянь-Шане имеются небольшие по площади прогибы, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями (Минкуш-Кёкёмеренский, Сарыбулакский, Чон-Кеминский и др.) незначительной мощности и расположенные в основном вдоль линии Николаева, которая отвечает границе Северного и Срединного Тянь-Шаня. Эти отрицательные морфоструктуры представляют собой узкие грабены, полуграбены или рампы, тектонически зажатые между блоками палеозойского фундамента в зонах крупных разломов.

Чехол небольших впадин представлен олигоцен-миоценовыми или позднемиоцен-плиоценовыми отложениями, в отдельных впадинах (например, в Кёкёмеренской) присутствуют угленосные образования нижней юры. Отложения чехла залегают на породах фундамента с разрывом и незначительным несогласием и деформированы конформно с ними в конце неогена. Стратиграфически выше с угловым несогласием на всех более древних отложениях залегают конгломераты плейстоцена. Отмечены вертикальные смещения речных террас, свидетельствующие о современной тектонической активности. Приведем описание одной из приразломных впадин.

Минкуш-Кёкёмеренская впадина

Представляет собой продольную линейную депрессию, выполненную отложениями юры и кайнозоя, зажатую между встречными системами надвигов, по которым на нее надвинуты породы палеозоя [Бачманов и др., 2008; Морозов и др., 2014]. Отложения чехла интенсивно деформированы, слои часто залегают субвертикально, разрез осложнен многочисленными сближенными линейно-ветвистыми разрывными нарушениями, а сами породы местами тектонизированы. Конвергентный характер надвигов, ограничивающих депрессию, ее узколинейная форма и интенсивная деформация слагающих ее толщ делают эту структуру сходной со «структурами сшивания» Гиссаро-Алайского сегмента (см. рис. 2.10). Здесь выделены структурные парагенезы, которые соответствуют двум геодинамическим обстановкам (стадиям) формирования впадины. Ранняя (левосдвиговая) стадия представлена асимметричными складками S-рисунка с крутыми шарнирами, системой сближенных разрывных нарушений, имеющих устойчивую левосдвиговую компоненту смещений, кливажом, плоскостными текстурами тектонизации пород, разворотом тальковых

жил. Время формирования деформаций первой стадии точно не установлено, но можно полагать, что нижний предел ограничен возрастом субстрата (юра), а верхний – временем проявления деформаций второй кинематической стадии, которое оценивается как плиоцен-четвертичное.

Более поздняя (правосдвиговая) стадия представлена системой пологих разрывов и связанных с ними складок с пологими осевыми плоскостями и шарнирами. В углистых прослоях проявлен кливаж с разворотом плоскостей против часовой стрелки относительно простирания зоны, что указывает на правосдвиговую кинематическую ситуацию, которая подтверждается также расположением кластических даек. В целом описанные структуры представляют единый парагенез транспрессии, при возможном разбросе надвиговой и правосдвиговой компонент деформации (*deformation partitioning*) по времени.

Таким образом, большинство внутригорных впадин Северного Тянь-Шаня сходны между собой. Это линзовидные в плане синклинальные структуры (см. рис. 3.1, 3.2), выполненные континентальными кайнозойскими отложениями. Впадины асимметричны: как правило, южный борт впадин представляет собой крутую флексуру, осложненную взбросами и надвигами, а палеоген-неогеновые отложения в этой зоне смяты в складки северной вергентности. На склонах хребтов северного обрамления прогибов местами сохранилась поверхность предпалеоценового пенеплена [Чедия, 1986; Шульц, 1948], что позволяет установить деформационную структуру (валообразную форму) разделяющих впадины поднятий. Морфоструктурный парагенез «впадины–поднятия» также характерен для Срединного Тянь-Шаня, однако структурный рисунок здесь иной и соответствует линзовидно-ячеистому типу (см. рис. 3.1, 3.2).

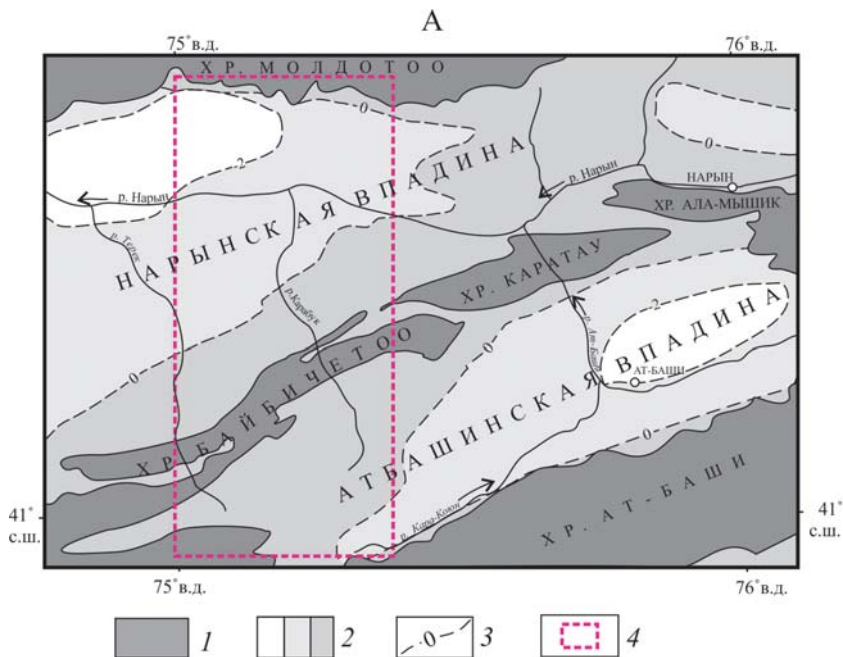
Нарынская и Атбашинская впадины

В пределах Срединного Тянь-Шаня расположены две крупные впадины – Нарынская и Атбашинская, ориентированные субшироотно (см. рис. 3.2, рис. 3.19).

Сходную форму и строение имеет Аксайская впадина, расположенная в пределах Южного Тянь-Шаня, однако принадлежащая к тому же морфотектоническому типу, что и впадины Срединного Тянь-Шаня. Ширина впадин 15–25 км, протяженность до 100–150 км. По подошве осадочного чехла и напластованию осадочных толщ впадины имеют структуру асимметричных синклиналей с пологим днищем. Северный борт Нарынской и южный борт Атбашинской впадин осложнены разломами, по которым фиксируется незначительное надвигание пород палеозойского основания на отложения впадин.

Впадины разделены выступами фундамента, образующими узкие и протяженные хребты (Байбичетов, Каратау, Ала-Мышик и др.) (рис. 3.19, 3.20, 3.21).

Разрезы кайнозойских отложений Нарынской и Атбашинской впадин имеют значительное сходство (см. рис. 3.3). В основании чехольного комплекса на маломощной коре выветривания или непосредственно на палеозойских породах фундамента (главным образом, мраморизованных известняках нижнего карбона) залегают песчано-глинисто-карбонатные отложения коктурпакской



▲► **Рис. 3.19.** Тектоническое строение Нарынской и Атбашинской впадин.

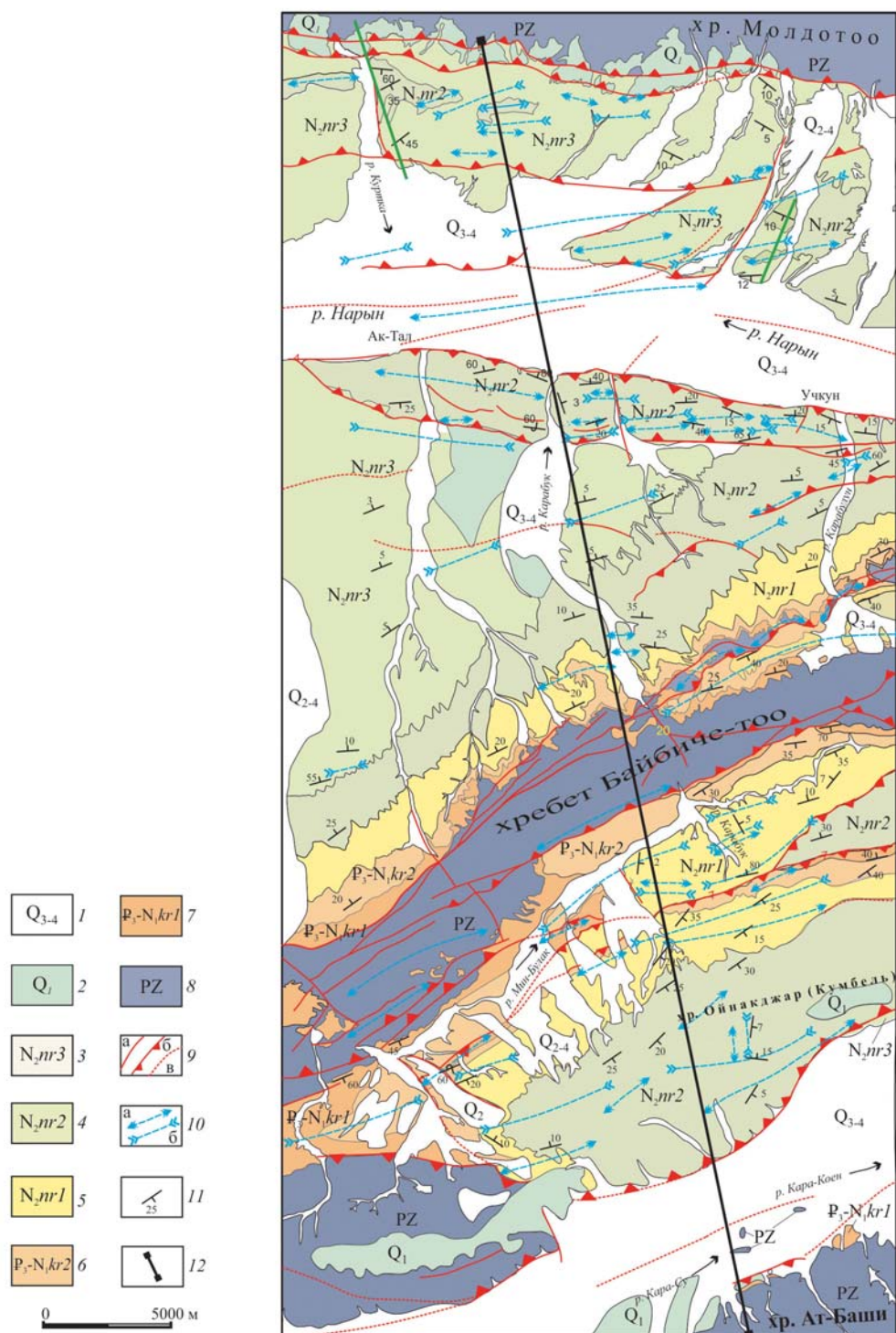
А. Рельеф палеозойского фундамента.

1 – выходы палеозойского фундамента; 2 – кайнозойский чехол (более светлый оттенок соответствует большей мощности); 3 – изогипсы кровли фундамента; 4 – контур детальной карты.

Б. Структурно-геологическая схема, отображающая парагенез позднеорогенных структур Нарынской и Атбашинской впадин и разделяющего их поднятия Байбичетов по [Пржиалговский и др., 2022] с дополнениями.

1 – четвертичные отложения, исключая шарпылдакскую свиту; 2 – шарпылдакская свита; 3 – верхняя подсвита нарынской свиты; 4 – средняя подсвита нарынской свиты; 5 – нижняя подсвита нарынской свиты; 6 – верхняя подсвита киргизской свиты; 7 – нижняя подсвита киргизской свиты; 8 – выходы палеозойского фундамента; 9 – основные разломы: а – сдвиги и сбросы, б – надвиги; 10 – оси складок: а – антиклиналей, б – синклиналей; 11 – элементы залегания; 12 – положение магистрального геологического разреза и МТ-профиля «Карабук» (на рис. 3.21)

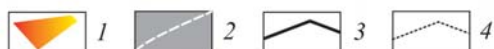
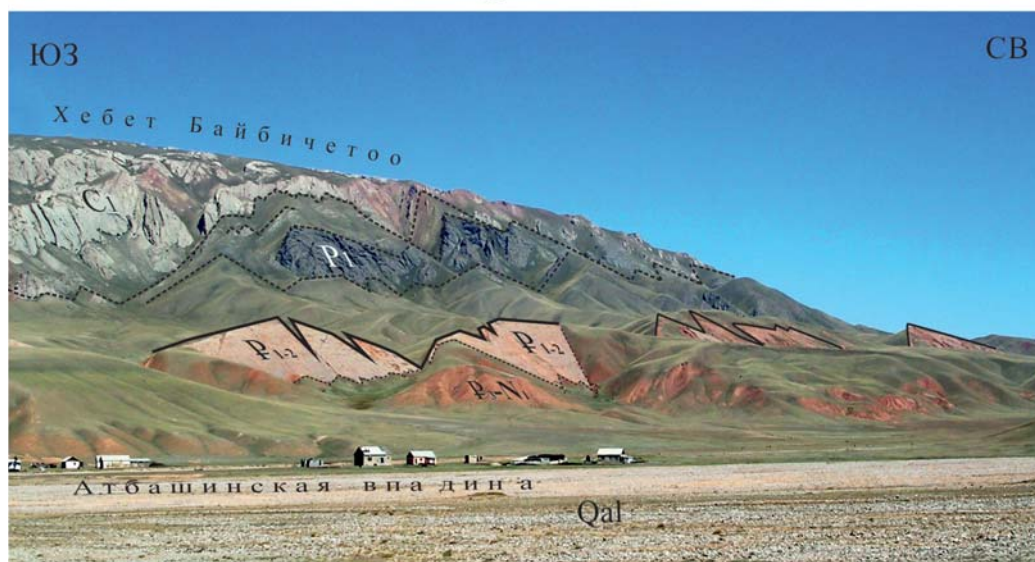
Б



А

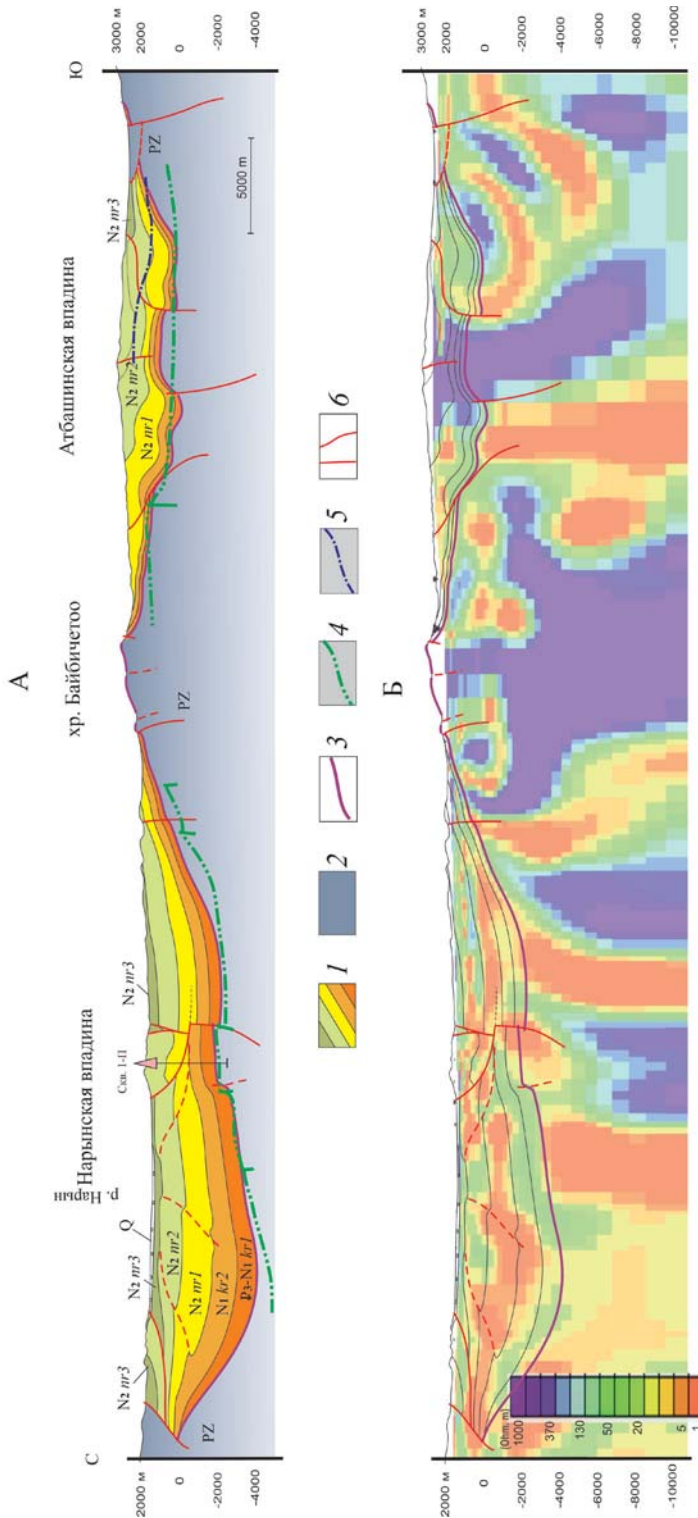


Б



▲ **Рис. 3.20** Поднятие Байбичетоо (А – вид с севера, Б – вид с юга).

1 – виртуальные плоскости – ограничения грабенов раздвигания; 2 – разломы; 3 – контакт палеозойских пород фундамента и мезозойско-кайнозойских отложений чехла; 4 – границы слоев и пачек внутри палеозойских комплексов



▲ Рис. 3.21. Геологический разрез системы Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина (А) и его сопоставление с 2D структурной электропроводимости (Б). На врезке – шкала удельных сопротивлений (Ом·м). По [Пржиялговский и др., 2022].

1 – олигоцен-неогеновые отложения (цветом выделены подвиды киргизской и нарынской свит); 2 – палеозойский фундамент; 3 – по верхности предпалеогенового пенеплена; 4–5 – положение кровли фундамента по данным сейсмопрофилирования; 4 – по С.А. Чекиной и др. (1961), фоновые материалы [Юдахин, 1983], 5 – по [Макаров, 1977]; 6 – разломы

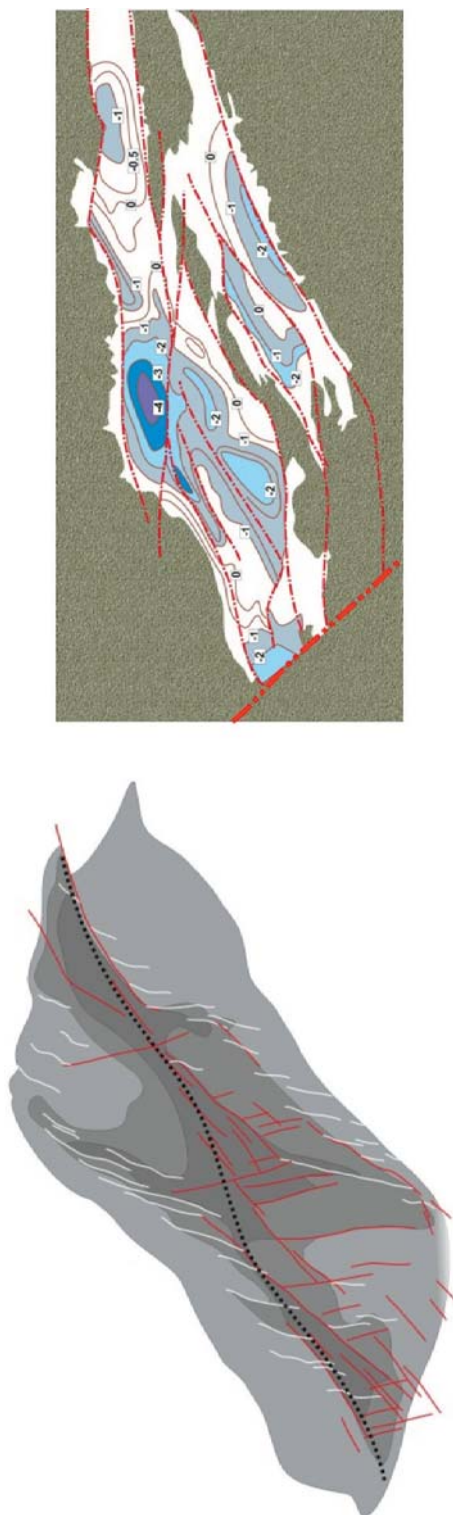
свиты (палеоцен–эоцен) и красноцветные терригенные отложения киргизской свиты (олигоцен–миоцен), состав и мощность которых в обеих впадинах практически одинаковы [Закономерности..., 1973; Садыбакасов, 1990; Пржиялговский и др., 2022]. Разрез надстраивается континентальными отложениями Тяньшаньского комплекса (плиоцен), известного здесь как Нарынская свита. Мощность свиты в центре впадин достигает 3–4 км [Юдахин, 1983], уменьшаясь до 1–1,5 км при приближении к поднятию, разделяющему впадины.

Литостратиграфические особенности чехольных отложений свидетельствуют, что в олигоцене, миоцене и в начале плиоцена на месте Нарынской и Атбашинской впадин и разделяющего их поднятия Байбиче-тоо существовал единый седиментационный бассейн. Согласно залегание всех кайнозойских отложений и их состав указывают на отсутствие интенсивных тектонических движений и компенсированный характер седиментации вплоть до начала квартера, когда происходят деформация чехольного комплекса и возникновение расчлененного высокогорного рельефа [Буслов и др., 2008; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006], так же как это наблюдается в Иссыккульской и Кочкорской впадинах.

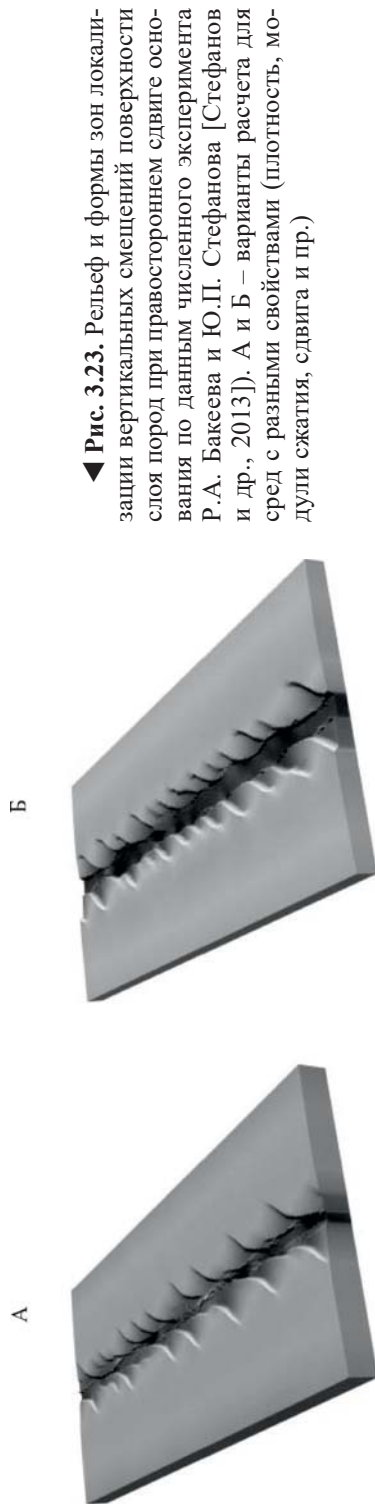
Особенностью проявления деформационных структур, развитых в пределах впадин, является их пространственная локализация, когда среди обширных пространств (десятки км²) практически недеформированных отложений расположены узкие (сотни метров) и протяженные (многие километры) дискретные зоны интенсивного смятия, осложненные системами разрывных нарушений. Эти нарушения образуют две разновозрастные кинематически группы (рис. 3.21), которые подробно рассмотрены в главе 7 при сопоставлении с данными тектоно-физического моделирования.

Изучение седиментационных особенностей и структурных парагенезов в Нарынской и Атбашинской впадинах [Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2022; Burbank, 1999] позволило установить временные рубежи и определить деформационные обстановки для разных этапов. Условия левосторонней трансформации в области субширотного ориентированного тектонического течения сменились в конце плиоцена правосторонней транспрессией при северо-западном положении оси максимального сжатия. На начальном этапе формирования впадин происходило по механизму «пулл-апат» при субпластичной деформации палеозойского основания. В процессе последующей транспрессии при изменившемся направлении сдвигового смещения увеличилась контрастность рельефа, возникла перемычка, разделяющая бассейны седиментации (цепочка хребтов, наиболее крупным из которых является Байбиче-тоо), в комплексе кайнозойского чехла сформировались складчато-надвиговые структурные ансамбли.

Значительно более протяженный по времени этап конседиментационного тектонического развития впадин с конца палеогена и на протяжении все-



▲ **Рис. 3.22.** Сопоставление морфологии дна пулл-апартовой впадины в эксперименте (слева) и морфоструктуры поверхности фундамента Нарынской и Атбашинской впадин (справа). Изолиниями и градиентами цвета заливки показана глубина прогибания: 0.5–1.0–1.5 см в модели и 1–2–3–4 км в природе. По [Морозов и др., 2014]



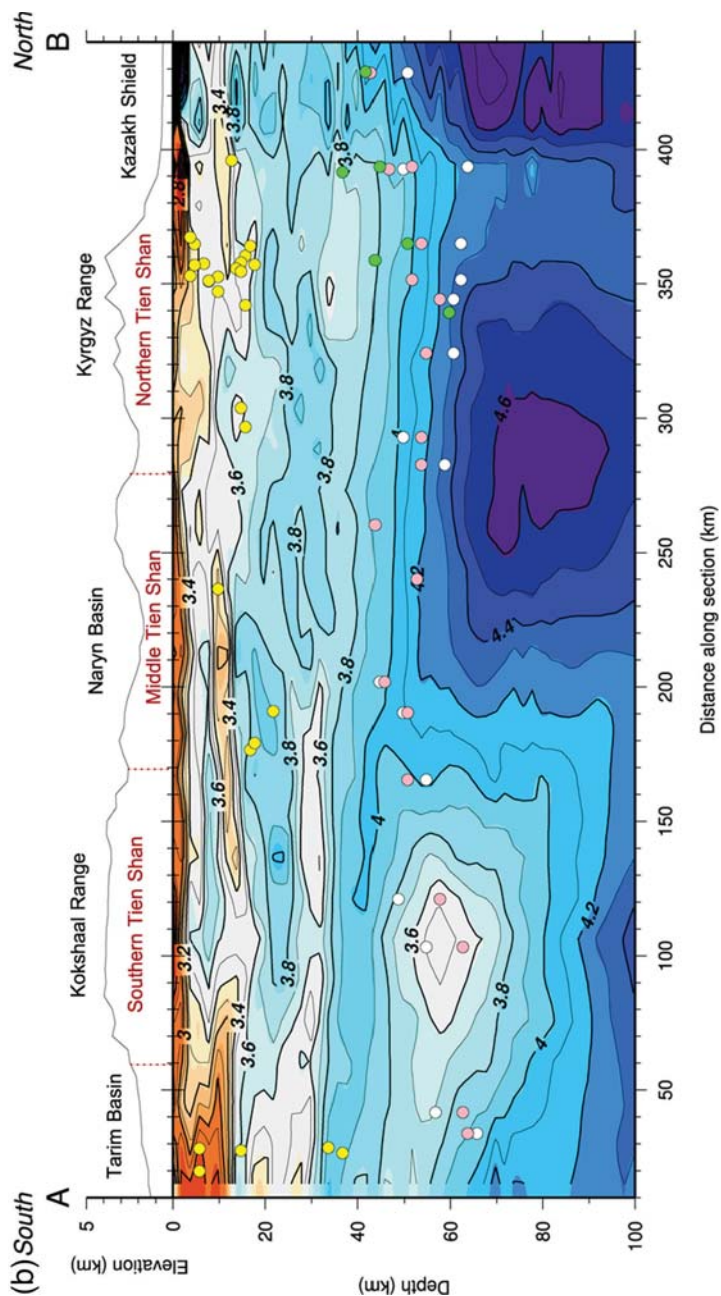
◀ **Рис. 3.23.** Рельеф и формы зон локализации вертикальных смещений поверхности слоя пород при правостороннем сдвиге основания по данным численного эксперимента Р.А. Бакеева и Ю.П. Стефанова [Стефанов и др., 2013]. А и Б – варианты расчета для сред с разными свойствами (плотность, модули сжатия, сдвига и пр.)

го неогена связан с транстенсионным режимом. Результаты физического и численно-математического моделирования процесса формирования седиментационных бассейнов как структур «пулл-апарт» в условиях сдвига и транстенсии хорошо коррелируются с данными о структуре поверхности кровли фундамента ансамбля Нарынской и Атбашинской впадин по геофизическим данным. С помощью численного моделирования, осуществленного Р.А. Бакеевым и Ю.П. Стефановым [Stefanov et al., 2014; Stefanov, Bakeev, 2015; Стефанов и др., 2013], было продемонстрировано, что увеличение глубины осадочных бассейнов связано с последовательностью приложения нагрузки, т.е. с процессом накопления осадочных отложений.

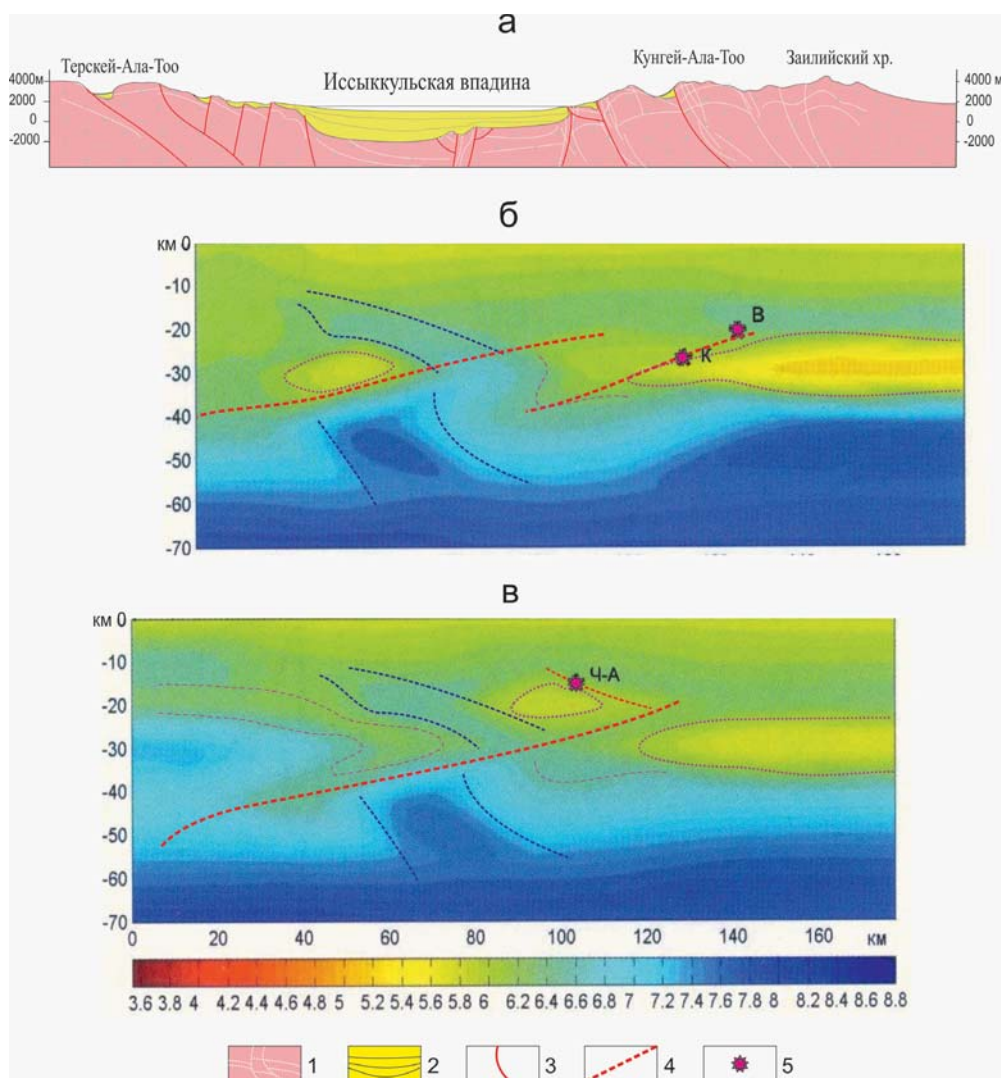
Предполагается, что структурообразующие процессы среднего слоя земной коры (фундамента), связанные с перераспределением в нем напряжений и деформаций, влияют на изменение формы дневной поверхности и, по-видимому, поверхности фундамента. Показано, что увеличение толщины деформируемого слоя (накопление осадков) приводит к изменению значений сдвига основания. Возникновение магистрального разлома на глубине 4,5 км происходит при сдвиге основания порядка 25–30 м; на глубине 10 км – при сдвиге основания 120 м. Форма и ориентация поверхностных нарушений меняются по мере роста сдвига основания с прямолинейной на S-образную. Таким образом, результаты тектонофизических и расчетных экспериментов демонстрируют закономерность формирования расчлененного палеорельефа и сложно-складчатого строения ложа бассейна седиментации как на первой стадии развития орогенных котловин в условиях транстенсии, так и при дальнейшем усложнении структуры в обстановке транспрессии.

Глубинное строение и особенности деформации породных комплексов

Деформационная структура верхних горизонтов коры Центрального сегмента Тянь-Шаня в первую очередь определяется особенностями его глубинного строения. Для земной коры Центрального Тянь-Шаня характерны субгоризонтальная расслоенность, наличие линз и слоев с различными геофизическими характеристиками [Современная..., 2005; Трифонов и др., 2021] (рис. 3.24, 3.25). Установлены горизонты высокой электропроводности, которые одновременно являются зонами пониженных скоростей сейсмических волн (волноводами) [Баталев, 2009; Баталева и др., 2009; Баталев и др., 2012; Брагин, Мухамадеева, 2009; Рыбин, 2011; Рыбин и др., 2005]. Волноводы рас-



▲ **Рис. 3.24.** Скоростной (V_s) разрез коры и верхней части литосферы Тянь-Шань по профилю MANAS по [Gilligan et al., 2014]. Желтые кружки – гипоцентры землетрясений; зеленые, белые и розовые – положение границы Мохо, определенное путем анализа сейсмических данных



▲ **Рис. 3.25.** Принципиальный геологический профиль (а) и Р-скоростные разрезы коры Северного Тянь-Шаня в районе Исыккульской впадины по меридианам 76,8 (б) и 77,4 (в). По [Сабитова и др., 2006] с дополнениями. Пунктирными линиями оконтурены высокоскоростные (синий цвет) и низкоскоростные (желтый цвет) объемы.

1 – палеозойский, преимущественно гранитный фундамент; 2 – кайнозойский чехол впадин; 3 – разломы в верхнекоровом слое; 4 – зоны пологих вязких разломов в нижней коре; 5 – гипоцентры крупнейших землетрясений: А – Кемин (1911 г.), В – Верный (1887 г.), Ч-А – Чолпон-Ата (1982, 2024 гг.).

пространены главным образом на глубинах около 15 км и 25–40 км, а на юго-западе и юго-востоке Центрального Тянь-Шаня – на глубинах 30–40 км [Рыбин и др., 2016; Рыбин и др., 2021].

По данным сейсмопрофилирования [Юдахин, 1983; Земная..., 2006], мощность земной коры под межгорными и предгорными впадинами уменьшена по сравнению с соседними горными массивами. Наименьшая мощность (~35–40 км) характерна для Чуйской и Нарынской впадин, максимальная (70–75 км) свойственна горным сооружениям Южного Тянь-Шаня. В пределах коры некоторых внутригорных прогибов зафиксировано зеркальное отражение поверхностной морфоструктуры по отношению к верхнекоровым разделам, что является признаком изостатически компенсированного перетока горных масс внутри отдельных слоев коры на этапе формирования новейшей морфоструктуры [Макаров и др., 2012; Рыбин и др., 2021].

Этот вывод находит подтверждение в данных по глубинному строению территории Иссыккульской впадины и ее обрамления [Баталев и др., 2011; Современная..., 2005; Юдахин, 1966]. Здесь фундамент представлен гранитами или гранито-гнейсами (палеомикроконтинент). Подошва этой сиалической массы определяется залегающим субгоризонтально коровым проводником [Баталев и др., 2011]. На тех же глубинах (20–40 км) расположены слои или линзы с низкоскоростными характеристиками [Современная..., 2005]. Сложная, явно пликативная форма границ породных комплексов с разными геофизическими характеристиками свидетельствует о подвижном поведении горных масс – их тектоническом течении. При этом на границах объемов с различными скоростными характеристиками вероятны субслойные смещения по вязким разломам, приводящие к дополнительной дисгармонии тектонического течения вещества коры. К этим крупным внутрикоровым зонам смещений приурочены гипоцентры наиболее значимых землетрясений, зафиксированных в обрамлении Иссыккульской впадины.

Следует подчеркнуть, что среди геофизических методов магнито-теллурическое зондирование в наибольшей степени отражает новейшие структуры и процессы, интерпретация которых не однозначна. Под многими впадинами Среднего Тянь-Шаня в сейсмоактивном слое до глубин 18–5 км установлено наличие крутых и петельчатых электропроводящих разделов, вероятно, отражающих латеральную структурированность верхней коры (см. рис. 3.19) [Рыбин и др., 2018; Пржиялговский и др., 2022]. Магнито-теллурическое зондирование выявило также резкую структурную дисгармонию в строении фундамента и чехла: субгоризонтальное расположение аномалий в чехольном комплексе и субвертикальное – в фундаменте. Положение поверхности дисгармонии позволяет уточнить глубину залегания и морфологию подошвы кайнозойского осадочного чехла, которая имеет пологоволнистую форму и лишь изредка нарушена малоамплитудными разломами.

Анализируя общие закономерности тектонического процесса в пределах бассейнов Центрального Тянь-Шаня на альпийском этапе, можно заключить, что развитие прогибов и разделяющих их поднятий в пределах данной об-

ласти – процесс синхронный и связанный с изгибной деформацией поверхности фундамента (см. также описание Гиссаро-Алайской горной области). Известно, что изменение внешней формы тела (в данном случае – фундамента) невозможно без придания ему внутренней 3D подвижности, которая обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки (описание и библиография см. в [Леонов, 2008; Леонов и др., 2017, 2018]). Переход горных пород в дискретное (гранулярно-блоковое) состояние приводит к понижению эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу, что, в свою очередь, способствует объемному течению пород. Процесс течения может сопровождаться механическим дроблением, микродиспергацией, автобрекчированием, перекристаллизацией, грануляцией, «вскипанием» дислокаций, размножением и укрупнением пор, возникновением трещин. При этом, как правило, происходит увеличение объема вещества, которое может достигать 20% от первоначального [Поспелов, 1972]. Излагать вновь эти данные, по-видимому, излишне, однако подчеркнуть некоторые особенности морфоструктуры фундамента, отражающие реологический стиль деформаций пород, стоит.

Выступы фундамента, разделяющие впадины, представлены гранитоидами или вулканогенно-осадочными породами палеозойского фундамента. В Среднем Тянь-Шане выступы фундамента (например, хр. Байбичетово) в основном представлены мраморизованными известняками карбона.

В южной полосе Северного Тянь-Шаня (см. рис. 3.1) фундамент на 80% сложен ордовикско-силурийскими гранитами, которые слагают горные хребты или их значительные объемы, а также образуют небольшие изолированные выходы и островные горы во внутренних частях впадин, образуя купола и кристаллические протрузии, тектонически внедрившиеся в палеоген-неогеновые отложения чехла [Леонов, 2013; Леонов, Пржиялговский, 2021; Леонов и др., 2018; Леонов и др., 2016] (рис. 3.26; см. также рис. 3.9, 3.14, 3.15, 3.19;).

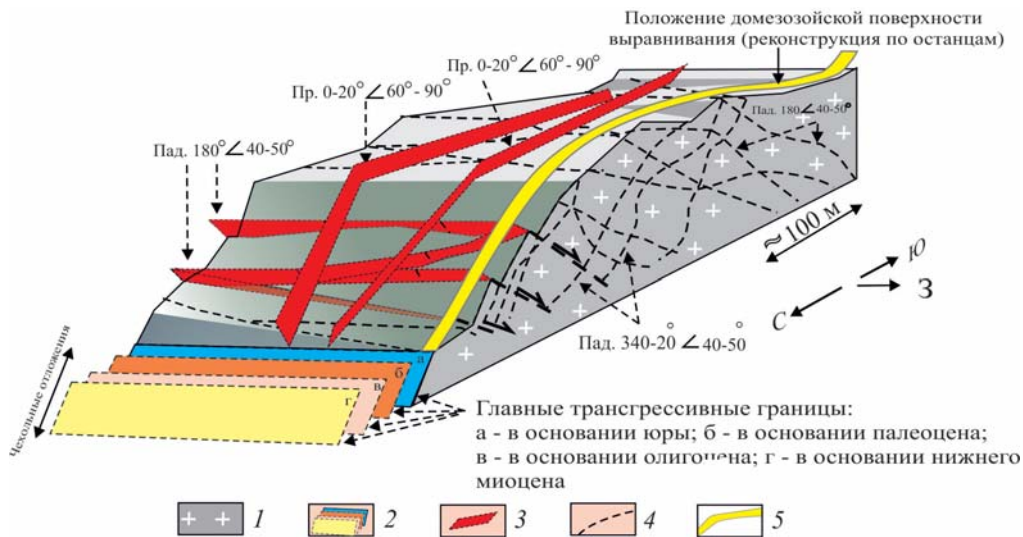
Гранитные массивы и мраморизованные известняки в той или иной степени испытали интенсивную механическую дезинтеграцию на мега-, макро-, мезо- и микроуровнях (рис. 3.27–3.32, а также см. рис. 3.14, 3.15).

Основными деформационными элементами их инфраструктуры являются разломы, трещины, брекчии, катаклазиты, рекристаллизованные зерна кварца и полевых шпатов, структуры двойникования в кальците. Наблюдается деформационный ряд от гигантской линзовидно-блоковой структуры (мегакатаклазит по [Уфимцев и др., 2009]) и более мелких форм блочной дезинтеграции без существенных изменений первичного состава и облика пород до полной их переработки и превращения пород в мезо- и микрокатаклазит, или проявления пластических деформаций благодаря динамической перекристаллизации [Леонов и др., 2018; Пржиялговский и др., 2011].



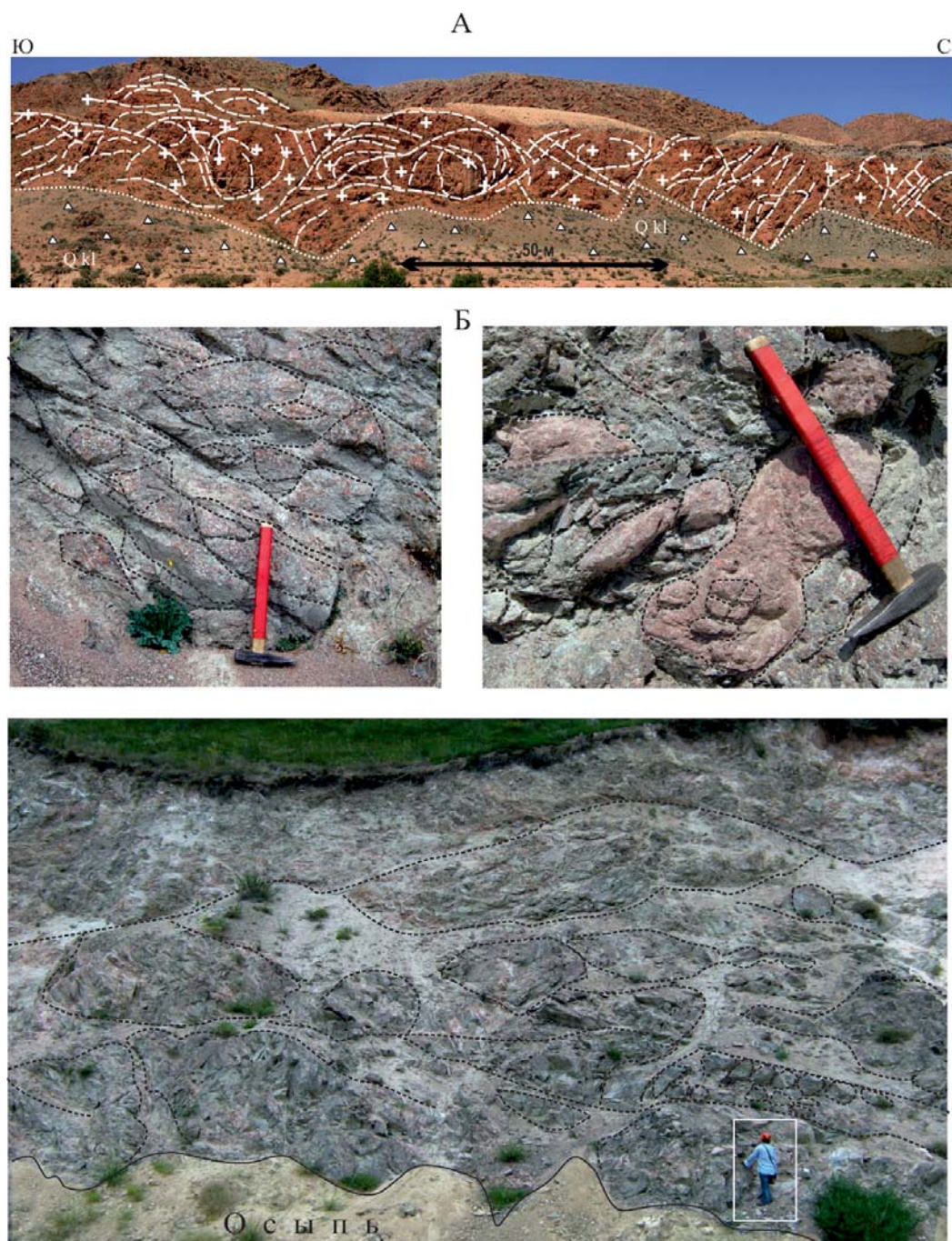
▲ **Рис. 3.26.** Гранитная протрузия Кызыл-Булак (объект 4 на рис. 3.12).

А – общий вид и детали строения; Б–Г – гранитный катаклазит: Б – в обнажении, В, Г – в шлифах. Kfs – калиевый полевой шпат, Q – кварц, Cc – кальцит

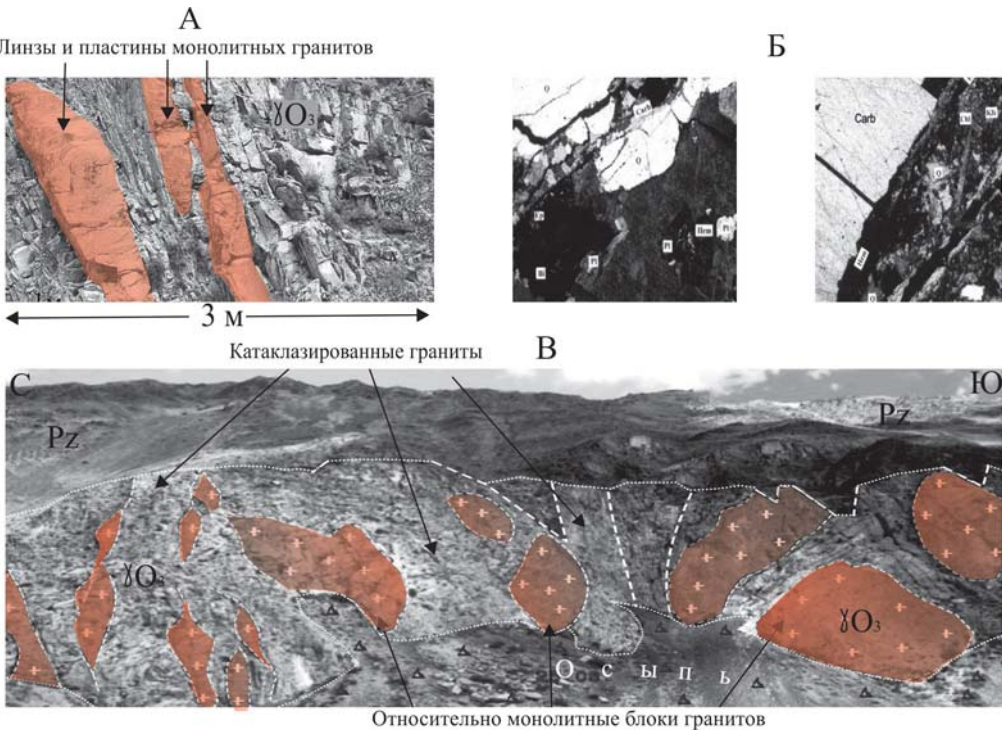


▲ **Рис. 3.27.** Южный борт Исыккульской впадины: схема разломной макроструктуры фундамента и его взаимоотношения с осадочным чехлом впадины (ур. Каджи-Сай).

1 – палеозойские граниты; 2 – условное напластование осадочных отложений (вне масштаба); 3 – плоскости разломов; 4 – разломы на поперечном срезе; 5 – положение до-мезозойской поверхности выравнивания (реконструкция по останцам)



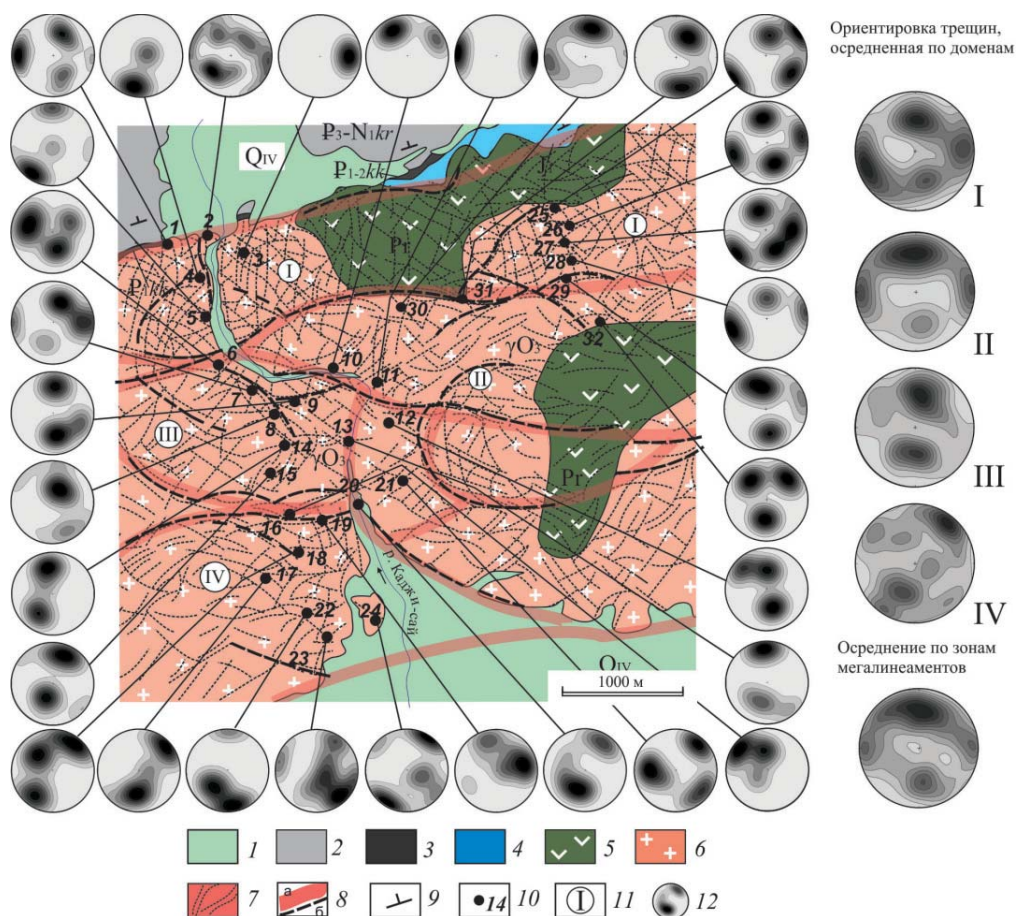
▲ **Рис. 3.28.** Инфраструктура и структурно-тектоническая делимость гранитов на макро- и мезоуровнях. А – граниты южного обрамления Кочкорской впадины; Б – граниты южного обрамления Чуйской впадины



▲ **Рис. 3.29.** Инфраструктура гранитов Сусамырского купола, разделяющего Сусамырскую и Джумгольскую впадины. А – слайс-структуры; Б – новообразованные низкотермобарические минеральные фазы в шлифах (кварц, карбонат); В – инфраструктуры гранитов апикальной части Сусамырского купола

При этом массивы пород деформируются как единое квазиконсолидированное тело, но в то же время происходят деформирование его фрагментов и блоков, их дифференциальное перемещение и вращение, на что указывает различная ориентировка систем трещин и полей напряжений в разных доменах [Кочарян, 2016; Леонов и др., 2018; Сим и др., 2012] (рис. 3.30, а также см. рис. 3.14, 3.15).

Таким образом, формируется блочно-гранулярная инфраструктура (в разной степени для пород разного состава) на микро-, мезо-, макро- и мега-уровнях, которая обеспечивает возможность реидной деформации пород фундамента. На альпийском этапе тектогенеза реидная деформация пород палеозойского фундамента Центрального Тянь-Шаня проявляется в пространственном перераспределении горных масс: происходит отток масс из областей, фиксируемых прогибанием и накоплением осадков, и нагнетание в области, которые представлены положительными формами рельефа как земной поверхности, так и поверхности пенепленизированной кровли фундамента. Радиус изгибов



▲ **Рис. 3.30.** Макро- и мезокатакlastическая структура массива Чонкурчак (южный борт Исыккульской впадины). Схема составлена по материалам дешифрирования космоснимков и натуральных наблюдений.

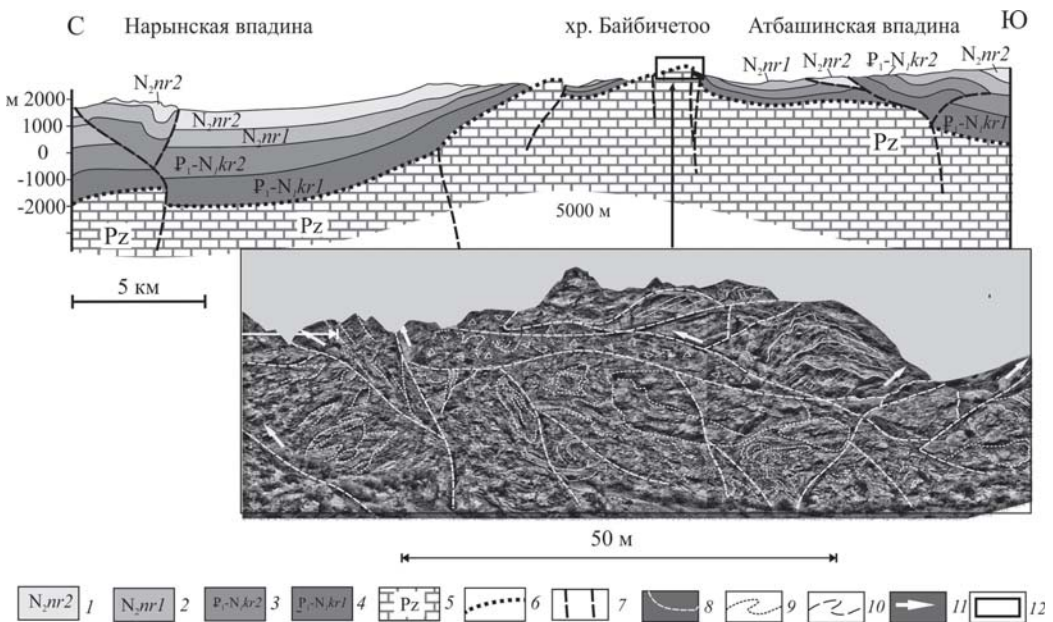
1–4 – отложения мезозойско-кайнозойского чехла: 1 – четвертичные отложения, 2 – киргизская свита, 3 – коктурпакская свита, 4 – юрские отложения; 5–6 – фундамент: 5 – выходы пород протерозоя в провесах кровли гранитов, 6 – граниты; 7 – структурные линии; 8 – зоны повышенной трещиноватости (а) и разломы (б); 9 – элементы залегания; 10 – точки замеров; 11 – крупные домены, отражающие мегаделимость массива; 12 – стереограммы плотностей полюсов трещин

поверхности фундамента в ряде структур очень мал: в поднятии Байбиче-тоо он составляет всего 200–300 м [Пржиялговский и др., 2022], в купольно-протрузивных массивах в окружении оз. Иссык-Куль – до 150 м [Леонов и др., 2016, 2017].

Набор тектонических форм, описанных в пределах поднятий Центрального Тянь-Шаня, их пространственное размещение и взаиморасположение отвечают

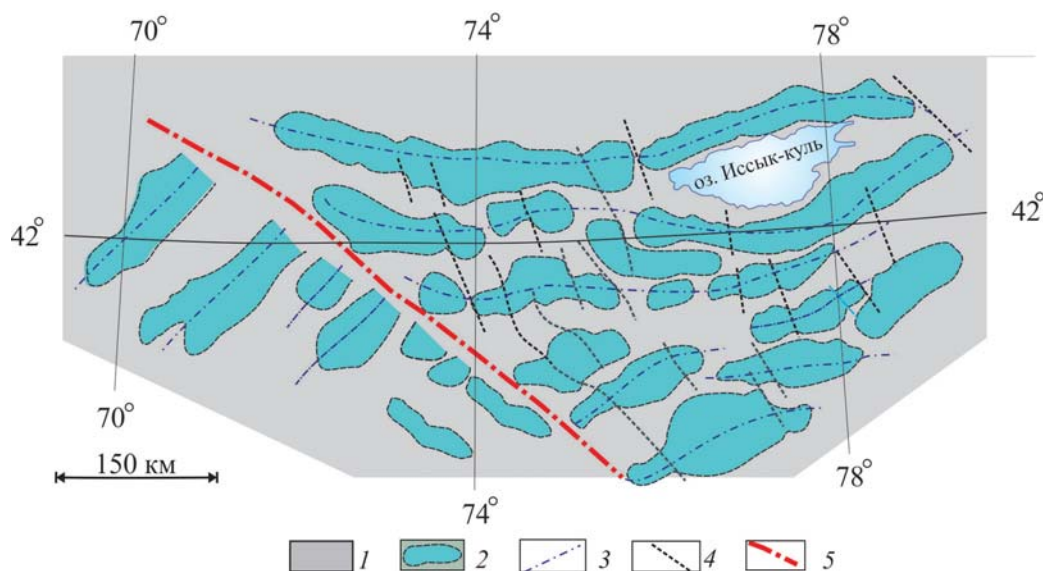
структурно-кинематическому парагенезу катакlastического сдвигового течения [Морозов и др., 2014; Никола, 1992; Талицкий, 1994; Уфимцев и др., 2009; Hanmer, Passchier, 1991; Ramsay, 1980]. Этот вывод подтверждается и наблюдениями за развитием современной морфоструктуры. В Центральном сегменте (см. рис. 3.2) как отрицательные, так и положительные морфоструктуры расположены менее упорядоченно и по ширине сопоставимы с разделяющими их поднятиями. Поднятия и прогибы сопряжены между собой посредством моноклиналей или флексурных перегибов, зачастую осложненных разломами (надвигами, взбросо-сдвигами и сдвигами).

Линейно-кулисное расположение и ориентировка современных морфоструктур также свидетельствуют о наличии объемного сдвига и прослеживаются вполне отчетливо. Наличие дугообразных периклинальных замыканий и правостороннее изгибание окончаний хребтов «является надежным признаком изгибовой (сводовой) природы последних... < > что наводит на мысль о су-



▲ **Рис. 3.31.** Инфраструктура мраморизованных известняков фундамента Нарынской и Атбашинской впадин.

1–4 – отложения чехольного комплекса: 1 – нарынская свита (верхняя подсвита), 2 – нарынская свита (нижняя подсвита), 3 – киргизская серия (верхняя подсвита), 4 – киргизская свита (нижняя подсвита); 5 – палеозойский фундамент; 6 – поверхность фундамента (допалеогеновая поверхность выравнивания); 7 – разломы; 8–12 – условные обозначения к фотографии массива известняков фундамента в ущелье Кара-Булун: 8 – разломы, 9 – структурные линии, 10 – поверхности первичного напластования, 11 – направление смещений по разломам, 12 – положение участка, изображенного на фотографии внизу



▲ **Рис. 3.32.** Сдвиговой рисунок расположения морфоструктурных элементов в пределах Центрального сегмента Тянь-Шаня. По [Уфимцев и др., 2009]. Схематизировано и изменено.

1 – относительно опущенные участки территории Центрального Тянь-Шаня и его обрамления; 2 – обобщенные контуры областей питания современной гидросети Центрального Тянь-Шаня; 3 – разломы сдвига-надвиговой кинематики; 4 – второстепенные разломы и флексуры, отвечающие сколам Риделя; 5 – Таласо-Ферганский разлом

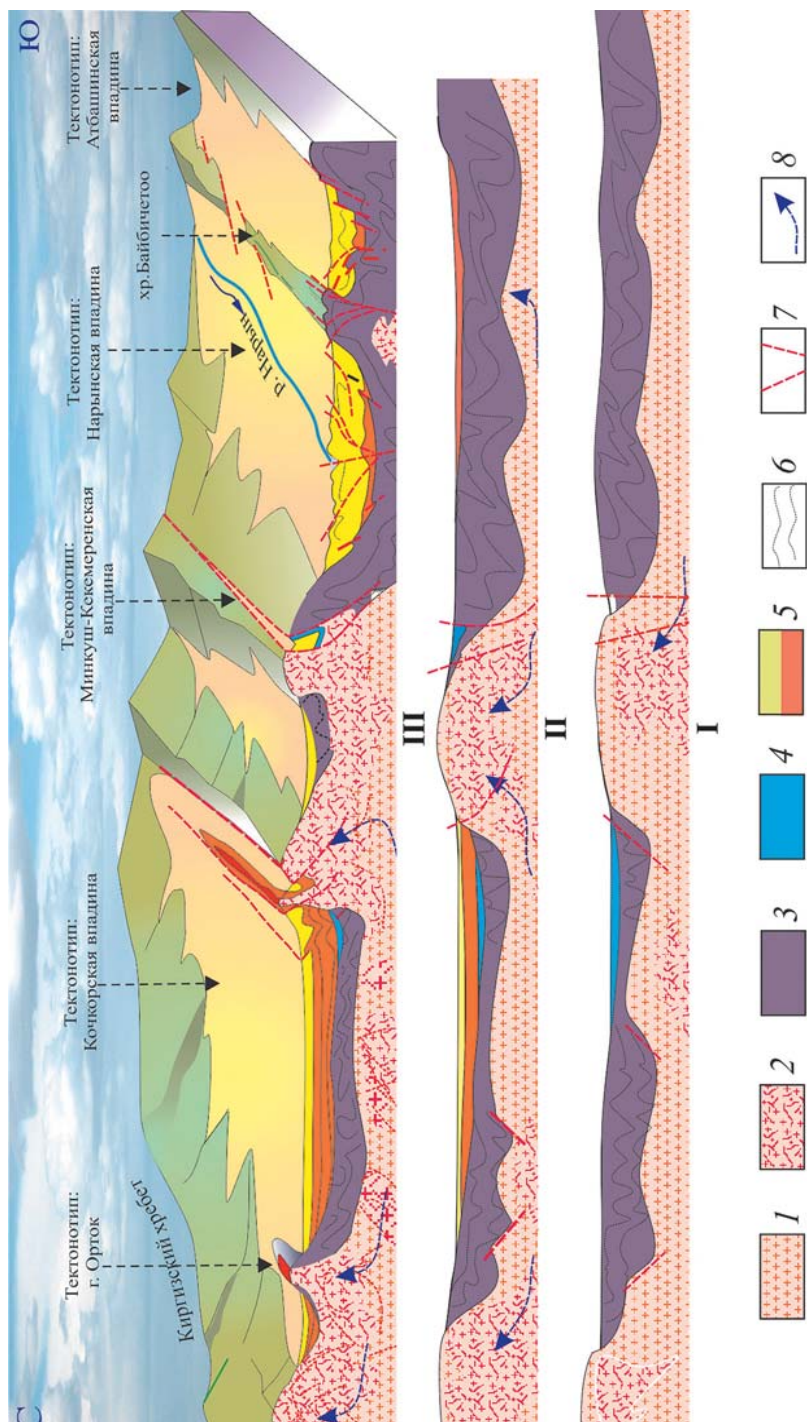
ществовании здесь рассредоточенных горизонтальных деформаций неотектонических форм...» [Уфимцев и др., 2009, с. 11, 14]. Поразительно сходство очертаний рельефа этого региона с «армией гусениц» североамериканской Провинции бассейнов и хребтов и морфоструктурой Селенгино-Витимской зоны (см. рис. 2.1 и 3.32).

Деформация протекает в условиях транстенсии, о чем свидетельствуют: незначительное развитие зеркал скольжения, наличие открытых трещин растяжения, линзовидная и ромбоэдровидная форма отдельности, широкое развитие черепитчатых структур, кулисное расположение доменов, наличие антитетических сбросов, грабенов и провалов кровли массивов, ориентированных косо или поперечно по отношению к их простираению. Слабая упорядоченность ориентировок элементов деформационных структур и дискретность проявления разных механизмов реидного течения отражают сложное распределение полей напряжений и деформаций внутри конкретного массива пород. Линейно-мозаичный или ячеистый рисунки морфоструктуры, вероятно, отражают структурированность и степень тектонической мобильности горных масс верхних горизонтов коры [Пржиялговский и др., 2022].

* * *

Для понимания геодинамики формирования внутригорных впадин большое значение имеет характер структуры и кинематики движения горных масс. Эти вопросы применительно к региону были схематично рассмотрены в соответствующих разделах и детально освещены в работах [Корженков, Миколайчук, 2009; Корженков и др., 2007; Леонов и др., 2016; Морозов и др., 2014; Миколайчук и др., 2003; Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Рыбин и др., 2016; Уфимцев и др., 2009 и др.]. Дублировать эти данные вряд ли необходимо, здесь же отметим, что линзовидно-ячеистая форма впадин и разделяющих впадины хребтов, характер инфраструктуры, взаиморасположение, кинематика разломов и инфраструктура породных комплексов фундамента соответствуют варианту развития структуры региона как области сдвигового тектонического течения с изменяющейся во времени кинематикой движений.

Изучение разновозрастных структурных парагенезов позволило выявить два деформационных этапа [Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2022]. На начальном этапе (миоцен–плиоцен) формирование впадин происходило по механизму «пулл-апарт» при субпластичной деформации палеозойского основания в условиях левосторонней транстенсии. Для ранних этапов левосторонние сдвиговые смещения зафиксированы вдоль субширотных разломных зон [Бачманов и др., 2008; Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2020; Masculay et al., 2014]. В это время возникла и постепенно усложнялась линзовидно-ячеистая структура хребтов-поднятий и впадин. В конце плиоцена – раннем плейстоцене (позднеорогенный этап) левосторонняя транстенсия, которая сопровождалась поперечным и продольным горизонтальным расширением бассейнов, сменилась правосторонней транспрессией. Тогда происходило сокращение ширины впадин за счет козырьковых и складчато-надвиговых структур, увеличение контрастности и высоты рельефа, в бортовых зонах впадин (в чехле и фундаменте) формировались парагенезы горизонтального сжатия, возникли цепочки продольных поднятий типа хребта Байбичетоо, разделяющих бассейны седиментации. Сокращение ширины зоны деформаций, по-видимому, было невелико: по некоторым оценкам, основанным на расчетах изостатической компенсации масс при увеличении мощности коры, вклад меридионального сокращения в конце плиоцена и в квартере не превышал 18% [Трифонов и др., 2008]. Фиксируемая структурными методами компонента сдвигового смещения невелика и может иметь разную направленность в зависимости от простираия региональных структур [Леонов и др., 2016; Пржиялговский и др., 2020], поэтому нет достаточных оснований говорить о единой для всех впадин направленности позднеорогенной транспрессии. Предложенная схема формирования подобного тектонического ансамбля была подтверждена тектонофизическим моделированием Нарынской и Атбашинской



▲ Рис. 3.33. Блок-диаграмма и принципиальная схема последовательности формирования морфоструктуры Северного и Среднего Тянь-Шаня на альпийском этапе за счет латерального перераспределения горных масс фундамента. На рисунке отражены направления течения, поперечные к генеральному простиранию структур.

1 – 3 – фундамент: 1 – граниты, 2 – граниты интенсивно раздробленные (макро-, мезо- и микрокатаклазиты), 3 – протерозойские и палеозойские складчато-метаморфические комплексы; 4 – юрские, 5 – палеоген-неогеновые; 6 – условные структурные линии; 7 – разломы; 8 – предполагаемые направления тектонического течения горных масс. Профили: I – к концу юры, II – в миоцене, III – в настоящее время

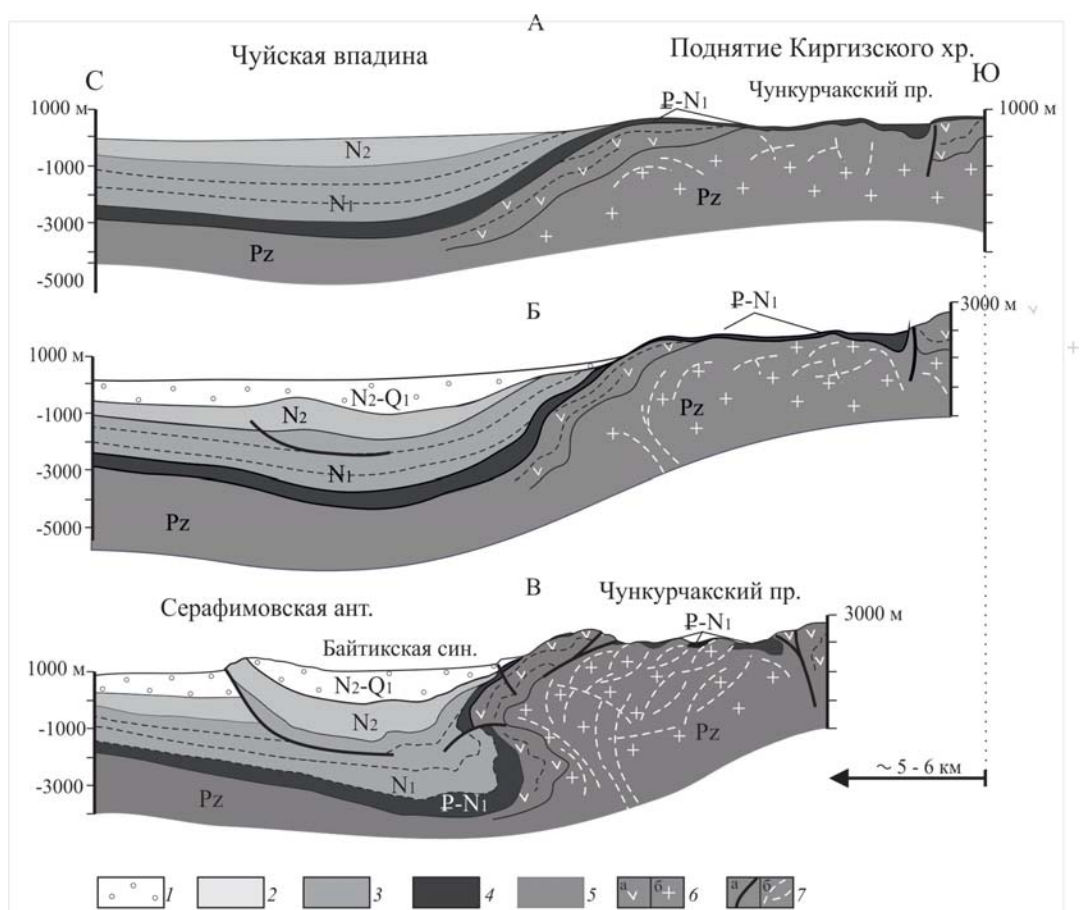
впадин [Морозов и др., 2014] (см. рис. 3.22, 3.23), и эта модель, по-видимому, применима для всех орогенных впадин Центрального Тянь-Шаня.

Таким образом, рассмотрение геологии внутригорных впадин Центрального Тянь-Шаня позволяет прийти к выводу, что в течение мезозоя и кайнозоя эта территория представляла собой обширную, широтно-ориентированную зону рассредоточенного сдвигового течения, внутри которой возникла и закономерно эволюционировала система внутригорных впадин и разделяющих впадины горных поднятий, т.е. происходило формирование «изгибов большого радиуса кривизны» (рис. 3.33).

Относительные вертикальные движения на границах впадина/поднятие, выраженные в рельефе, обусловлены перераспределением породных масс внутри верхней и средней коры. Необходимыми условиями такого режима тектонического развития являлись: (а) различная направленность относительных горизонтальных движений литосферных блоков; (б) вертикальная реологическая неоднородность коры и структурная дисгармония между отдельными ее слоями; (в) присутствие, а часто и преобладание в составе верхней коры значительных масс гранитов и карбонатных пород, которые под действием тектонических напряжений легко переходят в состояние блочно-гранулированных субстанций, обладающих высокой степенью реидности.

К этому необходимо добавить, что современные обстановки напряженного состояния в сейсмоактивном слое заметно различаются в разных районах Тянь-Шаня и на разных глубинах, что, по мнению [Ребецкий и др., 2016], не вписывается в модель общего горизонтального сжатия, вызванного Индо-Евразийской коллизией, которое постулируется для всего кайнозойского этапа. По всей видимости, необходимо вслед за Э. Арганом признать, что «горизонтальная миграция глубинного материала замечается по вертикальным движениям. Они... характеризуются понижением, если материал уходит из-под данного района, и подъемом, когда он притекает... Горные сооружения... воздымаются не посредством нагромождения тектонических чешуй..., а в результате более крупномасштабных движений, вызванных притоком и оттоком нижнекоровых пластических масс» [Арган, 1935, с. 111]. Эта мысль Э. Аргана подтверждена, в частности, данными о строении и эволюции зон перехода от впадин к поднятиям на примере многих структур [Пржиялговский и др., 2020], один из примеров которых приведен на рис. 3.34.

В этой и предыдущей главах рассмотрены геологическое строение и история становления внутригорных впадин Гиссаро-Алайского и Центрального сегментов Тяньшаньского внутриконтинентального орогена и приведены основные характеристики структуры и геодинамических условий альпийского этапа этой территории. Из описания очевидно, что развитие отрицательных структур обоих регионов происходило по сходному сценарию и они имеют между собой много общего. И в том, и в другом сегменте развит один и тот



▲ Рис. 3.34. Реконструкции стадий развития структуры и оценки величины горизонтального сближения Чуйской впадины и поднятия Киргизского хребта на поперечном профиле в районе междуречья Аламедин – Ала-Арча: А – конец миоцена, Б – начало раннего плейстоцена, В – современная структура.

1 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовые отложения (шарпылдакская свита); 2 – плейстоценовые отложения (чуйская свита); 3 – миоценовые отложения (киргизская серия); 4 – палеоцен-нижнемиоценовые отложения (коктурпакская серия); 5 – палеозойско-докембрийский фундамент; 6 – палеозойские комплексы Киргизского хребта: вулканогенно-осадочные (а) и граниты (б); 7 – тектонические нарушения: главные разломы (а) и зоны трещиноватости в гранитах (б)

же структурный парагенез (вернее, поли-парагенез) бассейновых структур и комплементарных им поднятий фундамента. В современном выражении первые образуют синклинали, а вторые – антиклинальные формы. Их совокупность в плане представляет собой линзовидно-ячеистую структуру, свидетельствующую, наряду с другими признаками, о существенной роли в их возникновении объемного сдвигового течения. Сходными являются ме-

ханизмы структурно-вещественной переработки пород фундамента, обеспечивающие реидную деформацию горных масс. Обращает на себя внимание совпадение основных этапов становления альпийской структуры обоих сегментов: время заложения отрицательных структур (поздний триас – ранняя юра), время наступления раннеорогенной (рубеж олигоцен / ранний миоцен) и позднеорогенной (рубеж неоген/квартер) стадий, наличие предорогенного переходного этапа.

Однако, при том что области Гиссаро-Алая и Центрального Тянь-Шаня принадлежат к единому горному поясу и обнаруживают между собой много общего, в их структуре и геологической истории развития имеется и существенная разница. Различна степень упорядоченности отрицательных структур: четкое линейное расположение впадин и их закономерное размещение (через 20–24 км) в Гиссаро-Алае и мозаично-ленточное – в Центральном Тянь-Шане. Различна форма отрицательных структур: преимущественно узколинейная (1 : 7–10) в западном сегменте и линзовидная (1 : 3–5) в восточном. Более полный обзор и анализ черт сходства и различия впадин в разных районах приведены в заключительной главе этой книги.

Отметим также, что в этой работе мы не обсуждаем причин сложного возбужденного состояния подкоровых горизонтов региона – это предмет специального анализа, а также не рассматриваем влияние горных масс Индо-Памирского индентора на структуру Тянь-Шанского региона – этот вопрос рассмотрен в многочисленных работах, а применительно к Гиссаро-Алаю подробно проанализирован в работе [Леонов и др., 2017].

Глава 4

Селенгино-Витимская провинция (Западное Забайкалье)

Характерную черту морфотектоники Прибайкальского сегмента Центральной Азии составляют мезозойско-кайнозойские отрицательные структуры (впадины, бассейны, трог). Среди этих структур по разным критериям выделены различные тектонические типы: платформенные; краевые (предгорные) прогибы; плоские широкие депрессии со слабо выраженной линейностью и характерными «островными» горами; рифтогенные впадины байкальского типа; внутригорные депрессии Западного Забайкалья [Аржанникова, 2022; Боголепов, 1968; Воронцов и др., 2006; Ермиков, 1974, 1977; Логачев, 1958, 1968; Логачев и др., 1968; Лунина, Гладков, 2009; Лунина и др., 2009, 2010; Нагибина, 1963; Обухов, 1990; Очиров, 1969; Павловский, 1948; Старченко, 1963; Флоренсов, 1960; Цеховский и др., 2018; Ярмолюк, Иванов, 2000]. Альпийские впадины расположены на гетерогенном и разновозрастном основании, представляющем собой коллаж фрагментов Восточно-Сибирской платформы, байкальских, каледонских и герцинских комплексов. Отмечено [Флоренсов, 1960], что впадины Прибайкальского региона, обладая значительным сходством, позволяющим проводить их сравнение даже при значительном удалении друг от друга, в то же время различаются морфоструктурным обликом, тектоническим режимом, особенностями осадконакопления и магматизма. Эта характеристика в полной мере отвечает задачам данной работы, в которой рассмотрена территория Западного Забайкалья, известная также как область впадин Забайкальского среднегорья [Базаров, 1986], или Селенгино-Витимская зона [Флоренсов, 1960; Ярмолюк, Иванов, 2000], или зона линейного коробления [Уфимцев, 1992]. С наиболее полным обзором работ по геологии региона можно ознакомиться в [Лунина и др., 2009], а также в диссертации А.В. Аржанниковой «Морфоструктурная эволюция Прибайкалья

и Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое». В этой книге, согласно общей направленности исследования, мы будем именовать обозначенную территорию Селенгино-Витимской провинцией бассейнов и хребтов, или просто – Селенгино-Витимской провинцией.

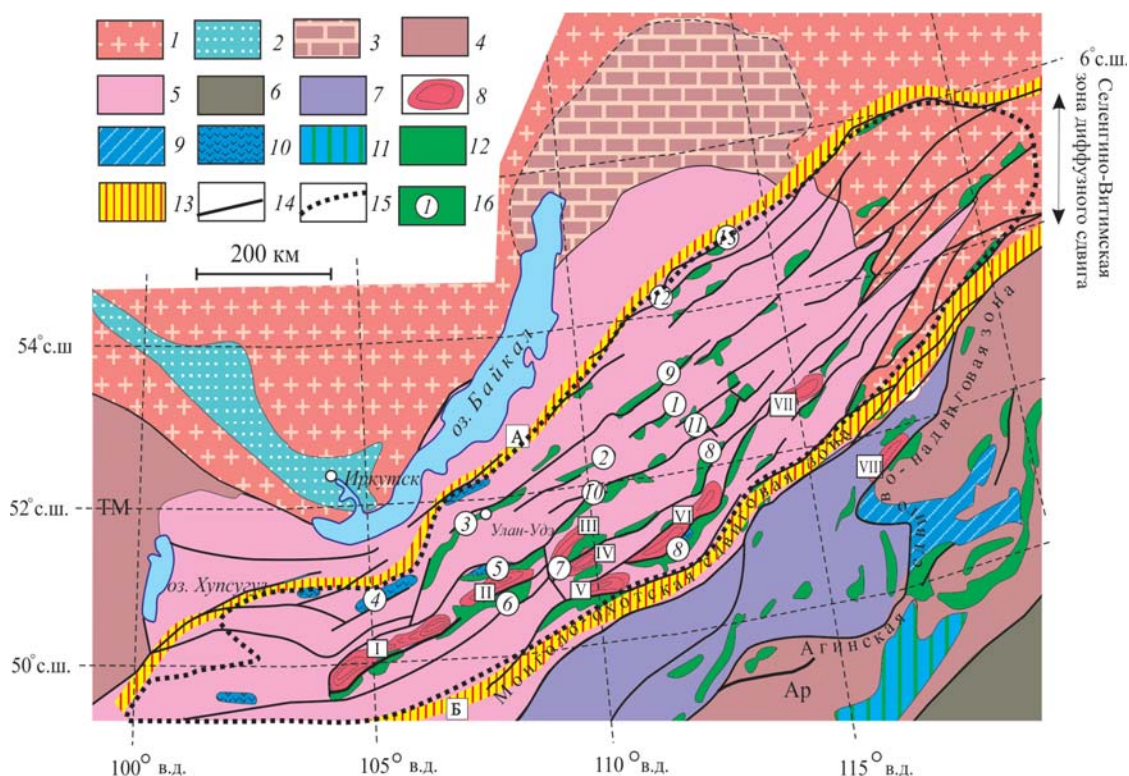
Главной чертой Селенгино-Витимской провинции является система многочисленных чередующихся впадин – пологих синклинальных структур, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями мезозойско-кайнозойского чехла, и хребтов, сложенных кристаллическими породами палеозойского фундамента [Аржанникова, 2022; Базаров, 1986; История..., 1963; Комаров, 1972; Логачев, 1958, 1968; Лунина и др., 2010; Нагибина, 1963; Очиров, 1969; Павловский, 1948; Сеница, 1975; Скобло и др., 2001; Угольная..., 2001; Флоренсов, 1960; Цеховский, Леонов, 2007; Цеховский и др., 2005, 2018; Шелгачев, Шатковская, 2002; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, Коваленко, 1995; Ярмолюк и др., 1998 и мн. др.] (рис. 4.1, 4.2).

Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции

Чехольные отложения, суммарная мощность которых достигает 2–2,5 тыс. м, несогласно залегают или на палеозойском кристаллическом основании, или на гранитах соготского комплекса (карбон) и отложениях алентуйской свиты (верхняя пермь), завершающих герцинский этап развития территории. Возрастной диапазон и состав отложений в разных впадинах могут быть различны, но формационно отложения сходны (рис. 4.3, 4.4).

Во многих впадинах разрез мезозоя начинается или с трахидолеритбазальтов цаган-хунтейской свиты (T_1), или с пирокласто-осадочных отложений и трахиандезитбазальтов и их туфов чернойяровской свиты (T_{2-3}), залегающих с разрывом и несогласием на кристаллическом фундаменте и на пермских отложениях алентуйской свиты (P_2). Но в ряде мест (например, в Хилокской впадине) отложения верхней перми и триаса объединены [Старченко, 1963] в единую толщу эффузивно-туфовых образований.

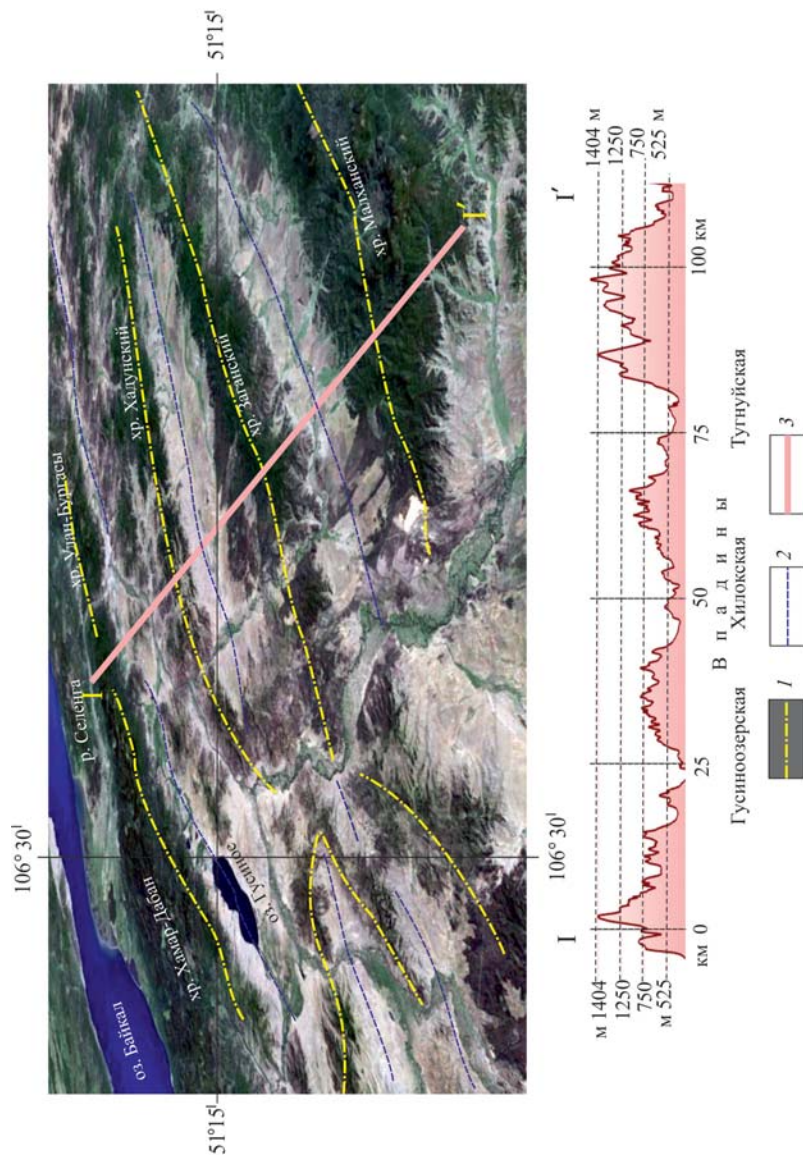
Юрские отложения залегают с разрывом и несогласием или непосредственно на палеозойском основании, или на отложениях триаса. В Тугнуйской депрессии основание разреза представлено нижнеюрскими отложениями березовской свиты (1500 м), залегающими на коре выветривания по породам палеозойского фундамента. Свита сложена валунными и валунно-галечными конгломератами с прослоями мелкогалечных конгломератов и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников, иногда с прослоями гранитных дресвяников. Обломочный материал представлен гнейсовидными гранитами, а также



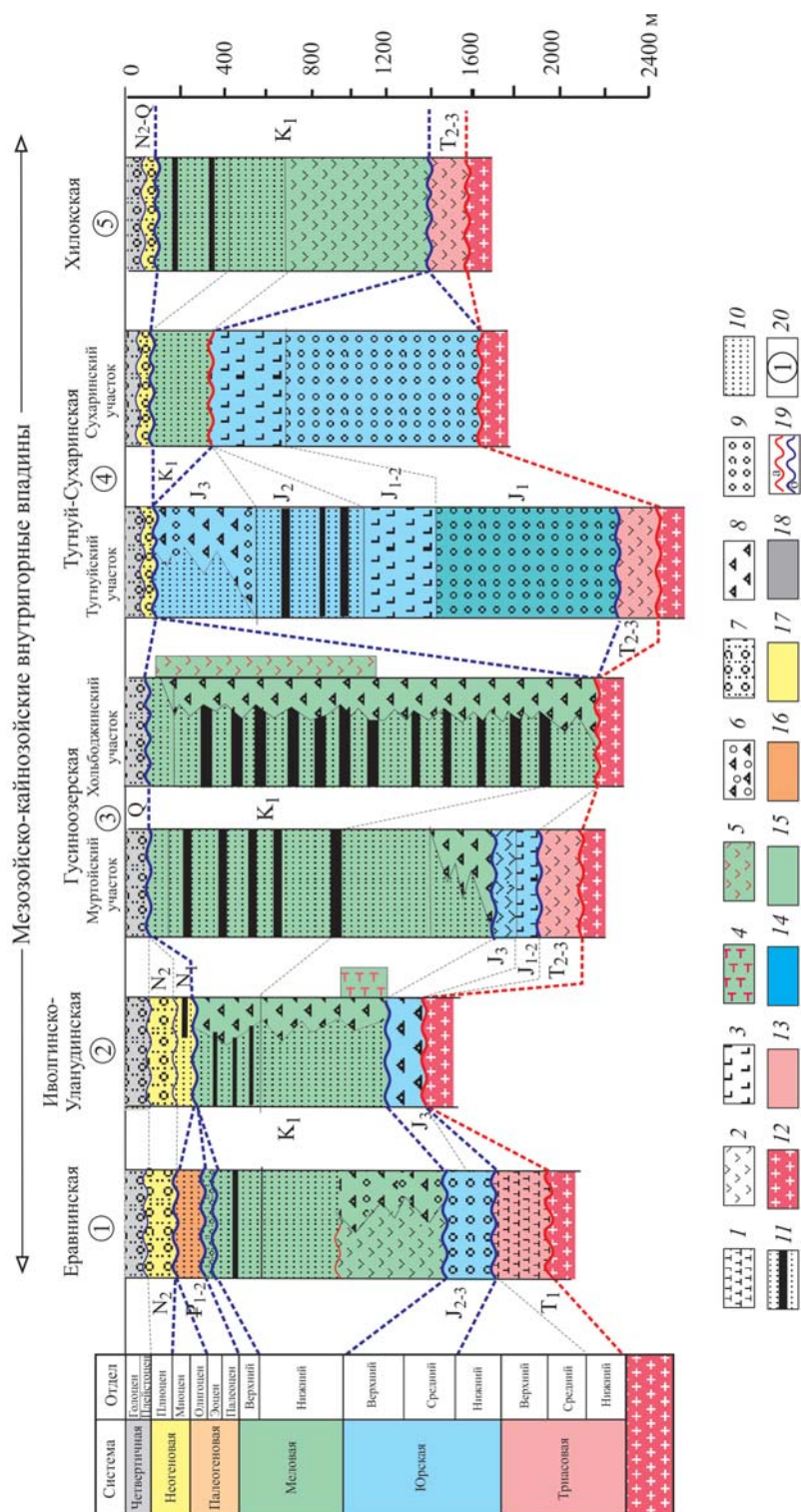
▲ **Рис. 4.1.** Структурная схема Прибайкалья и сопредельных регионов.

Составлена с использованием данных [Геологическая..., 1983; Ермиков, 1977; Зорин и др., 1988; Логачев, 1958, 1968; Логачев и др., 1968; Лунина и др., 2010; Мазукабзов, 2003; Мазукабзов и др., 2008; Мезозойская..., 1983; Парфенов и др., 2003; Равский, 1972; Скляров и др., 1997; Скобло и др., 2001; Флоренсов, 1960; Цеховский и др., 2005б, 2018; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ermikov, 1994].

1–2 – Сибирский кратон: 1 – консолидированная кора с домезозойским чехлом, 2 – среднемезозойский Иркутский предгорный прогиб; 3–6 – области домезозойской складчатости: 3 – позднерифейской, 4 – позднерифейские Тувино-Монгольский (ТМ) и Аргунский массивы (Ар), 5 – каледонской, 6 – варисской; 7 – Монголо-Забайкальский сегмент мезозойского Монголо-Охотского складчатого пояса; 8 – массивы метаморфических ядер: I – Бутулинский, II – Заганский, III – Цаган-Хунтейский, IV – Безымянный, V – Малханский, VI – Яблоновский, VII – Еликанский, VIII – Борщевочный; 9–10 – межгорные впадины, выполненные континентальными терригенными образованиями: 9 – ранне-среднеюрскими, 10 – позднеюрско-раннемеловыми нерасчлененными; 11 – впадины, выполненные ранне-среднеюрскими морскими терригенными образованиями; 12 – впадины, выполненные меловыми вулканогенными и осадочными образованиями; 13 – Джидино-(Селенгино)-Витимская (А) и Монголо-Охотская (Б) сдвиговые зоны; 14 – разломы; 15 – ареал Селенгино-Витимского магматизма; 16 – цифры в кружках – впадины: 1 – Еравнинская, 2 – Поперечинская, 3 – Иволгино-Уланудинская, 4 – Гусиноозерская, 5 – Тугнуй-Сухаринская, 6 – Нарын-Гутайская, 7 – Хилокская, 8 – Читино-Ингодинская, 9 – Беклемишевская, 9 – Зазинская, 10 – Кижингино-Кудунская, 11 – Нижне- и Верхнемохейская, 12 – Талойская, 13 – Верхнеикатская



▲ **Рис. 4.2.** Рельеф и морфоструктурная делимость территории Селенгино-Витимской провинции (основа: ресурс Google Earth Pro).
1 – осевые линии хребтов; 2 – осевые линии впадин; 3 – линия профиля рельефа



◀ **Рис. 4.3.** Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений внутригорных впадин Западного Забайкалья. Составлена с использованием данных [Базаров, 1986; Ермиков, 1974, 1977; История..., 1963; Скобло и др., 2001; Угольная база..., 2001; Цеховский и др., 2005а; Цеховский и др., 2005б; Цеховский, Леонов, 2007; Шелгачев, Шатковская, 2002], а также отчетов геологов Бурятгеоцентра В.В. Платова, В.С. Кошкина и др. и личных наблюдений. Возраст отложений дан на основании обобщенных палеонтологических, палеоботанических и изотопно-геохронологических данных по: [Скобло и др., 2001].

1–5 – вулканические комплексы: 1 – трахибазальты, 2 – трахиандезибазальты, трахидациты, трахириодациты, 3 – трахириолит-трахибазальтовый комплекс, 4 – халютинский и ошурковский монцогаббро-сиенитовый и щелочно-габбродный субвулканические комплексы, 5 – муртойский трахидолерит-базальтовый субвулканический комплекс; 6–11 – осадочные комплексы: 6 – преимущественно грубообломочный (с неокатанными обломками) с прослоями или пачками тонкообломочных пород, 7 – преимущественно грубообломочные породы (с окатанными обломками) с прослоями или пачками тонкообломочных пород, 8 – брекчии, 9 – конгломераты, 10 – преимущественно тонкообломочные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты или глины), 11 – угли; 12 – домезозойский фундамент; 13 – триас; 14 – юра; 15 – мел; 16 – палеоген; 17 – неоген; 18 – квартер; 19 – границы размыва и несогласий; 20 – номера впадин на рис. 4.1.

Примечание. Экструзивно-субвулканические образования (некки, силы, штоки и дайки) отмечены в прибортовых частях Гусиноозерской и Иволгинско-Удинской депрессий, преимущественно среди пород фундамента. Они коррелируются с осадочными толщами по данным абсолютного возраста. Дайка муртойского комплекса в прибортовой части Гусиноозерской депрессии прорывает и метаморфизует грубообломочные породы муртойской свиты, но, по сравнению с ними, имеет более молодой возраст – 122 млн лет (K-Ar)

основными эффузивами и туфами пермско-триасового возраста. Во многих впадинах на домезозойском фундаменте или на триасовых отложениях с разрывом и несогласием располагаются ниже- и среднеюрские образования ичетуйской ($J_{1,2}$) и тугнуйской (J_2) свит, а иногда и непосредственно породы галгатайской (J_3) свиты. Ичетуйскую свиту составляют вулканиды бимодальных серий: базитовой (трахибазальты, трахиандезибазальты и лавовые брекчии) и сиалической (щелочные трахиты, трахириодациты), расслоенные горизонтами конгломератов и песчаников. Тугнуйская свита представлена базальной и угленосной пачками. Базальная пачка (30 м) сложена конгломератами и разноразмерными песчано-глинистыми, местами туфогенными отложениями, в верхних горизонтах свиты преобладают алевропесчаники и песчано-глинистые гравийники. Угленосная пачка (до 120 м) сложена песчаниками, алевролитами и алевро-пелитами, железистыми песчаниками, гравелитами и пластами угля, которые фациально замещаются песчаниками и алевролитами с конкрециями углистых сидеритов. Выше согласно залегают породы галгатайской свиты (100–350 м) – слабо сцементированные серо- и красноцветные песчаники, пестроцветные разногалечные и валунные конгломераты, конгломерато-брекчии, хлидолиты, образованные за счет переотложения подстилающих основных вулканидов. Характерны пачки эффузивно-туфотерригенных пород и покровы

афировых трахиандезитов, трахиандезибазальтов и трахибазальтов, расслоенных пластами конгломератов.

Отложения мела известны в большинстве впадин, но представлены они только нижним отделом. Иногда толщи мела с несогласием залегают на юрских отложениях, иногда непосредственно на породах триаса или палеозоя. Наиболее полный разрез нижнего мела (гусиноозерская серия, мощность до 2,5 км) описан в Гусиноозерской депрессии, где отложения серии с размывом залегают или на породах палеозойского фундамента, или на ниже-среднеюрских эффузивах ичетуйской и галгатайской (?) свит. Нижние горизонты представлены терригенными грубообломочными отложениями (муртойская свита), которые вверх по разрезу сменяются песчаными алевритами с линзами глин. Выше расположены тонкообломочные угленосные отложения (до 3000 м) убукунской, селенгинской и холбоьджинской свит, которые в юго-восточном борту впадины замещены глыбовыми брекчиями и конгломератами (до 1500 м).

В позднем мелу большая часть Западного Забайкалья была областью поднятия и денудации. Осадочный процесс после перерыва продолжился лишь в единичных впадинах (Еравнинской, Нижнемохейской и др.), где были сформированы маломощные (160 м) отложения мохейской свиты, залегающие с размывом на каолиновой апогранитной коре выветривания и на средне-верхнеюрских эффузивах. В прибортовых частях и в основании разреза центральных частей впадин мохейская свита сложена красноцветными и пестроцветными плохо сортированными и плохо окатанными пролювиальными и аллювиальными конгломерато-брекчиями и хлидолитами. К центру впадин и вверх по разрезу грубообломочные фации сменяются тонкообломочными сероцветными песчаниками с линзами алевролитов и аргиллитов, иногда углестых. Отложения мохейской свиты относят или к межгорной молассе [Скобло и др., 2001], или к феновой формации [Цеховский и др., 2018], что более достоверно. В разрезе некоторых впадин присутствуют углеродистые, так называемые рыбные сланцы, появление которых вызвано ингрессией с востока опресненного моря [Несов, Старков, 1992].

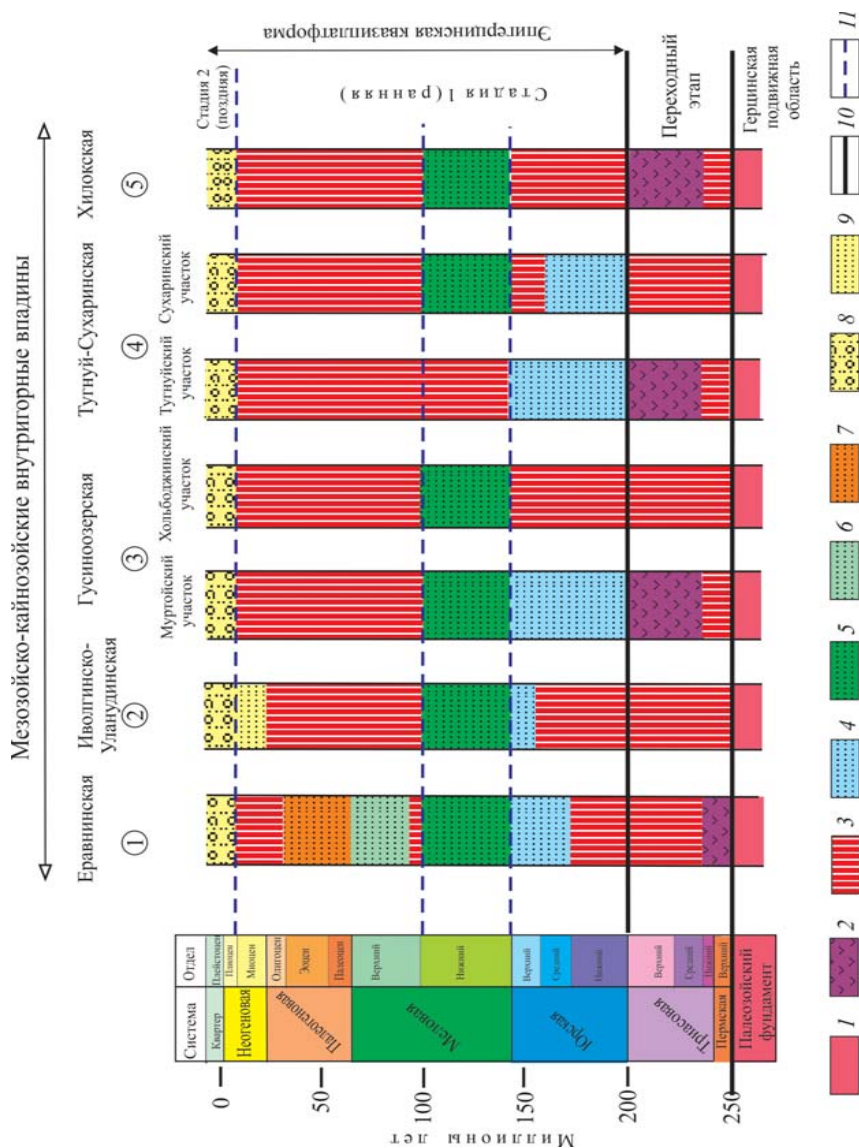
На протяжении палеогена – раннего плиоцена территория Западного Забайкалья продолжает оставаться областью денудации и образования кор выветривания. Осадконакопление приурочено лишь к Еравнинской и Зазинской впадинам, где выделено несколько свит (снизу вверх): ирингинская (70 м) (верхний палеоцен – средний эоцен) – серые и коричневые глины с прослоями песков, гравийников, галечников, редкие пластовые тела базальтов; кулариктинская (90 м) (верхний эоцен – средний миоцен) – пески с прослоями алевролитов, щебня и галечников; джелиндинская, иволгинская, большереченская свиты (от 50 до 280 м) (верхний миоцен – нижний плиоцен). В основании джелиндинской свиты разположены аллювиальные и озерно-аллювиальные

зеленовато-серые пески и алевриты с прослоями бурого угля, верхние горизонты свиты сложены базальтами; большеереченская свита сложена пролювиально-селевыми фангломератами и песчано-глинистыми хлидолитами с прослоями песчаников и мелкого галечника. На Витимском плоскогорье к плиоцену отнесены отложения чининской свиты, представленные песчано-алевритовыми красными глинами (с включениями гравия, гальки и валунов), светло-серыми крупнозернистыми кварцевыми и аркозовыми песками, алевритами и песчано-глинистыми породами. В долинах и межгорных впадинах Селенгинского среднегорья (Хилокской, Чикойской, Иволгинской и др.) в плиоцене формировались галечники и красноцветные элювиально-делювиальные глины и суглинки (до 140 м). Накопление мощных галечников и их неравномерное распределение на продольных участках долин связаны с медленным опусканием локальных структур, которые контролируются разломами. Местами на галечниках залегают красноцветные глины верхнего плиоцена (до 20 м) или мощные толщи песков и супесей среднего плейстоцена с примесью гальки и щебня местных пород. Отложения принадлежат пролювиальному и делювиальному, реже озерному и речному фаціальным типам. В долинах крупных рек выделены высокие и средние эрозионные террасы, иногда – с маломощным аллювием, а также высокие (до 100 и более метров) аккумулятивные террасы. В течение всего плейстоцена идут спорадическое накопление терригенных отложений и формирование надпойменных террас. Голоценовые отложения в Западном Забайкалье представлены спорадическим накоплением аллювиальных, пролювиальных, коллювиальных и эоловых отложений.

Западно-Забайкальский сегмент в мезозое и кайнозое представлял собой систему впадин и поднятий, объединенных в линейно вытянутый ареал проявления мезозойского и кайнозойского магматизма, причем, по мнению [Ярмолюк, Иванов, 2000], независимого от времени и характера процессов, имевших место на активных континентальных окраинах Восточной Азии. Главное место среди магматитов занимают субщелочные и щелочные разности, характерные для обстановок внутриплитного рифтогенеза [Базаров, 1986; Иванов и др., 1996; Кузьмин, Ярмолюк, 2006; Нагибина, 1963; Скобло и др., 2001; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, Коваленко, 1995; Ярмолюк и др., 1998]. Вулканические излияния сопровождались внедрением разномасштабных мезозойских гранитных интрузий: аляскитов, гранодиоритов, щелочных гранитов, сиенитов, моноцитов. Необходимо отметить: в проявлении вулканизма наблюдается явное несоответствие между его продолжительностью (170 млн лет) и непропорционально малой суммарной мощностью вулканитов (порядка 1000 м), что является свидетельством весьма ограниченной магматической продуктивности мезозойско-кайнозойской нижней коры и верхней мантии в области Западного Забайкалья.

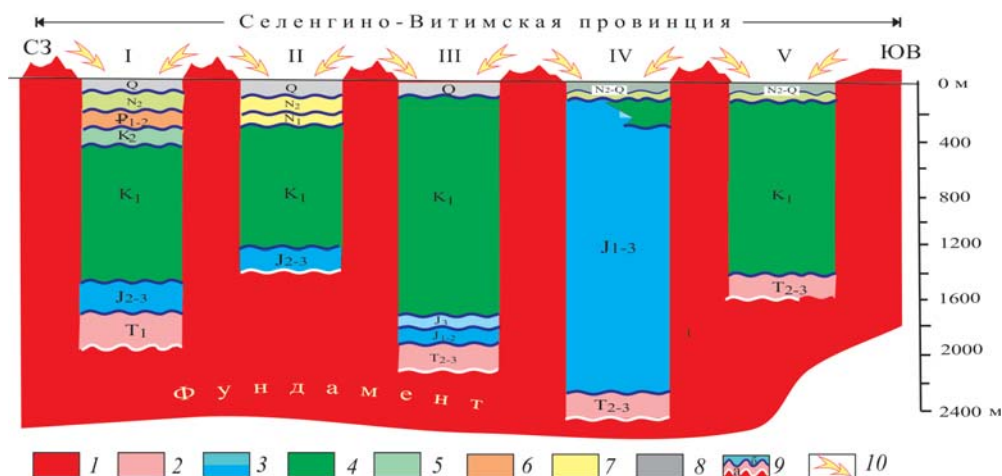
◀ **Рис. 4.4.** Главные этапы и рубежи смены седиментационно-тектонических режимов на территории Селенгино-Витимской провинции.

1 – палеозойский фундамент; 2 – дополнительный комплекс (высокое стояние территории и площадной вулканизм) в поздней перми и триасе; 3 – стадии денудации, формирования поверхностей выравнивания и кор выветривания; 4–7 – эпигерцинская континентальная подвижная платформа – терригенно-вулканогенно-угленосные и фоновые формации; 8 – юрские, 9 – раннемеловые, 10 – позднемеловые, 11 – палеоцен-миоценовые; 12–13 – формирование низкосреднего рельефа типа бассейнов и хребтов, дисперсное накопление преимущественно грубообломочных отложений; 14 – миоцен, 15 – плиоцен-плейстоцен; 16 – главные рубежи седиментационно-тектонических режимов; 17 – границы стадий платформенного этапа



Таким образом, Селенгино-Витимская провинция в мезозое и кайнозое являла собой область континентального осадконакопления и магматической проницаемости при относительно вялом режиме плавления в мантии и нижней коре. Эта территория прошла несколько этапов геологического развития (рис. 4.4, 4.5).

Этап переходный (Р–Т) – поднятие и денудация территории, формирование доюрского пенеплена. *Этап квазиplatformы (J_3 – N_1)*, который включает несколько стадий (подэтапов): юра – относительное опускание и развитие дискретной системы осадочных бассейнов, разделенных холмисто-низкогорными поднятиями, подъем территории, денудация и формирование поверхности выравнивания; ранний мел – активизация морфоструктурной дифференциации и экспансия осадочных бассейнов; поздний мел – миоцен – подъем территории, редукция областей осадконакопления, формирование поверхности выравнивания, накопление морских (в зонах ингрессии моря) отложений. *Этап орогенный (N_2 –Q)*: формирование низко- и среднегорного рельефа, оформление современной провинции бассейнов и хребтов. Главными рубежами, на которых происходила смена тектоно-седиментационных режимов на территории Западного Забайкалья, являются: *ранняя/поздняя пермь; поздний триас/юра; юра/ранний мел; ранний/поздний мел; миоцен/плиоцен.*



▲ **Рис. 4.5.** Принципиальные литостратиграфические разрезы впадин Селенгино-Витимской провинции и схема процессов денудации, разделяющих впадины поднятий. Римские цифры – внутригорные впадины: I – Еравнинская, II – Иволгино-Удинская, III – Гусиноозерская, IV – Тугнуй-Сухаринская, V – Хилокская.

1 – гранитно-метаморфический фундамент; 2–7 – осадочные отложения и вулканиты: 2 – триас, 3 – юра, 4 – нижний мел, 5 – верхний мел, 6 – палеоген, 7 – неоген; 8 – квартер; 9 – несогласия: а – домезозойское; б – межформационные; 10 – направление сноса обломочного материала (продольный перенос не показан)

Тектоническая позиция, структура, геодинамика

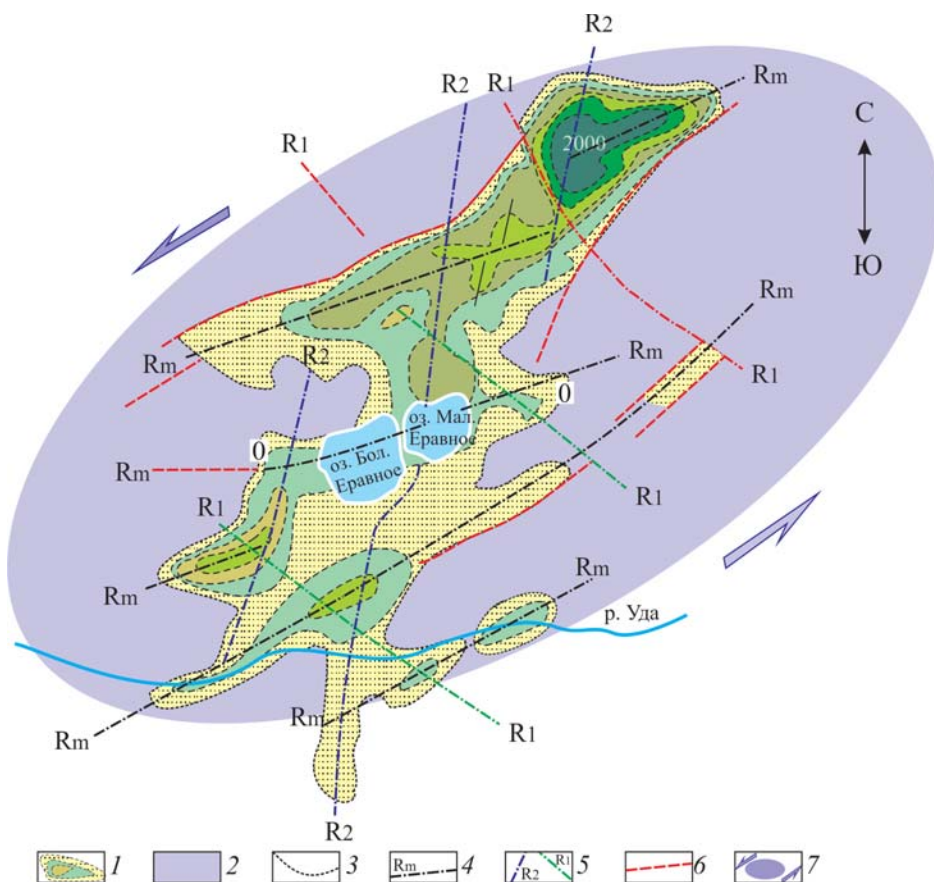
Селенгино-Витимская провинции представляет собой обширный (200×1200 км), морфотектонически обособленный пологоволнистый свод юго-западно–северо-восточного простирания (см. рис. 4.1), ограниченный линейными структурными швами: Джидино-(Селенгино)-Витимским на северо-западном борту свода и Монголо-Охотским – на юго-восточном, которые выделены по совокупности геологических и геофизических данных. Швы не имеют четких ограничений и распадаются на несколько ветвей, представляя собой парагенез разломов с различной кинематикой, но с наличием сдвиговой составляющей, зонами повышенной трещиноватости, разнообразными присдвиговыми морфоструктурами.

Генеральная линейно-эллипсоидальная морфоструктура провинции осложнена линейно вытянутыми или относительно изометричными сопряженными синклинальными (впадины) и антиклинальными (хребты) мегаскладками, которые образуют парагенез эшелонированных кулис, организованных в полосовидные зоны, имеющие протяженность сотни километров. Регион в основном представляет собой среднегорье с высотными отметками от 1000 до 2000 м. В границах Селенгино-Витимской зоны насчитывается несколько десятков хребтов и впадин. Длинные оси кулис ориентированы под углом к простиранию линейных зон, положение которых в целом совпадает с главными структурными направлениями домезозойского фундамента (рис. 4.6).

Размер впадин и разделяющих их поднятий варьирует от $3\text{--}10 \times 20\text{--}25$ до $10\text{--}15 \times 100\text{--}120$ км. Форма и тех и других морфоструктур относительно простая – это разобщенные или сопряженные вытянутые овалы, иногда раздвоенные на центриклинальных и периклиналильных замыканиях. Среди отрицательных структур обычны также односторонние грабен-синклинали, один из бортов которых осложнен разломом, а другой образован полого наклоненными к центру впадины поверхностью фундамента и перекрывающими осадочными толщами.

Некоторые впадины (например, Гусиноозерская и Иволгино-Удинская) с одного борта ограничены взбросами, по которым на отложения впадин круто надвинуты кристаллические породы обрамляющих хребтов. В прилегающих к взбросам отложениях развиты специфические конгломерато-брекчии (хаотические комплексы – тектоно-гравитационные микститы), свидетельствующие о конседиментационном развитии этих дизъюнктивов.

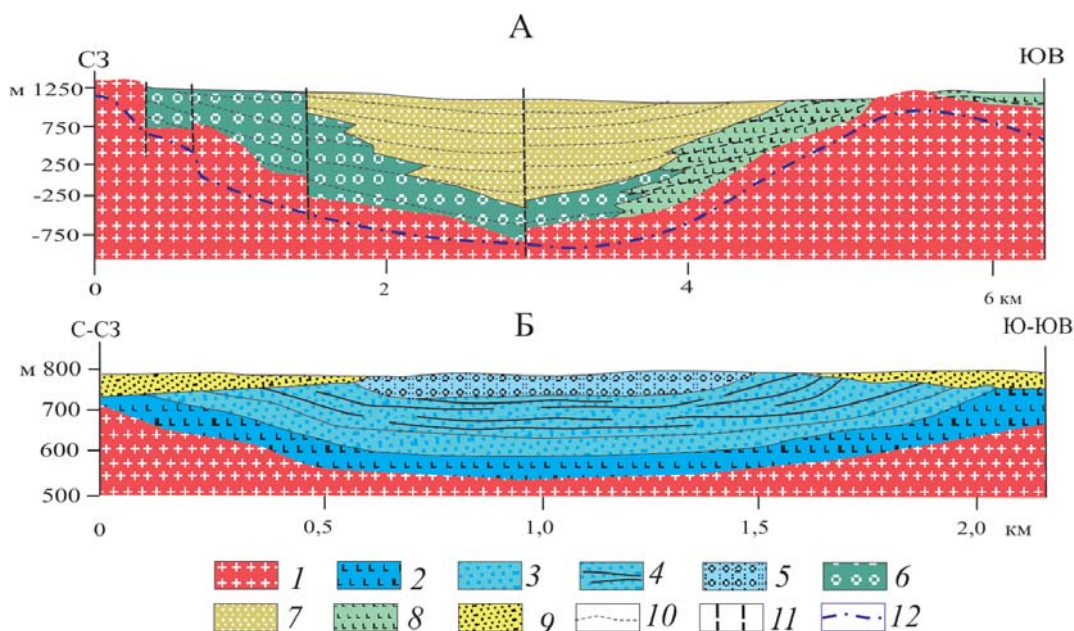
Все без исключения впадины имеют синклинальное строение как по поверхности фундамента или, что одно и то же, домезозойской поверхности выравнивания, так и по напластованию чехольных комплексов. Слои залегают параллельно поверхности фундамента с наклоном на крыльях под углом $5\text{--}30^\circ$



▲ **Рис. 4.6.** Кулисное расположение впадин Западного Забайкалья. По [Ерхов и др., 1972], с дополнениями.

1 – мезозойские и кайнозойские отложения, заливкой показано распределение мощностей от 0 до 2000 м; 2 – фундамент; 3 – границы впадин; 4–5 – ориентировка впадин: 4 – согласно магистральному направлению сдвига R_m , 5 – согласно сколам Риделя R_1 и R_2 ; 6 – разломы; 7 – общая кинематическая схема: стрелки – левосторонняя трансенсия, заливка – условная область оттока горных масс и формирования впадин

при практически горизонтальном положении в центральных частях впадин (рис. 4.7). Замыкания как положительных, так и отрицательных морфоструктур имеют овальную форму. О мульдобразной форме впадин свидетельствует также плавное изменение градиентов силы тяжести, убывающей от подножия хребтов к центрам впадин [Лунина и др., 2010]. Широкие открытые синклинали могут быть осложнены складками второго порядка, малоамплитудными разломами, субслойнными структурами сейсмиков и деформаций гравитационного генезиса [Адамкин, 1975; Лунина и др., 2010]. Днища впадин расположены на разном гипсометрическом уровне.



▲ **Рис. 4.7.** Типичная форма альпийских депрессий Селенгино-Витимской провинции. По [Скобло и др., 2001], с изменениями и дополнениями.

А – Зазинская впадина, Б – Никольская впадина.

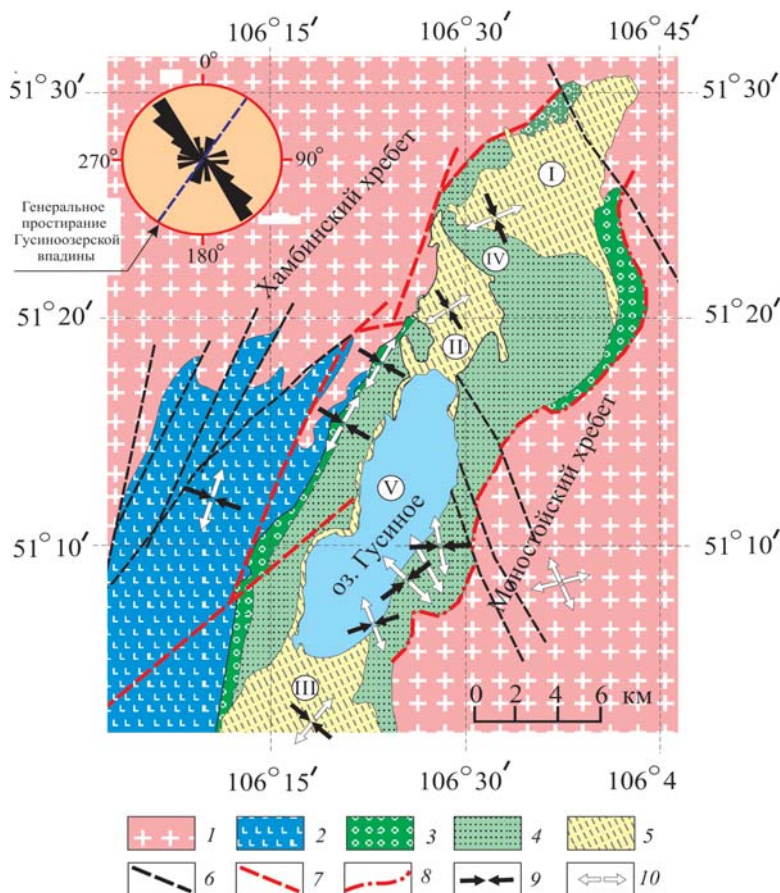
1 – домезозойский кристаллический фундамент; 2–8 – свиты: 2 – ичетуйская (J_{1-2}), 3–4 – тугтунская (J_2): 3 – нижняя терригенная пачка, 4 – верхняя угленосная пачка; 5 – галгатайская (J_3), 6 – эндондинская (K_1), 7 – зазинская (K_1), 8 – хысухинская (K_1); 9 – четвертичные отложения; 10 – условное напластование; 11 – разломы; 12 – обобщенная кривая изгибной поверхности фундамента

Впадины разделены узкими или сопоставимыми по протяженности с впадинами горными перемычками, которые обычно расположены под острым углом к простиранию впадин и являются поперечно-диагональными [Флоренсов, 1960], но некоторые располагаются поперек впадин или имеют то же простирание, что и впадины. Существуют «межвпадинные» перемычки – выступы фундамента, выходящие на дневную поверхность и образующие положительные формы рельефа, и «внутривпадинные» – погребенные под осадочным чехлом, имеющим существенно меньшую мощность, чем на опущенных участках, что свидетельствует о конседиментационном и синхронном развитии поднятий и прогибов.

Характерны сопряженность, параллельность и совместное искривление осей впадин и хребтов, а также плавные периклинальные замыкания слоев вокруг внутренних кристаллических массивов, которые указывают на наличие изгибной деформации поверхности фундамента впадин. В новейшее время

впадины являются пассивным элементом относительно сопредельных хребтов [Скляр, 1997].

Одной из эталонных для забайкальских позднемезозойских депрессий является Гусиноозерская впадина (рис. 4.8), выполненная вулканогенными и терригенными толщами нижней–средней юры, нижнего мела и неогена (?)



▲ **Рис. 4.8.** Схема геологического строения и полей тектонических напряжений района Гусиноозерской впадины. Составлена по [Лунина и др., 2010; Скобло и др., 2001; Цеховский и др., 2018]. На врезке – роза-диаграмма простирааний осей удлинения (условного растяжения) с углами наклона 0–30°.

1 – породы домезозойского фундамента; 2 – ичетуйская свита (нижняя–средняя юра); 3 – муртойская свита (берриас – нижний валанжин); 4 – убукунская, селенгинская и холбожджинская свиты нерасчлененные (верхний валанжин – нижний апт); 5 – кайнозойские (неоген?) отложения; 6–8 – разломы: 6 – сбросы, сдвиги, 7 – сегменты Хамбинской разломной зоны, 8 – Моностойский взброс; 9 – напряжения сжатия (направление укорочения) с углами наклона 0–30°; 10 – направление удлинения (условного растяжения) с углами 0–30°. Римские цифры I, II, III – относительные понижения; IV, V – переменычки (относительные поднятия)

[Аржанникова, 2022; Воронцов и др., 2006; Лунина, Гладков, 2009; Лунина и др., 2010; Цеховский, Леонов, 2007; Цеховский и др., 2018].

Впадина протягивается с юго-запада на северо-восток на 75 км при средней ширине 15 км. С северо-запада впадина обрамлена Хамбинским хребтом, с юго-востока – Моностойским поднятием. Депрессия имеет асимметричное строение с крутым юго-восточным и пологим северо-западным бортами (в целом представляет собой пологую моноклинал); днище впадины волнистое, осложненное дифференциальными подвижками фундамента. Судя по конфигурации изолиний глубин [Скобло и др., 2001], деформация днища имеет пликативную природу. В продольном направлении впадина распадается на несколько частных прогибов, разделенных валообразными поднятиями фундамента. Ограничением впадины служат естественные границы распространения осадочных отложений, по северному и южному бортам срезанные разломами. Вдоль северо-западного борта трассируются сегменты Хамбинского сброса, вдоль юго-восточного – Моностойский разлом, по которому на отложения центрального сегмента впадины взброшены кристаллические породы Моностойского хребта. Гусиноозерская депрессия примыкает к древнему Джидино-Витимскому шву, ограничивающему область забайкальских впадин с северо-запада и являющемуся границей раздела байкальских и каледонских структур.

На основании геолого-структурных и тектонофизических исследований установлено [Лунина, Гладков, 2009], что формирование Гусиноозерской впадины происходило в режиме транстенсии при ведущей роли северо-западного–юго-восточного расширения (условного растяжения). Условия транстенсии были вызваны косо направленным относительно осевой линии впадины региональными напряжениями сдвига, стресс-тензоры которых установлены как в мезозойских, так и в кайнозойских отложениях. Сдвиговые подвижки происходили главным образом по трещинам субмеридионального

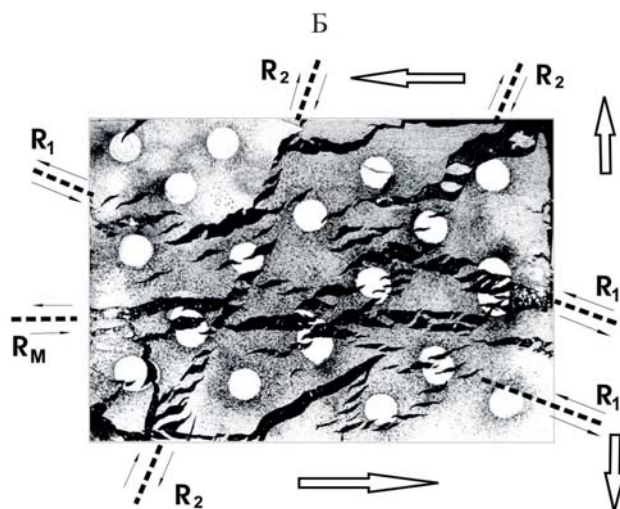
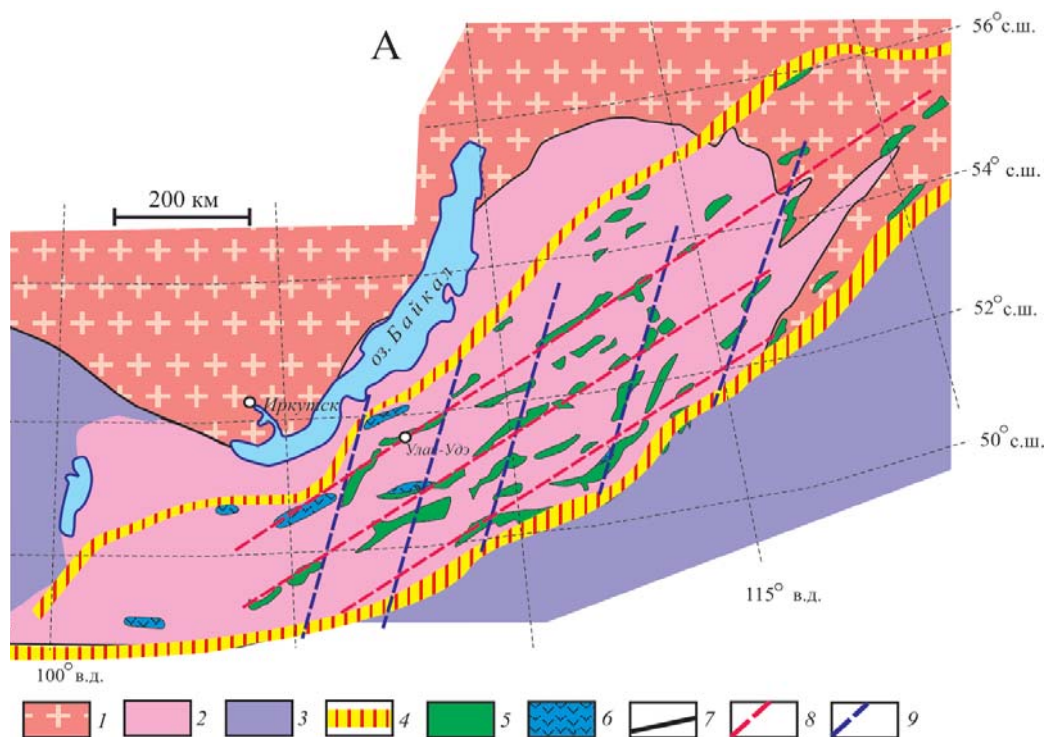
► **Рис. 4.9.** Модели кинематической обстановки Селенгино-Витимской зоны.

А – схема расположения мезозойско-кайнозойских впадин Западного Забайкалья по данным: [Очиров, 1969; Ярмолюк, Иванов, 2000] в интерпретации Ю.А. Морозова.

1 – архейский и байкальский фундамент; 2 – каледонский фундамент; 3 – фрагменты позднерифейских супертеррейнов и Монголо-Забайкальский сегмент мезозойского Монголо-Охотского складчатого пояса; 4 – границы Селенгино-Витимской тектонической зоны и распространения впадин западно-забайкальского типа; 5 – позднемеловые и кайнозойские впадины; 6 – позднеюрские–раннемеловые впадины; 7 – границы областей с разновозрастным фундаментом; 8–9 – тренды характерных направлений, по которым кулисно группируются впадины; 8 – отвечающие сколам Риделя R_2 ; 9 – отвечающие трещинам отрыва.

Б – экспериментально воспроизведенный парагенез структур условного растяжения в глиняном образце в условиях левосдвиговой транстенсии. Белые стрелки – направления движения материала вязкой силиконовой подложки глиняного образца; белые кружки – маркерные метки; черное – трещины отрыва; R_M – направление магистрального сдвига; R_1 и R_2 – направления сопряженных сколов Риделя

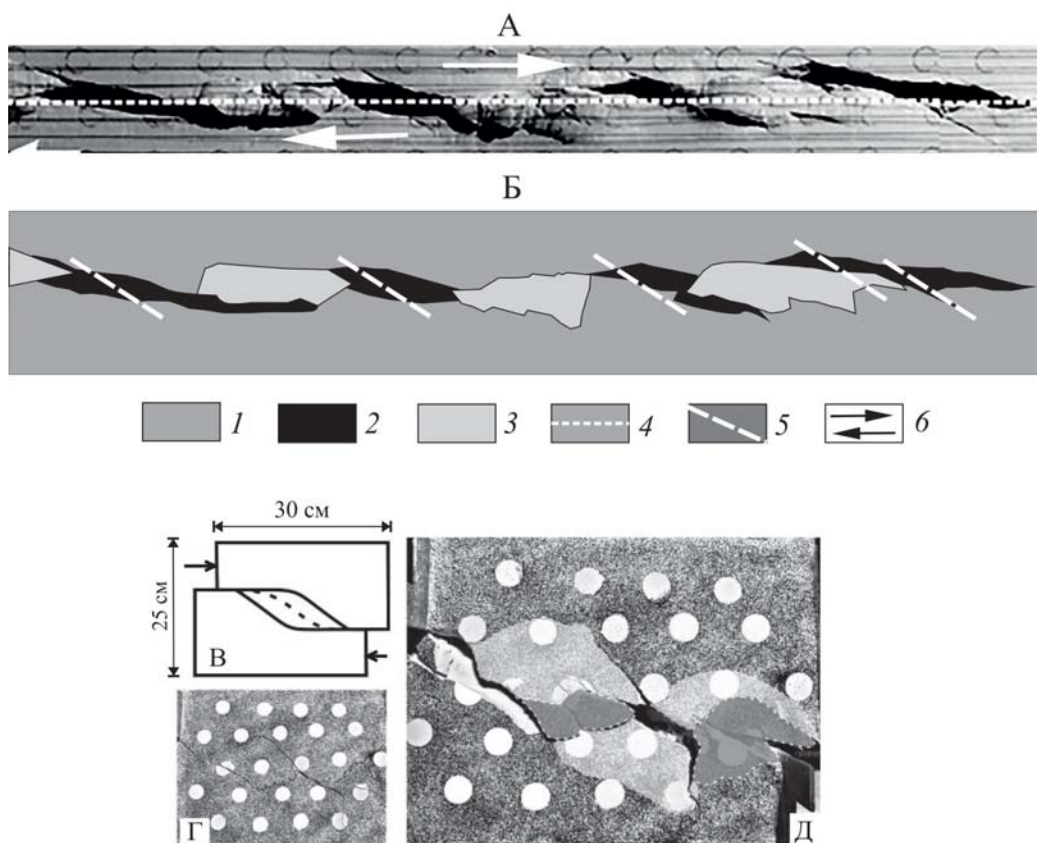
и субширотного простираний, а сбросовые подвижки связаны с трещинами северо-восточной ориентировки. Некоторые системы трещин, имея право- и левостороннюю кинематику, связаны, вероятно, с локальным межблоковым проскальзыванием и неоднородностью геологической среды. Транстензионная природа Селенгино-Витимской провинции вытекает и из общего анализа ее морфоструктуры (см. рис. 4.2, рис. 4.9).



Впадины и разделяющие их поднятия расположены с закономерным шагом между осевыми плоскостями в 35–50 км. Ориентировка осей впадин и разломов, образующих структурный каркас, отражает общую кинематическую обстановку альпийского этапа в Селенгино-Витимской провинции. Разломы и антиклинальные перемычки делят впадины на отдельные сегменты и создают их блоковую структуру с разновысотным положением фундамента. Формы и положение приподнятых блоков разнообразны – от поперечных и изометричных до вытянутых вдоль депрессий. Формирование некоторых впадин (например, Хилокской, Тугнуйской, Гусиноозерской) сопровождалось развитием конседиментационных разрывных нарушений с момента заложения впадин, что изначально предопределило асимметрично-блоковую структуру, подновленную на заключительных этапах тектонической эволюции. При этом характерна неизменность мрфоструктурного плана на всем протяжении формирования впадин от ранней юры до современного этапа.

Структурный рисунок системы впадин с их разделением по возрастному признаку показывает, что с течением времени разновозрастные впадины и поле сдвиговых напряжений имеют различную ориентировку. Юрско-раннемеловые впадины (170–110 млн лет), правосдвиговые по отношению к простиранию зоны в целом, одновременно выстраиваются в левосторонние кулисы, а более молодые (110–50 млн лет) впадины левосдвигового этапа показывают правосдвиговое эшелонирование. Кайнозойские впадины в пределах Витимского плато, заполненные вулканитами возрастом моложе 50 млн лет, как и впадины первой кинематической стадии, группируются в левокулисный ряд вдоль субширотного направления, что свидетельствует об их формировании в сдвиговом поле напряжений. По мере развития деформационного процесса отдельные трещины в кулисных рядах соединяются друг с другом, формируя ветвисто-ячеистую сеть, состоящую из блоков определенной морфологии, вытянутости и размера. При этом во всех элементарных структурах раздвиг или отрыва (грабенах, линейных впадинах, сбросах, трещинах отрыва и т.д.) неизменно присутствует сдвиговая компонента, знак которой зависит от их конкретного положения в общей структуре зоны трансенсии и от принадлежности к тому или иному характерному направлению.

На эквивалентных материалах был воспроизведен структурный парагенез кинематической обстановки «сдвиг+раздвиг» (трансенсии) (рис. 4.10 и рис. 3.22, 3.23), а также парагенез, отвечающий простому и комбинированному типам нагружения геологической среды [Морозов и др., 2014], типоморфным признаком которой можно считать группировку возникающих структур удлинения по двум характерным направлениям с прямо противоположным типом эшелонирования. Так как при таком типе нагружения преодолевается как сопротивление сдвигу, так и прочность материала на отрыв, возникает структурный рисунок, представляющий собой сочетание трещин отрыва и



▲ Рис. 4.10. Дифференциация на области опускания и воздымания в зоне простого сдвига с изменениями.

А–Б (по данным [Atmaoui et al., 2006]): 1 – области, не затронутые морфоструктурной дифференциацией; 2 – области транстенсии и опускания; 3 – области транспрессии и воздымания; 4 – линия генерального сдвига; 5 – ориентировка вторичных сдвигов Риделя; 6 – направление генерального сдвига.

В, Г, Д (по данным [Морозов и др., 2014]): морфоструктуры, возникающие при правостороннем раздвиге подстилающих жестких штампов с криволинейной смыкающей границей между ними: В – схема модели, Г – начальная стадии процесса, Д – конечная стадия процесса. Черные линии – разрывы со сдвиговой и надвиговой кинематикой смещений, светлый тон – участки прогибания, темный тон – участки поднятий

смещений сдвигового характера. При этом трещины не являются чисто отрывными, а тоже имеют некоторую сдвиговую компоненту (косой раздвиг) – и в этом отличие парагенеза транстенсии от парагенеза простого сдвига.

Расположение трещин отрыва контролируется несколькими характерными направлениями, определяемыми сдвиговой и растягивающей составляющими. Частично трещины отрыва или их отдельные отрезки располагаются субпер-

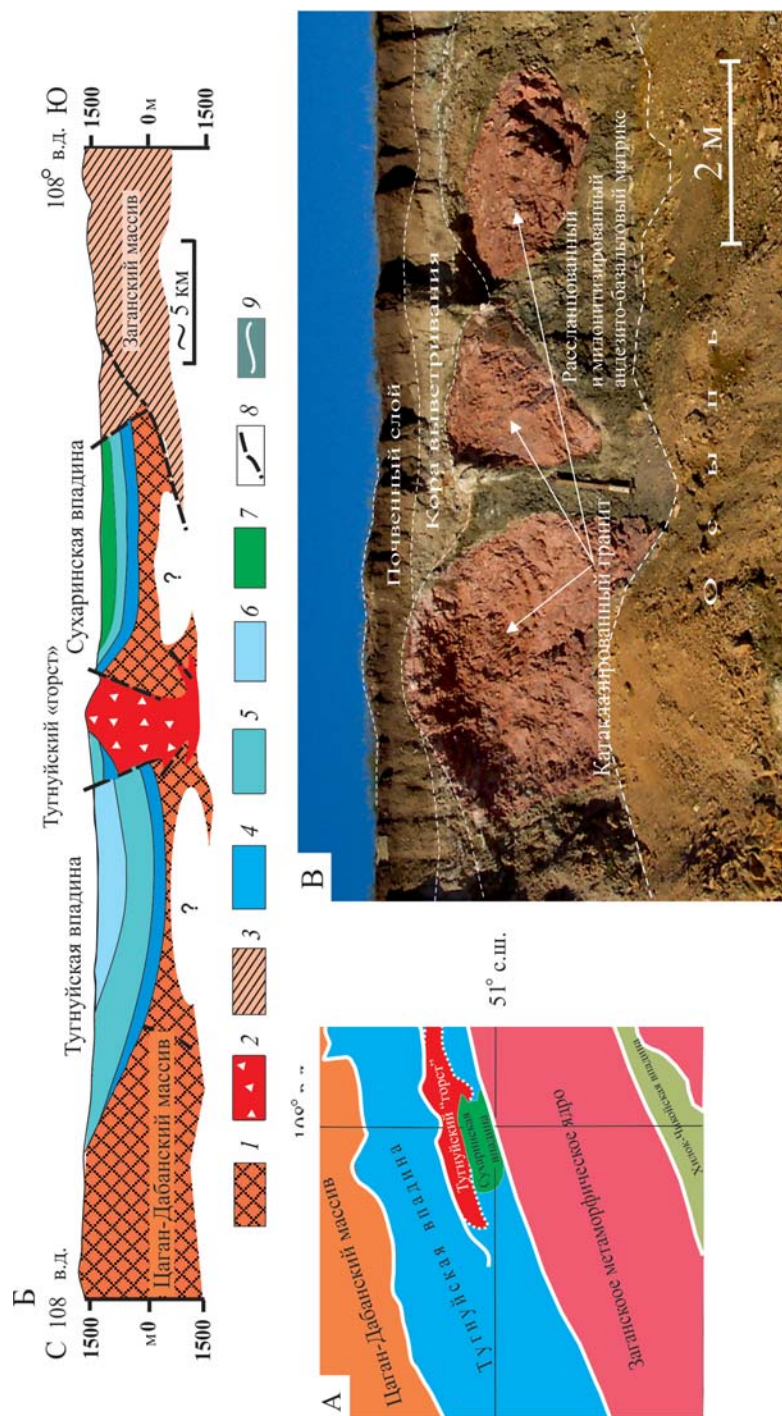
пендикулярно направлению раздвига, в то время как концы этих трещин или самостоятельные системы трещин «прорастают» под углом и кулисно к оси сдвига, с разворотом против или по часовой стрелке, в зависимости от знака сдвигового смещения. Кулисы трещин отрыва отчетливо группируются в линейные зоны, соответствующие направлениям синтетических и антитетических сколов Риделя (соответственно R_1 и R_2 на рис. 4.9), вдоль которых происходят сдвиговые смещения соответствующего знака. Небольшая компонента синтетического сдвига фиксируется также вдоль простираения каждой из трещин отрыва.

По мере развития деформационного процесса отдельные трещины в кулисных рядах соединяются друг с другом, формируя ветвисто-ячеистую сеть, разбивающую образец на блоки определенной морфологии, вытянутости и размера. Морфология формирующейся структуры меняется в зависимости от соотношения сдвиговой и раздвиговой компонент. При доминировании раздвиговой компоненты превалируют трещины, субпараллельные оси сдвига, и удлинение блоков наблюдается в этом же направлении; при главенстве сдвиговой компоненты четче выражены диагонально ориентированные трещины отрыва и диагональная вытянутость блоков; в этом случае могут проявляться смещения по двум сопряженным сколам Риделя. Таким образом, экспериментальное воспроизведение процесса транстенсии находится в соответствии с закономерностями структурного процесса в пределах Селенгино-Витимской провинции.

Вместе с впадинами в структурный парагенез транстенсии следует включать и гранито-гнейсовые купола или комплексы метаморфических ядер (о них – чуть ниже), выполняющих межтроговые пространства и указывающих на режим регионального рассредоточенного сдвига, вдоль плоскостей которого реализуется удлинение геологических тел. Пликативная деформация поверхности выравнивания находит отражение в структурно-вещественных преобразованиях пород фундамента. В частности, выявлена объемная механическая дезинтеграция гранитов, слагающих кристаллические протрузии [Леонов, 2008; Леонов и др., 2018], и хрупко-пластическая деформация пород в пределах метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1997].

Около 80% выходов фундамента в Западном Забайкалье сложены гранитами. В ряде мест граниты тектонически прорывают заведомо более молодые покровные отложения и образуют положительные формы рельефа – островные горы [Леонов и др., 2017], одним из примеров которых является Тугнуйский горст – выступ гранитов, разделяющий Тугнуйскую и Сухаринскую впадины (рис. 4.11, 4.12).

Характерным морфо-тектоническим элементом Селенгино-Витимской зоны, отражающим поведение кристаллического фундамента, являются ком-

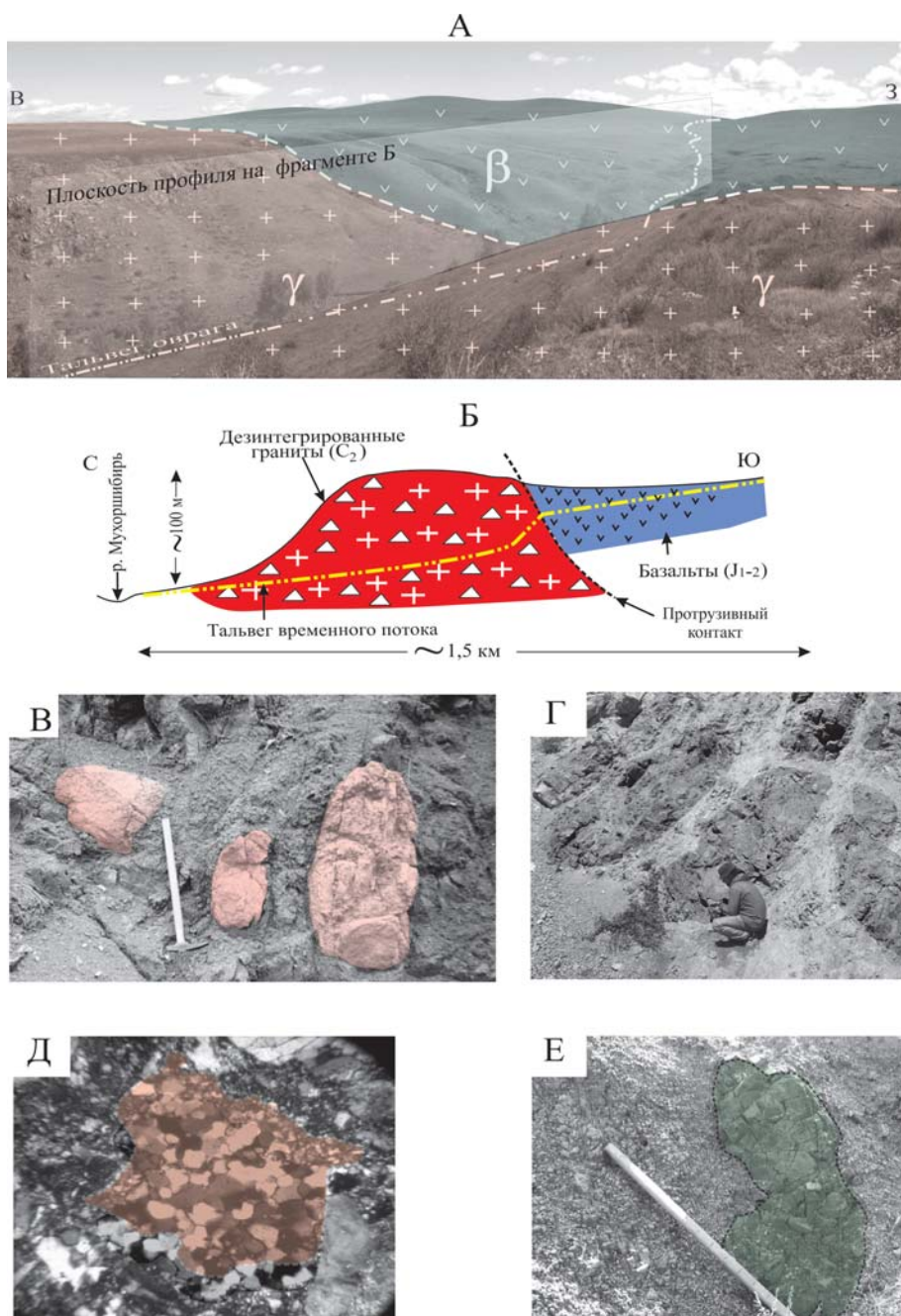


▲ Рис. 4.11. Положение Тугуйского «горста» в структуре Западного Забайкалья.

А – общая схема.

Б – поперечный профиль. 1 – гранитно-метаморфический фундамент Цаган-Дабанского массива; 2 – дезинтегрированные граниты Тугуйского «горста»; 3 – гранитоиднейсы Заганского массива; 4 – нижняя юра; 5 – средняя юра; 6 – верхняя юра; 7 – нижний мел; 8 – разрывы; 9 – границы зон (на фрагменте А).

В – обнажение катаклазированных фрагментов гранитного фундамента



▲ **Рис. 4.12.** Взаимоотношение палеозойских гранитов фундамента и базальтов ичетуйской свиты.

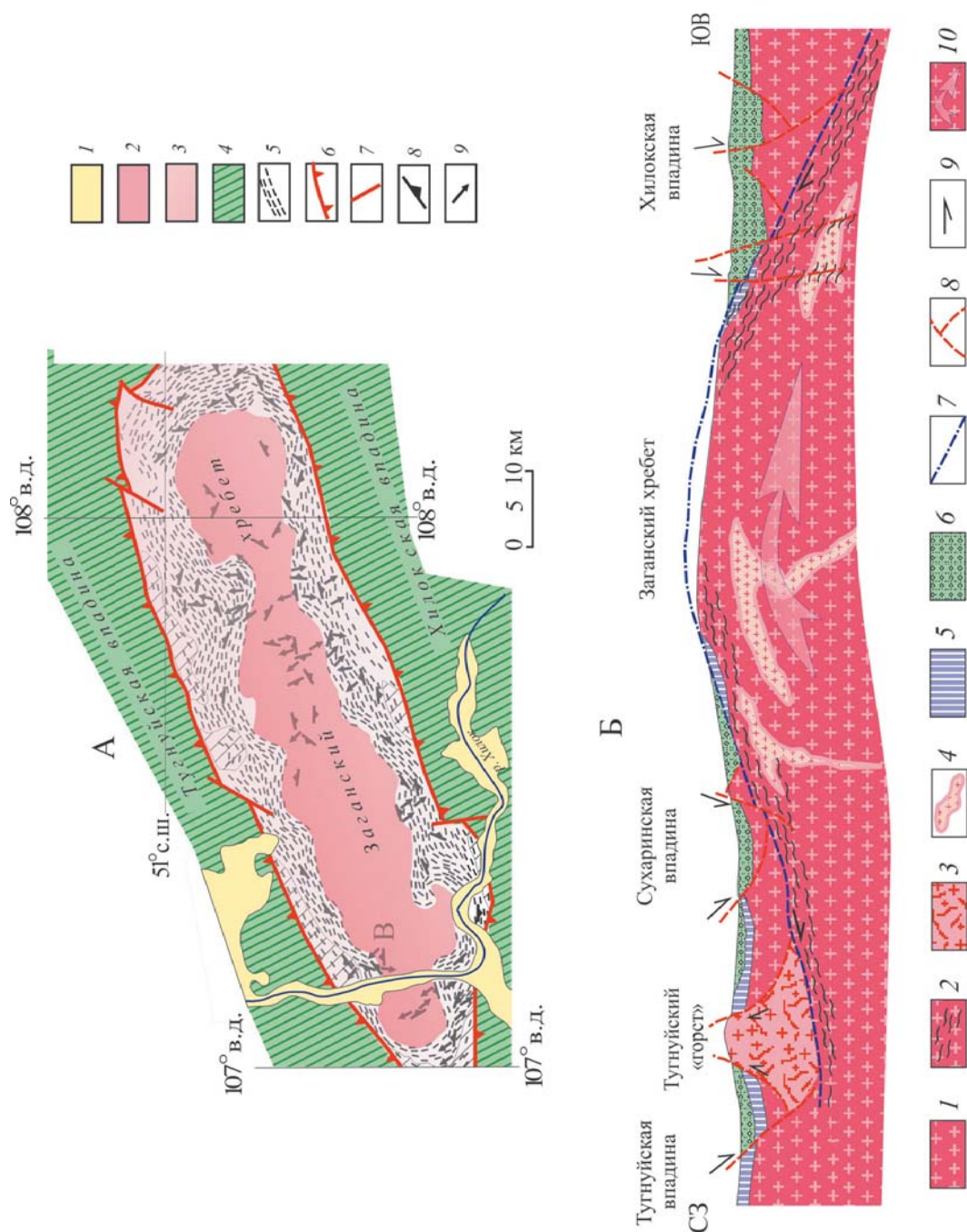
А – общий вид; Б – поперечный профиль (объяснение в тексте); В, Г, инфраструктура дезинтегрированных гранитов в обнажениях; Д – катаклазированное зерно кварца в шлифе (николи скрещены); Е – катаклазированный фрагмент габбро в гранитной брекчии

плексы метаморфических ядер, которые образуют выраженные в рельефе линейные своды (купола, обрамленные впадинами) с антиклинальной инфраструктурой. Детальное описание метаморфических ядер приведено в [Зорин и др., 1996; Мазукабзов, 2003; Мазукабзов, Складов, 1995; Мазукабзов и др., 2008; Складов и др., 1997], их строение практически идентично и здесь будет рассмотрено на примере Заганского купола [Складов и др., 1997] (рис. 4.13).

Тугнуйская впадина на начальных этапах развития (в юре) существовала как единый бассейн. В начале раннего мела внутри впадины начало формироваться конседиментационное поднятие, отделившее северную котловину (собственно Тугнуйскую) от южной (Сухаринской), в которой накапливались отложения муртойской и убукунской свит. Поднятие представляет собой выраженную в рельефе положительную морфоструктуру – горст-антиклиналь размером около 30×5 км, ядро которой сложено разрыхленными, катаклазированными и брекчированными гранитами и граносиенитами раннепалеозойского, каменноугольного и пермского возрастов. Несмотря на то что дезинтегрированные граниты более подвержены денудации, чем окружающие вулканогенно-осадочные породы, в частности, базальты, граниты сохраняют доминирующее высотное положение в рельефе, образуя «морфоструктурную аномалию». Массивы катаклазированных гранитов с признаками протрузивного внедрения обнаружены также в пределах Моностойского, Яблоневого и других гранитогнейсовых выступов фундамента.

Метаморфические ядра включают три структурно-вещественных этажа (снизу вверх): (а) собственно ядро, сложенное раннепалеозойскими гранитами и гранитогнейсами с фрагментами метаморфических пород; (б) зону пластического течения (детachment); (в) покровные образования. *Ядро* Заганского купола сложено гранитоидами известково-щелочных и субщелочных серий, а также гранодиоритами, сиенитами и щелочными гранитами. Большая часть пород претерпела объемный катаклиз, выраженный в раздроблении и облачном погасании кварца, наличии кинк-зон в кристаллах полевого шпата, S-тектонитов по листоватым минералам. *Зона пластического течения*, общая мощность которой достигает 2–2,5 км, образует оторочку ядра, состоящую из собственно плоскости срыва (detachment), зоны милонитов и динамосланцев по гранитам, расгнейсованных гранитов, а также рассланцованных вулканогенно-осадочных образований чехольного комплекса. Зона динамометаморфитов расположена субпараллельно поверхности купола с наклоном под углом $10\text{--}30^\circ$ от центра структуры. Переход от магматических пород к их разгнейсованным разностям постепенный. Как показывает набор структурных индикаторов, формирование тектонитов происходило в условиях простого сдвига. РТ-параметры образования тектонитов составляют две группы. Одна из них характеризуется значениями $T = 350\text{--}560^\circ\text{C}$ и $P = 3,5\text{--}5,8$ Кбар, что со-

ответствует зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фациям метаморфизма и глубинам 10–17 км.



Другая группа ($P = 1-2$ Кбар при сходных значениях T) указывает на меньшие (3–6 км) глубины процесса. В зоне пластического течения выделены протомилониты, истинные милониты, милонитовые сланцы, бластомилониты, псевдотахиллиты. Тела милонитов имеют пластообразную форму и субконформны поверхности гранитно-метаморфического ядра. По структурно-морфологическим признакам тектониты принадлежат к S-C типу, а тектониты северного и южного бортов поднятия являются фрагментами единой зоны хрупко-пластического течения с юго-восточным перемещением горных масс. Покровные образования представлены заполняющими впадины осадочными и вулканогенными толщами юры и нижнего мела (описание см. выше). Конгломераты и вулканиты нижних горизонтов чехла частично преобразованы в протомилониты, частично гранитизированы и являются составной частью зоны пластического течения. Плоскостные и линейные элементы ядра (сланцеватость, полосчатость, линейность) обрисовывают четко выраженную куполообразную форму (см. рис. 4.13), а залегание пластов осадочно-вулканогенных отложений чехла конформно поверхности метаморфических ядер. Время формирования милонитовых зон, согласно K-Ar датировкам, 118–121 млн лет [Скляров и др., 1997], время накопления вулканитов Хилокской впадины 119–134 млн лет [Воронцов и др., 2006], а время экспонирования Заганского ядра, на основании R-Sr, K-Ar и Ar-Ar анализов, оценено как поздняя юра – ранний мел.

Но вернемся к обсуждению проблем альпийской тектоники Западного Забайкалья, представляющего собой область распространения парагенеза «бассейны и хребты». Как показывают изложенные выше данные, эта территория расположена в основном на каледонском основании и отделена от соседних

◀ **Рис. 4.13.** Строение Заганского метаморфического ядра и его обрамления.

А. Структурно-геологическая схема Заганского метаморфического ядра. По [Скляров и др., 1997], схематизировано.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – породные комплексы метаморфического ядра: 2 – ядро поднятия (гранодиориты и граниты верхнего палеозоя), 3 – динамометаморфизованные разновозрастные комплексы (зона пластического течения), 4 – терригенно-вулканогенные образования, нерасчлененные; 5 – динамометаморфизованные и милонитизированные породные комплексы; 6 – детачмент; 7 – разломы; 8 – сланцеватость; 9 – минеральная линейность.

Б. Структурно-геологический профиль Заганского метаморфического ядра и его обрамления (вне масштаба) [Скляров и др., 1977].

1 – ортогнейсы и гранитоиды раннего и среднего палеозоя, объединенные; 2 – милониты по гранитам и динамометаморфиты; 3 – раздробленные и катаклазированные граниты фундамента; 4 – синтектонические юрские граниты и граносиениты; 5 – пермо-триасовые вулканиты; 6 – юрско-раннемеловые вулканические и осадочные породы; 7 – детачмент; 8 – разломы; 9 – направление движения горных масс; 10 – направление смещения горных масс в пределах Заганского метаморфического ядра

тектонических элементов зонами концентрированной деформации с отчетливо выраженной сдвиговой кинематикой. Оформление структурного ансамбля «впадины–поднятия», занимающего площадь 200×1000 км и состоящего из множества подобных друг другу морфоструктур, заняло длительное время, распадающееся на два главных отрезка: юрско-раннемеловой и плиоцен-четвертичный, разделенные эпохой позднемеловой–палеогеновой стабилизации и господства суши.

На всем протяжении своего существования от ранней юры до настоящего времени территория располагалась в сдвиговом напряженно-деформационном поле, предопределившем своеобразную морфоструктуру, обладающую внутренней организацией, выраженной в закономерном чередовании прогибов (поднятий) с шагом $\sim 30\text{--}50$ км. В конечном итоге была сформирована провинция, которую, по аналогии со сходным морфоструктурным ансамблем запада Североамериканской платформы, можно именовать Селенгино-Витимской провинцией бассейнов и хребтов.

По умолчанию принято, что формирование тектонической структуры Провинции связано с системой разломов и хрупкой деформацией коры [Лунина и др., 2010; Флоренсов, 1960; Цеховский и др., 2018; Ярмолюк, Иванов, 2000]. Однако признание исключительно «хрупкого» механизма образования впадин забайкальского типа, так же как и в случае североамериканской Провинции бассейнов и хребтов, вряд ли оправдано. Разломная сеть образует, конечно, некий «хрупкий» каркас, однако «структурной основой рельефа... являются не тектонические блоки и глыбы, а пологие складкоподобные выпуклые и вогнутые изгибы», которые и определяют альпийскую морфоструктуру региона [Флоренсов, 1960, с. 48]. В современном понимании речь идет о 3D реидной деформации (объемном твердо-пластическом течении) слагающих фундамент горных пород [Гольдин, 2002; Кинг, 1967; Паталаха, 1995; Рейнер, 1947; Carey, 1954], которая обеспечивает изгибную (пликативную) деформацию поверхности фундамента и поверхностей выравнивания [Леонов, 1990, 1991, 2005, 2008, 2013; Леонов, Пржиялговский, 2021; Леонов и др., 2018, 2020, 2025; Морозов и др., 2014; Складаров и др., 1997], образование «тел протыкания» (кристаллических протрузий) и гранитно-метаморфических ядер.

Понятие «объемное (диффузное) течение» широко применимо в геологической литературе, однако, якобы понимаемое всеми одинаково, оно требует некоторых пояснений. Объемная деформация, или течение горных масс обеспечивается формированием блочно-гранулярной инфраструктуры пород на микро-, мезо-, макро- и мегауровнях за счет механического разрыхления (катаклаза, брекчирования), милонитизации, рассланцевания, хрупко-пластической и пластической деформации, динамической рекристаллизации пород. Основными свойствами таких дискретных субстанций являются сверхтекучесть (возможность масштабных связанных перемещений горных масс в режиме простого

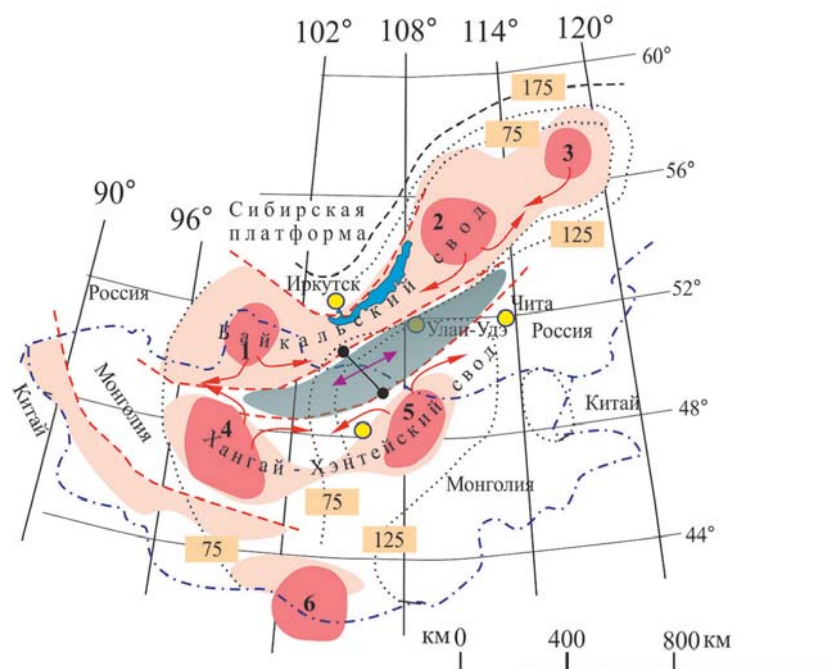
сдвига) и дилатансия (увеличение объема при деформации сдвига), которая может достигать 20% от исходного объема [Гарагаш, 1982; Гольдин, 2002; Кайбышев, Пшеничнюк, 1967; Кочарян, 2016; Механика..., 1990; Поспелов, 1972; Ревуженко, 2003; Ревуженко и др., 1997; Строганов и др., 2002; Cambell, 1990; Drake, 1994; Mehta, 1994; Yaeger, Nagel, 1996; Thompson, Grest, 1991]. Все приведенные данные позволяют думать, что образование системы впадин и хребтов в значительной степени стимулировано объемным течением горных масс: их удалением из областей прогибания и нагнетанием в области поднятий в условиях трансенсии. Перераспределение породных масс сопровождается изгибной деформацией домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания. Возникновение разломных ограничений отрицательных структур (осадочных бассейнов) зачастую является лишь структурным осложнением изгибной деформации поверхности фундамента.

Сдвиговые парагенезы, независимо от наличия или отсутствия внешних сил, локализуются внутри сдвиговой зоны с некоторым шагом, зависящим от размерности сдвига, свойств среды, условий деформации, фрактальной размерности среды и пр. [Гарагаш, 1982; Леонов, 2022; Лукьянов, 1965, 1991; Морозов, 2001, 2002; Stefanov et al., 2014]. В пространстве, охваченном сдвиговым течением, согласно известной схеме [Лукьянов, 1965], возникают закономерно ориентированные и чередующиеся между собой области относительного удлинения и оттока горных масс (грабены, прогибы, зоны трещиноватости) и области укорочения и нагнетания горных масс (антиклинали, горсты, поднятия, складчато-надвиговые ансамбли) – т.е. именно та картина, которую мы наблюдаем в Селенгино-Витимской провинции.

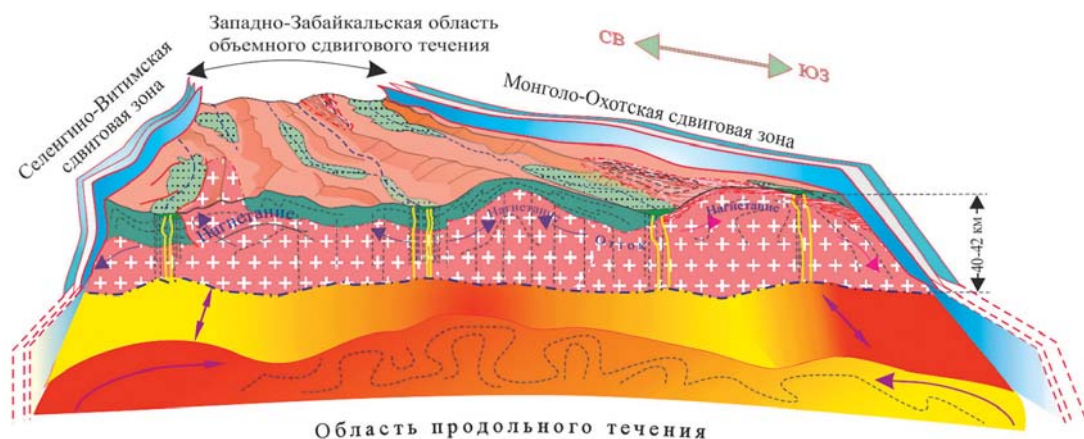
Не затрагивая различных и во многом противоречивых мнений относительно общей геодинамики рассматриваемого региона, выделим вариант, как нам кажется, наиболее адекватный современным представлениям (рис. 4.14). Согласно этим представлениям [Леонов и др., 2025; Лунина и др., 2009; Зорин, Турутанов, 2005; Зорин и др., 1988, 1996; Складов и др., 1977; Ярмолук, Иванов, 2000], тектоническое развитие Прибайкалья связано со взаимодействием двух линейных систем подлитосферных плюмов, верхние части которых были обособлены от питающего их горячего поля мантии и над которыми сформировались крупные поднятия: Байкальский свод на северо-западе и Хангай-Хэнтэйский – на юго-востоке (рис. 4.14, А). Сечение плюмов в верхней части имеет грибообразную форму, и их вершины могут достигать поверхности Мохо.

В зоне взаимодействия «северной» и «южной» систем плюмов, по-видимому, проявилось продольное по отношению к простиранию зоны течения подкорвых масс [Складов и др., 1997; Ярмолук, Иванов, 2000], что привело к формированию в верхней коре области рассредоточенного (диффузного) твердо-пластичного сдвигового течения и к вертикально-плоскостному «расче-

А



Б



◀ **Рис. 4.14.** Схема строения Селенгино-Витимской зоны диффузного сдвига в позднекайнозойской структуре Прибайкалья.

А – положение в системе плюмов [Зорин, Турутанов, 2005; Zorin, 1999], с использованием работы [Соловьев, 1968; Соловьев и др., 2020] и дополнениями. Б – схематическая блок-диаграмма.

1 – земная кора; 2 – метаморфические ядра (на площади); 3 – гранито-гнейсы и другие метаморфиты на вертикальном срезе; 4 – сводовые поднятия; 5 – горизонтальные сечения стволых частей плюмов (арабские цифры – плюмы: 1 – Хамар-Дабанский, 2 – Баргузино-Икатский, 3 – Кодаро-Удоканский, 4 – Хангайский, 5 – Хэнтэйский, 6 – Гурван-Сайханский); 6 – Селенгино-Витимская зона сдвигового течения; 7 – складчато-метаморфические породы палеозоя; 8 – мезозойско-кайнозойские отложения впадин; 9 – зоны граничных разломов; 10 – астеносфера; 11 – ориентация сдвигового течения; 12 – условные линии вертикальной делимости; 13 – магматические каналы; 14 – граница Мохо; 15 – условные структурные линии; 16 – разломы; 17 – толщина литосферы в км; 18 – направления латерального течения горных масс в апикальных частях плюмов (показаны только направления встречных течений); 19 – линия поперечного профиля на фрагменте А; 20 – государственные границы

шуиванию» корового слоя, обусловившим высокую проницаемость для магматических расплавов, т.е. к возникновению собственно Селенгино-Витимской «рифтовой области с синхронным проявлением платобазальтовых излияний на всей ее протяженности» [Ярмолук, Иванов, 2000, с. 63] (см. рис. 4.14, Б). Нахождение Селенгино-Витимского сегмента в области сдвиговых напряжений и деформаций находит подтверждение в данных палеомагнитных исследований [Метелкин, 2012; Метелкин и др., 2004].

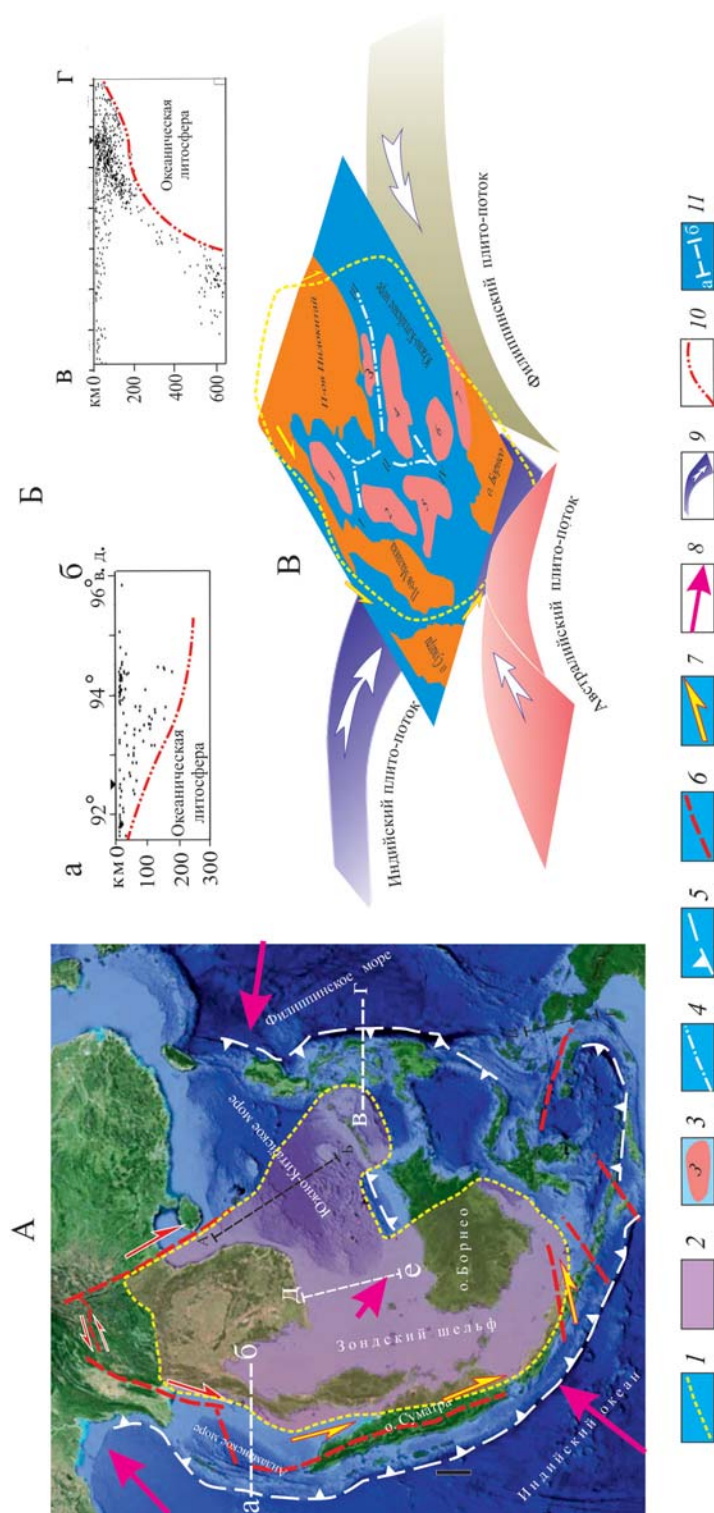
Глава 5

Зондский шельф (Зондаленд)

Значительную часть территории Юго-восточной Азии занимает Малайский архипелаг, который расположен в области встречного движения Евразийского, Индийского, Австралийского, Тихоокеанского и Филиппинского плитопотоков (рис. 5.1). Архипелаг объединяет разнородные геологические провинции, в том числе Зондский шельф или Зондаленд, который представляет собой продолжение континентальных структур Центрального Индокитая, а также включает островные участки суши и неглубокие эпиконтинентальные моря архипелага. Блок Зондаленд обрамлен системами глубоководных желобов и комплементарных им молодых островных дуг: на западе – Андаманско-Суматранской, на юге – Яванской, на юго-востоке – Тиморской и мелководными морями, на востоке граничит с островом Новая Гвинея, Молуккскими и Филиппинскими островами; на севере Зондаленд граничит с древним Южно-Китайским блоком. Структуры обрамления являются областями интенсивной деформации земной коры и поверхностным выражением сейсмофокальных зон, наклоненных под блок Зондаленда.

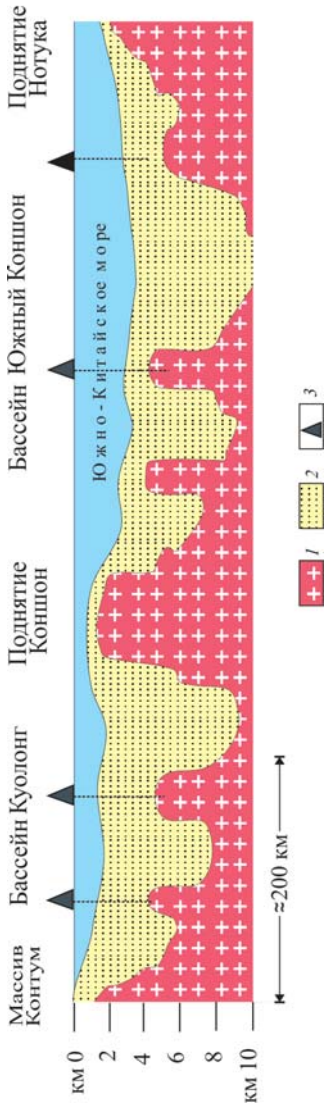
В пределах Зондского шельфа Южно-Китайского моря расположена система кайнозойских впадин и разделяющих впадины поднятий (см. рис. 5.1, рис. 5.2, 5.3). Морфоструктура морского дна Зондского шельфа достаточно проста и несет в себе черты субаквального рельефа. В рельефе дна бассейна, в частности, четко обособлены впадины Кыулунг и Южный Коншон, совпадающие с прогибами поверхности фундамента. Впадины разделены поднятием Коншон, которому соответствует выступ докайнозойского основания.

Зондаленд, изначально являясь частью Евразийского континента, в процессе тектонической эволюции был перемещен в юго-восточном направлении в качестве изолированного блока, не имеющего жесткой связи с Евразийской плитой [Лукк, Леонова, 2022; Avouac, Tapponier, 1993; Bock et al., 2003; Si-



▲ Рис. 5.1. Провинция Зондаленд в структуре Малайского архипелага. Схема составлена с использованием данных [Арешев и др., 1997; Керимов и др., 2019; Лукк, Леонова, 2022; Simons et al., 2007] и ресурса Google Earth Pro.

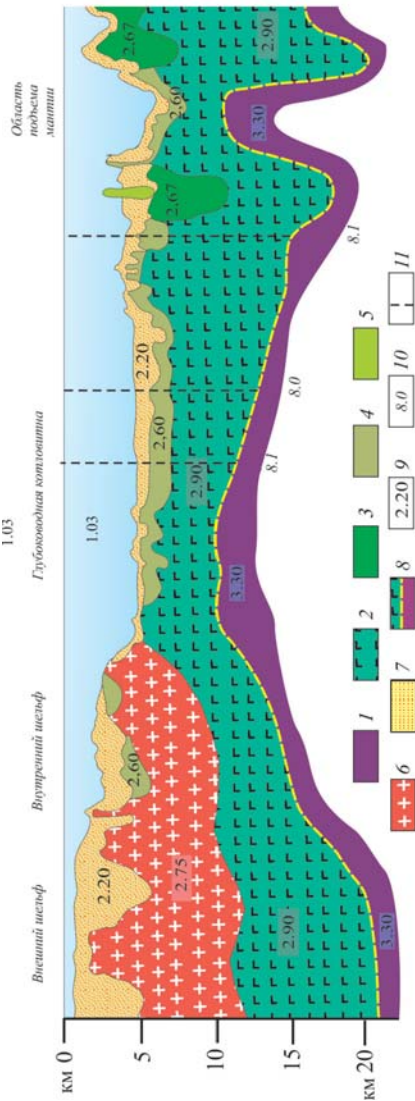
1–2 – провинция Зондаленд: 1 – контур провинции, 2 – территория провинции; 3 – впадины в области Зондского шельфа: 1 – Паттани, 2 – Малайская, 3 – Меконгская (Кылуонгская), 4 – Южно-Коншонская, 5 – Западно-Натунская, 6 – Восточно-Натунская, 7 – Саравакская; 4 – осевые поднятия в области Зондского шельфа: 1 – Нарават, 2 – Корат, 3 – Коншон, 4 – Натунга, 5 – глубоководные желоба и зоны субдукции: 1 – Андоманско-Суматра-Зондская, 2 – Филиппинская; 6 – разломы; 7 – зоны сдвигов на окраинах провинции Зондаленд; 8 – направление движения по данным GPS наблюдений (длина стрелок отражает приблизительное соотношение скоростей); 9 – плито-потоки; 10 – распределение эпицентров землетрясений и положение зон поддвига плито-потоков на западной (а–б) и восточной (в–г) окраинах провинции; 11 – линии профилей на карте



◀ **Рис. 5.2.** Схематический профиль (линия д-е на рис. 5.1) через Зондский шельф. По [Аршев и др., 1997].

1 – юрско-меловые граниты фундамента; 2 – кайнозойский осадочный чехол; 3 – расположение кустов скважин

◀ **Рис. 5.3.** Плотностная модель земной коры Южно-Китайского моря. По [Кулинич, Обжиров, 1985], схематизировано.



1 – верхняя мантия; 2 – «базальтовый» слой; 3 – фундамент островных дуг; 4 – «промежуточный» слой; 5 – вулканические постройки магм кислого состава; 6 – фундамент Зондского шельфа и его периферии («гранитный» слой); 7 – осадочный слой; 8 – граница Мохоровичича; 9 – значения расчетной плотности (г/см³); 10 – значения сейсмической скорости (км/с); 11 – точки расположения сейсмоакустических станций

mons et al., 2007]. Блок Зондаленд перемещается к юго-востоку (относительно Евразии) со скоростью от 6 ± 3 мм/год [Bock et al., 2003] до 12 ± 3 мм/год [Michel et al., 2001]. В обрамлении блока, наряду с поддвигово-надвиговыми движениями, отмечены значительные деформации сдвига. Относительные перемещения реперов в центральных частях блока составляют 1–3 мм/год (>7 нанострейн/год) и менее, что позволяет считать его внутренне стабильным [Лукк, Леонова, 2022].

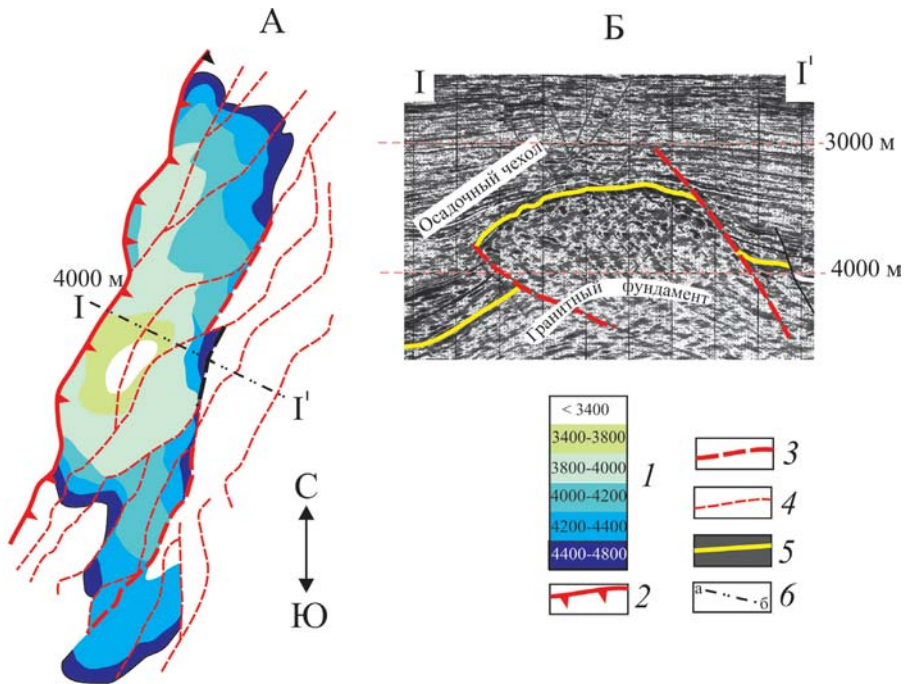
Но, приняв во внимание данные об относительной монолитности и слабой деформированности блока Зондаленда, нужно отметить, что GPS данные отражают поведение горных пород лишь на земной поверхности, а не несут информации о движениях горных масс внутри фундамента. Обратимся к рассмотрению этого вопроса.

Фундамент в этой части Зондского шельфа сложен главным образом гранитами юрского и мелового возраста и их кислыми дериватами. Поверхность фундамента шельфа обрисовывает систему кайнозойских тектонических прогибов и поднятий. Поднятиям фундамента соответствуют антиклинальные перегибы в отложениях чехла, опусканиям – бассейновые синклинальные структуры. Морфоструктуры поверхности фундамента образуют две различно ориентированные группы (см. рис. 5.1, врезка): линейные морфоструктуры одной группы (1, 2, 5, II) имеют ориентировку ЮВ–СЗ, другой (3, 4, 6, 7, III, V) – ЮЗ–СВ.

Одной из типичных форм рельефа фундамента является поднятие Белый Тигр (рис. 5.4, 5.5) [Арешев и др., 1997; Богоявленский и др., 2016; Керимов и др., 2019; Кулинич, Обжиров, 1985; Dien Phan Trung, 1994; Fyhn et al., 2009].

Протяженность поднятия ~22 км, ширина ~6 км, западный борт на некоторых участках ограничен надвигом, восточный – сбросом. Разрывы наклонены в восточных румбах, амплитуда смещения по ним составляет 500–1000 м. Однако изогипсы в апикальной части и на периклинальных замыканиях массива обрисовывают сглаженные изгибы поверхности кровли фундамента. Поверхность фундамента в районе месторождения Белый Тигр, как и на других поднятиях, имеет сложную неправильно волнистую поверхность, не отвечающую какому бы то ни было разломному рисунку, но вполне соответствующую представлениям о пластическом поведении пород фундамента. Породы интенсивно раздроблены, пронизаны множеством разломов и трещин и в целом представляют собой гранитный катаклазит (тектоническую брекчию).

Разломы как субвертикальные, так и пологие обрамлены зонами повышенной трещиноватости, мощность которых достигает нескольких метров. Породы в таких зонах превращены в щебнистую брекчию, катаклазированы и милонитизированы. Притертые трещины сопровождаются зеркалами скольжения; зияющие – заполнены гидротермальными минералами или нефтью. Зоны повышенной трещиноватости перемежаются с относительно ненарушенными



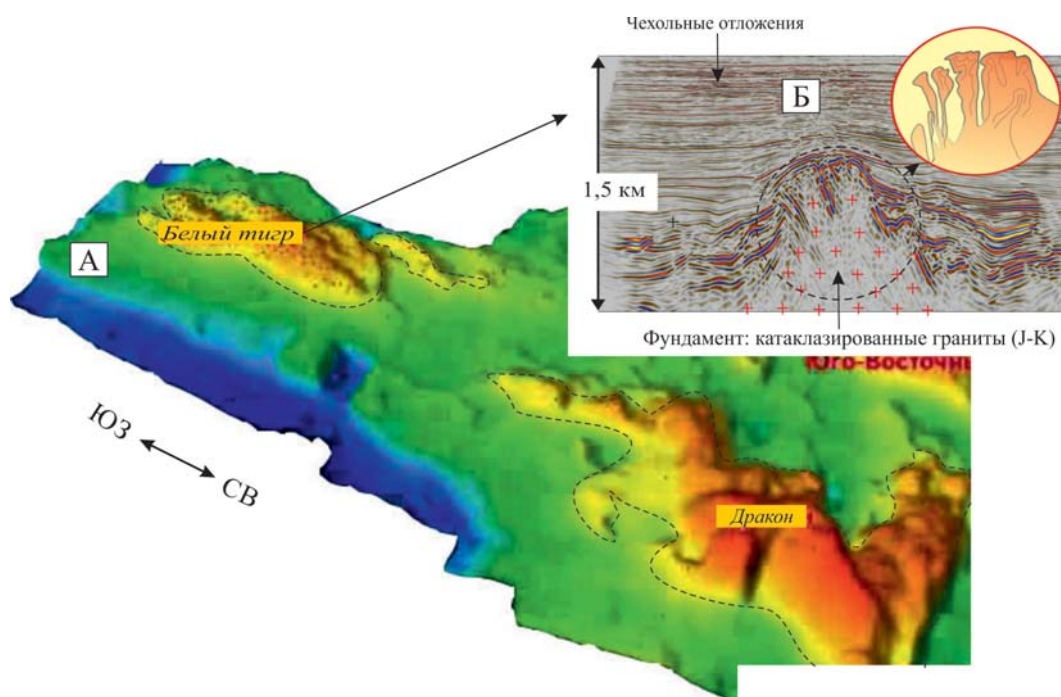
▲ **Рис. 5.4.** Поднятие Белый Тигр. По [Керимов и др., 2019]. А – морфология фундамента, Б – поперечный профиль по линии I–I'.

I – глубина залегания поверхности фундамента; 2 – северо-западный взброс; 3 – юго-восточный протрузивный контакт (имеет морфологию сброса); 4 – внутричехольные разрывы; 5 – граница фундамента и чехла; 6 – линия профиля

объемами пород, т.е. массив имеет брекчиевидно-блоковое строение. Гранитные выступы имеют форму куполов, которые прорывают отложения осадочного чехла вплоть до горизонтов среднего миоцена. На контакте с гранитами слои чехла вздернуты, деформированы и имеют торцовое причленение к телу гранитов.

Все эти признаки свидетельствуют о конседиментационном тектоническом внедрении гранитов фундамента в осадочный чехол в виде линейного прерывистого поднятия (гранитной протрузии) [Керимов и др., 2019], приводя к морфоструктурной дифференциации шельфа Южно-Китайского моря. Известны также формы, которые, судя по морфологии и характеру взаимоотношений пород фундамента и чехла, могут принадлежать категории «вязких пальцев» (см. рис. 5.5, Б) и образование которых определяется динамикой движения границы между субстанциями с различной вязкостью [Homsy, 1987].

Граниты входят в состав фундамента Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса, консолидация коры которого и формирование плиты произошли к концу мела – началу палеоцена. Дальнейшая эволюция проходила по



▲ **Рис. 5.5.** Морфология поверхности фундамента в области поднятий Белый Тигр и Дракон по данным сейсмотомографии.

А – общий вид поверхности. По [Богоявленский и др., 2016; Родников и др., 2014].

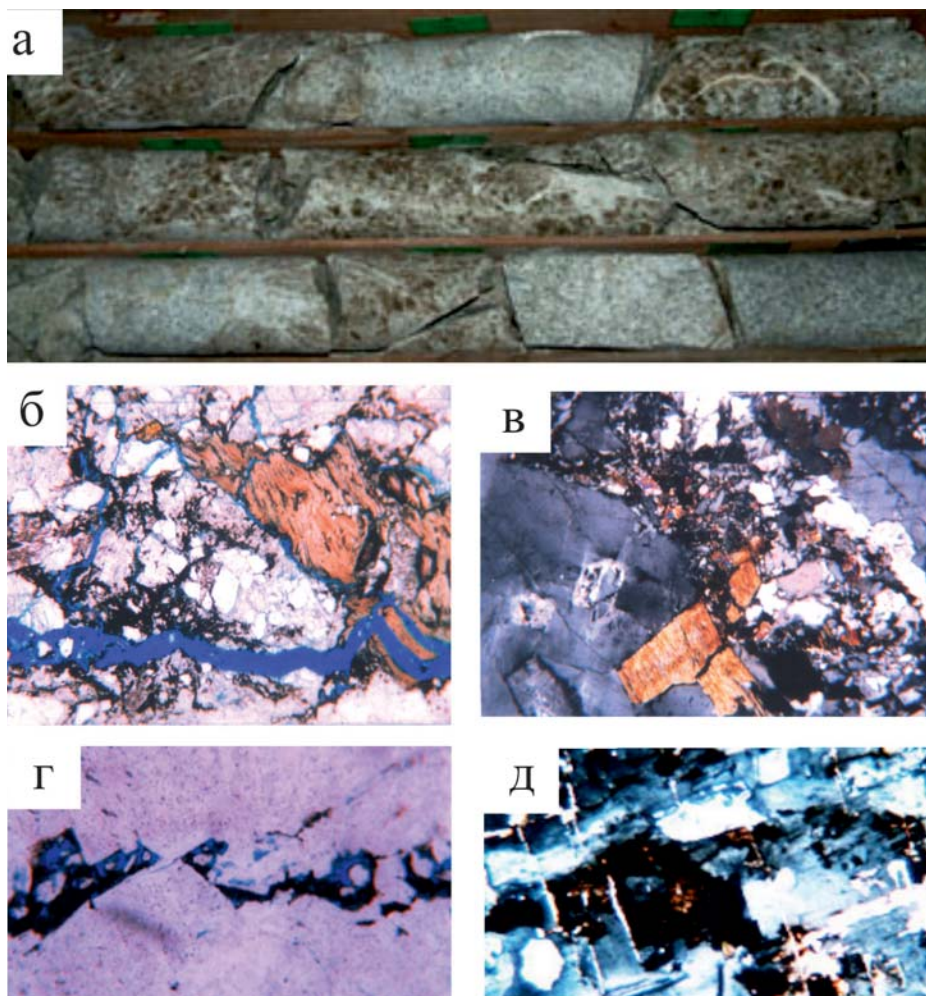
Б – поперечный профиль через поднятие Белый тигр по данным сейсмотомографии (рисунки предоставлены В.А. Быкадоровым) и структура типа вязких пальцев (в окружности)

следующему сценарию [Арешев и др., 1997; Керимов и др., 2019; Dien Phan Trung, 1994; Fyhn et al., 2009] (рис. 5.7).

Поздний палеоцен – начало эоцена – нивелировка рельефа и образование коры выветривания. Эоцен – заложение бассейнов, усложнение их структурного плана и формирование системы грабенов и полуграбенов; накопление в понижениях рельефа континентальных грубообломочных отложений – конгломератов, брекчий, продуктов переотложения коры выветривания. Ранний олигоцен – континентальный рифтогенез, усложнение палеорельефа и как следствие – накопление грубообломочных фаций. Середина раннего олигоцена – конец олигоцена – образование толщи континентальных песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов, реже известняков и мергелей. Поздний олигоцен – накопление континентальных песчано-алевритовых отложений с прослоями гравелитов, мергелей и известняков.

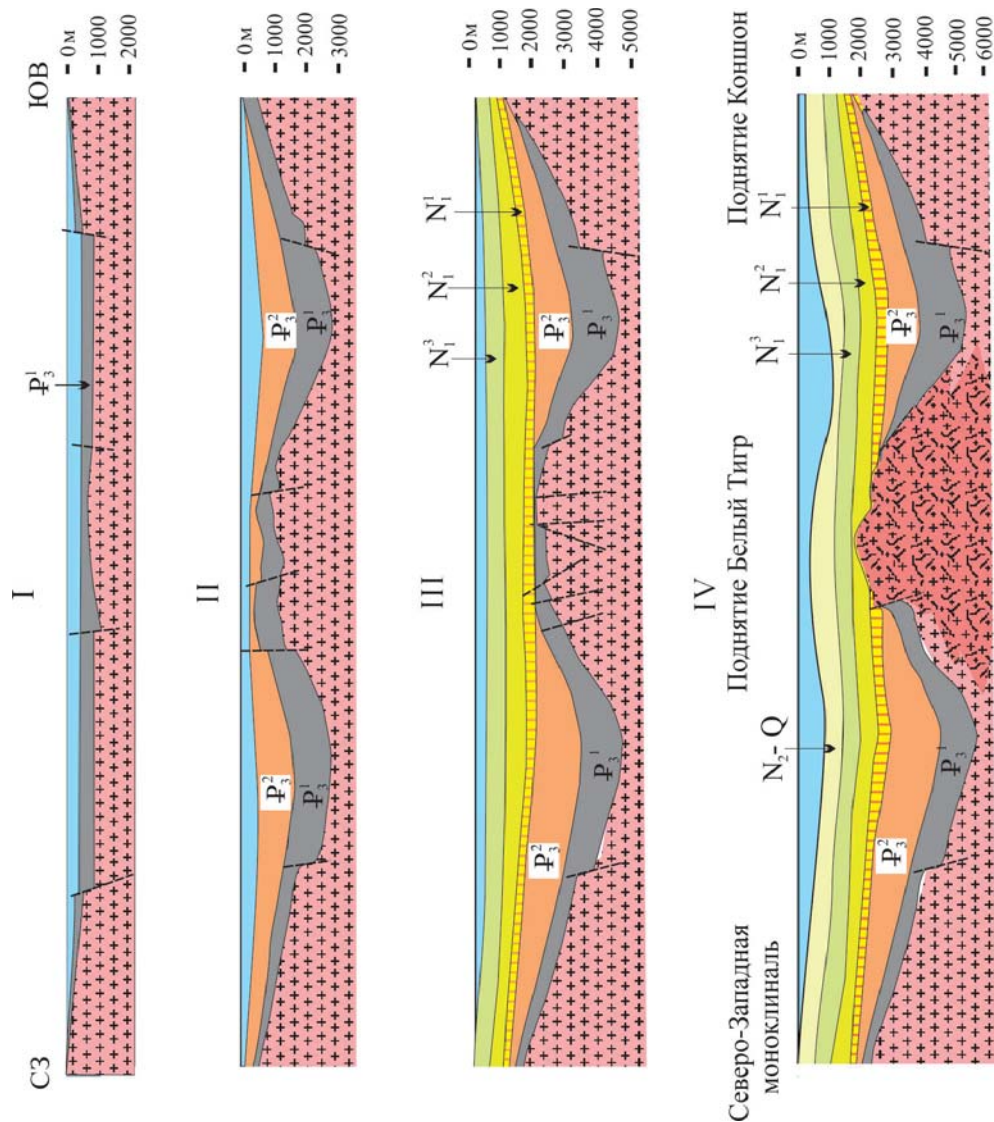
В олигоцене развитие унаследовано от ранее возникшего морфоструктурного плана. Влияние фундамента на характер осадконакопления с течением времени уменьшается. Миоцен – четверть: интенсивность тектониче-

ских движений снижается; в условиях морской трансгрессии накапливаются глинисто-песчаные и карбонатно-глинистые мелководно-морские и авандельтовые осадки с прослоями песчаников и конгломератов; рельеф морского дна



▲ **Рис. 5.6.** Инфраструктура гранитов месторождения Белый Тигр. По [Керимов и др., 2019]:

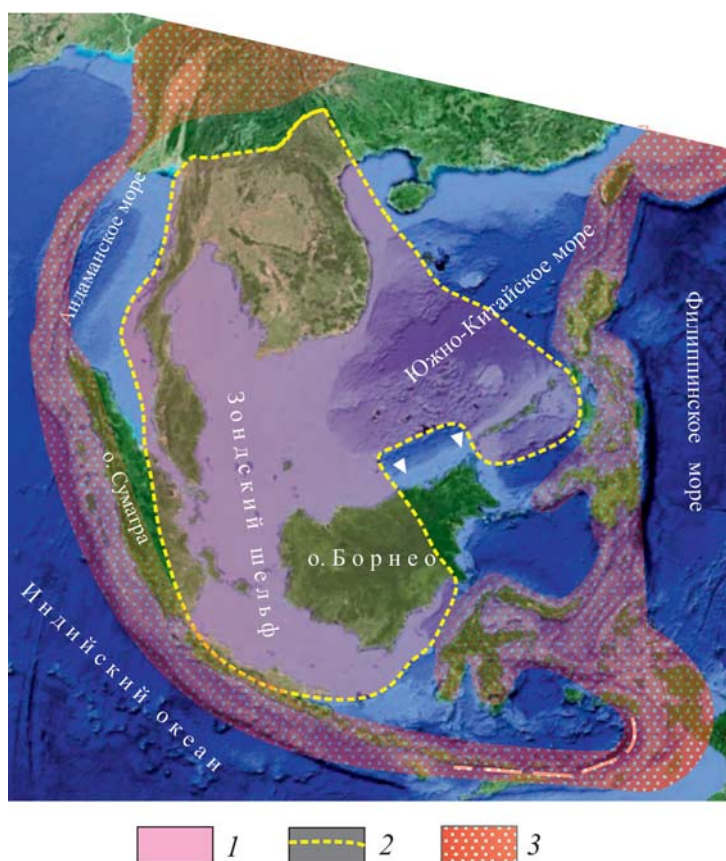
а – биотит-мусковитовый гранит, неравномерно измененный, трещиноватый, нефтенасыщенный, интервал 3782,0-3788,0 м; б – кварцевый диорит, открытые трещины (синие) и приуроченные к ним каверны, нефтенасыщенный (черное), глубина 4549,8 м; в – кварцевый диорит, незначительное нефтенасыщение в слабо разрушенных кристаллах плагиоклазов и интенсивное нефтенасыщение в зоне катаклаза, глубина 4553,5 м; г – кварцевый диорит: линейные зоны мелких каверн вдоль границ кристаллов (синие) в ассоциации с прожилковидными трещинами и кавернами, выполненными битумоидами (черное), глубина 4112,2 м; д – биотит-мусковитовый гранит, нефтенасыщение в каолинизированных кристаллах плагиоклазов, глубина 3630,25 м.



◀ **Рис. 5.7.** Эволюция осадочных бассейнов Зондского шельфа (на примере фрагмента Кылуонгской впадины и поднятия Белый тигр). Объяснения в тексте. По данным [Арешев и др., 1997; Гаврилов и др., 1995; Керимов и др., 2019].
1 – граниты (юра–мел) фундамента; 2 – граниты фундамента интенсивно катаклазированные; 3 – кайнозойские отложения (возрастная индексация и литоформационная характеристика даны на рисунке и в тексте); 4 – разломы

выравнивается, территория шельфа становится единым седиментационным бассейном, разделенным поднятиями на плоские ванны. Распределение мощностей кайнозойских отложений контролировалось морфоструктурным планом поверхности фундамента. Прогибы и поднятия развивались унаследованно, с постепенным уменьшением амплитуды движений. Развитие бассейна происходило в непрерывно-прерывистом режиме, что зафиксировано многократными внутриформационными перерывами и несогласиями.

Мощность осадочного чехла в наиболее прогнутых участках дна достигает 9000 м, по направлению к поднятиям она уменьшается, горизонты чехла выклиниваются, и на поверхность морского дна временами выходят породы фундамента. Вулканические образования в разрезе кайнозойских отложений Зондского шельфа полностью отсутствуют.



▲ **Рис. 5.8.** Область сгущения эпицентров землетрясений с глубиной до 100 км в обрамлении провинции Зондаленд. По [Богоявленский и др., 2016], схематизировано.

1 – провинция Зондаленд; 2 – граница провинции Зондаленд; 3 – область сгущения эпицентров землетрясений

Территория Зондаленда, в сравнении с его обрамлением, отличается крайне ограниченным проявлением магматизма и сейсмичности (рис. 5.8). С эоцена – раннего олигоцена и до наших дней она является областью амагматического и асейсмического «подвижного шельфа», морфоструктура которого представлена чередованием осадочных бассейнов и комплементарных им поднятий.

Таким образом, территория Зондского шельфа в кайнозое (олигоцен–квартер) представляет собой область формирования семейства бассейнов и хребтов или рассредоточенного рифтинга, и возникновение подобной морфоструктуры связано с реидным перераспределением горных масс фундамента этого сегмента земной коры. Но, в отличие от Провинции бассейнов и хребтов Северной Америки, Селенгино-Витимской зоны и Тянь-Шаня, в структуре Зондского шельфа не выражены столь явственно сдвиговые деформации, хотя блок в целом находится в сдвиговом силовом поле и испытывает перемещение к юго-востоку как единое целое [Лукк, Леонова, 2022].

Отсутствие в породах фундамента четко проявленного директивного латерального течения связано, вероятно, с влиянием на блок Зондаленд встречного трехстороннего пододвигания океанических плито-потоков (Индийского – с запада, Австралийского – с юга и Филиппинского – с востока) под блок с утоненной континентальной корой, что приводит к формированию области «замковой» или «самоблокирующейся» субдукции (self-closing subduction). И хотя полного смыкания субдуцирующих масс на глубине, по-видимому, не происходит [Соколов, Трифионов, 2024], сближение встречных и относительно холодных плито-потоков (центростремительная конвергенция [Леонов, 2019]) препятствует возникновению коровых расплавов и проникновению в кору глубинных расплавов, способствуя в то же время тектонической активизации породных масс.

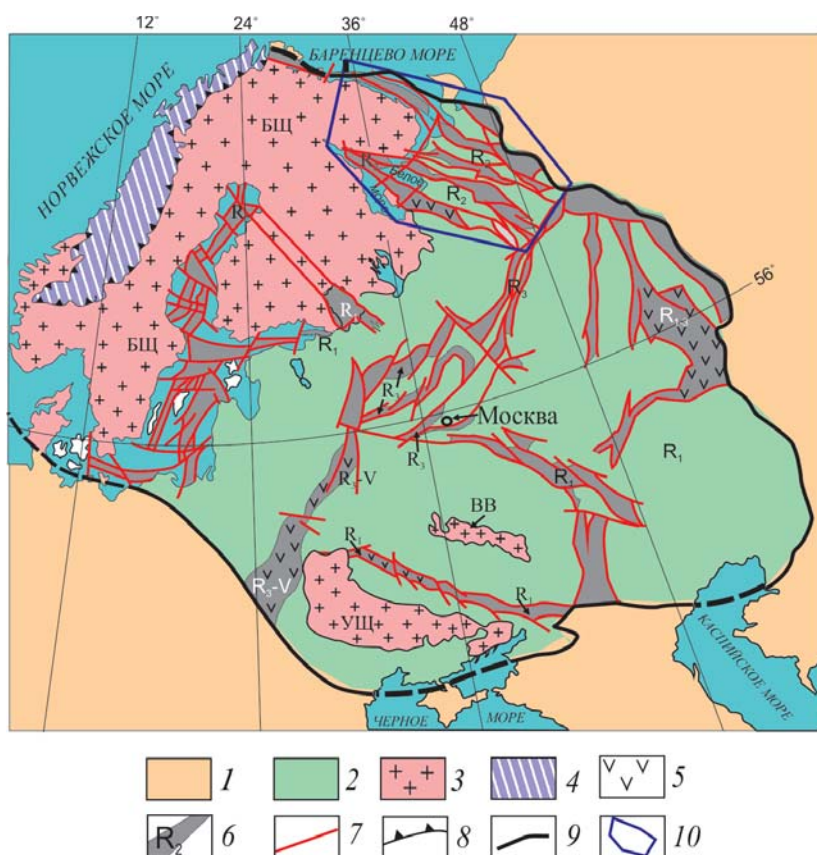
Заканчивая раздел, необходимо подчеркнуть наличие большого числа месторождений углеводородов в осадочном чехле и главное – в гранитах фундамента. Механизм возникновения интрагранитных ловушек рассмотрен в специальных публикациях [Керимов и др., 2019; Леонов, 2008, 2020, 2025а, б; Леонов и др., 2018]. Здесь отметим только, что это явление связано прежде всего с вторичной механической дезинтеграцией гранитных масс и вследствие этого с их значительной объемной подвижностью. К обсуждению этого вопроса мы вернемся в следующих разделах.

Глава 6

Рифтовая система Белого моря

В предыдущих разделах были рассмотрены провинции ареального рифтогенеза, приуроченного к альпийским эпиплатформенным подвижным зонам земной коры. Сходные морфоструктурные ансамбли известны, хотя примеры их единичны – в пределах и более древних сегментов земной коры. Наиболее изученной «древней» провинцией такого рода является рифейская Рифтовая система Белого моря (РСБМ) (рис. 6.1), детальное описание геологии и глубинного строения которой, а также библиография по вопросу приведены в публикациях [Балуев, 2006, 2013; Балуев и др., 2012, 2020, 2021; Зыков и др., 2008; Строение..., 2022; Терехов, 2007 и др.]. При этом в перечисленных работах не только приведена характеристика структуры, глубинного строения и геодинамической природы РСБМ, но и сформулирован ряд фундаментальных положений относительно природы ареальных рифтовых систем как определенного типа геоструктур. Не вдаваясь в детали – они изложены в цитированных выше работах – отметим черты строения и истории развития Беломорской рифтовой системы, существенные в контексте рассматриваемой проблемы.

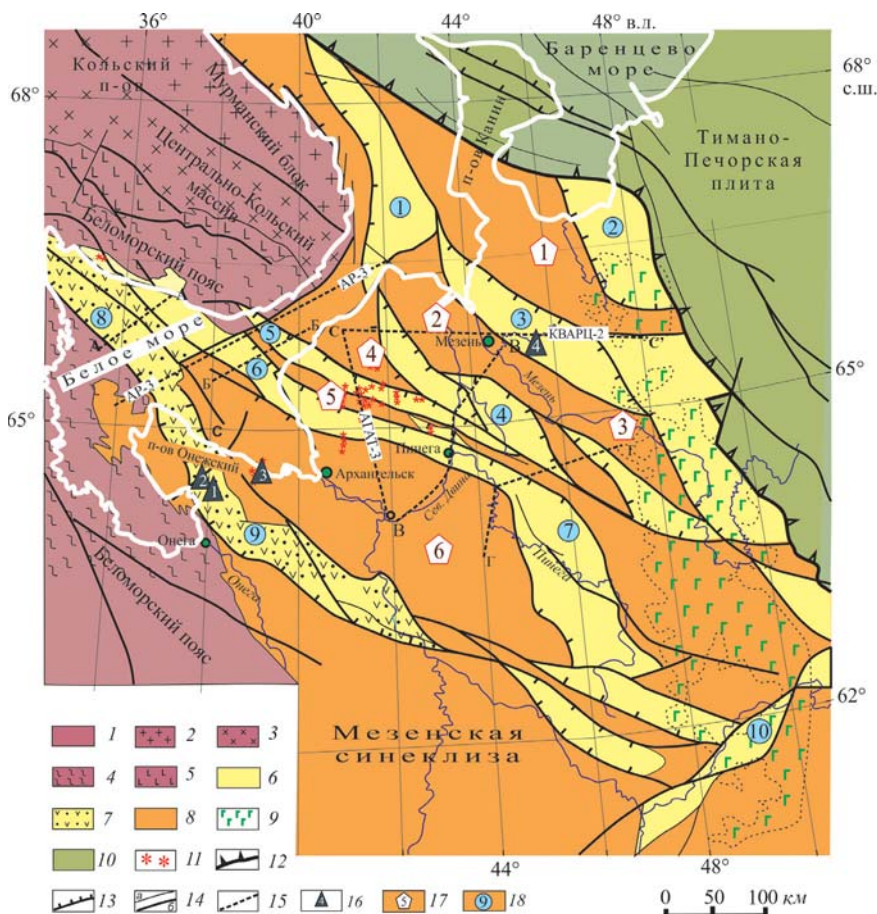
В настоящее время плитная часть северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (Русской плиты) представляет собой область погружения кристаллического фундамента в северо-восточном и восточном направлениях от Балтийского щита к Баренцевоморской провинции и к Тимано-Печерской плите. На фоне общего погружения по градиентным зонам поверхности фундамента трассируются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных отложений среднего–верхнего рифея, местами выходящих на дневную поверхность по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, остров Кильдин) (рис. 6.2, 6.3).



▲ **Рис. 6.1.** Положение Рифтовой системы Белого моря в структуре рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы. Плитная часть (зеленый цвет) в пределах выделенного контура соответствует территории Мезенской синеклизы.

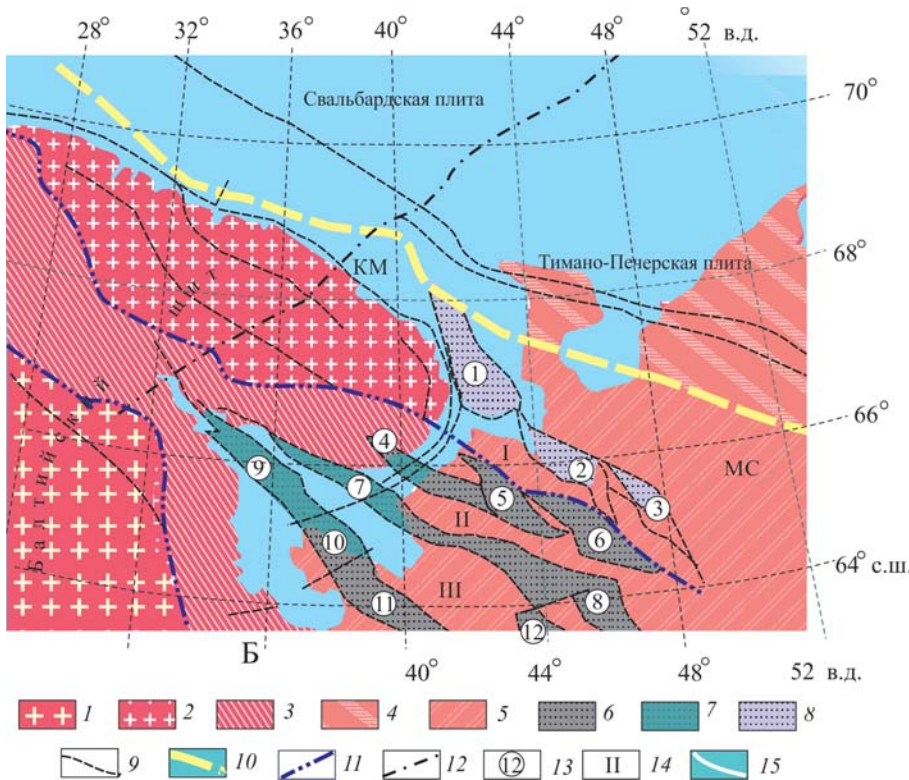
1 – структуры обрамления ВЕП; 2 – плитная часть ВЕП; 3 – Балтийский (БЩ), Украинский (УЩ) щиты и Воронежский выступ (ВВ); 4 – Норвежские каледониды; 5 – вулканы в пределах грабенов; 6 – рифейские грабены; 7 – разломы; 8 – надвиг каледонид; 9 – граница ВЕП; 10 – Рифтовая система Белого моря

Основная часть рифтовой системы расположена под водами Белого моря и под платформенным осадочным чехлом Мезенской синеклизы. С северо-востока Рифтовая система Белого моря ограничена крупным структурным швом Тролльфьерд–Рыбачий–Канин, по которому фиксируется соприкосновение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. В зоне разломов Тролльфьерд–Рыбачий–Канин расположена серия дезинтегрированных гранитных массивов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии выжатых в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела гранитоидов образуют пластины, «вклиненные»



▲ **Рис. 6.2.** Тектоническая схема северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (составлена по [Тектоническая карта..., 2010; Буш, Калмыков, 2015] с дополнениями.

1 – Балтийский щит; 2–3 – Кольский массив неоархейской консолидации: 2 – Мурманский блок, 3 – Центрально-Кольский блок; 4 – Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации; 5 – Имандра-Варзугский проторифтогенный палеопротерозойский пояс; 6–9 – плитная часть платформы с венд-палеозойским осадочным чехлом (Мезенская синеклиза): 6–7 – палеорифтовая система Белого моря: 6 – грабены в кристаллическом фундаменте платформы, выполненные средне-верхнерифейским терригенным комплексом, 7 – то же с участием продуктов магматизма, 8 – выступы кристаллического фундамента, разделяющие рифтогенные впадины; 9 – позднепалеозойские трапповые поля в осадочном чехле платформы по данным [Буш, Калмыков, 2015]; 10 – Тимано-Печорская плита (тиманиды); 11 – кимберлитовые трубки; 12 – граница ВЕП (надвиг тиманид на ВЕП); 13 – главные сбросы, формирующие рифтогенные грабены; 14 – прочие разломы: а – незначительные, б – основные; 15 – геолого-геофизические профили, представленные в работе; 16 – скважины (1 – Солозёрская, 2 – Войозеро, 3 – Нёнокса, 4 – Средне-Няфтинская № 21); 17 – выступы фундамента: 1 – Несско-Тылугский, 2 – Кулойский, 3 – Усть-Мезенский; 4 – Терская ступень, 5 – Товский, 6 – Архангельский; 18 – рифтогенные структуры, грабены и впадины: 1 – Понойская, 2 – Пешская (предтиманский прогиб), 3 – Усть-Мезенская и Сафоновская, 4 – Лешуконская, 5 – Чапомская, 6 – Керейская, 7 – Пинежская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежская, 10 – Котласская система впадин



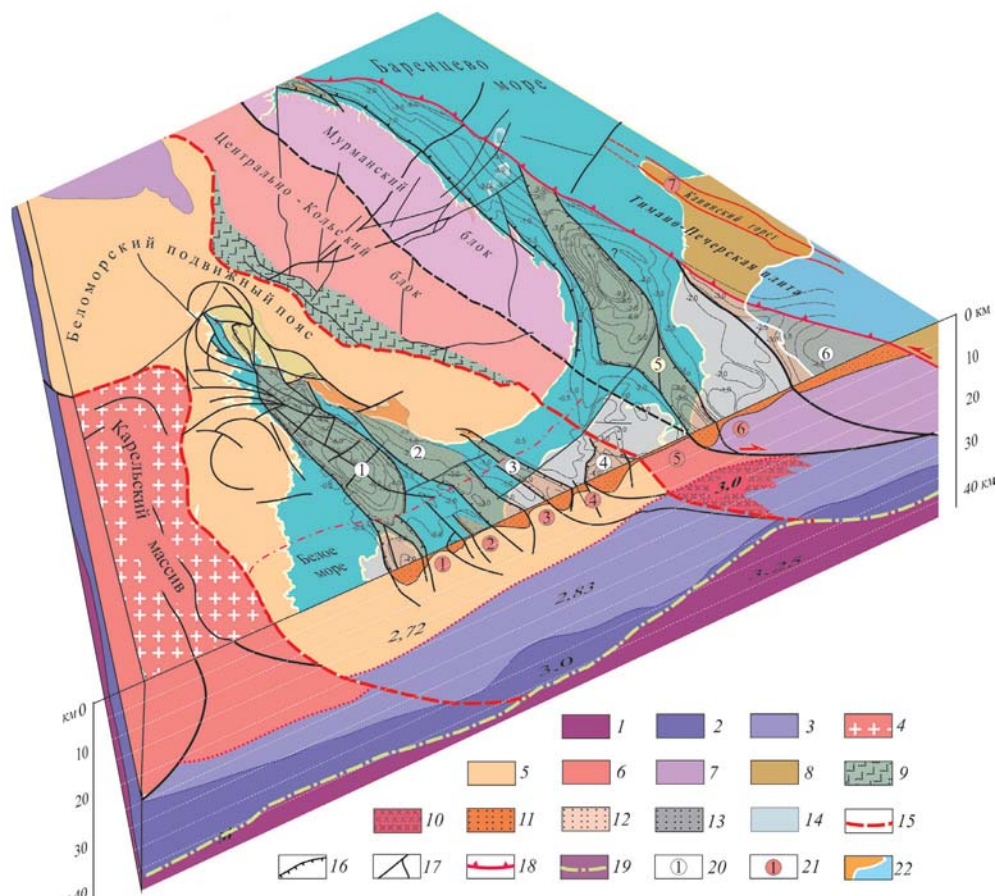
▲ **Рис. 6.3.** Рифтовая система Белого моря в структуре северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Схема составлена по данным [Балуев и др., 2012, 2021; Строение..., 2022].

1–3 – Балтийский щит: 1 – Карельский массив неархейской консолидации, 2 – Кольский массив неархейской консолидации, 3 – Лапландско-Беломорский пояс палеопротерозойской консолидации; 4 – Тимано-Печерская плита с байкальским возрастом консолидации; 5–7 – плитная часть Восточно-Европейской платформы: 5 – Мезенская синеклиза (МС), 6 – 7 – грабены в теле Лапландско-Беломорского пояса: 6 – в пределах суши, 7 – в пределах акваторий; 8 – впадины и грабены в теле Восточно-Европейской платформы; 9 – разломы: взбросы, надвиги, сдвиги; 10 – граница Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ, КМ – Кольская моноκлиналь; 11 – границы Лапландско-Беломорского пояса; 12 – внутриплитная зона раздела; 13 – грабены и впадины (цифры в кружках): 1 – Понойская впадина, 2 – Усть-Мезенская впадина, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 9 – Кандалакшский, 10 – Центральный, 11 – Онежский, 12 – Покшеньгский; 14 – выступы-горсты (римские цифры): I – Кулойский, II – Товский, III – Архангельский; 15 – граница суша-море

между толщами рифейских отложений. Предполагается, что они шарьированы с севера на юг в сторону архейского кратона [Балуев и др., 2020].

В северо-западном направлении РСБМ в виде нескольких ветвей вклинивается в тело Балтийского щита. К юго-востоку Система прослежена под чехлом Мезенской синеклизы до торцового Котласского грабена, принадлежащего

системе Среднерусского авлакогена. На юго-западе система ограничена крупным сбросом, который является одновременно юго-западным ограничением Кандалакшско–Онежского грабена. Большая часть Рифтовой системы Белого моря, как это показано на рис. 6.2, занимает центральную часть Беломорско-



▲ **Рис. 6.4.** Строение земной коры Рифтовой системы Белого моря. Составлена на основе Тектонической карты Белого моря [Балуев и др., 2012].

1 – мантия; 2 – нижняя кора; 3 – средняя кора (цифрами указаны осредненные плотности пород); 4–8 – элементы верхней коры: 4 – Карельского массива, 5 – Беломорского подвижного пояса, 6 – Центрально-Карельского блока, 7 – Мурманского блока, 8 – Тимано-Печерской плиты; 9 – проторифтогенный палеопротерозойский пояс; 10 – магматическая камера; 11–13 – рифейские грабены: 11 – на разрезе, 12 – под плитным чехлом на суше, 13 – под водами и отложениями Белого моря; 14 – плитная часть платформы; 15 – граница Беломорского подвижного пояса; 16 – сбросы и направление уклона сместителей; 17 – прочие разломы; 18 – граница Тимано-Печерской плиты; 19 – граница Мохо; 20 – цифры в белых кружках – грабены и впадины: грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Керетский, 3 – Чапомский, 4 – Лукошонский; впадины: 5 – Понойская, 6 – Пешская; 21 – цифры в розовых кружках – горы и выступы: 1–2 – Архангельский, 3 – Товский; 4 – Кулойский, 5 – Несско-Тылугский; 22 – береговая линия Белого моря

Лапландского подвижного пояса, который, по мнению [Терехов, 2007], является «корневой» зоной палеопротерозойской рифтовой системы.

В ставших классическими схемах тектонического строения Беломорского региона рифтоподобные структуры юго-западного обрамления Балтийского щита представлены как единая Рифтовая система Белого моря [Балуев и др., 2012]. Тем не менее некоторые особенности расположения и конфигурации Понойской, Усть-Мезенской и Сафоновской впадин не исключают, что эти структуры принадлежат иной тектонической зоне, что отражено на рис. 6.3.

Отсюда, как показано ниже, возникли два варианта моделей геодинамического развития РСБМ. В контексте этой книги указанное противоречие не является принципиальным, и в данной работе мы будем придерживаться первой – классической точки зрения.

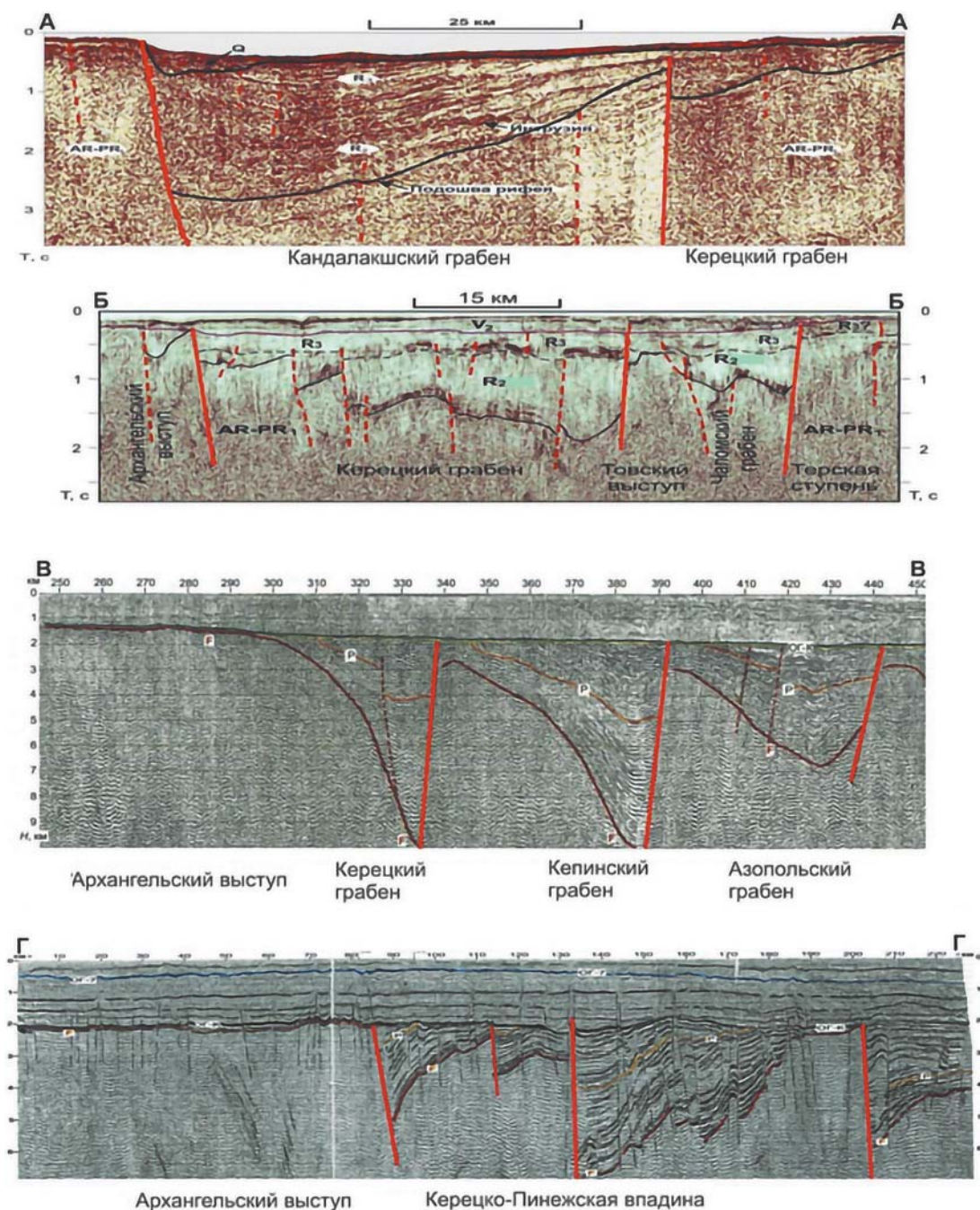
Палеорифтовая система Белого моря, расположенная в пределах северного сегмента Восточно-Европейской платформы, представляет собой единую систему кулисно эшелонированных линейных зон грабенов (грабен-синклиналей, впадин, желобов) (рис. 6.4; см. также рис. 6.2, 6.3): Онежско-Кандалакшскую (Кандалакшско-Двинскую), Керецко-Пинежскую, Чапома-Лешуконскую и Понойско-Мезенскую (Баренцевоморскую), разделенных комплементарными бассейновым структурам выступами кристаллического фундамента: Архангельским, Товским, Кулойско-Мезенским, Несско-Тылугским.

По простирацию рифтовой зоны грабены меняют свою полярность (рис. 6.5), поэтому можно предполагать существование между полуграбенами с разной полярностью зон аккомодации в виде межграбеновых перемычек в рельефе кристаллического фундамента по аналогии со строением современных рифтовых структур. Территория провинции ($\approx 1000 \times 500$ км) имеет тот же порядок размерности, что и другие области ареального рифтинга, примеры которых приведены в предыдущих главах.

Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции

На дорифтовом фундаменте в рифтовых впадинах залегают терригенные образования рифея (синрифтовый комплекс), которые в пределах плитной части платформы (Мезенской синеклизы) несогласно перекрываются синеклизным и плитным комплексами (рис. 6.5).

Все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, которые распространены в акватории Белого моря, а на поверхности прослеживаются



▲ **Рис. 6.5.** Сейсмогеологические профили через грабены палеорифтовой системы Белого моря (по [Геодинамика..., 2006; Журавлев, 2007]), демонстрирующие смену полярности грабенов по простиранию с северо-запада на юго-восток Керецко-Пинежского палеорифта (положение профилей см. рис. 6.2)

почти по всему южному и частично восточному побережью Кольского полуострова (рис. 6.6).

Общее погружение кристаллического фундамента и перекрывающих его образований синрифтовых и чехольных комплексов направлено в сторону Тиманского складчатого сооружения, надвинутого на край Восточно-Европейской платформы. В этом разделе рассмотрены особенности литостратиграфии *синрифтового* комплекса и некоторые вытекающие из этого обзора следствия.

Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты

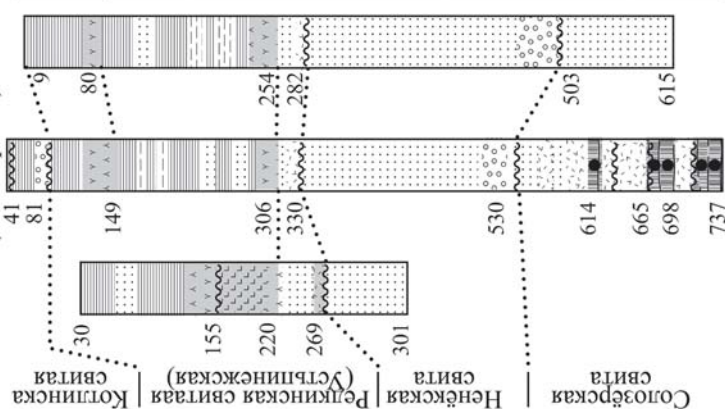
Кандалакшский и Керецкий грабены практически полностью расположены в пределах акватории Белого моря, и об их заполнении можно судить лишь по обнажениям северо-восточного пологого борта Керецкого грабена на южном побережье Кольского полуострова, а также по данным сейсмостратиграфического профилирования акватории (рис. 6.5, 6.7). Обнажения рифейских образований (оленицкая серия) известны на протяжении 300 км от мыса Турий на западе до р. Русинга на востоке. В прибрежных обнажениях серия представлена терской, чапомской и турьинской свитами. Видимая мощность оленицкой серии на побережье порядка 700 м; в акватории Белого моря мощность серии оценивается в 3000–8000 м.

Положение турьинской свиты, представленной кварцитовидными песчаниками, фенитизированными на контакте с щелочной интрузией Турьего полуострова проблематично (в связи с этим турьинская свита не нашла своего отражения на «Схеме корреляции синрифтовых образований...» (рис. 6.6)). Сероцветные, хорошо сортированные кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники этой свиты залегают трансгрессивно на нижнепротерозойских гранодиоритах и не имеют видимых контактов с терской свитой. В песчаниках турьинской свиты обнаружены редкие микрофоссилии: *Kildinella hyperboreica* Tim., *Leiosphaeridia densum* (Tim.), *Osillatorites* sp. Возможно, эти отложения соответствуют низам среднего рифея или нижнему рифею [Рагозина, Степкин, 1979]. Проявление складчатости, не характерной для других рифейских толщ палеорифтовой системы Белого моря, ставит под сомнение позднепротерозойский возраст этой свиты, которая может оказаться аналогом какой-то части карельского комплекса [Коноплева, 1979].

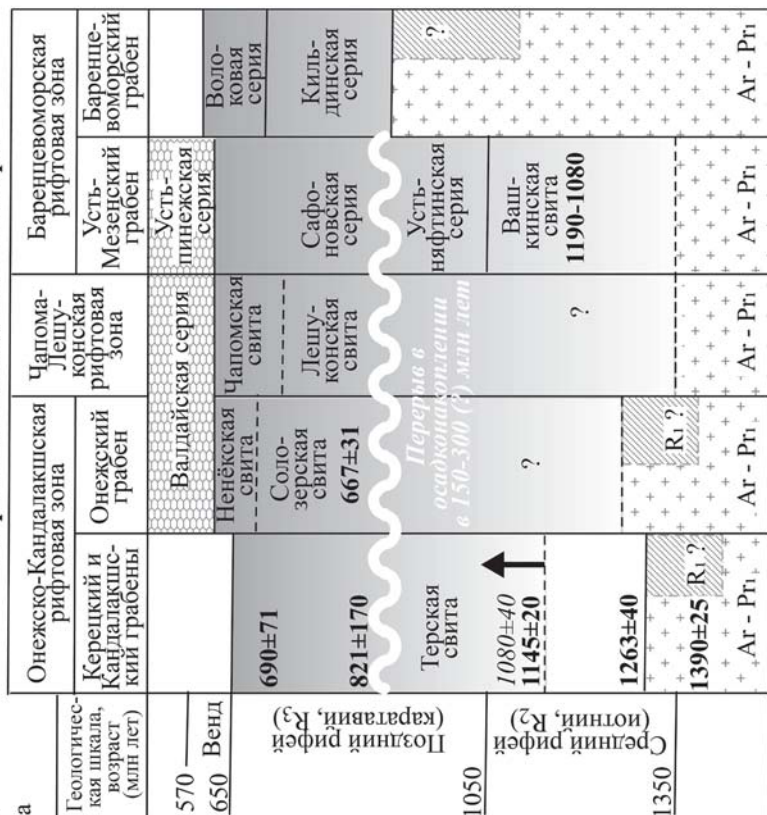
Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, сложенные плохо сортированными

Скажины Онежского грабена

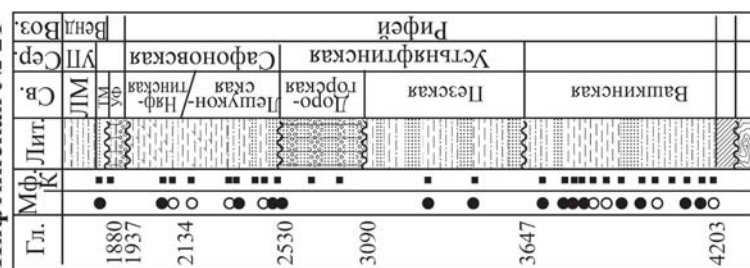
Войзеро (Солозёрская) Ненокса



Рифтовая система Белого моря



Скажина Средне-Няфтинская № 21



◀ **Рис. 6.6.** Схема корреляции синрифтовых терригенных образований РСБМ по [Строение..., 2022].

Цифры у разрезов скважин – глубины в метрах. Положение грабен и скважин см. на рис. 6.2. Жирным шрифтом показаны геохронологические датировки (в млн лет). Жирная штриховая линия со стрелкой – нижнее ограничение возраста терской свиты 1145 ± 20 (млн лет) по данным U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты (проба K18–501). Дальнейшие объяснения см. в тексте.

Условные обозначения к скважинам Онежского грабена: 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; конгломераты; 5 – туфопесчаники; 6 – туфы, туффиты; 7 – кварцевые долериты; 8 – долериты; базальты; 9 – места отбора проб для изотопных исследований [Носова и др., 2008].

К скважине Среднеяфтинская № 21: 1 – гравелиты; 2 – разнотерные песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые известняки и доломиты; 6 – красноцветные толщи; 7, 8 – породы раннедокембрийского фундамента; 9 – интервалы разреза (выборки проб), отобранные на микрофитологический анализ: а – лишенные микрофоссилий, б – содержащие микрофоссилии. Гл. – глубина в метрах, Мф – микрофоссилии, К – отбор керн, Лит. – литология, Св. – свита, Сер. – серия, Воз. – возраст, УФ – уфтьюгская свита, ТМ – тамническая свита, ЛМ – лямичская свита, УП – устьепинежская серия

песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород (рис. 6.7, А). На большей части территории эти отложения трансгрессивно перекрывают различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты.

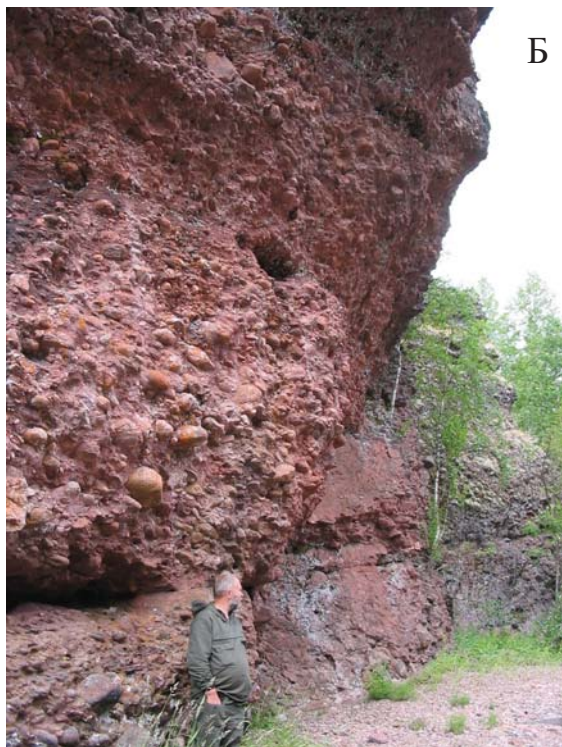
В основании терригенной толщи залегает пачка базальных конгломератов (р. Кица (рис. 6.7, Б), руч. Кашкаранский, скв. № 12 – дер. Мосеево). Для всего разреза характерен коричневый с различными оттенками цвет пород, пологое залегание с моноклинальным падением слоев ЮЗ $5\text{--}10^\circ$. Характерны трещины усыхания, знаки ряби, отпечатки дождевых капель, гиероглифы и проблематичные образования, напоминающие следы жизнедеятельности мелких аннелидоморфных организмов, а также диагенетические пятнистые текстуры (текстуры «оглиения»), имеющие в основном округлые шарообразные (диаметром до 10 см) или неправильные со скругленными краями очертания. Структуры оглиения являются свидетельством воздействия во время осадконакопления газообразных флюидов восстановительного характера на еще не литифицированную толщу осадков.

В разрезе терской свиты установлена закономерная смена пачек пород (снизу вверх) от грубообломочных к тонкозернистым. В разрезе свиты проявляются два крупных трансгрессивных ритма, один из которых осложнен в основании ритмами низшего порядка. Накопление красноцветных терригенных осадков происходило в условиях медленного погружения бассейна, которое иногда прерывалось в результате неоднократного возобновления тектонических движений, что привело к образованию крупных ритмов. В процессе трансгрессий в спокойной тектонической обстановке на фоне медленного непрерывного погружения морского дна происходили лишь незначительные

А



Б



◀ ▲ **Рис. 6.7.** А. Обнажение толщи терских песчаников на южном побережье Кольского полуострова. Б. Базальные конгломераты терской свиты на р. Кице

колебания, зафиксированные в ритмичном строении нижних горизонтов. Судя по общей видимой мощности разреза (≈ 700 м) и по выдержанности мощностей нижней части свиты, трансгрессии охватывали значительно большую территорию, чем та, на которой в настоящее время зафиксированы выходы песчаников.

Песчаники терской свиты сформированы в мелководном бассейне, что определятся по наличию многочисленных прослоев косослоистых песчаников и знаков ряби, по ориентировке галек и гравия в конгломератах и другим признакам. При блоковом строении фундамента в процессе мелководного осадконакопления были возможны непродолжительные локальные перерывы, которые сопровождались образованием маломощных слоев и линз конгломератов с галькой и гравием алевролитов. Плохая окатанность и сортировка обломочного материала, наличие в разрезе обломков подстилающих пород, легко подвергающихся процессам выветривания, свидетельствуют о близости источника грубого материала.

Геохимическое изучение терригенных пород терской свиты показало, что их можно отнести к аркозам и частично к литаринитам, более глинистые разности расположены в поле «вакк». Эти данные свидетельствуют о существенной роли процессов рециклинга и подтверждают высказанное ранее предположение о морском характере бассейна, частью которого в конце среднерифейского времени был Керецкий грабен. Можно отметить принципиальное сходство осадочных пород терской свиты с современными морскими осадками Белого моря [Кузнецов и др., 2021]. О морском происхождении рифейских толщ, выполняющих бассейны РСБМ, свидетельствуют также и комплексы акритарх, обнаруженные в среднерифейской вашкинской свите Усть-Мезенского грабена, вскрытой скважиной Средненифтинская № 21 [Вейс и др., 2004], и в отложениях Чапомского грабена [Коноплева, 1979].

В Керецком грабене на Зимнем берегу бурением вскрыта мощная толща красноцветных разнотернистых песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена [Якобсон и др., 1991]. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене 1,5–2,0 км [Геодинамика..., 2006], а в Белом море – до 4 км [Балуев и др., 2012].

Как отмечено выше, все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солозерской свиты. Время накопления базальтов солозерской свиты, согласно Sm-Nd датировкам, 667 ± 31 млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея – нижнего венда [Носова и др., 2006]. Возраст нижележащей толщи Онежского грабена (мощность более 4 км) остается неизвестным, но очевидно, что эти отложения имеют более древний возраст.

По результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты Кандалакшского и Керецкого грабенов следует, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее 1145 ± 20 млн лет, т.е. конца среднего рифея, что ограничивает возрастную границу накопления синрифтовых отложений вышеуказанных грабенов [Кузнецов и др., 2021]. С другой стороны, с учетом того что проба была отобрана из верхних слоев терской свиты, обнажающейся на Терском берегу, вся остальная многокилометровая толща, выполняющая грабен, безусловно, древнее указанного возраста.

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования осадочный чехол разделяется на два структурных этажа [Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007]. Верхний структурный этаж представлен чехольным комплексом, в основании которого залегают вендские отложения. Нижний структурный этаж сложен синрифтовыми отложениями рифейского возраста, максимальная мощность которых в Кандалакшском грабене достигает 8 км. В рифейской толще, по условиям ее залегания и характеру сейсмической записи, выделяются два комплекса. Нижний выполняет грабены, а верхний, нивелируя рельеф фундамента, отличается более регулярной и ярко выраженной волновой картиной. Рифейские образования Кандалакшского грабена по характеру сейсмической записи напоминают разрез нижнего седиментационного комплекса Понойской впадины. Смена характера сейсмической записи отражает, по-видимому, изменения условий осадконакопления и литологического состава пород. Отчетливая слоистость, характерная для обоих комплексов, свидетельствует о слабом метаморфизме рифейской толщи. Таким образом, в сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, отчетливо отражаются два этапа развития рифтовых структур.

Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают внутри рифейской толщи грабена наличие магматогенных образований, аналогичных породам толеит-базальтовой формации (долериты, базальты и их туфы), вскрытых бурением в рифейской толще на Онежском полуострове. Однако анализ волновой картины сейсмического профиля, пересекающего Кандалакшский грабен, приводит к выводу, что внедрение магмы в осадочную толщу и формирование межпластовых тел (или потоков?) приурочено к средней части разреза, т.е. значительно позже начала грабенообразования. Долериты и базальты солозерской свиты в Онежском грабене также относятся к верхней части разреза грабенового выполнения. Очевидно, что накопление нижележащей 3–4-километровой толщи предшествовало проявлению магматизма.

Для осадочных образований рифея характерны пликативно-дизъюнктивные постседиментационные деформации. Породы, выполняющие центральную часть Кандалакшского грабена, деформированы в пологие складки. Оси скла-

док параллельны продольной оси грабена. Наблюдается увеличение деформаций слоев в направлении Кандалакшского берега и Горла Белого моря, особенно в пределах Архангельской тектонической зоны.

В Керецком грабене в разрезе рифея выделяют два седиментационных комплекса. Верхний, по-видимому, позднерифейский, отличающийся яркими сейсмическими отражениями, полого залегает на эрозионной поверхности нижнего седиментационного комплекса. Породы нижнего комплекса, представленные вулканогенно-осадочными образованиями среднего рифея, метаморфизованы и дислоцированы более интенсивно. Осадки верхнего рифея перекрывают уступы Архангельского горста [Журавлев, 2007] (см. рис. 6.5).

Чапома-Лешуконский и Понойско-Мезенский (Баренцевоморский) палеорифты

Эти структуры расположены преимущественно в пределах Мезенской синеклизы, за исключением Чапомского грабена, выходящего на поверхность на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Чапомский грабен, являющийся, как показано выше, северо-восточным замыканием Чапома-Лешуконского палеорифта, выполнен терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста (рис. 6.8). Эти образования были от-



▲ **Рис. 6.8.** Верхнерифейские красноцветные отложения Чапомского грабена. Блоки терригенной толщи, выполняющие грабен, смещены относительно друг друга с элементами вращения. Среднее течение р. Чапомы, Кольский полуостров

несены к самой верхней алевролитовой пачке разреза терской свиты, породы которой распространены вдоль южного побережья Кольского полуострова и выполняют грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов. В составе терригенной толщи Чапомского грабена преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. Накопление осадков чапомской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна в обстановке непрерывного погружения дна при незначительных его колебаниях, зафиксированных в ритмичном строении толщи. В ней был выделен разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности, включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргиллитов (скв. Устьяфтинская, интервал 2050–2607 м), пробуренной в Усть-Мезенской рифтогенной впадине [Коноплева, 1979]. По всем признакам чапомская свита может быть скоррелирована и с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Среднефтинской скважины № 21 (см. рис. 6.6).

Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине. Сейсмическая характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах рифтовой системы Белого моря, выделенных на суше вдоль профиля МОГТ–I (см. рис. 6.5, В) [Геодинамика..., 2006]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Устьяфтинской и Среднефтинской параметрических скважин (см. рис. 6.3). По аналогии можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложениям раннего (?) – среднего рифея, а верхний – позднего рифея. В других грабенах рифтовой системы между этими комплексами отмечается перерыв в осадконакоплении продолжительностью 150–300(?) млн лет [Журавлев, Шипилов, 2007]. В отличие от них, в Понойской впадине такого длительного перерыва не наблюдается.

На территории Мезенского бассейна, по данным бурения и сейсморазведки, рифейские отложения распространены практически повсеместно. Их отсутствие установлено лишь в районе Архангельска, на зимнем берегу Белого моря и в центральной части бассейна на двух небольших участках – в среднем течении р. Мезени и в нижнем течении р. Пинеги. На всей площади распространения породы рифейского возраста перекрыты осадочной толщей венда, в основном верхней его частью.

В рифтовых зонах Мезенской синеклизы выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Достаточно полное описание образований, выполняющих палеорифтовые грабены Мезенского бассейна, приведено в [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006; Геодинамика..., 2006]. Первые две работы основаны на данных регионального сейсмического профиля I–I протяженностью 460 км (см. рис. 6.5, В), пересекающего в субмеридиональном

направлении основные тектонические элементы синеклизы – Онежский, Пинежский, Кепинский (Лешуконский), Азопольский, Усть-Мезенский грабены и разделяющие их выступы фундамента. В верхней части рифейских отложений выделены два крупных цикла проградационного осадконакопления. Нижний, в объеме вашкинской, пезской и, вероятно, дорогорской свит (сейсмофаций), датируется как среднерифейский. По радиометрическим определениям возраст пезской свиты не моложе 1050–1100 млн лет. Вышележащий цикл, в объеме лешуконской, няфтинской и уфтыгской свит, относится к верхней половине позднего рифея. Перерыв в осадконакоплении между верхним и нижним циклами оценивается в 150–300 млн лет [Сапожников и др., 2003].

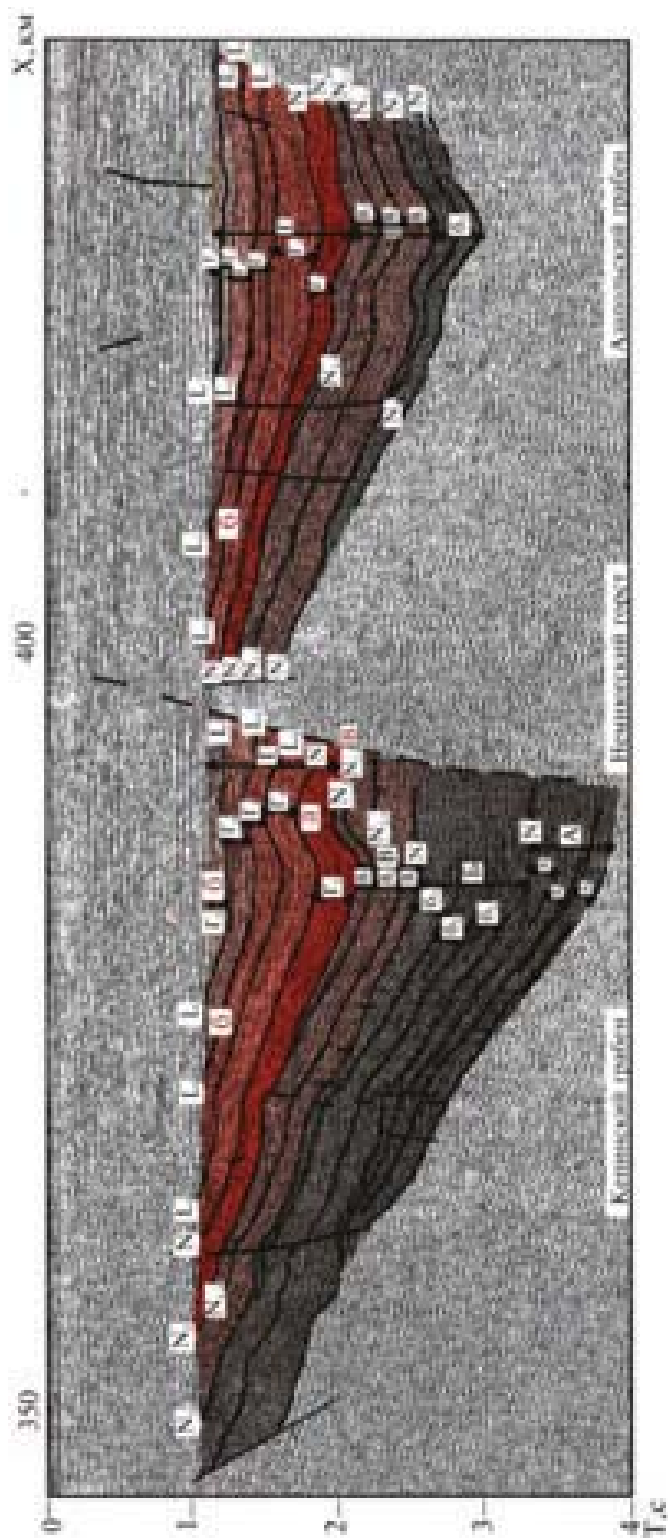
Как отмечают Р.Б. Сапожников с соавторами (2003), в самых глубоких впадинах – Онежской и Лешуконской (Кепинской) – фиксируется наиболее древний сейсмостратиграфический комплекс А (рис. 6.9), условно датируемый ранним рифеем, который является синрифтовым на первом этапе рифтогенеза.

По рисунку волнового поля процесс седиментации на первом этапе представляется как латеральное (боковое) наращивание осадков вдоль бортов грабена (заполнение впадины отложениями небольших дельт).

Сейсмостратиграфический комплекс Б, перекрывающий нижний комплекс А, также выделен лишь в пределах Онежского и Лешуконского грабенов [Сапожников и др., 2003] (см. рис. 6.9). Характер записи его подошвенного горизонта указывает на то, что он начал формироваться на эрозионной поверхности. Характер внутреннего рисунка волнового поля в грабенах позволил представить процесс осадконакопления как заполнение интенсивно прогибающегося бассейна дельтовыми отложениями, слои которых выклиниваются или срезаны эрозионной поверхностью. Увеличение мощности отложений в осевых частях грабенов и интенсивное сокращение мощности на бортах связываются с быстрым опусканием дна бассейна в процессе раздвига блоков земной коры на втором этапе рифтогенеза.

Вышележащий сейсмостратиграфический комплекс В выделяется уже во всех грабенах (см. рис. 6.9) [Сапожников и др., 2003]. На их бортах отмечается конседиментационное утонение отдельных пластов. Отражения от подстилающих пластов заканчиваются у базальной поверхности, что позволяет по форме кровельного прилегания (несогласия) выделить третий этап рифтогенеза и датировать его средним рифеем.

По наблюдаемому конседиментационному утонению пластов вверх по восстановлению склона и по внутреннему рисунку волнового поля предполагается достаточно интенсивное заполнение осадками эпиконтинентального бассейна. Авторы работы [Хераскова и др., 2006] объединяют комплексы Б и В в сейсмостратиграфический комплекс «II», предполагая для него возраст с конца раннего рифея до среднего рифея. Нижняя возрастная граница комплекса «II»



▲ Рис. 6.9. Фрагмент сеймостратиграфического профиля В-В через Лешуконский палеорифт. Сеймостратиграфическое расчленение рифейских отложений (по [Сапожников и др., 2003]). В разрезе рифейских грабенов по профилю снизу вверх обособлены 4 сеймостратиграфических комплекса – А, Б, В, Г

определяется несогласным налеганием на сейсмостратиграфический комплекс «I», верхняя – палеонтологическими данными. В Усть-Мезенском грабене в разрезе, вскрытом скважиной Среднеяфтинской-21, выше кровли комплекса «II», представленного вашкинской свитой, наблюдается смена биот среднерифейских микрофоссилий верхнерифейскими [Вейс и др., 2004]. Фациальный состав пород, выполняющих грабены, свидетельствует о трансгрессии мелководного бассейна в пределы краевой части Восточно-Европейского кратона в среднерифейское время, а находки акритарх указывают на морской тип этого бассейна [Вейс и др., 2004].

Сейсмостратиграфический комплекс Г (см. рис. 6.9) [Сапожников и др., 2003] занимает наиболее верхнее структурное положение в разрезах доплитного комплекса. Он распространен во всех палеорифтовых впадинах, а местами залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, образуя сплошной чехол. Отложения верхней части рифея общей мощностью более 2,5 км вскрыты бурением и представлены в основном морскими и прибрежно-морскими сероцветными и пестроцветными породами, иногда содержащими прослой карбонатов. Характерной для этого сейсмокомплекса является выдержанность мощности составляющих его стратиграфических подразделений как в осевых частях грабенов, так и на их пологих бортах. Это позволило предположить, что комплекс «III» фиксирует этап пострифтового прогибания, его отложения выходят далеко за пределы авлакогенов и когда-то слагали палеоплатформенный чехол [Хераскова и др., 2006]. Предполагается, что этап формирования палеоплатформенного чехла соответствует времени существования эпигренвильского суперконтинента Родиния, в состав которого входил континент Балтика.

Таким образом, согласно точке зрения выше приведенных авторов [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006], процессы континентального рифтогенеза в северо-восточной части Восточно-Европейского кратона (Балтики) протекали с конца раннего рифея практически до позднего рифея, а в позднем рифее с интервалом в 150–300 млн лет начал формироваться пострифтовый чехол. Учитывая то, что рифтовая система формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Тем не менее отнесение самой нижней толщи синрифтовых образований к нижнему рифею в данном случае является чисто умозрительным без привлечения каких-либо достоверных данных. В результате следует признать, что определение возраста синрифтовых образований палеорифтовой системы Белого моря, в частности время начала рифтогенеза, как уже отмечалось, до настоящего времени остается неустановленным.

Позднерифейские образования, кроме рифтовых впадин, встречены и на горстовых участках, где они представлены преимущественно косослоистыми пестроокрашенными песчаными разностями пород, имеющими, по-видимому, аллювиальный генезис. Мощность отложений верхнего рифея колеблется от нескольких метров в пределах поднятий до более чем 3 км в грабенах [Геодинамика..., 2006].

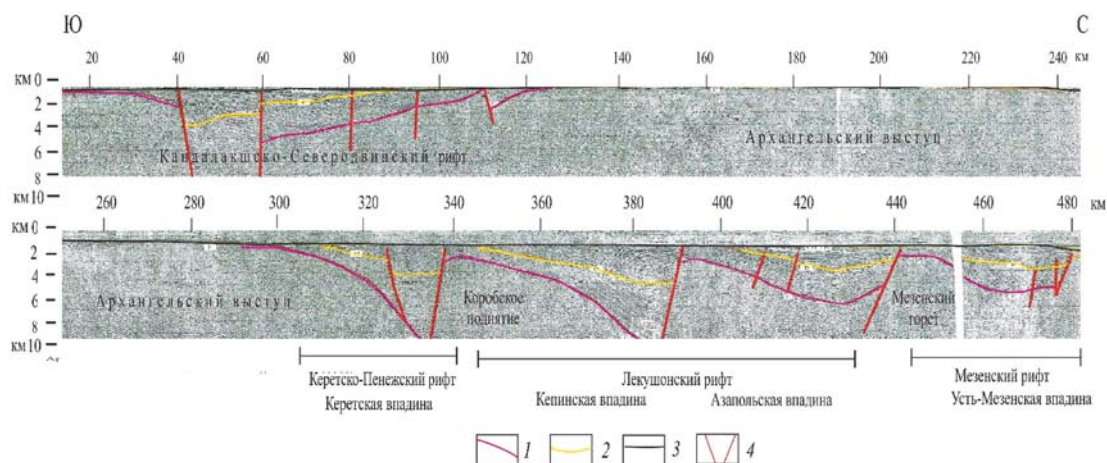
Таким образом, на основании приведенного выше материала очевидно, что возраст синрифтовых образований и, в частности, терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. В связи с этим имеющаяся рабочая схема стратиграфической корреляции толщ выполнения отдельных грабенов Беломорской рифтовой системы (см. рис. 6.6) еще далека от завершения и общего признания.

В пределах Мезенской синеклизы платформенный чехол, который перекрывает палеорифтовую систему Белого моря [Гаврилов и др., 2000], залегает трансгрессивно с видимым несогласием на размытой поверхности рифея и кристаллического основания. Он представлен терригенными образованиями верхнего венда и нижнего кембрия (синеклизный комплекс).

К вышележащему плитному комплексу Мезенской синеклизы относятся терригенные толщи среднего и верхнего девона и каменноугольные–нижнепермские карбонатно-сульфатные породы. Считается, что между началом накопления плитного комплекса и завершением отложения синеклизного в северной части Восточно-Европейской платформы существовал значительный перерыв в осадконакоплении в 150–160 млн лет [Гаврилов и др., 2000]. Венчают разрез плитного комплекса маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена. Четвертичные осадки (до 200 м) перекрывают эродированную поверхность разновозрастных пород осадочного чехла и фундамента.

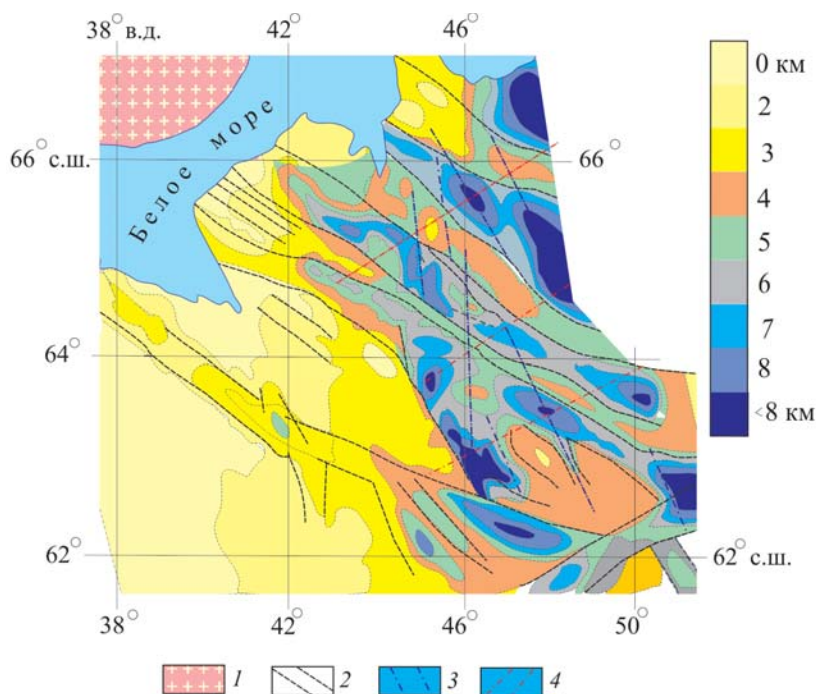
Тектоническая позиция, структура, геодинамика

Поверхность кристаллического фундамента расчленена дизъюнктивными нарушениями, амплитуда смещения по некоторым из которых составляет в среднем 2,5–4 км и может достигать 8 км и более (рис. 6.10, 6.11). Нужно отметить, что амплитуда смещений в данном случае определена по мощности осадочного чехла, реально же фиксируемые смещения в обнажениях не превышают десятков метров. Такое несоответствие, возможно, связано с «пластичным» прогибанием дна бассейна и последующим срывом при достижении предела пластичности горных масс; такое явление описано в предыдущих



▲ **Рис. 6.10.** Глубинный сейсмический разрез ОГТ через Мезенскую синеклизу (по [Геодинамика..., 2006]).

1 – кровля фундамента; 2 – граница рифтовой и пострифтовой частей рифейского разреза; 3 – кровля рифея; 4 – разломы



▲ **Рис. 6.11.** Глубины залегания фундамента в области Мезенской синеклизы. По [Геодинамика..., 2006], с добавлениями авторов.

1 – дорифейский фундамент; 2 – разломы; 3–4 – директивные направления сколов Риделя: 3 – левосторонних, 4 – правосторонних. Вертикальная цветовая шкала – глубины залегания кровли фундамента (км)

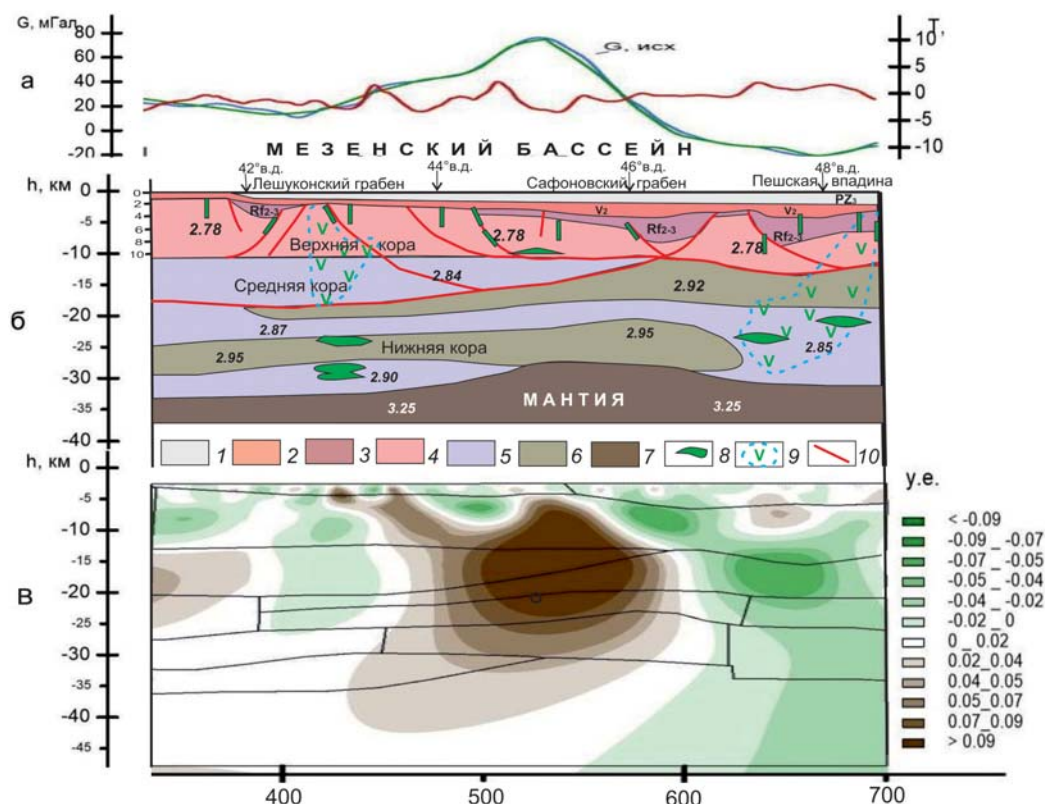
разделах (главы 2–5). Грабены выполнены терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего–верхнего рифея, горсты сложены кристаллическими комплексами фундамента раннедокембрийской и палеопротерозойской консолидации. Характерно регулярное пространственное расположение отрицательных (грабены) и положительных (выступы фундамента) морфоструктур фундамента. Также обращает на себя внимание изгибная деформация поверхности фундамента (дорифейской поверхности выравнивания) и неглубокое – обычно 3–8 км (редко до 10 км) – заложение грабенообразных прогибов (см. рис. 6.10).

Рифейские образования грабеновых структур и выступы кристаллического фундамента перекрыты либо венд-палеозойскими отложениями платформенного чехла Мезенской синеклизы, либо современными отложениями Белого и Баренцева морей.

В зоне разломов Тролльфьерд–Рыбачий–Канин расположена серия дезинтегрированных гранитных массивов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии выжатых в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела гранитоидов образуют пластины, «вклиненные» между толщами рифейских отложений. Предполагается, что они шарьированы с севера на юг в сторону архейского кратона [Балуев и др., 2020].

Заложение северо-восточной (в современных румбах) границы древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) в результате раскола суперконтинента Палеопангеи произошло в среднем рифее. В течение всего позднего рифея и в начале венда тиманская окраина Балтики оставалась пассивной, краевой бассейн оставался открытым в сторону океана [Балуев, 2006].

Глубинное строение территории Рифтовой системы Белого моря отражено на примере одного из геолого-геофизических профилей Кварц-2 (рис. 6.12, расположение профиля показано на рис. 6.2). На данном профиле фиксируется достаточно сложное внутреннее строение коры в краевой части Восточно-Европейского кратона и в то же время подтверждается предположение о горизонтальной расслоенности коры по составу и физическим свойствам. Такое расслоение земной коры под областью развития рифтогенных структур, где более плотные горизонты переслаиваются с менее плотными, может косвенно свидетельствовать о возникновении здесь горизонтальных перемещений друг относительно друга слоев земной коры в режиме растяжения (пластичного «растекания» субстрата в условиях транстенсии?) при рифтогенезе. В этом случае предполагается проникновение в кору мантийного вещества по зонам разломов. Масштабные магматические насыщения косвенно подчеркиваются поведением сейсмических границ, которые испытывают локальные воздымания над областью тектоно-магматической переработки [Шаров и др., 2020; Строение и динамика..., 2022].



▲ **Рис. 6.12.** Геолого-геофизический разрез по фрагменту сейсмического профиля Кварц-2.

а. Графики наблюдаемых и модельных полей по профилю [Строение..., 2022].

б. Геолого-геофизическая модель земной коры по сейсмическому профилю Кварц-2 (использована сейсмоплотностная модель из [Строение..., 2022]): 1 – нижнепалеозойский комплекс платформенного чехла; 2 – верхневендский комплекс платформенного чехла; 3 – синрифтовые терригенные образования, выполняющие грабены Беломорской рифтовой системы; 4 – гранитогнейсовый комплекс фундамента (верхняя кора); 5 – «средняя» пластичная кора; 6 – «нижняя» кора; 7 – верхняя мантия; 8 – плито- и дайкообразные магматогенные тела основного–ультраосновного состава; 9 – контур области земной коры, насыщенной продуктами основного–ультраосновного магматизма; 10 – разломы. Числа на разрезе – значения плотности субстрата в $г/см^3$ в доменах, выделенных по данным сейсмопрофилирования.

в. Плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных на фоне распределения эффективной плотности по данным гравиметрии [Шаров и др., 2020]

Однако необходимо понимать: вероятность того, что в раннем–среднем рифее рисунок и положение геофизических аномалий были такими же, как современные, невелика. Можно рассматривать два варианта. *Первый вариант* предполагает – и этого варианта придерживаются в настоящее время большинство геологов – значительные (на многие сотни и тысячи километров)

латеральные перемещения плит, их разъединение и вновь – совмещение, а также неоднократные и разнонаправленные повороты литосферных плит, и все это в течение более чем одного миллиарда лет. Возможно ли в таких условиях неизменное сохранение формы и содержания рифейской литосферы и подлитосферной мантии до наших дней? Предположить, конечно, такое можно, принять – лишь с существенными оговорками, аргументировать – нечем. *Второй вариант* допускает, что континентальные литосферные плиты не испытывали значительных латеральных перемещений и поворотов. Но и тогда сомнительны отсутствие принципиальных перестроек литосферы региона и стагнация ее глубинного строения, так как этому противоречит весь набор геологических фактов и наблюдений, свидетельствующих о многократной и принципиальной перестройке структуры и вещественного состава земной коры.

Тем не менее, исходя из анализа современного геологического строения верхней части корового слоя, некоторые положения можно экстраполировать в прошлое. Прежде всего, это касается гетерогенности строения фундамента, заложения Рифтовой системы Белого моря субпараллельно простиранию структур основания на различных структурно-породных комплексах фундамента, главным образом тектонически подвижного Беломорско-Лапландского пояса, высокое гравитационно-неустойчивое положение горных масс, наличие утоненной коры и ослабленное, разрыхленное состояние пород фундамента в краевой зоне Европейского кратона. Подробное изложение материалов геолого-геофизической интерпретации содержится в специальной работе [Балуев, Брусиловский, 2026].

Область рифейского ареального рифтинга унаследована системой сходных структур, развивающихся на современном этапе и выраженных в виде современных грабенов Белого моря. Однако эти структуры, в становлении которых значительную роль играют сдвиговые деформации, не стоит относить к *зрелому континентальному рифтингу*, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры, что, впрочем, свойственно и рифейским грабенам (см. рис. 6.3). Рифейские грабены Беломорской провинции не проникают глубже 5–8 км, т.е. приурочены к верхней части гранитно-метаморфического слоя, горные массы которого испытывают общее сдвиговое течение с формированием латеральных протрузий [Зыков и др., 2008; Колодяжный, 2006; Леонов, 2008]. Формирование системы грабенов в центральных частях объемных породных потоков – явление, характерное для областей ареального сдвигового течения, что можно видеть также на примере пояса Лимпопо [McCourt, Wilson, 1992; Van Reenen et al., 1987].

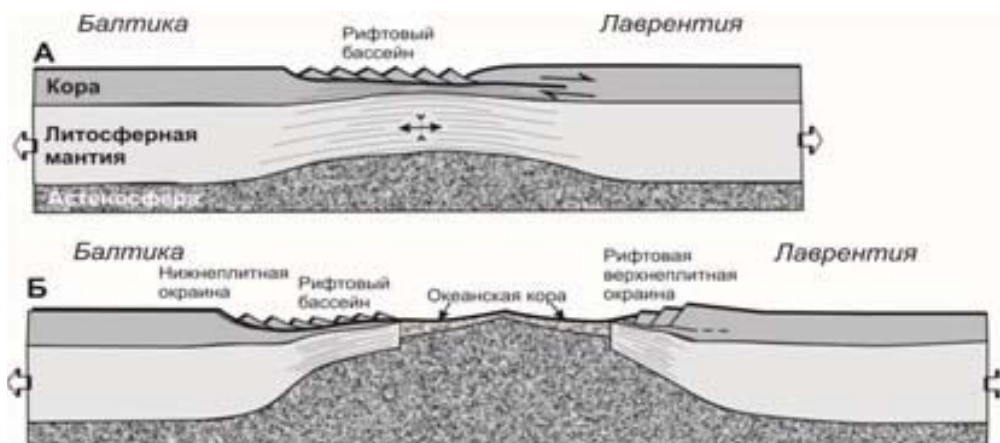
Существуют два мнения относительно ведущего механизма формирования Рифтовой системы Белого моря. Одни авторы [Балуев, 2006, 2013; Балуев и др., 2012, 2021; Строение..., 2022], признавая существенное значение сдвиговой кинематики, главную роль отводят «хрупкому» варианту – растрески-

ванию земной коры за счет *поперечного к простиранию пояса* растяжению. Возможно, что эта область являлась ослабленной зоной древней литосферы, в которой происходили рифтогенные разрывы земной коры в обстановке регионального растяжения [Балуев, 2006; Балуев, Терехов, 2007].

Несмотря на то что среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры остается недостаточно понятым, имеется версия, что существовавший в это время суперконтинент Палеопангея (по [Piper, 2000]) или Колумбия (по [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2004]) начал распадаться в среднем рифее. В это время Балтика с Лаврентией, входившие в состав суперконтинента, располагались в пределах экваториального «горячего пояса» Земли, ограниченного широтами $\pm 35^\circ$, в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994]. По всей видимости, это обстоятельство явилось наиболее вероятной причиной возбуждения процессов континентального рифтинга между Лаврентией и Балтикой вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) границ последней, приведших в конечном счете к раскрытию океана между ними. Раскрытие скорее всего происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края в глубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны. На плитном этапе структуры пропагации неоднократно подновлялись и, в частности, контролировали проявления палеозойского магматизма [Балуев и др., 2012; Пржиялговский и др., 1996].

В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины [Осадочные бассейны..., 2004], представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшско-Двинского и Керецко-Пинежского рифтов (1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн лет – возраст алевролитов терской свиты на южном побережье Кольского полуострова по [Коноплева, 1979]), именно они возникают первыми в этой системе. В это время в Онежском и Лешуконском (Кепинском) грабенах накапливались отложения сейсмостратиграфического комплекса А, среди которых преобладали, вероятнее всего, красноцветные континентальные осадки, компенсировавшие прогибание впадин [Сапожников и др., 2003]. Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты, и началось заложение Баренцевоморского (Мезенского) палеорифта, где возраст выполняющих их образований датируется соответственно 1190–1080 млн лет и, вероятно, концом среднего – началом позднего рифея.

Такой механизм формирования рифейской пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона мог быть реализован в одной из моделей, рассмотренной Г.С. Листером с соавторами [Lister et al., 1991], для



▲ **Рис. 6.13.** Модель формирования пассивной континентальной окраины при крупных растяжениях литосферы (по [Lister et al., 1991], с изменениями) применительно к распаду Балтики и Лаврентии в среднем рифее.

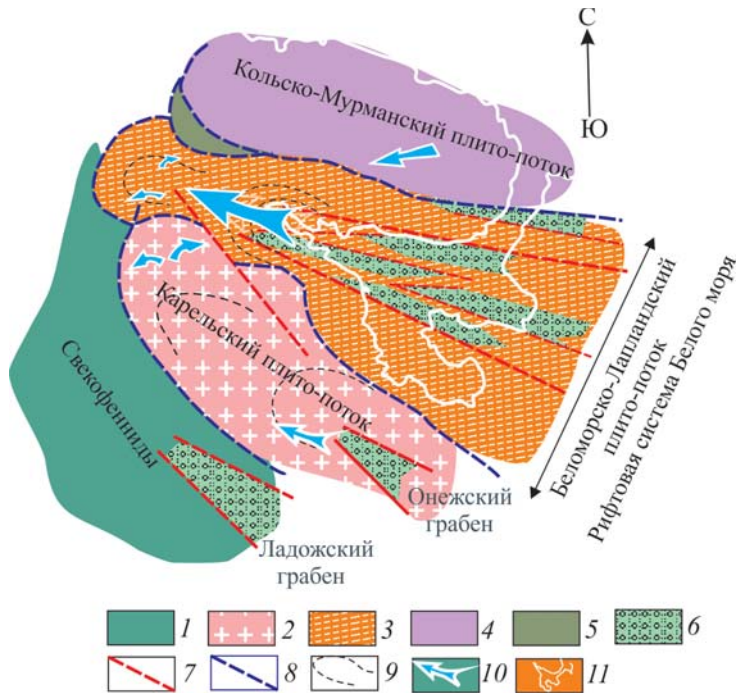
А – начальная стадия растяжения литосферы с образованием внутрикоровой поверхности срыва (детachment) плюс чисто-сдвиговое пластичное растяжение нижней коры под срывом (1300–1240 млн лет).

Б – формирование пассивных окраин континентов после стадии раннего спрединга океанского дна с образованием периконтинентального рифтового бассейна (после 1240 млн лет)

крупных растяжений литосферы, происходящих со срывом хрупкой верхней коры по detachment, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры (рис. 6.13).

Горизонтальное растяжение в верхнюю кору передавалось путем срыва хрупкой коры вдоль внутрикорового раздела (detachment) с образованием полуграбена по листрическому сбросу (грабены Онежско-Кандалакшского рифта). Эта хрупкая деформация растяжения происходила не прямо над зоной пластичного растяжения нижней коры, а на некотором латеральном удалении от нее, там, где листрический сброс, переходит в зону detachment. На следующей стадии рифтовый участок в верхней коре расширился, образуя систему субпараллельных трогов, разделенных наклонными блоками верхней коры, ориентированными по нормали относительно вектора растяжения. Расширяясь, система трогов постепенно «надвинулась» на нижележащую зону пластичных деформаций (или область сильно растянутой и потому утоненной и прогретой нижней коры).

Существует и другая точка зрения, согласно которой образование рифтовой системы (рис. 6.14) северо-запада Восточно-Европейской платформы связано главным образом с продольным объемным сдвиговым течением и хрупко-пластичным перераспределением горных масс Беломорско-Лапландского подвижного пояса (плито-потока) [Леонов, 2008]. Эта конструкция достаточно



▲ **Рис. 6.14.** Схема Рифтовой системы Белого моря на период времени «поздний протерозой – рифей», отражающая реализацию латерального тектонического течения пород Беломорско-Лапландского плито-потока, в современных контурах и координатах. Подробное описание в [Леонов, 2008].

1–4 – главные геосторические и структурно-вещественные элементы Балтийского щита: 1 – Свеклофенниты, 2 – Карельский плито-поток, 3 – Беломорско-Лапландский плито-поток, 4 – Кольско-Мурманский плито-поток; 5 – Лапландский гранулитовый пояс; 6 – рифтогенные впадины; 7 – разломы; 8 – границы плито-потоков; 9 – условные структурные линии; 10 – векторы течения горных масс, реконструируемые по структурно-кинематическим индикаторам; 11 – современные контуры Белого моря

умозрительная, но тем не менее имеет некоторые основания, вытекающие из работ [Зыков и др., 2008; Колодяжный, 2006; Терехов, 2007]. Можно думать, что скорее всего задействованы оба механизма, но окончательное решение вопроса о приоритете того или иного варианта – задача будущих исследований.

Подводя итоги, на основании приведенных данных отметим следующее.

В рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы была сформирована система субпараллельных протяженных глубоких трогов (3–8 км), сегментированных вдоль простирания и образующих ряд полуграбенов переменной полярности, разделенных аккомодационными перемычками в виде поднятий и зон нарушений. Всё это свидетельствует об условиях ареального рифтинга. При этом грабены часто расположены кулисообразно по отношению друг к другу и обычно име-

ют морфологию «пулл-апарт» структур, что является признаком проявления сдвиговой тектоники при формировании рифтовой системы Белого моря в транстенсионном режиме.

Характерно регулярное пространственное расположение отрицательных (грабены) и положительных (выступы фундамента) морфоструктур фундамента. Также обращают на себя внимание изгибаемая деформация поверхности фундамента (дорифейской поверхности выравнивания) и неглубокое – в пределах 3–8 км – заложение грабенообразных прогибов (рис. 6.11).

На сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, так же как и в пределах Мезенской синеклизы, отчетливо отражаются два основных этапа рифтогенеза, разделенные значительным перерывом: среднерифейский этап активного грабенообразования и позднерифейский – площадного морского осадконакопления при одновременном погружении края платформы и углублении грабенов.

По результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты, выполняющей Кандалакшский и Керецкий грабены, определено, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее 1145 ± 20 млн лет, т.е. конца среднего рифея, и ограничивает возрастную границу накопления синрифтовых отложений вышеназванных грабенов.

Геохимические особенности пород терской свиты свидетельствуют о существенной роли процессов рециклинга в формировании ее терригенных пород и подтверждают предположение о морском характере бассейна, частью которого были Керецкий и Кандалакшский грабены в конце среднерифейского времени.

Несхожесть провенанс-сигналов из отложений среднего и позднего рифея различных участков северо-востока Восточно-Европейской платформы [Кузнецов и др., 2021] указывает на существование в это время в области рифтовой системы Белого моря (РСБМ) небольших изолированных (часто бессточных) бассейнов. Такая палеогеографическая ситуация не благоприятствовала развитию крупных рек, поэтому грабены были заполнены преимущественно обломочным материалом местного происхождения.

Рифтовая система Белого моря возникла на пассивной окраине палеоконтинента Балтика, и процесс рифтогенеза отличался большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами.

Таким образом, по характеру инфраструктуры и особенностям геодинамики РСБМ сходна с более молодыми провинциями бассейнов и хребтов, где также формировался специфический *поли-парагенез рассредоточенного рифтинга*, и может рассматриваться с ними в единой геодинамической категории.

Глава 7

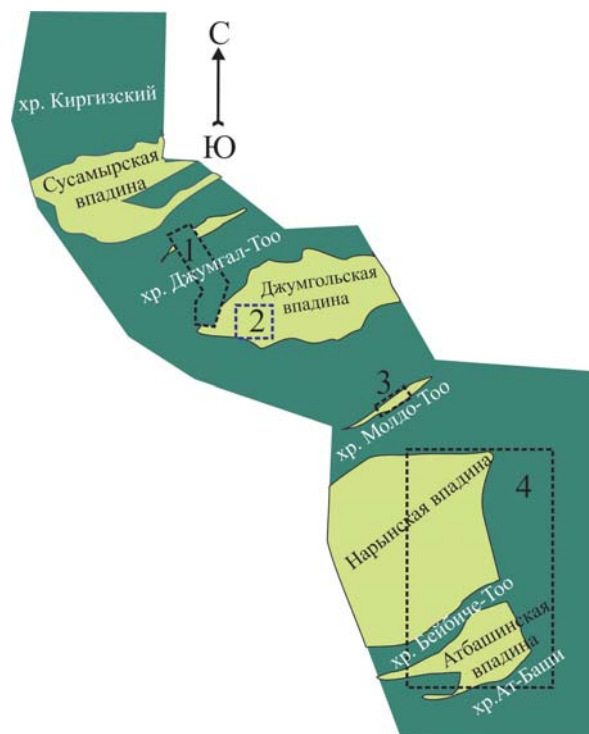
Деформация сдвига в формировании внутригорных впадин: структурные и экспериментальные свидетельства

При описании структурно-тектонических обстановок Провинции бассейнов и хребтов (глава 1), Тянь-Шаня (главы 2 и 3), Селенгино-Витимской провинции (глава 4) была подчеркнута роль сдвиговой тектоники как одного из основных факторов формирования морфо- и инфраструктуры упомянутых провинций. Дополнительным аргументом в пользу этого вывода являются результаты специально проведенных структурно-геологических и кинематических исследований на территории Северного и Срединного Тянь-Шаня, которые сопровождались серией аналоговых тектонофизических экспериментов [Морозов и др., 2014]. В этом разделе приведены данные по Северному и Срединному Тянь-Шаню, свидетельствующие о существенной роли сдвиговых перемещений в формировании и эволюции мезозойско-кайнозойских внутригорных впадин.

Природа внутригорных и межгорных впадин Тянь-Шаня издавна рассматривалась в контексте противоборствовавших концепций о приоритете вертикальных или горизонтальных тектонических сил в тектогенезе вообще и в орогенезе, в частности. В приложении к Тянь-Шаню наиболее ранним – глыбовой и сводово-глыбовой – моделям [Герасимов, 1955; Кнауф, 1962; Сеницын, 1960] противопоставлялись рифтовая модель [Попов и др., 1978] и представления о складчатом характере новейших деформаций, обусловленных тангенциальным сжатием [Шульц, 1979]. В рамках плейттектонической парадигмы эпиплатформенный орогенез Средней и Центральной Азии

связывается с конвергенцией Индийской и Евразийской плит [Буслов и др., 2008]. Существует модель [Буртман, 2012], в которой каждому относительно самостоятельному домену (Тибет, Тарим, Тянь-Шань и пр.) соответствует своя конвективная ячейка или сочетание двух ячеек и который можно было бы назвать механизмом «дискретной конвекции», хотя сам автор этого названия не использует. В данном варианте Тянь-Шань на траверсе Индостан–Казахстан попадает на новейшем этапе в обстановку двухстороннего сжатия, первопричиной которого, как и новейшего «азиатского» тектогенеза в целом, является давление Индостана и общее значительное поперечное сокращение пространства. Тем не менее в работе [Трифонов и др., 2008] показано, что значение горизонтального сжатия в кайнозойской и новейшей структуре Тянь-Шаня, вероятно, завышено и ведущую роль в формировании орогенного рельефа играют движения вертикальные, что согласуется с мнением [Леонов, 1996, 2013; Пржиялговский и др., 2018, 2022] об отсутствии значительного поперечного сокращения в Гиссаро-Алайской горной области и в пределах Срединного Тянь-Шаня.

Рассматривая морфоструктуру кайнозойских впадин в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня, нужно прежде всего отметить отчетливо выраженную ромбовидную форму многих из них (Джумгольская, Сусамырская, Исыккульская, Нарынская и др.) (см. рис. 3.1, 3.2; рис. 7.1).



◀ **Рис. 7.1.** Схема расположения участков детальных структурно-кинематических исследований в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня.

Цифрами обозначены участки: 1 – в Джумгольском хребте, 2 – в Джумгольской впадине, 3 – в Минкушской зоне, 4 – в Нарынской и Атбашинской впадинах

Характерное кулисно-эшелонированное расположение некоторых впадин друг относительно друга (например, Тогуз-Тороуской, Нарынской, Атбашинской, Аксайской или Сусамырской и Джумгольской) и S-образные в плане очертания граничных разрывов позволяют сделать допущение о пулл-апартовой природе впадин при вероятной роли левосдвиговых перемещений горных масс при их заложении. Об этом же свидетельствуют очертания изолиний глубин поверхности фундамента под впадинами, отражающими его дробную левокулисную грабен-горстовую структуру (см. рис. 3.22; рис. 7.2).

Для оценки кинематических условий заложения впадин и их последующей эволюции были изучены приконтактные зоны кайнозойских толщ с прилегающими комплексами пород палеозоя и мезозоя. Вычленение из общего структурного ансамбля «сквозных» структур и заведомо более поздних структур орогенного этапа, а также детальный структурно-геологический анализ ключевых участков, на которых палеозойские деформации не проявлялись, стало основой использованного подхода.

Помимо отложений кайнозойских впадин – Нарынской, частично Атбашинской и Джумгольской, изучение внутренней структуры которых составляло самостоятельную задачу, подходящими для этих целей объектами оказались также юрские отложения в Минкушской зоне смятия. Кроме того, были изучены элементы орогенной структуры, в пределах которых совместно деформированы породы палеозоя и перекрывающие их отложения неогена, в частности северный борт Джумгольской впадины.

Минкушская зона (участок Каракиче)

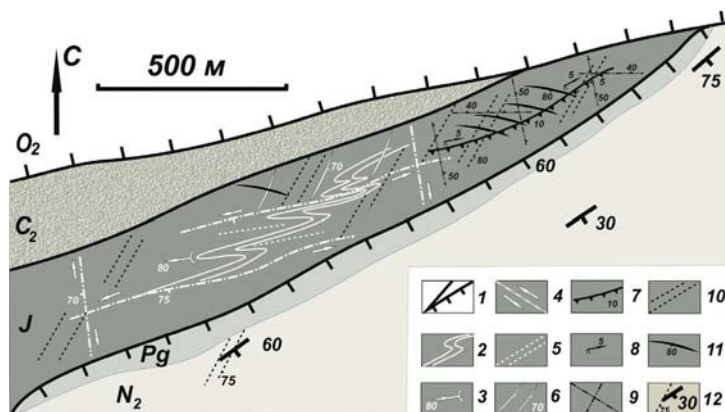
К границе раздела Северного и Среднего Тянь-Шаня приурочена протяженная и узкая зона смятия, известная как Минкушская или Минкуш-Кёкёмеренская зона. Детальный всесторонний анализ строения и механизма формирования Минкуш-Кёкёмеренской зоны приведен в работе [Бачманов и др., 2008], где показано, что данная структура является продольной линейной депрессией, ограниченной с бортов крупными разломами. В пределах зоны развиты структуры поперечного укорочения (складки, взбросы, надвиги) с левосдвиговой составляющей смещения. Формирование описанных структур, по мнению авторов цитируемой публикации, происходило на новейшем этапе развития территории в режиме встречных горизонтальных (рамповых) движений со сдвиговой компонентой, т.е. в режиме транспрессии. Нами собраны дополнительные структурные данные, которые, в целом подтверждая этот

◀ **Рис. 7.2.** Грабен-горстовая структура кайнозойских впадин и выступов палеозойского фундамента Среднего Тянь-Шаня. Фрагмент Геологической карты Кыргызской Республики масштаба 1:500 000 [Геологическая..., 2008]



вывод, позволяют несколько детализировать картину тектонической эволюции Минкуш-Кёкёмеренской зоны.

Существенную информацию дает изучение отложений юрского возраста, которые представлены глинистыми толщами с отдельными горизонтами углей. В пределах рассматриваемой территории они выполняют узкую полосу, зажатую между встречными системами надвигов, по которым с севера надвинуты образования ордовика и карбона, а с юга – комплекс кайнозойских отложений. Конвергентный характер надвигов, ограничивающих юрскую депрессию, ее узко-линейная морфология и интенсивная деформация слагающих ее толщ делают эту структуру близкой к так называемым кайнозойским «структурам сшивания», выделенным А.В. Лукьяновым в пределах Памира и Южного Тянь-Шаня [Лукьянов, 1991]. Условия сжатия привели к тому, что первичная слоистость юрских пород во многих местах ныне располагается субвертикально, разрез осложнен многочисленными сближенными линейно-ветвистыми разрывными нарушениями, а сами породы (глины и угли) местами тектонизированы. Изучение внутренней структуры позволило установить явную двухстадийность ее формирования, а также разделить множественные ее элементы на две разновозрастные генерации, составляющие два отдельных структурных парагенеза, отражающих разные кинематические обстановки формирования (рис. 7.3).



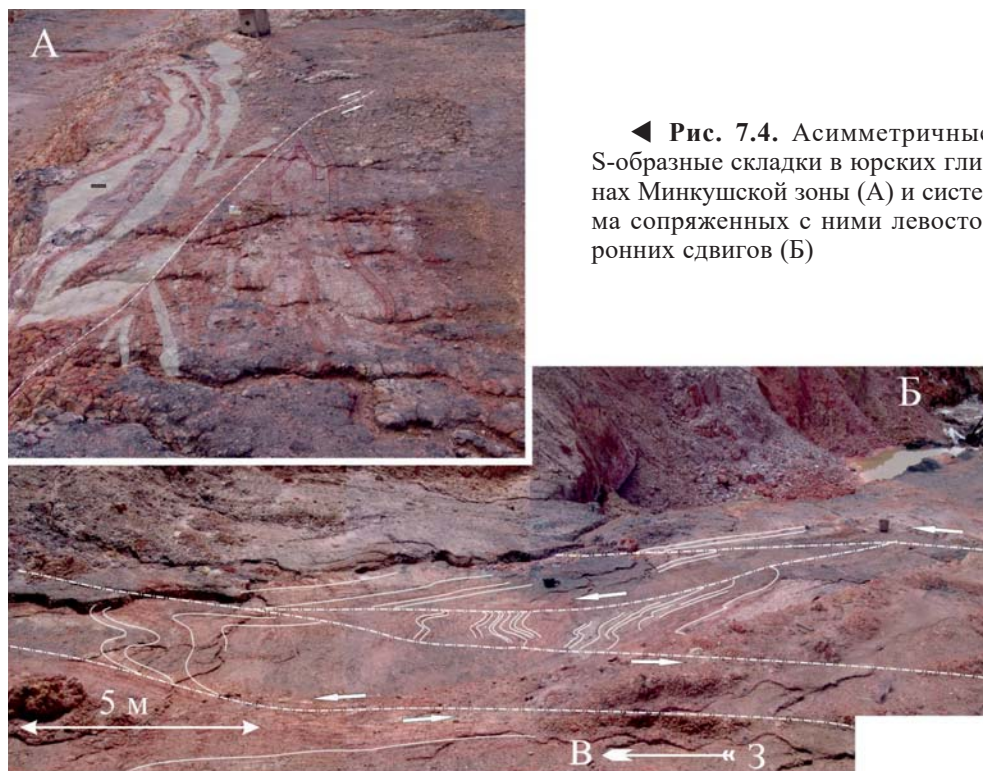
▲ **Рис. 7.3.** Схема структурных парагенезов в обобщенной двухстадийной структуре юрского комплекса Минкушской зоны смятия (участок Каракече).

1 – региональные разрывные нарушения, в том числе надвиги (сплошная линия с берг-штрихами); 2–6 – элементы структурного парагенеза первой кинематической стадии: 2 – слоистость, смятая в асимметричные складки S-рисунка, 3 – шарниры складок, 4 – разрывные нарушения с указанием сдвиговой кинематики, 5 – кливажные текстуры первой генерации, 6 – тальковые жилы; 7–12 – элементы структурного парагенеза второй кинематической стадии: 7 – пологие надвиги (шарьяжи), 8 – шарниры шарьяжных складок, 9 – системы сопряженных разрывов (синтетические и антитетические сколы Риделя), 10 – кливаж второй генерации, 11 – кластические дайки перемещенного песчано-гравийного материала, 12 – залегание слоистости и секущего кливажа в толщах верхнего неогена

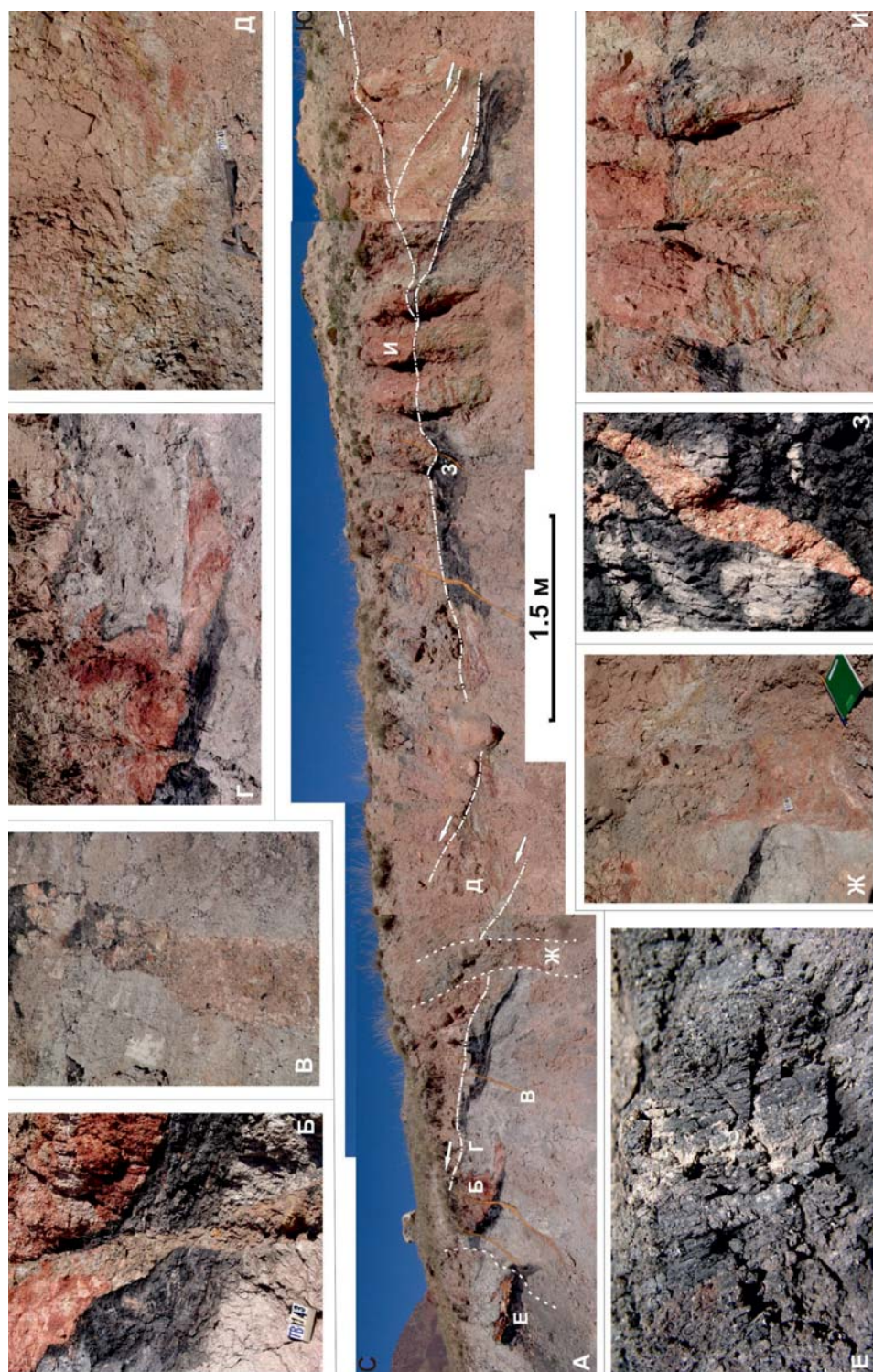
Ранний парагенез включает в себя: систему асимметричных S-складок с крутыми шарнирами, деформирующими субвертикальную слоистость глин и углей (рис. 7.4, А); линейно-ветвистую систему сближенных разрывов, ориентированных вдоль осевых поверхностей S-складок и имеющих устойчивую левосдвиговую компоненту смещений (рис. 7.4, Б); кливаж и плоскостные текстуры тектонизации субстрата, ориентированные вдоль осевых поверхностей упомянутых складок и разрывов.

С левосдвиговыми разломами сопряжены субпоперечные к их простиранию редкие разрывы с правосторонним смещением (сопряженные сколы Риделя). На левосдвиговую кинематическую обстановку этой стадии указывает также ориентировка редких тальковых жил, пересекающих юрский субстрат и ориентированных относительно простирания границ всей зоны смятия с разворотом против часовой стрелки. Время формирования этих структурных элементов точно неизвестно. Однако можно полагать, что нижний предел ограничен возрастом субстрата (юра), а верхний – временем проявления наложенных деформаций, связанных с иной кинематической обстановкой (второй кинематической стадией), которое условно оценивается как плиоцен-четвертичное (см. ниже).

К структурам, заведомо наложенным на деформационные формы первой генерации и соответственно принадлежащим уже ко второй кинематической



◀ **Рис. 7.4.** Асимметричные S-образные складки в юрских глинах Минкушской зоны (А) и система сопряженных с ними левосторонних сдвигов (Б)



▲ Рис. 7.5. Структуры в углисто-глинистых отложениях юры (Минкушская впадина), относящиеся ко второй кинематической стадии: А – субмеридиональный разрез, Б–И – детали обнажения, местоположение которых отмечено на А соответствующими буквами. Объяснения в тексте

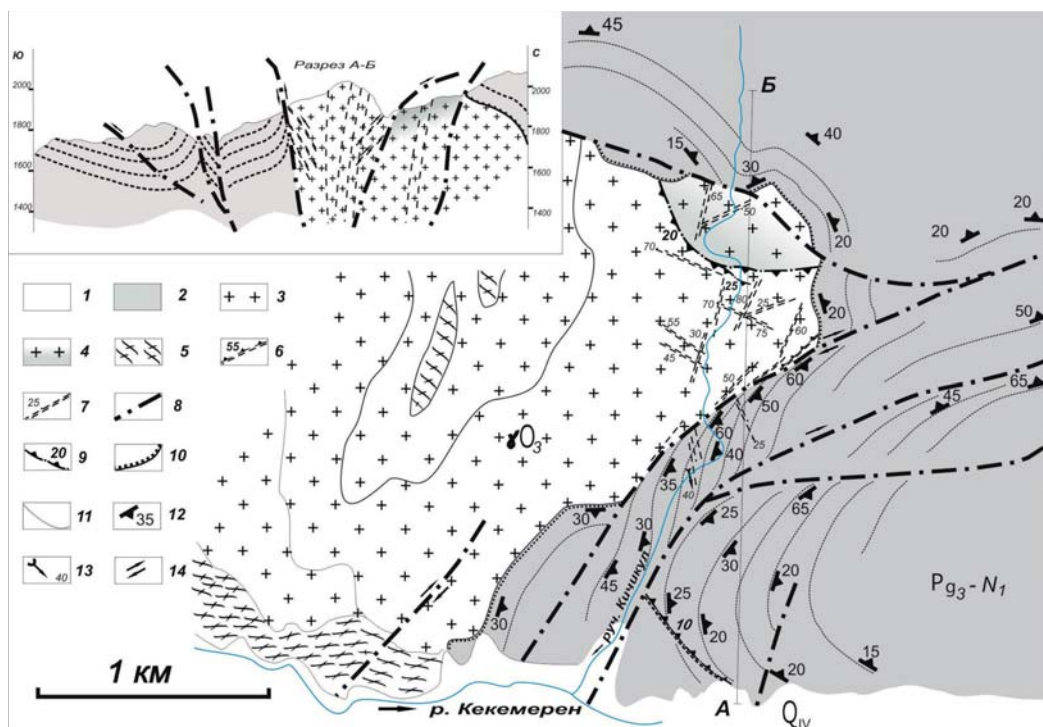
стадии, относятся системы пологих разрывов и связанных с ними складок с такими же пологими осевыми поверхностями и шарнирами. Асимметрия последних, а также подворот слоев около разрывных поверхностей сместителей указывают на тектоническое перемещение пакета разрывно-складчатых пластин приблизительно с юга на север (рис. 7.5, А, Г, Д, И). Это согласуется с известным общим надвиганием кайнозойских толщ (преимущественно верхнего неогена) по всему южному борту Минкушской зоны на юрский комплекс ее внутреннего заполнения, что косвенно указывает на возможное время (плиоцен-квартер) проявления таких деформаций.

Помимо этого в углистых прослоях юрского разреза хорошо проявлен кливаж устойчивого северо-восточного направления (см. рис. 7.5, Е). Пространственная ориентировка кливажа с разворотом плоскостей против часовой стрелки относительно простираения всей зоны и ее разломных границ указывает на правосдвиговую кинематическую ситуацию во время формирования кливажа. На эту же кинематику указывает и правокулисное расположение многочисленных субвертикальных нептунических даек (по другой терминологии – кластических даек Максвелла), представленных перемещенным гравийно-песчаным материалом (рис. 7.5, Б, В, З), происхождение которых обычно связывают с разжижением дисперсного материала при сейсмогенных подвижках и внедрением суспензионного мобильного материала в раскрывающиеся пустоты.

Схожесть минерально-гранулометрического состава обломочного вещества кластических даек и перекрывающих здесь юру четвертичных отложений, которые, как видно в обнажениях, и являются источником материала кластитов, позволяет оценить время проявления описываемых деформаций. Так как надвиговые перемещения близки по времени к правосдвиговым тектоническим движениям, есть основания считать, что описанные структуры составляют единый парагенез, формирование которого было обусловлено общей обстановкой правосдвиговой транспрессии, при возможном некотором разделении во времени надвиговой и сдвиговой компонент деформации (*partitioning deformation*).

Северо-западный борт Джумгольской впадины (участок Кичикул)

Условия правосдвиговой транспрессии установлены на многих участках совместного деформирования палеозойских и кайнозойских толщ. Так, в северо-западном борту Джумгольской впадины нами детально изучен участок (участок 2 на рис. 7.1), где в ядре крупной складчатой структуры, образованной слоистой толщей верхнего палеогена – нижнего неогена (киргизская серия), выходит гранитный массив позднего ордовика (рис. 7.6).



▲ **Рис. 7.6.** Структурно-геологическая карта и разрез участка Кичикул в северо-западном борту Джумгольской впадины.

1 – четвертичные отложения; 2 – отложения киргизской свиты (олигоцен-миоцен); 3 – граниты позднего ордовика; 4 – дезинтегрированные разности гранитов с красноцветной корой выветривания; 5 – метаморфические терригенно-карбонатные сланцы, относимые к протерозою; 6 – зоны интенсивного катаклаза в гранитах; 7 – системы трещиноватости в гранитах; 8 – разрывные нарушения с преимущественно сдвиговой кинематикой; 9 – надвиги; 10 – стратиграфические контакты; 11 – слоистость в породах киргизской серии; 12 – элементы залегания слоистости; 13 – оси мелких складок; 14 – знаки сдвиговых смещений

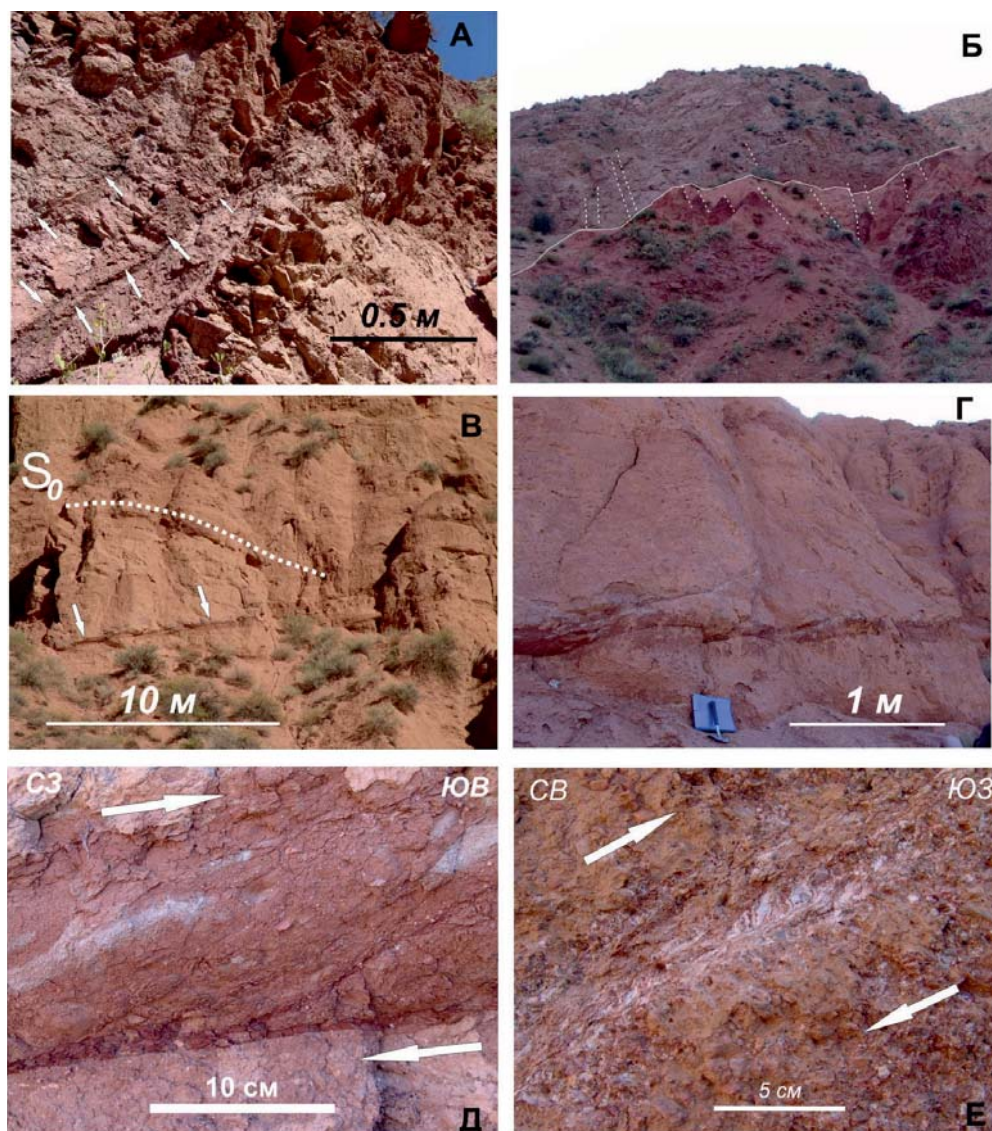
Характер контакта слоистых толщ с гранитами различен в разных местах. Есть участки пологого исходного налегания слоев на кровлю массива (замковая часть складки), но на многих отрезках (преимущественно крылья складки) имеет место весьма крутое причленение слоев, приближающееся к субвертикальному в узкой приконтактной полосе. С учетом того что в этих местах зафиксирована и азимутальная дискордантность простираний слоистости и контакта, можно допустить тектонический характер их соотношений, который обусловлен системой разрывных нарушений, как бы облекающих массив с севера и юго-востока и протягивающихся далее в узкой полосе восток-северо-восточного простирания. Кинематические признаки (подворот слоев около поверхности сместителя, разворот против часовой стрелки плоскостных де-

формационных текстур в эндоконтактных зонах катаклаза гранитов, правостороннее смещение последними аплитовых прожилков и др.) указывают на правосдвиговую компоненту смещений по этим разрывам. Вместе с тем залегание плоскостных текстур катаклазитов непосредственно в зоне эндоконтакта круче, чем наклон плоскости контакта осадочных толщ с гранитами, что свидетельствует о взбросовой компоненте движения: выдавливании гранитов с надвиганием на окружающие породы.

Инфраструктура гранитов в этом массиве характеризуется множественными иерархическими системами трещин, катакластических текстур и разрывов, среди которых наиболее ярко проявлена субвертикальная система ортогонально сопряженных слайс-структур. Их субширотное и субмеридиональное простирание вполне вписывается в соотношение сопряженных сколов Риделя в зонах облекающих массив разрывов.

Помимо крутых поверхностей делимости, в гранитах достаточно широко развиты и пологие плоскостные структуры катаклаза и трещиноватости (рис. 7.7, А), некоторые из которых отчетливо сопряжены и как бы оперяют более крупные разрывы. Один из них зафиксирован в северной части периклинального замыкания структуры и представляет собой дугообразный в плане надвиг, по которому кристаллические граниты надвинуты на красноцветную кору выветривания и сильно дезинтегрированные гранитные разности (рис. 7.7, Б). Это в очередной раз свидетельствует, что внутренняя структура делимости и катаклазиты по гранитам формировались уже после отложения толщ киргизской свиты, с базальным горизонтом которой повсеместно связаны красноцветные коры выветривания палеозойских осадочных пород и гранитов. Более того, в катаклазированных гранитах довольно часто встречаются синкинематические прожилковые выделения гипса, также широко развитые в красноцветах киргизской свиты. Описываемый надвиг вполне вписывается в общую систему разрывов всего участка, образующих в совокупности так называемую «структуру цветка» (см. разрез на рис. 7.6), природа которого, несомненно, связана с транспрессивными условиями деформации. Свидетельством последних, помимо самой «цветковой» формы, являются структурно-кинематические признаки как надвиговой, так и правосдвиговой компоненты смещений по многочисленным оперяющим мелким разрывам. Принципиально важным является и то обстоятельство, что пологие разрывы с надвиговой и сдвиговой компонентами перемещений выявлены по соседству и в слоистых толщах киргизской свиты (рис. 7.7, В–Е).

Однотипность кинематики движений по разрывам в гранитах и в кайнозойских осадочных толщах, составляющим «структуру цветка», единый структурный план и общность проявления наложенных процессов явно приповерхностного уровня (зоны гипергенеза) позволяют сделать вывод, что дробная внутренняя делимость гранитов и широко проявленные в них катакластиче-



▲ **Рис. 7.7.** Примеры деформационных структур в гранитах позднего ордовика и в окружающих толщах киргизской свиты в пределах участка Кичикул.

А – дискретные зонки локализованной катакластической дезинтеграции гранитов в зоне эндоконтакта;

Б – надвиг полнокристаллических гранитов на красноцветную апогранитную зону выветривания;

В–Г – пологие надвиго-правосдвиговые разрывные нарушения в красноцветной толще киргизской свиты в непосредственном обрамлении массива гранитов;

Д–Е – продольное и поперечное сечение поверхности сместителя пологого надвига, показанного на Г

ские деформации явились результатом совместной деформации с осадочными породами палеогена-неогена в условиях транспрессии. Транспрессия, вероятно, характеризует общую геомеханическую обстановку орогенеза, обусловившую помимо прочего повышенную объемную подвижность ранее консолидированных палеозойских пород и их выведение в верхние уровни коры.

Нарынская и Атбашинская впадины

Нарынская и Атбашинская впадины вкупе с разделяющей впадины системой кулисообразных выступов фундамента определяют структурный стиль Срединного Тянь-Шаня. Общая геологическая характеристика этих морфоструктур приведена в главе 3. Но отдельную проблему составляет выяснение стиля, времени и механизмов формирования разрывно-складчатых структур в пределах самих впадин. Исследования в этом направлении осуществлялись как в обеих названных впадинах, так и между ними, в пределах узкой линейно-протяженной системы хребтов, одним из которых является гряда Байбичетоо (рис. 7.8). Полевые исследования дополнялись комплексом тектонофизических экспериментов, проведенных в Институте физики Земли РАН.

Характерной особенностью проявления деформационных структур является их резко локализованный тип развития, когда среди обширных пространств (в



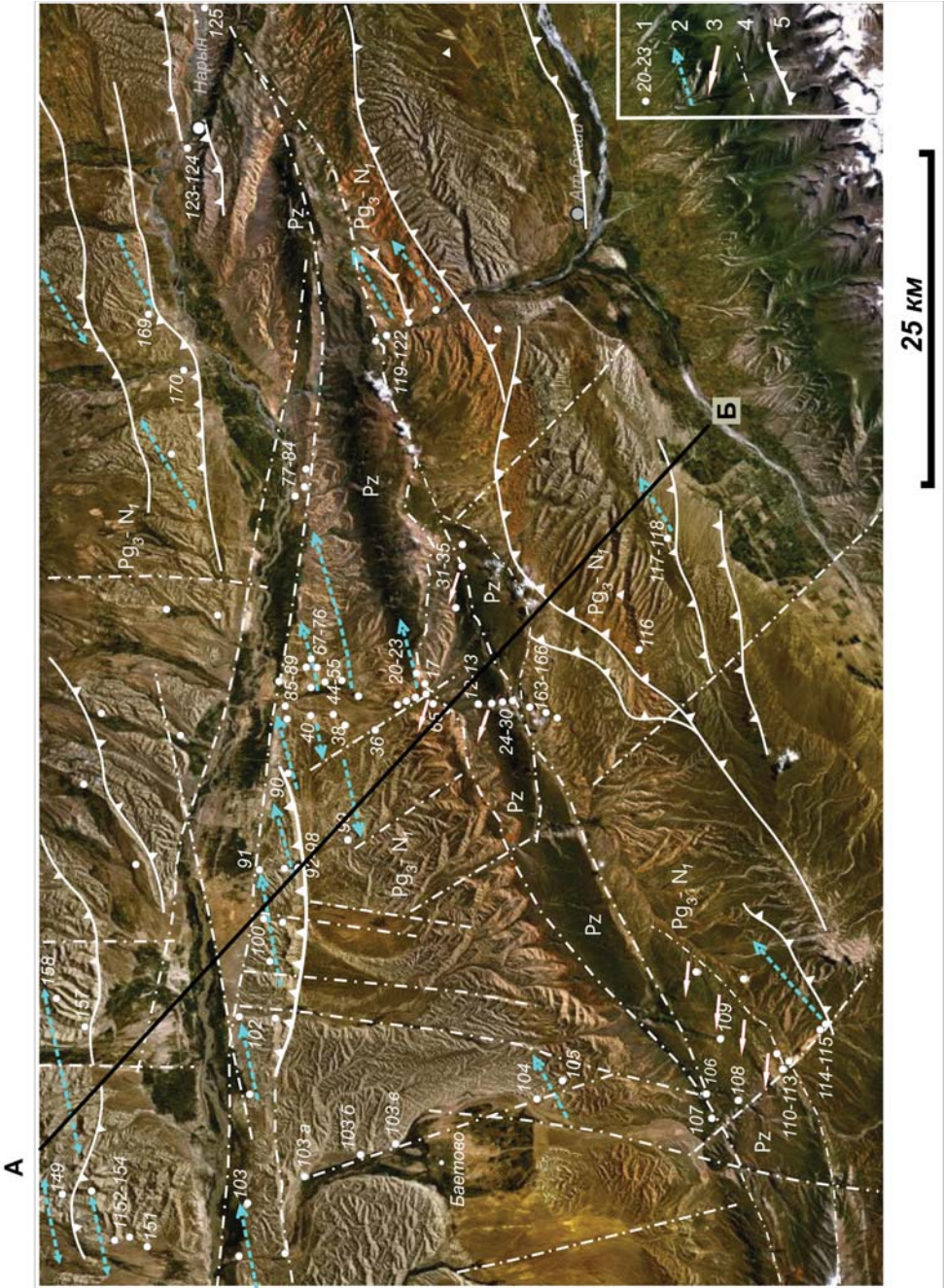
▲ Рис. 7.8. Нарынская впадина (вид на север с гряды Байбичетоо)

несколько километров) практически недеформированного залегания кайнозойских осадочных толщ спорадически проявляются дискретные зоны интенсивного складчатого смятия, осложненные системами разрывных нарушений. При этом их протяженность достигает многих километров при ширине в первые сотни метров. На весьма значительной площади Нарынской и Атбашинской впадин (участок 4 на рис. 7.1) были обследованы и закартированы десятки таких зон, сделаны зарисовки их поперечных и иных сечений, установлены их соотношения с недислоцированными участками, проведены замеры основных структурных элементов и оценены кинематические характеристики деформаций (рис. 7.9. См. также рис. 3.19–3.22).

В результате удалось установить ряд интересных закономерностей, принципиально важных для суждения о возможных механизмах и условиях формирования разрывов, а также разделить их на две разновозрастные кинематические группы. Нарушения первой группы («ранние») – левосдвиговые, субвертикальные разрывы, преимущественно субширотной ориентировки, разделяющие на линзовидные фрагменты палеозойские выступы хребта Байбичетово и выстраивающие их в левосторонний кулисно-эшелонированный ряд. Наиболее выразительным разрывным нарушением из этой группы является протяженный трансбассейновый разлом ЗСЗ простирания, проходящий частично вдоль долины р. Нарын и диагонально рассекающий всю Нарынскую впадину. В обнажениях рассматриваемой территории эти левосдвиговые дислокации субширотной ориентировки отмечены в палеозойских породах зонами хрупких дислокаций субстрата, ориентированными текстурами тектонитов и зеркалами скольжения соответствующей кинематики.

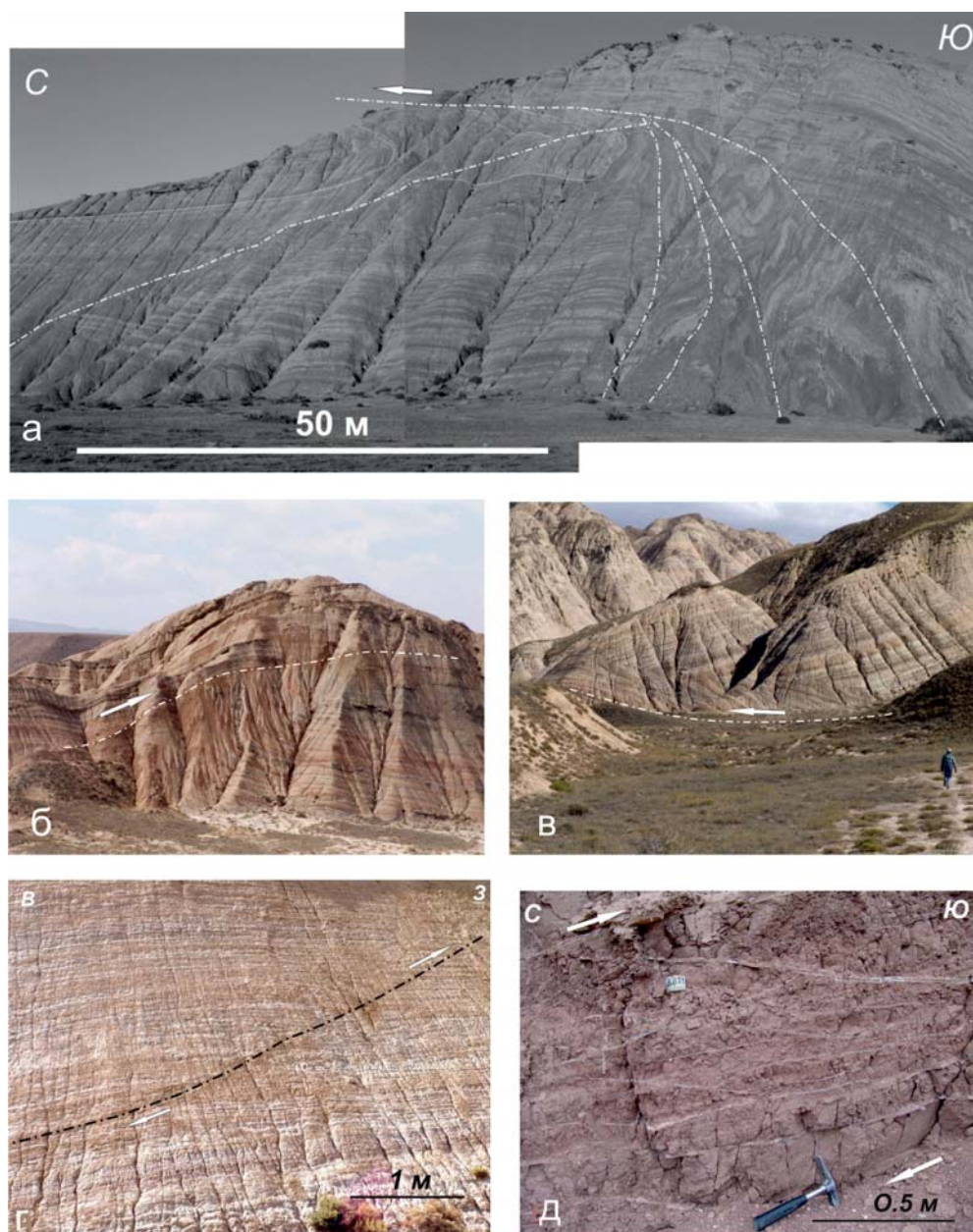
Нарушения второй группы также представляют собой весьма протяженные и узкие (метры и первые десятки метров) зоны локализованных разрывно-складчатых деформаций, разделяющие обширные площади ненарушенного горизонтального залегания пород, но, в отличие от первых, устойчивой северо-восточной ориентировки (см. рис. 7.9). Они, как правило, представляют собой системы дивергентно-веерных или конвергентных надвиговых и дуплексных разрывных структур, осложненных складчатыми приразломными формами, подворотами слоев, зонками отчетливой текстуризации субстрата (рис. 7.10). Кроме того, в «корневых» зонах таких полос локализованных дислокаций, вскрытых в наиболее глубоких эрозионных врезах, часто устанавливаются структуры, обусловленные явным нагнетанием глинистого вещества – мелкие диапиры, структуры «протыкания», фрагментация жестких слоев маловязким пластичным материалом (рис. 7.10, а).

Помимо очевидных надвиговых, хотя и малоамплитудных, перемещений (первые метры) для многих из разрывов этой группы зафиксирована и правосдвиговая компонента. Хорошим кинематическим признаком в таких случаях является кулисно-эшелонированный характер группировки многочисленных

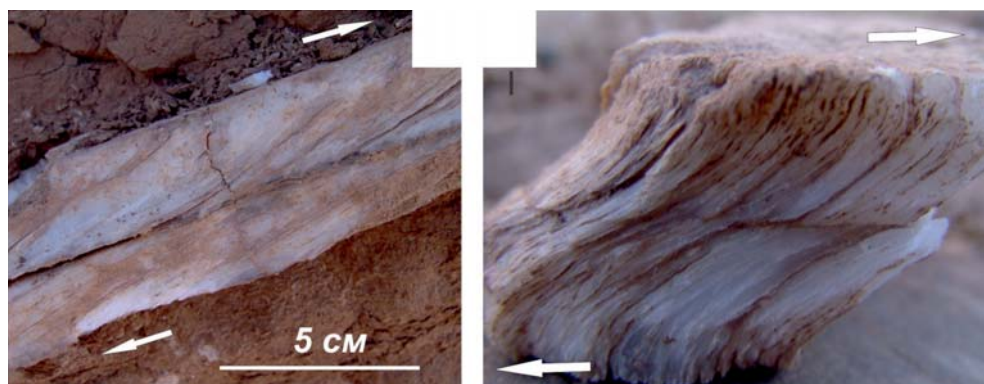


▲ Рис. 7.9. Структурная схема хребта Байбичетов и прилегающих частей Нарынской и Атбашинской впадин.

I — точки наблюдений; 2 — оси складов в локализованных зонах разрывно-складчатых структур в кайнозойских толщах; 3 — оси складов в палеозойских породах; 4 — зоны трещиноватости и разломы; 5 — выявленные крупные надвиги



▲ **Рис. 7.10.** Разрывные нарушения второй кинематической стадии в палеоген-неогеновых отложениях Наринской впадины, обладающие совмещенными признаками надвиговой и правосдвиговой компонент (а–г), которые запечатлены также в кулисно-эшелонированном расположении синкинематических гипсовых прожилков в бортах разрывов (д)

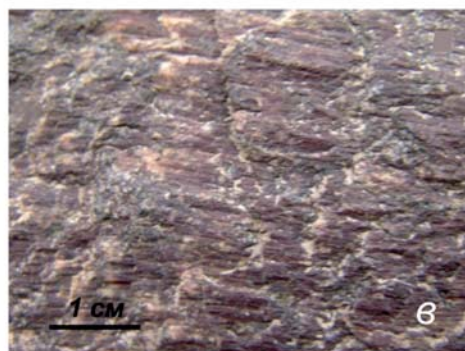


▲ **Рис. 7.11.** Сдвиговое смещение столбчатых агрегатов гипса (из обнажения на рис. 7.10, д)

гипсовых прожилков, секущих глинисто-песчаный субстрат в бортах сместителей. Они залегают обычно положе, чем слоистость (рис. 7.10, д), что указывает на надвиговую компоненту, и развернуты относительно простирания разрывов по часовой стрелке, свидетельствуя о правосдвиговой составляющей смещения. Еще более показательно наличие соответствующего сдвига и подворота синкинематических агрегатов столбчатого гипса в самих прожилках (рис. 7.11).

Чаще всего следы правосторонних сдвиговых нарушений сохраняются в зонах, непосредственно примыкающих к контакту между кайнозойскими отложениями и палеозойскими породами бортов впадины. Так, в береговых обнажениях р. Нарын (г. Нарын, у моста) в конгломератах среднего карбона устанавливается целая система хрупких разрывных нарушений субширотной ориентировки с правосдвиговой кинематикой (рис. 7.12, а). Кинематика этих разрывов определяется по целому ряду структурных элементов, составляющих единый структурный парагенез, типичный для сдвиговых зон. Помимо прямых свидетельств правостороннего смещения фрагментов галек (рис. 7.12, б), встречаются многочисленные правосдвиговые зеркала скольжения (рис. 7.12, б, в), а также характерные инъекционные структуры типа трещин отрыва, отмеченные карбонатным материалом и развернуты относительно простирания поверхности сместителя по часовой стрелке (рис. 7.12, г). Дополнительным признаком правосдвиговой кинематики магистральных субширотных сдвигов в этом месте является наличие здесь же сопряженных левосдвиговых антитетических сколов Риделя (рис. 7.12, д).

► **Рис. 7.12.** Дискретные зоны правосдвиговых нарушений в конгломератах среднего карбона (а) в зоне их контакта с красноцветными отложениями киргизской свиты (Нарынская впадина). б–г – детали обнажения



Правосдвиговая компонента движений фиксируется также в виде зеркал скольжения в известняках на контактах палеозойских и кайнозойских пород и в ориентировке кливажных текстур (их развороте по часовой стрелке относительно простириания контакта) в тектонизированных здесь же красноцветах киргизской толщи.

Если обратиться к картине площадного размещения разрывных нарушений второй группы, то привлекают внимание их некоторый разворот и «кулисность» относительно упомянутой субширотной зоны разломов (см. рис. 7.9). В то же время линейно локализованные зоны складчато-разрывных деформаций сами развернуты относительно простириания надвигов против часовой стрелки, что может свидетельствовать об их парагенетической связи при сочетании обстановок сжатия и правого сдвига.

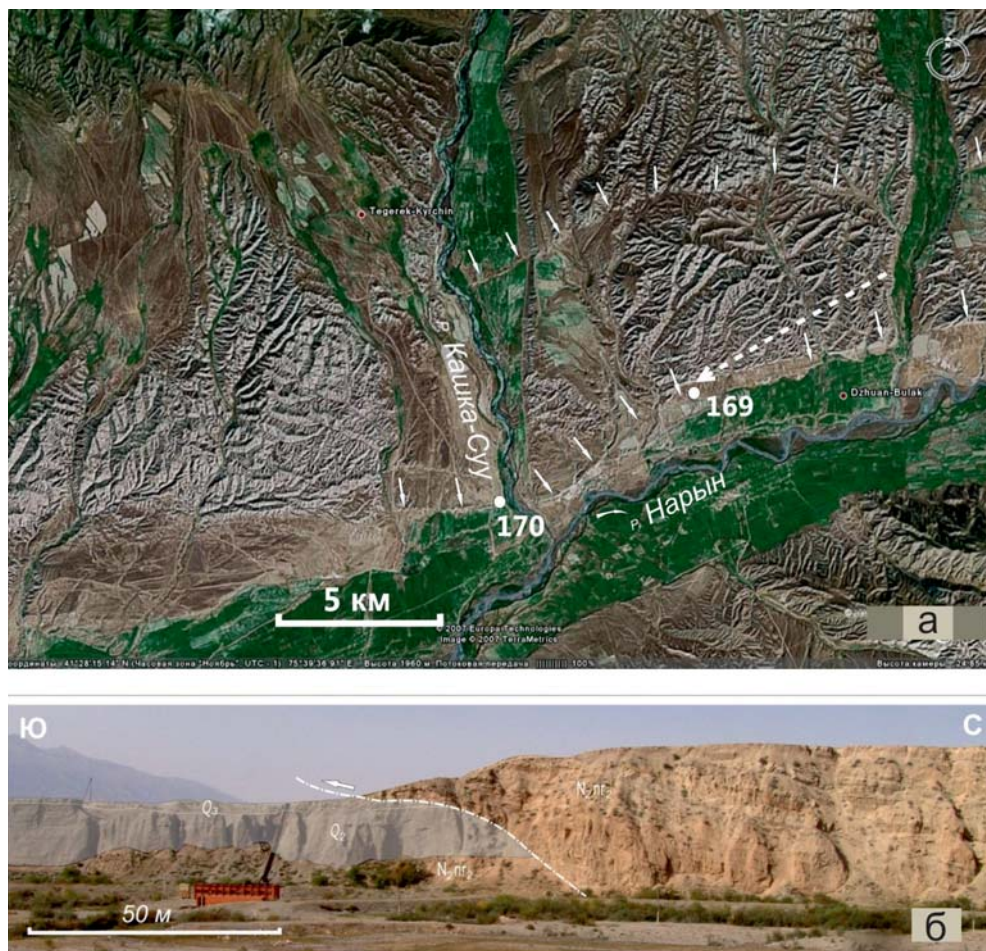
На эту же кинематику указывает и тот факт, что складки или резкие флексурные перегибы слоев приурочены как раз к местам изменения простириания надвиговых поверхностей (см. рис. 7.10, а, точка 169 на рис. 7.13, а). Вертикальный срез одного из таких надвигов (рис. 7.13, б), выявленный в русле р. Кашка-Суу, позволил установить и вероятное время надвигообразования. Перекрытие по поверхности надвига серых суглинков русловых отложений Q_2 нарынской свитой верхнего неогена достаточно определенно указывает на четвертичное время проявления деформационных событий в обстановке правосторонней транспрессии.

Еще одним подтверждением четвертичного возраста надвиговых деформаций можно считать наличие пологих надвигов того же восток-северо-восточного простириания, отпрепарированных в вертикальной стенке русла р. Нарын на западной окраине одноименного областного центра (рис. 7.14, в).

Судя по особенностям структуры: наличию складчатых подворотов у поверхности сместителя только в неогеновых породах и их отсутствию в четвертичном покрове, формирование надвигового нарушения произошло в интервале, предшествующем Q_3 (плиоцен?), а повторная активизация затронула уже отложения Q_4 . Здесь же в высоких противоположных бортах долины р. Нарын (точки 123-124 на рис. 7.9) выявлена целая серия выше и ниже залегающих надвиговых структур той же кинематики (рис. 7.14, а, б), в совокупности образующих многоярусный «пакет» нарушений второй кинематической и возрастной группы.

В сходном ключе можно проинтерпретировать внутреннюю разрывно-складчатую структуру полосы палеозойских пород в пределах хребта Байбичетоо, подробно изученную на отрезке его пересечения ущельем ручья Карабулук (рис. 7.15, см. также рис. 3.19–3.22). Прежде всего, следует отметить отчетливо дискретно-регулярный характер системы разломов, рассекающих карбонатный субстрат и полого залегающую слоистость известняков

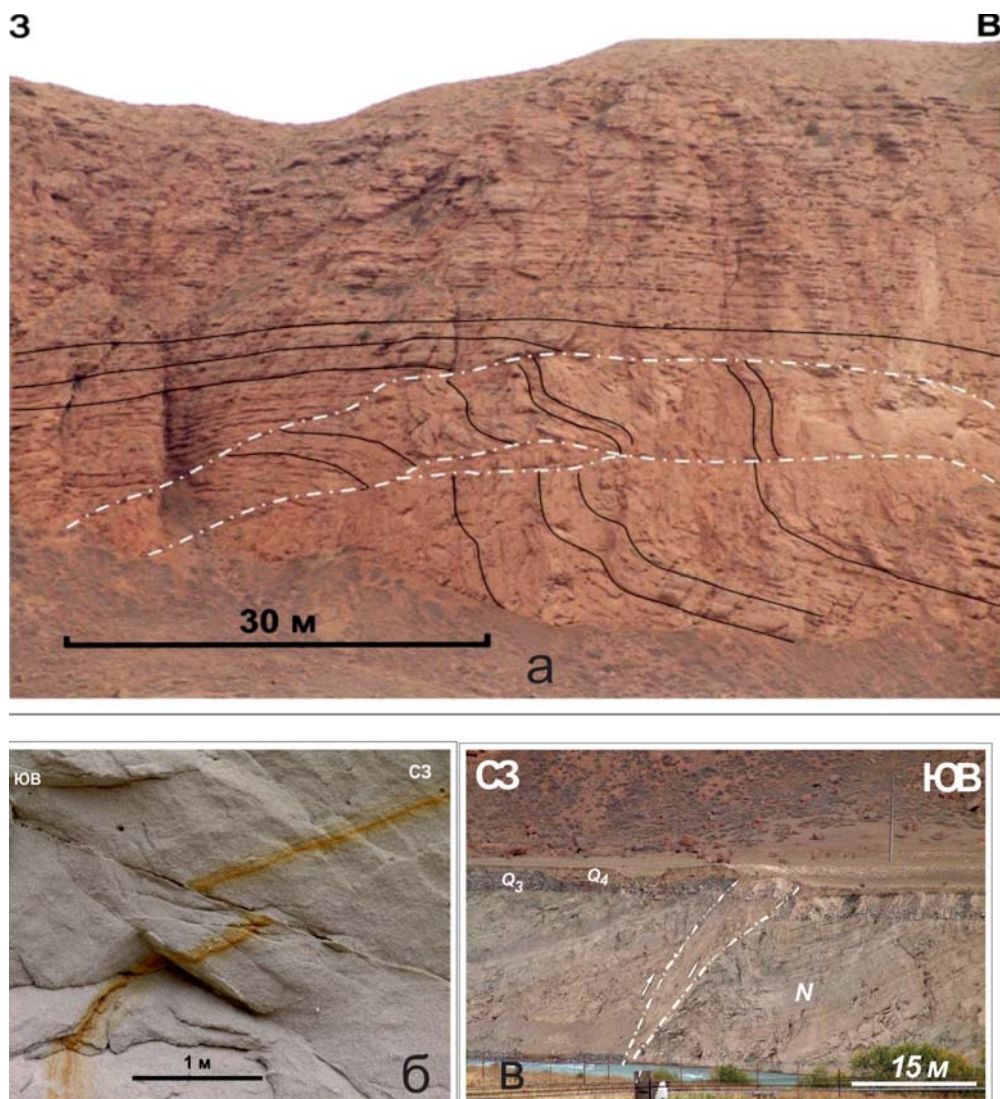
нижнего карбона, и их достаточно упорядоченное положение относительно внешних границ полосы палеозой (рис. 7.15, А). Эти разломы нарушают поверхность предкайнозойского пенеплена, являясь морфогенерирующими нарушениями этапа кайнозойского орогенеза, на что указывает, в частности, преимущественно хрупкий (малоглубинный) характер деформаций пород, сопровождающихся формированием глинок трения, относить их к этапу кайнозойского орогенеза. В совокупности эти разрывные нарушения образуют



▲ Рис. 7.13. Четвертичные надвиги на левом берегу р. Нарын.

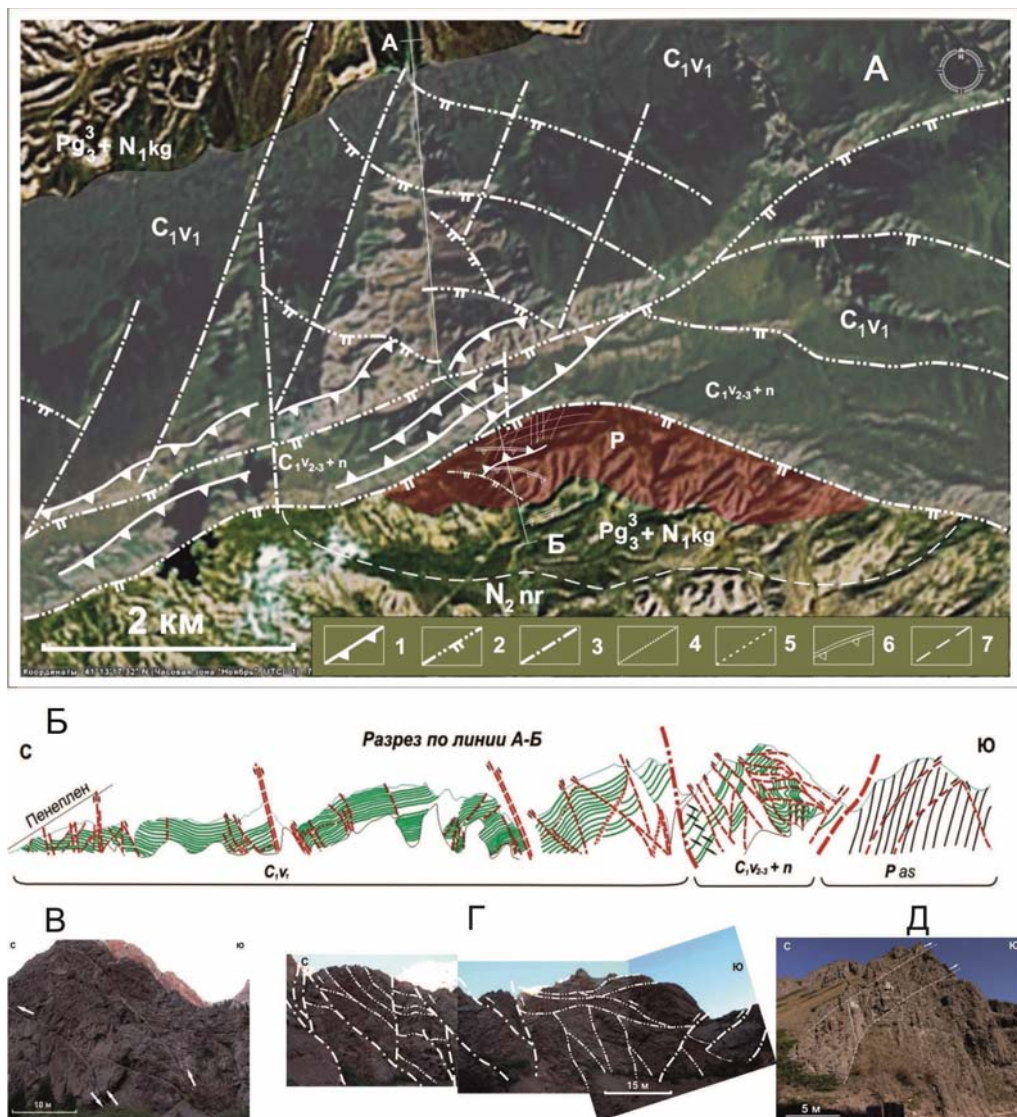
а. Космоснимок левобережья Нарына в месте слияния с притоком р. Кашка-Суу. Стрелками отмечены следы выхода на поверхность серии четвертичных надвигов и направление их перемещения в отложениях нарынской свиты верхнего неогена. Пунктирной стрелкой показано местоположение крутого флексурного перегиба слоев нарынской свиты.

б. Надвигание отложений неогена на четвертичные толщи в правом борту долины р. Кашка-Суу (соответствует местоположению точки 170 на космоснимке)



▲ **Рис. 7.14.** Надвиговые структуры в восточной части Наринской впадины: а – в красноцветных отложениях киргизской свиты (левобережье р. Нарын на западной окраине г. Нарын); б – в неогеновых толщах нарынской свиты (правобережье р. Нарын); в – надвиги в левом борту р. Нарын в 8 км к западу от г. Нарын, затрагивающие отложения неогена и квартера

дивергентно-вверную систему, асимметрично смещенную к южной границе полосы (рис. 7.15, Б), где на самом ее гребне происходят наиболее интенсивное «взламывание» и разрушение поверхности выравнивания. Оценка кинематики этих разрывов показала проявление по большинству из них надвиговой компоненты перемещений северной направленности к северу от осевой зоны



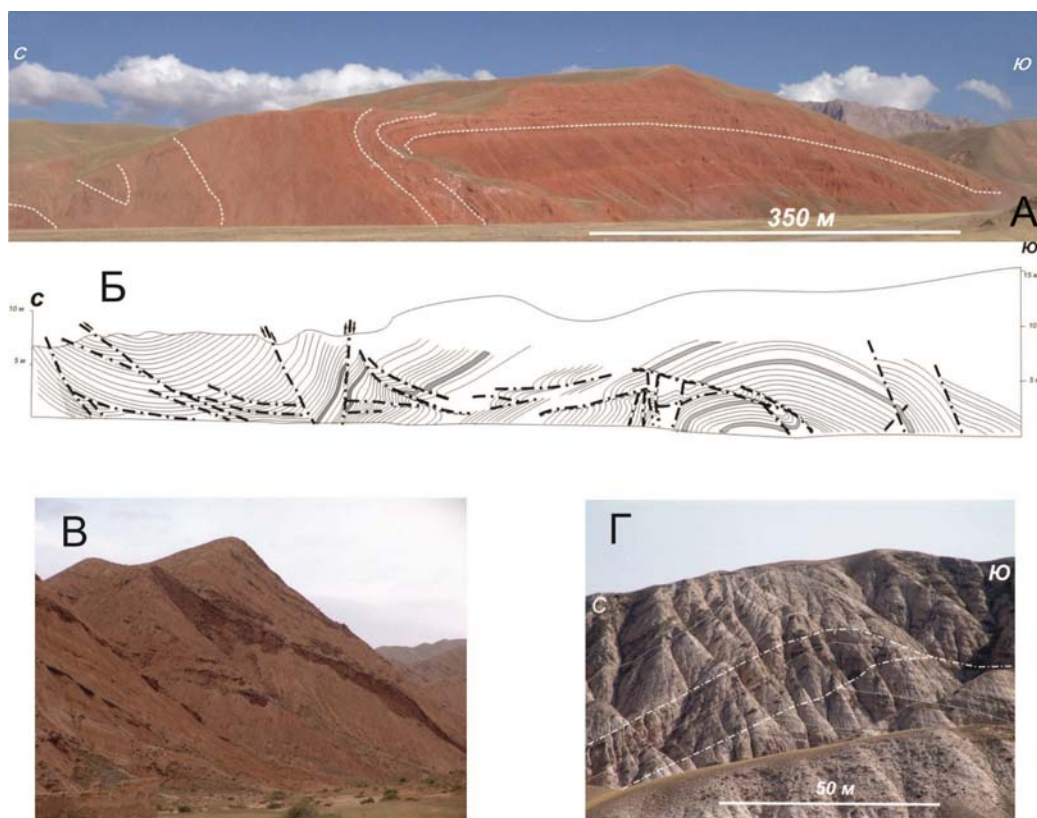
▲ **Рис. 7.15.** Новейшие структуры в комплексах палеозойского фундамента и кайнозойского чехла морфоструктурного ансамбля Нарынской и Аتبашинской впадин.

А. Структурная схема центральной части хребта Байбичетوو на отрезке его пересечения ущельем ручья Карабулук. 1–3 – разрывные нарушения в толщах карбона: 1 – надвиги, 2 – сбросы, 3 – прочие разрывы; 4–6 – элементы структуры в пермских отложениях: 4 – наклонный кливаж S_1 (связан с надвигами), 5 – субвертикальный кливаж S_2 , 6 – слоистость; 7 – граница отложений перми и кайнозоя.

Б. Субмеридиональный структурный профиль по линии А–Б.

В–Г – детали обнажений, показывающие северную вергентность надвигов в северной части полосы палеозоя (В), структуру «цветка» осевой части (Г) и южную вергентность надвиговых пластин в молассовых отложениях перми (Д)

«веера» разрывных структур (рис. 7.15, В) и южной вергентности тектонических пластин непосредственно к югу от осевой линии, включая нарушения как в известняках карбона (рис. 7.15, Г), так и в граувакковой мелассе пермского возраста (рис. 7.15, Д). Помимо этого в разрывных зонах на многочисленных поверхностях сместителей обнаружены зеркала скольжения, позволяющие установить для некоторых из них правосдвиговую компоненту, а для части разрывов – не надвиговую, а сбросовую составляющую, также с правосдвиговой компонентой. Последние имеют преимущественно северо-западную ориентировку. Таким образом, дивергентно-веерная система надвигов, имеющих еще и сдвиговую компоненту, может быть интерпретирована



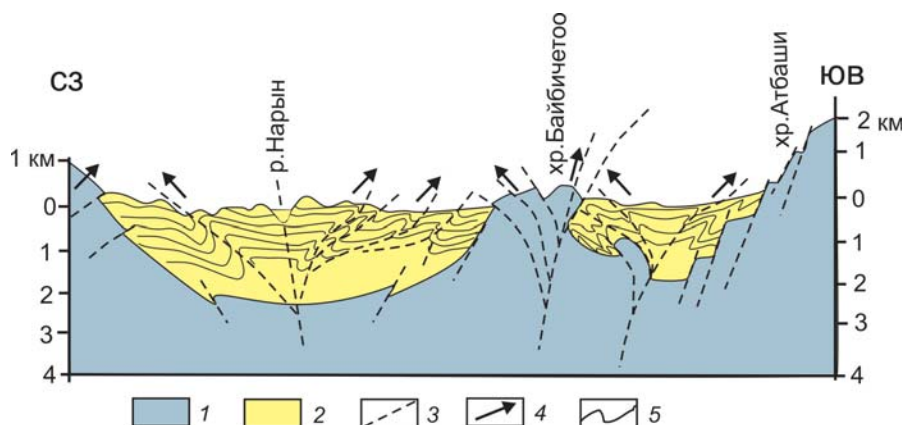
▲ **Рис. 7.16.** Разрывно-складчатые деформации в Атбашинской впадине. А–Б – опрокинутые складки и сопряженные с ними пологие надвиги с северной вергентностью в юго-западной части впадины (местоположение соответствует точкам 114–115 на рис. 7.9, А). Рисунок Б является непосредственным северным продолжением складчатой структуры, видимой на А. В – надвиги с северной вергентностью в северо-восточной части впадины (точки 119–122). Г – надвиго-дуплексные структуры с южной вергентностью в центральной части впадины (точки 117–118)

как типичная транспрессивная структура «цветка». Сбросо-правосдвиговые нарушения, ориентированные преимущественно субперпендикулярно простиранию надвигов (см. рис. 7.15, А), являются структурами растяжения и входят вместе с надвигами в единый парагенез правосдвиговой транспрессии.

Разрывно-складчатые дислокации, широко проявленные в пределах Нарынской впадины и хребта Байбичетоо, частично захватывают и отложения смежной Атбашинской впадины, локализуясь непосредственно к югу от полосы известняков карбона и демонстрируя многоярусное надвигание кайнозойских отложений на палеозойские образования хребта. Как правило, эти структуры представляют собой резко асимметричные крупные складки с почти ненарушенными, протяженными, полого падающими к югу крыльями и крутыми, опрокинутыми, осложненными многочисленными надвигами, смыкающимися крыльями (рис. 7.15, А, Б).

Устойчивая северная вергентность перемещения тектонических пластин в Атбашинской впадине устанавливается только в ее северной половине, в непосредственной близости от палеозойских пород хребта Байбичетоо (рис. 7.16). Несколько южнее фиксируется уже обратная, южная, вергентность выявляемых здесь надвиговых и дуплексных структур (рис. 7.16, Г).

Рассматривая весь ансамбль надвиговых пластин и в Нарынской, и в Атбашинской впадинах в целом (рис. 7.17, см. также рис. 3.19, 3.21), нетрудно заметить вполне закономерную картину их расположения: отчетливо дивергентный характер в пределах обеих впадин и, наоборот, конвергентный, по отношению к полосовидному, разделяющему их выступу пород палеозоя в хребте Байбичетоо.



▲ **Рис. 7.17.** Схематизированный профиль через Нарынскую впадину, хр. Байбичетоо, Атбашинскую впадину.

1 – палеозойский фундамент; 2 – кайнозойский чехол; 3 – разломы, 4 – направление движения по разломам; 5 – складки в чехольном комплексе

Данные аналогового тектонофизического моделирования

Аналоговое тектонофизическое моделирование структур пулл-апарт было использовано для решения вопросов, вытекающих из анализа фактического материала: выявление структурных элементов, являющихся типологическими при экспериментальном воспроизведении впадин пулл-апартной природы; определение сходства морфологии и инфраструктуры природных и экспериментально воспроизведенных впадин и степени соответствия кинематики движений в модели и в природных структурах; определение роли сдвигов и бокового (латерального) сжатия в формировании тектонической инфраструктуры впадин и их взаимоотношение при формировании морфоструктуры и рельефа на новейшем этапе орогенеза; определение роли реологии породных масс фундамента в процессе формирования впадин.

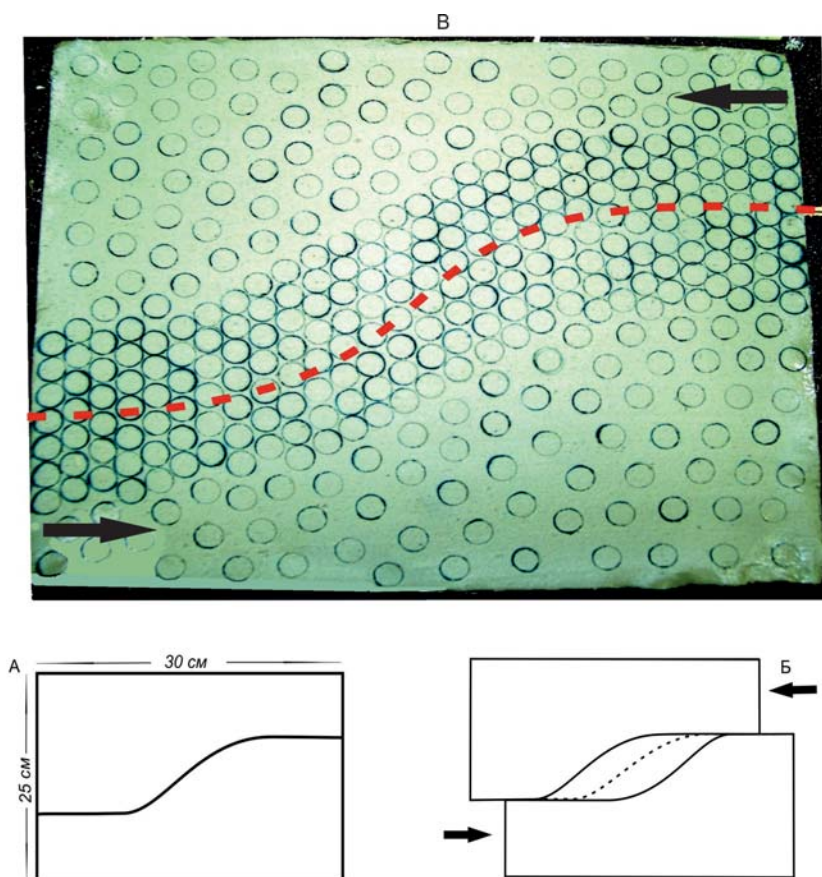
В результате сравнения данных тектонофизического моделирования и данных, полученных при изучении природных объектов, была выдвинута идея о возможности апробации пулл-апартной модели как наиболее соответствующей природной геомеханической обстановке формирования альпийской морфоструктуры и орогенных впадин Тянь-Шаня.

Моделирование проводилось в лаборатории тектонофизики им. В.В. Белоусова МГУ на специально сконструированном приборе. Прибор имеет подвижные штампы с несколькими степенями свободы, что позволяет в процессе эксперимента воспроизводить различные геомеханические обстановки, менять кинематику воздействия на образец (полистадийная деформация), задавать различные варианты нагружения модельного образца, симулирующего чехол, как через подвижный жесткий фундамент, так и посредством бокового автономного сжатия образца. Возможно также изучение деформаций при различных механизмах воздействия.

В качестве модельных материалов были выбраны традиционные и широко используемые для аналогового моделирования материалы, тектонофизические свойства и характер поведения которых при деформации в обычных условиях (комнатная температура и отсутствие гидростатической нагрузки) хорошо известны и описаны в специальной литературе с учетом принципов подобия [Белоусов, Гзовский, 1964; Талицкий, Галкин, 1997; Белоусов, Гончаров, 1991]. Прежде всего, это каолиновые глины разной степени влажности (в диапазоне 25–32% воды) и цвета, позволяющие создавать слоистые модельные образцы и воспроизводить тип вязко-пластичного поведения геоматериала. В качестве вариантов использовались: песчано-солидоловая смесь – для симуляции хрупко-пластичного типа поведения материала и тонко-дисперсные порошки силиконовых замазок разных цветов и степени уплотнения, воспроизводящие

хрупкое поведение вещества. Скорости деформации выдерживались в диапазоне, допускающем не только формирование собственно деформационных структур, но и реализацию некоторой син- и постдеформационной релаксации вещества. При этом основным критерием в оценке правильного выбора скорости деформации являлся факт повторяемости от эксперимента к эксперименту однотипных структур и локализации зон поврежденности среды в образце. Для оценки характера деформации в объеме образца в качестве маркеров помимо слоистости были использованы однотипные маркеры-кружки ($\varnothing 1$ см), наносимые на поверхность образца перед силовым воздействием (рис. 7.18).

В ходе экспериментов постоянно фиксировались значения смещения подвижных штампов по разным направлениям, проводилась пошаговая фотофик-



▲ **Рис. 7.18.** Схема конфигурации подвижных штампов основания прибора до деформации (А) и в ходе деформации (Б) и общий вид верхней поверхности образца перед деформацией (В). Пунктиром показан криволинейный разрыв, разделяющий жесткое основание на две подвижные части, способные перемещаться по направлению стрелок

сация поверхностей образцов с маркерами, в том числе и на конечной стадии, а также делались и фотографировались вертикальные срезы деформированных моделей.

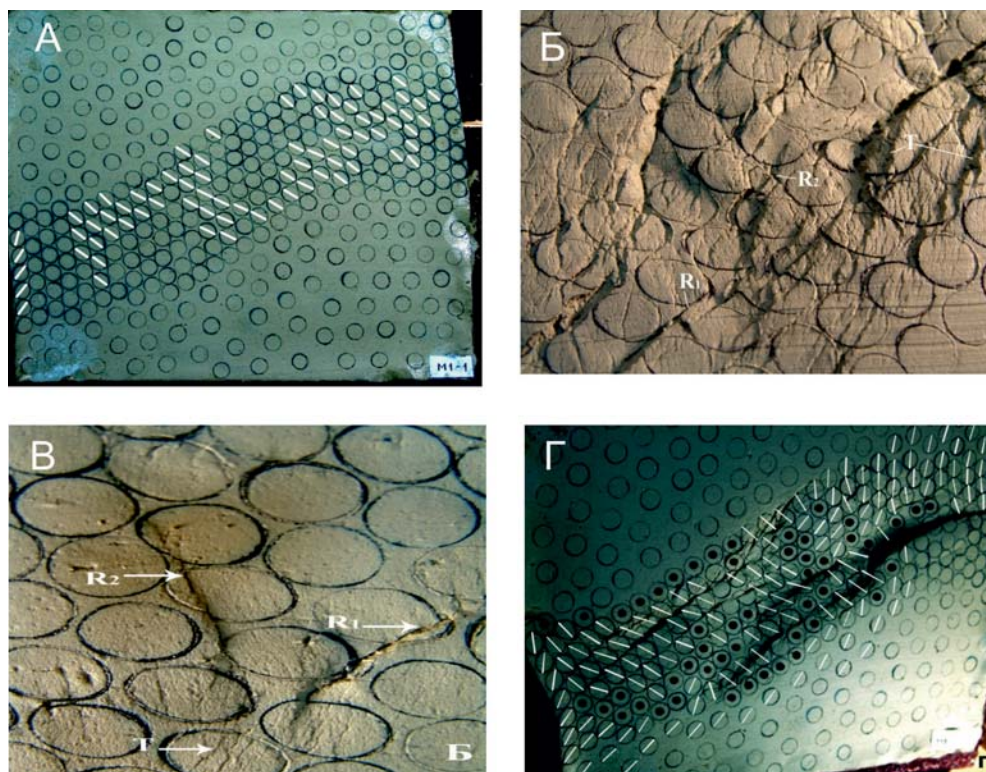
Множественность модельных воспроизведений – всего было сделано около 15 экспериментов – была связана как с комбинированием разных материалов, так и с вариациями в нагружении образцов, соответствующими различным типам геомеханических обстановок. Ниже дается подробное описание одной из серий экспериментов, конечные результаты которых в наибольшей степени оказались близки по структурным рисункам и кинематике движений по разломам к природным обстановкам. Другие экспериментальные серии охарактеризованы только с точки зрения того или иного их несоответствия полученному полевому фактическому материалу и, таким образом, как наименее приемлемые для объяснения возможных геодинамических обстановок формирования впадин.

Эксперименты 1-й серии

Нагружение модельных образцов, размером $25 \times 30 \times 3$ см, расположенных на жестком основании, составленном из двух подвижных штампов, осуществлялось двустадийно и в целом соответствовало условиям простого сдвига. При этом в области криволинейного смыкания поверхности, разделяющей эти штампы, при раздвиге блоков (см. рис. 7.18, Б) действовала обстановка левосдвиговой трансенсии, а при их последующем сближении – правосдвиговой транспрессии.

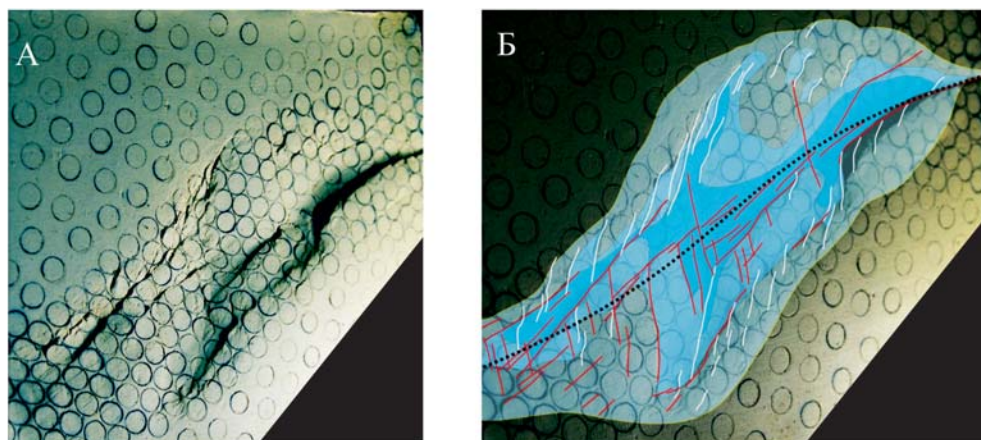
Этап первый. Эксперимент проведен в условиях левостороннего сдвигового смещения блоков основания. Первые следы проявления деформации были отмечены при весьма незначительном относительном смещении блоков, порядка 1 см, что составляет около 3% от продольного размера образца. На фоне обозначившейся области некоторого прогибания поверхности, локализованной над смыкающим отрезком криволинейного разрыва в основании, произошла неравномерная объемная деформация глины, отмеченная изменением формы части круглых маркеров в эллиптическую (рис. 7.19, А). Объем как бы дифференцировался на участки, откликнувшиеся на приложенное нагружение, и участки, проявившие на этой стадии устойчивость к деформации, которая в том или ином виде сохраняется практически до конца эксперимента (рис. 7.19, Г), свидетельствуя о неоднородности проявления деформационного процесса и наличии «теневых» для деформации доменов.

Последующее постадийное увеличение амплитуды сдвигового смещения штампов основания привело сначала к нарушению сплошности глиняного материала, а затем ко все более усиливающемуся усложнению структуры,



▲ **Рис. 7.19.** А. Распределение деформированных и недеформированных маркеров на первой стадии левостороннего сдвига (амплитуда 1 см). Белыми линиями отмечены длинные оси эллипсов – деформированных маркеров, для которых деформация видна визуально. Б. Зарождение сопряженных синтетических (левосдвиговых – R_1) и антитетических (правосдвиговых – R_2) сколов Риделя и диагональное положение структур растяжения Т между сколами R_1 и R_2 . В. Сочетание сопряженных сколов Риделя (R_1 и R_2) и встречно-наклонных (затемненные и освещенные микроуступы рельефа) структур растяжения (Т) как парагенетических элементов обстановки левосдвиговой трансенсии, в которой формируется пулл-апартовая впадина. Г. Картина распределения недеформированных (отмечены черным цветом) и деформированных маркеров (длинные оси отмечены белыми линиями) на последней стадии первого этапа эксперимента

видимой на поверхности образца, происходившему на фоне непрерывного нарастания общей величины прогиба впадины и заметной дифференциации рельефа поверхности. Основными элементами структурного парагенеза являлись нарушения двух сопряженных систем (синтетической и антитетической) сколов Риделя (R_1 и R_2) и структуры растяжения, представленные трещинами отрыва (Т) и сбросами (рис. 7.19, Б). При этом углубление прогиба от стадии к стадии происходило только в зоне смыкающего перегиба разрыва жесткого основания за счет проявления и нарастания сбросовой компоненты у всех эле-



▲ **Рис. 7.20.** Морфология пулл-апартовой впадины, сформированной при левом сдвиге подвижных штампов основания, с кулисно-эшелонированным расположением элементов со сбросовой компонентой (А), и схема площадной изменчивости прогибания поверхности во впадине (Б), с элементами разрывной структуры: красные линии – сопряженные сколы Риделя, белые – сбросы

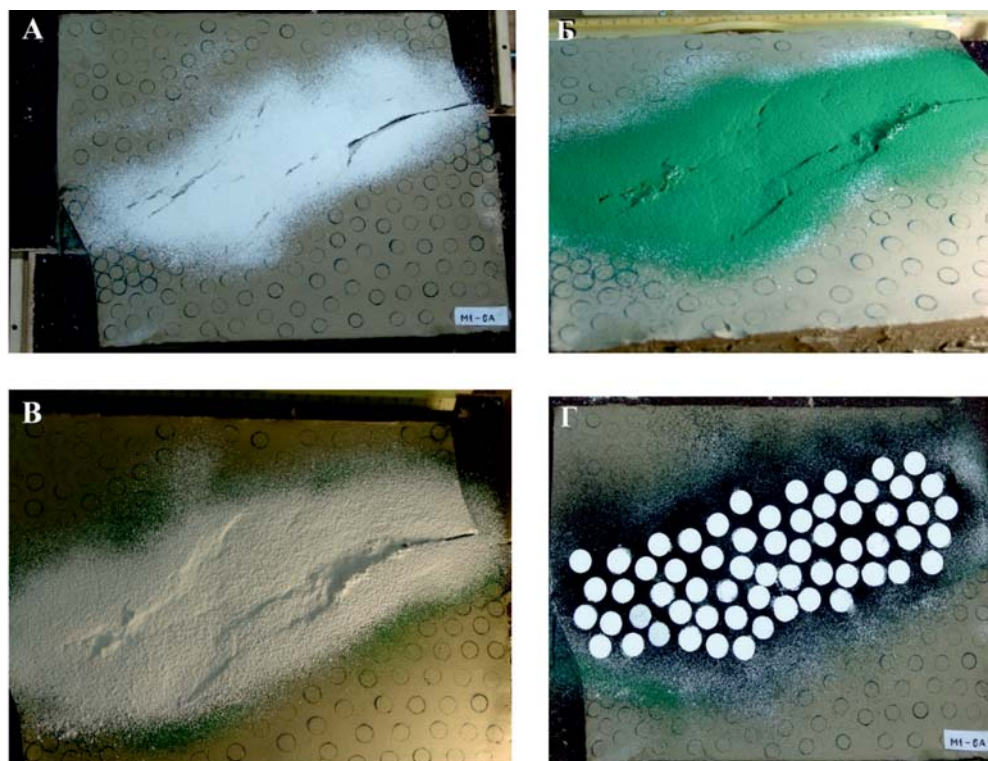
ментов этого структурного парагенеза, включая сколы Риделя (рис. 7.19, В), что соответствует обстановке транстенсии [Морозов, Гептнер, 1997; Морозов, 20026]. В краевых частях модели, над прямолинейными отрезками этого же разлома, формировались «простые» сколы Риделя.

На заключительной стадии первого этапа этой серии экспериментов (рис. 7.20, А), при достижении величины полуамплитуды сдвига подвижных штампов в 3 см (10% от длины образца), максимальная глубина погружения поверхности моделей достигала 1,2–1,5 см (40–50%) исходной мощности глиняного слоя.

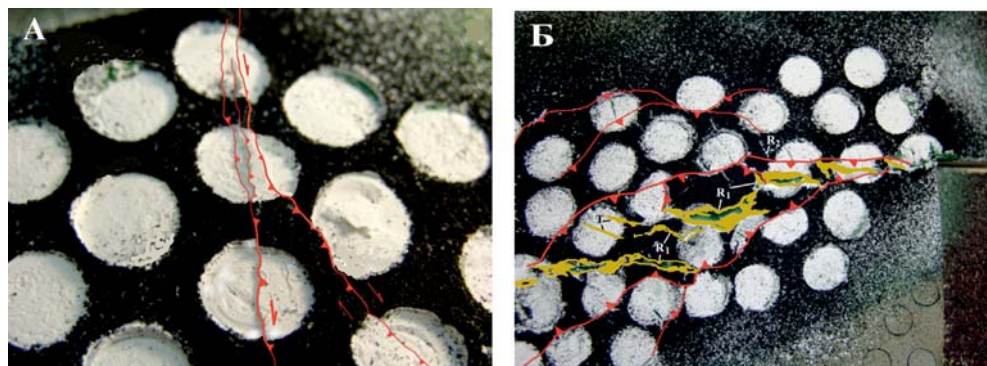
Отчетливо обозначились продольные борта впадины, произошла значительная дифференциация днища впадины по глубине опускания (рис. 7.20, Б), тесно связанная с неоднородным распределением деформаций по площади и с интегральным рисунком внутренней разрывно-блоковой структуры. Неоднородность деформации нашла отражение не только в сложно-мозаичном распределении круглых и эллипсовидных маркеров по поверхности модели, а соответственно и в изменчивости величины объемной деформации от места к месту, но и в площадной неравномерности распределения поврежденности среды разрывно-трещинными нарушениями. «Поврежденность» охватывает практически всю площадь впадины и ее бортов, за исключением отдельных «островков» – участков деформационного упрочнения среды, играющих роль внутренних «поднятий», разделяющих наиболее опущенные участки модели-впадины. Принципиальным моментом в этой структурной картине является

зарождение сквозного разлома левосдвиговой кинематики (диагонально пересекающего впадину и соединяющего ее противоположные борта), который во всех экспериментах формировался на заключительных стадиях путем объединения серии более мелких кулисно-эшелонированных сбросо-сдвигов (показан точечным пунктиром на рис. 7.20, Б).

Этап второй. В соответствии с полученными полевыми данными о двух-этапной кинематической эволюции орогенных движений в рассматриваемом Тянь-Шаньском регионе, когда первый левосдвиговой этап сменился в позднем кайнозое вторым – правосдвиговым, в эксперименте была предусмотрена такая же кинематическая инверсия. Перед продолжением движения с обратным знаком (правый сдвиг подвижных штампов основания) возникающая на первом этапе впадина с ее весьма дифференцированным внутренним рельефом была послойно заполнена мелкодисперсным сыпучим материалом с чередованием слоев двух цветов, белого и зеленого (рис. 7.21). На поверхности этого слоистого «седиментационного комплекса» также были нанесены круговые ($\varnothing$ 1 см) маркеры (рис. 7.21, Г).



▲ **Рис. 7.21.** Последовательные стадии подготовки образца перед вторым этапом эксперимента



▲ **Рис. 7.22.** Появление правых сдвигов в краевой части модели, переходящих в направлении к центру впадины в дивергентные системы надвигов, с правосдвиговой компонентой (А); парагенез надвиго-сдвигов с трещинами отрыва (желтый цвет) в центральной части впадины (Б)

Правый сдвиг осуществлялся постадийно, с предельной амплитудой смещения около 3 см, до возвращения штампов в исходную позицию, которую они занимали перед началом первого этапа эксперимента. По окончании эксперимента была сделана серия срезов поперек впадины и зафиксированы деформационные структуры в вертикальных сечениях ее «рыхлого чехла».

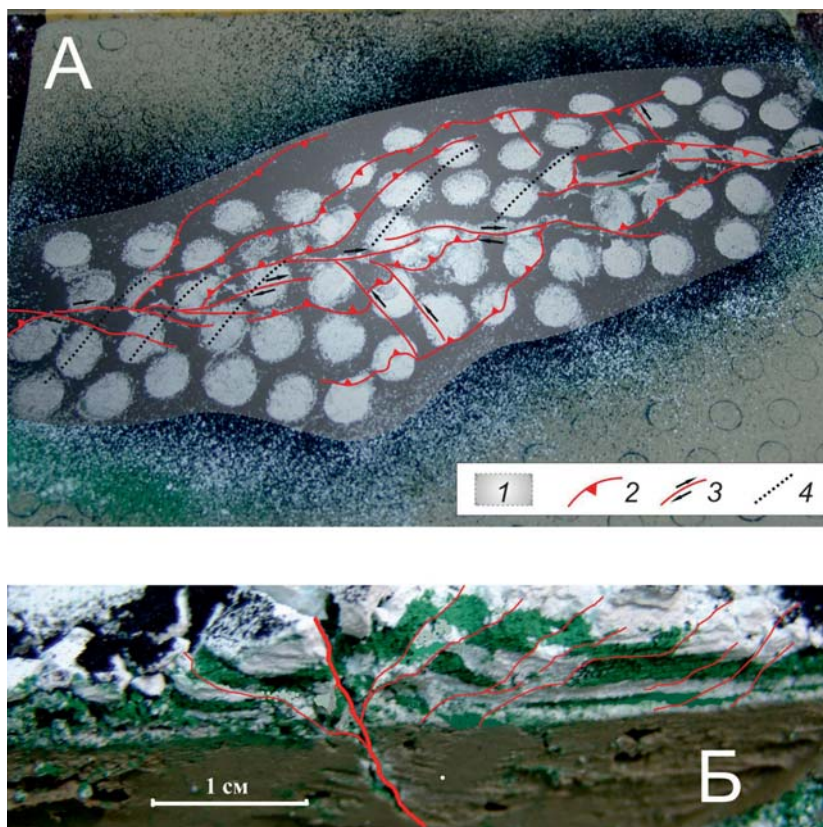
Первые дислокации в материале, заполнявшем впадины, проявились в виде правосдвиговых нарушений в краевых частях образца, непосредственно над прямолинейными отрезками линии смещения подвижных штампов основания. Постепенно продвигаясь к центру впадины, они разветвлялись, вычленяя ромбовидные или линзовидные блоковые формы, дополнительно к сдвиговой приобретая и надвиговую компоненту (рис. 7.22, А).

Вслед за этим вся центральная часть заполненной впадины постепенно была охвачена множественными разрывными дислокациями сдвигово-надвиговой кинематики, составившими отчетливый дивергентно-всерный ансамбль со встречным падением поверхностей сместителей. Дальнейшее развитие деформационного процесса привело к появлению в ансамбле структур множественных трещин отрыва, диагонально ориентированных по отношению к линиям надвигов, с разворотом относительно их простирания по часовой стрелке (рис. 7.23, Б), как следствия правосдвигового смещения.

От стадии к стадии происходит постепенное разрастание области развития надвигов, от осевой части к периферии, вплоть до краевых зон непосредственно над бортами, ограничивающими заполненную впадину. Одновременно с этим идут подъем поверхности и формирование отчетливого свода над бывшей впадиной, рельеф которого заметно дифференцирован не только из-за уступов, связанных с надвигами, но и за счет появления дополнитель-

ных валов более высокого порядка. Эти валы в сущности являются пологими складками, оси которых ориентированы вдоль вытянутости эллипсоидальных маркеров, в соответствии с ориентировкой направления удлинения при правом сдвиге (рис. 7.23, А).

По мере развития деформации новые надвиги и трещины отрыва возникают все реже, и ведущую роль в формировании структуры получают правосдвиговые разрывные нарушения (синтетические сколы Риделя R_1). Последние группируются в отчетливо выраженную кулису, ориентированную вдоль оси свода, и «вспарывают» этот свод, пересекая и смещая все ранее



▲ Рис. 7.23. Развитие структур второго этапа на поверхности и в разрезе.

А. Схема основных структурных элементов на поверхности модели в конце второго этапа. 1 – поверхность морфологического свода, 2 – надвиги, 3 – секущие крутые разрывы и направления смещения по ним (сопряженные сколы Риделя), 4 – оси валообразных складкообразных изгибов поверхности.

Б. Вертикальный разрез в средней части модели, субпоперечный к простиранию основных разрывных структур. Первоначально горизонтальные верхние слои модели (покрашенные зеленым и белым красителем) деформированы и смещены по трещинам в «цветковой» структуре одного из магистральных сдвигов

сформированные нарушения, местами объединяя фрагменты трещин отрыва и надвигов (рис. 7.23, Б). По этим сдвигам R_1 единая сводовая конструкция разваливается на продольные блоки, между которыми возникают зияния, вскрывающие расположенные ниже горизонты материала, заполняющего седиментационную модель. Сопряженно с ними фрагментарно формируются малоамплитудные антитетические левые сколы Риделя R_2 (см. рис. 7.20, Б и 7.23, А).

В целом структура, сформированная в модельном образце к концу второго этапа, характеризуется сложным сочетанием парагенетически сопряженных элементов обстановки правого сдвига и транспрессии. В частности, это расположенный непосредственно над впадиной морфологически выраженный свод, вытянутый вдоль ее длинной оси, свидетельствующий о проявлении локальной инверсии. Формирование положительного рельефа здесь произошло не только за счет некоторой компоненты сжатия, которая проявилась в условиях правого сдвига под углом к простиранию структуры, но прежде всего за счет многоярусного нагромождения шарьяжно-надвиговых пластин и чешуй. При этом их сместители на поверхности образуют отчетливые кулисно-эшелонированные системы (см. рис. 7.23, А), протягивающиеся под углом к оси возникшего вытянутого свода и с разворотом против часовой стрелки, обусловленным правосдвиговой компонентой. Наличие последней у надвиговых сместителей указывает на локализованную над бывшей впадиной транспрессивную составляющую деформационного процесса. В описываемый структурный парагенез, помимо надвигов, входят упомянутые выше пликативные складчатые изгибы поверхности, располагающиеся практически вдоль всего свода с явно кулисным расположением друг относительно друга (см. рис. 7.22, Б). Наиболее же выразительно в этом парагенезе представлены также уже упоминавшиеся системы кулисно расположенных правых сдвигов, «вспарывающих» свод. С ними сопряжены редкие антитетические (левые) сколы Риделя, порой секущие и смещающие шарьяжно-надвиговые нарушения. Как видно на вертикальных субпоперечных разрезах (см. рис. 7.23, Б), правые продольные разрывы наследуют плоскости разрывов близкого простирания в глиняном основании, заложенные на первом левосдвиговом этапе.

Они выступают в качестве «стволов» «структуры цветка или пальмового дерева», к которым примыкают «ветви» сместителей чешуйчато-надвиговых пластин. Такой дивергентно-всерный стиль разрывных структур также указывает на локально проявленную обстановку транспрессии. При этом следует отметить, что в пределах всего свода проявились несколько дивергентных зон, кулисно сопряженных друг с другом, так что на площади имеет место неоднократное чередование конвергентных и дивергентных обстановок перемещения тектонических пластин.

Эксперименты 2-й серии

В отличие от первой серии экспериментов, где на фоне простого сдвига имела место локальная левосдвиговая трансенсия на первом этапе и последующая за ней правосторонняя транспрессия, во второй серии действовала общая транспрессия, когда сдвиговая деформация происходила на фоне бокового сжатия блоков основания. С этой целью между двумя подвижными штампами основания была заложена поролоновая прокладка, допускающая поперечное сближение частей штампа на фоне сдвига. В сравнении с вышеописанными экспериментами здесь проявились следующие особенности:

- гораздо позже появились первые следы повреждения субстрата разрывно-трещинными нарушениями – только при достижении сдвигового смещения штампов порядка 2,5 см;

- заметны бóльшая однородность деформации и почти полное отсутствие участков, устойчивых к деформационному воздействию;

- наличие компоненты бокового сжатия, поперечного к простиранию сдвига, в совокупности со сдвиговым вращательным моментом привело к постепенному искривлению системы антитетических сколов Риделя, вплоть до образования S-образных разрывных структур;

- боковое сжатие на фоне сдвига явно препятствовало заложению впадины, и в конечном итоге, при полуамплитуде сдвига в 5 см, прогибание достигло только 0,5 см при слабой, практически несущественной, дифференциации поверхности впадины по глубине прогибания.

Можно констатировать, что в условиях общей транспрессии значительного рельефа с глубокими пулл-апартовыми впадинами не возникает. Такой результат обусловил бессмысленность проведения второй стадии эксперимента с привлечением инверсии кинематики движений.

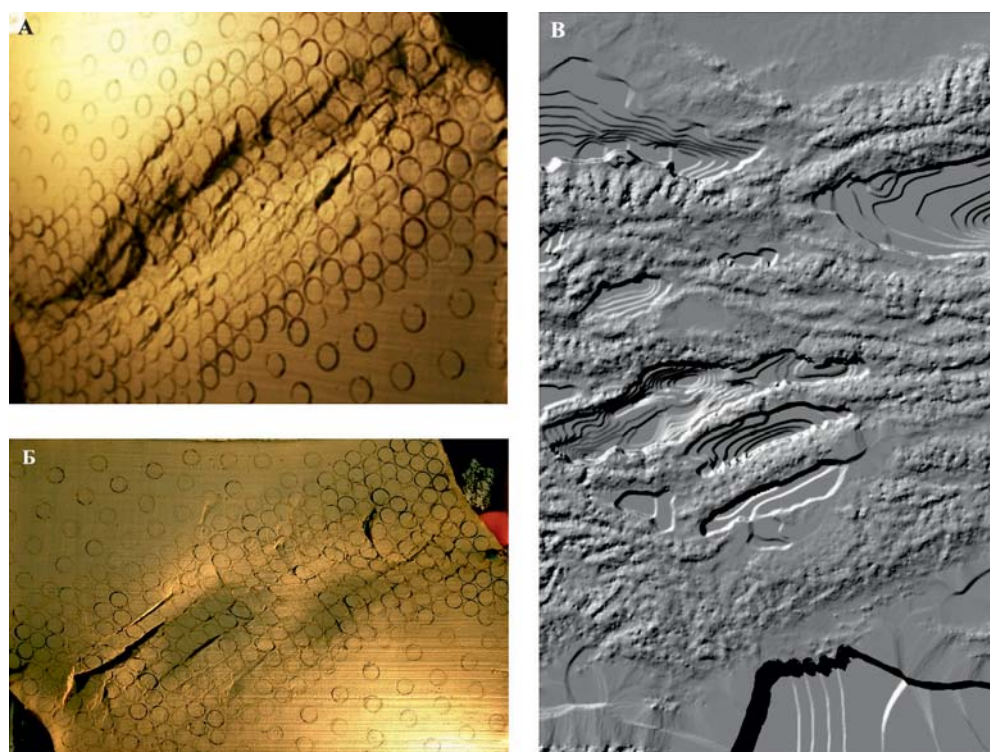
Эксперименты 3-й серии

Эти эксперименты по сути представляли собой комбинацию первых двух вариантов, но с некоторыми видоизменениями. Из экспериментов первой серии была взята двухэтапность деформации со сменой кинематики смещения штампов основания с левосдвиговой на первом этапе на правосдвиговую на втором этапе. И, как во второй серии, сдвиг был дополнен боковым сжатием, с тем лишь отличием, что сжатие передавалось не через подвижные штампы основания, а за счет бокового давления на сам образец, под которым одновременно сдвигались штампы основания. Кроме того, боковое сжатие осуществлялось только на втором (правосдвиговом) этапе, а первый этап проходил в условиях простого левого сдвига. И морфология, и элементы дробной мор-

фоструктуры пулл-апартовой впадины, возникшей в конце первого этапа, а также структурный рисунок второй кинематической стадии оказались близки результатам первой серии экспериментов, с тем лишь отличием, что структуры растяжения в комплексе заполнения впадины оказались ориентированными почти под прямым углом к простиранию надвигов, вдоль направления латерального сжатия образца.

Сопоставление фактического и экспериментального материала и обобщение данных

Сопоставление результатов экспериментов с материалами полевых структурно-геологических работ в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня позволяет сделать следующие выводы.



▲ **Рис. 7.24.** Сопоставление морфологии экспериментальных (А, Б) и природных (В) впадин

Отмечается несомненное сходство общей морфологии впадин (асимметричная линзовидная форма) пулл-апартовой природы в эксперименте и большинства кайнозойских впадин рассматриваемой части Тянь-Шаня, что дает основание говорить о вполне вероятной пулл-апартовой природе последних (рис. 7.24).

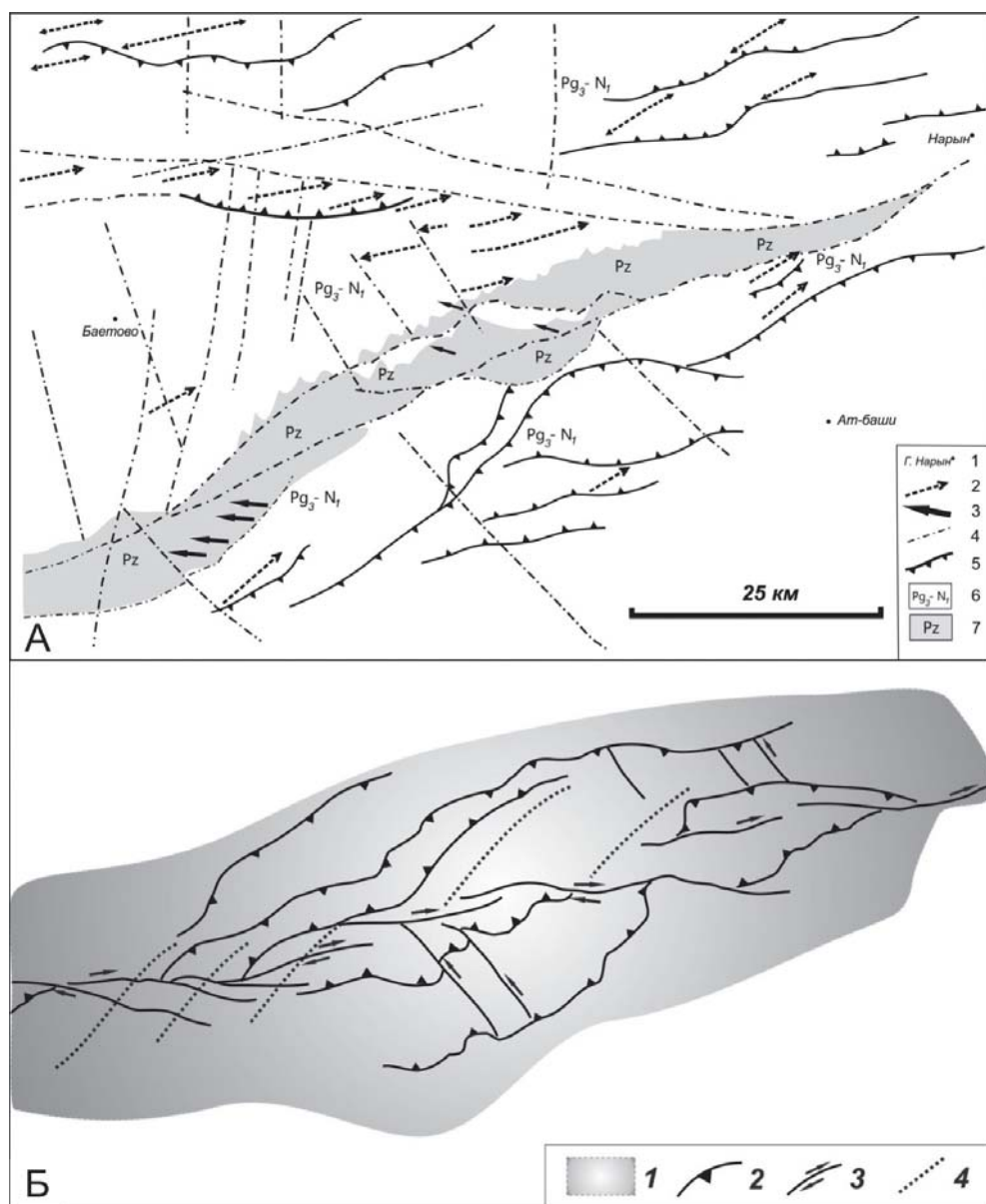
Вполне очевидно сходство внутренней морфологии экспериментальных и природных впадин, особенно морфологии рельефа их днища. Наличие диагонально ориентированных внутренних трогов высокого порядка и положительных форм (горстов, валов), структур растяжения (сбросов, трещин отрыва), развернутых относительно вытянутости бортов впадин против часовой стрелки, указывает в обоих случаях на проявление именно левосдвиговой трансформации при их формировании.

Несомненны черты сходства внутренней структуры комплекса заполнения природных и экспериментальных впадин, заключающиеся в однотипном сочетании элементов структурного парагенеза: дивергентное и конвергентное чередование надвигов в поперечном сечении впадин; наличие сопряженных синтетических и антитетических сколов Риделя; кулисно-эшелонированное расположение осей складок, развернутых против часовой стрелки относительно простирания надвигов (рис. 7.25). Общим является и возникновение протяженного, диагонально ориентированного разлома, соединяющего противоположные борта впадины и возникающего в эксперименте на конечной стадии за счет объединения синтетических сколов Риделя (см. рис. 7.20).

Изменение сдвиговой кинематики движений с левосторонней на этапе заложения впадин на правостороннюю на последующем этапе их эволюции нашло свое отражение в эксперименте в виде правокулисных систем структур растяжения в комплексе заполнения впадин (см. рис. 7.20, Б).

В кайнозойском заполнении впадин Северного и Среднего Тянь-Шаня подобную же позицию, на наш взгляд, занимают молассовые толщи шарпылдакской свиты (Q_1), которые локализованы либо в грабенах северо-западного простирания, либо располагаются в правокулисно-аранжированных рядах линейных прогибов в пределах полей развития комплексов палеогена-неогена (рис. 7.26).

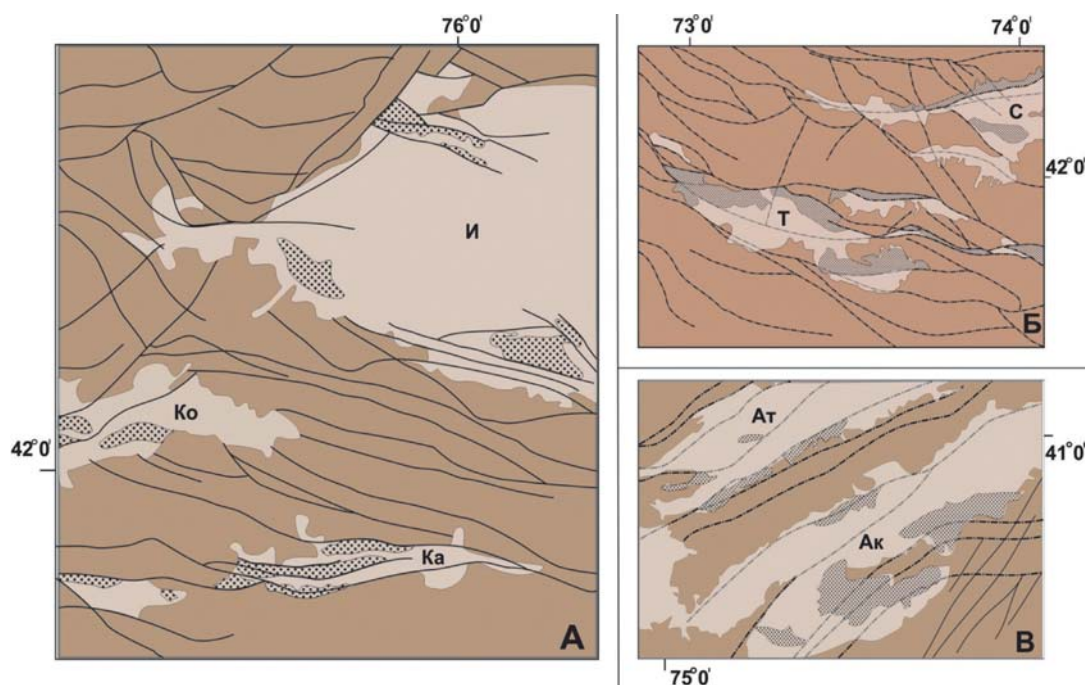
В результате полевого изучения структуры ансамбля Нарынская впадина – Атбашинская впадина – поднятие Байбичетоо [Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2022] была продемонстрирована однотипность структур разных генераций в обеих впадинах и проведена корреляция литологических разрезов по обе стороны от хр. Байбичетоо, что однозначно подтвердило вариант их заложения и развития как некогда единой впадины. Линейный же выступ разделяющего их палеозойского хребта Байбичетоо с учетом его кулисно-эшелонированного строения и признаками двухэтапной тектонической пере-



▲ **Рис. 7.25.** Сопоставление структурного парагенеза в кайнозойской толще заполнения Наринской и Атбашинской впадин (А) с элементами структуры в эксперименте (Б).

А: 1 – местоположение местных населенных пунктов; 2 – зоны локализованной приразломной складчатости; 3 – оси складок в комплексе палеозоя; 4 – секущие разрывные нарушения; 5 – выявленные надвижки; 6 – кайнозойский комплекс; 7 – палеозойский комплекс выступа Байбичетов, разделяющего современные бассейны впадин.

Б: 1 – очертания морфологического свода над бывшей впадиной, возникшего после второго кинематического этапа, 2 – надвижки с правосдвиговой компонентой, 3 – сопряженная система сколов Риделя, 4 – оси складок-валов поверхности



▲ **Рис. 7.26.** Схемы пространственного размещения толщ шарпылдакской свиты (точечный крап), кулисно-эшелонированно локализованных на фоне палеоген-неогеновых осадков заполнения впадин (светлое); темный фон – комплексы палеозоя. Буквами обозначены впадины: Ак – Аксайская, Ат – Атбашинская, И – Иссыккульская, Ка – Каракуджурская, Ко – Кочкорская, С – Сусамырская, Т – Токтогульская

работки на орогенной стадии (см. выше) может быть подобен внутренним поднятиям фундамента во впадинах (*intrabasin high*), выразительно воспроизведенных в экспериментальных моделях пулл-апартовых структур Д. Симса и Д. Феррилла [Sims et al., 1999]. Вывод его на поверхность в качестве элемента орогенной структуры очевидным образом связан с транспрессивной стадией второго кинематического этапа, так как именно транспрессия является наиболее эффективным механизмом эксгумации глубинных комплексов [Морозов, 1997].

Таким образом, вся совокупность приведенных фактических и экспериментальных данных по особенностям структуры толщ заполнения впадин, вместе с кинематическими характеристиками тектонических движений кайнозойского этапа, а также временная привязка этих событий позволяют предложить рабочую модель орогенной эволюции Северного и Среднего Тянь-Шаня. В кинематическом отношении развитие орогенной структуры региона происходило стадийно, с заметной, как минимум двукратной, перестройкой во времени плана тектонических движений.

На раннем кинематическом этапе, начало которого, вероятно, приходится на границу олигоцена–миоцена или ранний миоцен (?), на фоне первых импульсов горообразования (для южных зон Тянь-Шаня фишн-трековые датировки начала эксгумации дают значения $20,9+7.0 / -5.3$ млн лет [Sobel et al., 2006]) происходит заложение межгорных впадин пулл-апартовой природы. Судя по ромбовидной морфологии отдельных впадин (Сусамырской, Джумгольской, Нарынской и Атбашинской), а также отчетливой левокулисной группировке серии мелких грабен-синклиналей того же времени, это происходило в условиях левосторонней транстенсии или же простого левого сдвига.

Структурные проявления деформаций левосдвиговой кинематики выявляются в юрских отложениях Минкушской зоны смятия вдоль границы Северного и Срединного Тянь-Шаня. Именно на этой стадии могли быть заложены линейные горстовые выступы палеозойского фундамента хребта Байбичетоо, которые можно рассматривать как внутрибассейновые возвышенности (*intra-basin high*) единой Атбашинско-Нарынской области прогибания, позднее разделившие ее на две самостоятельные впадины. Предположительно левосдвиговые деформации этого времени оставили в пределах палеозойских пород (каменноугольные и пермские толщи) хребта Байбичетоо серию складчатых структур восток-северо-восточной ориентировки осевых поверхностей и разрывов близкого простиранья с соответствующей кинематикой.

Вторая кинематическая стадия характеризуется более определенно как транспрессивная по обстановке в целом, но с противоположной по знаку (правосторонней) сдвиговой компонентой. Проявления тектонических движений этой стадии привели к дискретно-локализованным деформациям в пределах толщ заполнения впадин, выраженным узкими линейными зонами интенсивных складчато-разрывных структур, разделенных более широкими полосами и участками практически недеформированных пород палеогена–неогена. Их правокулисный рисунок группирования, наличие правосторонних смещений по отдельным разрывам той же ориентировки, пространственно-сопряженное проявление вместе с ними конвергентной системы надвигов с правосдвиговой компонентой – все это указывает на обстановку правосдвиговой транспрессии, которая, очевидно, ответственна и за сам факт локализованного проявления деформаций внутри впадин, и за процессы активизировавшегося горообразования в хребтах обрамления впадин и внутрибассейновых горстов (типа хр. Байбичетоо). Наглядным подтверждением этому можно считать оформление типично транспрессивных структур «пальмового дерева» в осевой зоне морфоструктурного поднятия Байбичетоо, «вспарывающих» предкайнозойскую поверхность выравнивания. Начало второй кинематической стадии следует отнести к началу плейстоцена (около 2,5 млн лет назад), о чем свидетельствуют правокулисное эшелонированное расположение грабенов и трогов, заполненных грубообломочной и валунно-молассовой формацией шарпылдакской

свиты (Q_1), а также наиболее выразительный максимум активизации горообразующих движений (5–3,6 млн лет), отраженный в фишн-трековых датировках [Bullen et al., 2001; Sobel et al., 2006]. Режим правосдвиговой транспрессии, по-видимому, продолжал сохраняться и далее, вплоть до голоцена, так как деформационные структуры этой же кинематической обстановки фиксируются и в отложениях Q_2 и Q_3 (надвиги с правосдвиговой компонентой). Имеются также свидетельства в виде механизмов очагов землетрясений, указывающие на проявление кинематически сходных деформационных событий в рассматриваемом регионе и на современном этапе [Ребецкий и др., 2016]. При этом анализ кинематики новейших тектонических структур в разных районах Киргизского Тянь-Шаня [Леонов и др., 2016; Пржиялговский и др., 2020] и мониторинг смещений стационарных реперов по данным спутникового позиционирования GPS [Кузиков, Мухамедиев, 2010] указывают на преобладание структур субмеридионального сжатия при незначительности сдвиговой компоненты на самых поздних стадиях позднеорогенного этапа и в современное время. При этом направление сдвига – преимущественно правостороннее – может быть противоположным при отклонении ориентировки региональных разломов от северо-восточного к широтному или северо-западному.

Есть все основания полагать, что кайнозойская двухстадийная кинематическая эволюция, установленная для тянь-шаньского орогена, проявилась гораздо шире и была характерной если не для всего Альпийско-Гималайского подвижного пояса, то хотя бы для многих его фрагментов. Так, в восточной части Северо-Анатолийской разломной зоны, имеющей запад-северо-западное простирание, для позднего миоцена – раннего плиоцена (15–5 млн лет) определяется устойчивое левосдвиговое смещение, зафиксированное в системе опирающихся (с разворотом против часовой стрелки), синтетектонических, кулисно расположенных грабенов, заполненных осадками этого возраста. В позднем плиоцене и в четвертичное время проявились правосдвиговые движения, приведшие к формированию вдоль зоны разлома цепочки пулл-апартовых впадин соответствующей морфологии [Chorowicz et al., 1999]. Правосдвиговая кинематика движений в плейстоцене в зоне Северо-Анатолийского разлома подтверждена недавно и палеомагнитными данными, фиксирующими соответствующее правому сдвигу вращение блоков по часовой стрелке [Çinku, Orbay, 2010].

Сходная структурно-кинематическая ситуация выявлена и в восточной части Пиренеев, где начиная с эоцена доминировала надвиговая компонента с некоторой левосдвиговой составляющей и возникли системы альпийских шарьяжей, затронувших не только мезо-кайнозойские образования, но и более древние толщи. На завершающих стадиях альпийской эволюции в восточной предгорной части Пиренеев и в пределах современной акватории Лионского залива, попадающих в сегмент растяжения при левом сдвиге, в неогене

сформировалась регулярная система наложенных впадин северо-западной ориентировки [Benedicto et al., 1996]. Полевые наблюдения одного из авторов (Ю.А. Морозов) в этом регионе показали наличие в красноцветах всех структурных признаков сдвиговых движений, локализованных так же, как и на Тянь-Шане, в дискретных зонах деформаций и сопровождавшихся синкинематической кристаллизацией в бортах прожилков гипса.

Феноменология смены знака сдвиговых смещений (кинематических инверсий по Ю.А. Морозову) в подвижных поясах разного возраста уже неоднократно описывалась в литературе [Brun, Burg, 1982; Chorowicz et al., 1999; Морозов, 1999]. Более того, была выявлена закономерная цикличность во времени таких инверсий [Морозов, 2003, 2004], в соответствии с которой смена кинематики движений в линейных кайнозойских орогенах должна приходиться на рубеж около 3–5 млн лет. Пример Тянь-Шаньского орогена в полной мере вписывается в эту закономерность. Причины устойчивости проявления в земной коре таких кинематических инверсий и временных рубежей их проявления могут, вероятно, объясняться по-разному. Один из возможных вариантов предложен ранее [Морозов, 2004].

Таким образом, на основе данных кинематического анализа и результатов детального структурно-геологического картирования ключевых участков в пределах кайнозойских впадин Северного и Срединного Тянь-Шаня и их палеозойского обрамления оценены геодинамические условия времени формирования этих бассейновых структур. Были установлены два этапа структурного развития кайнозойских бассейнов в различных геомеханических обстановках. Развитие впадин в позднем олигоцене, миоцене и раннем плиоцене происходило по типу структур пулл-апарт в условиях простого левостороннего сдвига или левосдвиговой трансенсии. В позднем плиоцене и квартере происходит смена обстановки на правостороннюю (преимущественно) транспрессию, растяжение во впадинах сменяется сжатием и формируются локальные надвигово-складчатые структуры. Реконструкция геомеханических обстановок методами аналогового тектонофизического моделирования продемонстрировала приемлемую сходимость природных и экспериментальных структурных парагенезов и морфоструктур.

Глава 8

Обсуждение материала и выводы

В книге рассмотрены тектонические ансамбли, которые или были известны как области ареального (рассредоточенного, диффузного) рифтинга, или оказывались сходны с ними по морфоструктуре и особенностям геологического развития. Природа этих ансамблей трактовалась различно, что отражено в многочисленных дефинициях, упомянутых во Введении. Конкретные, свойственные только отдельным регионам черты строения и эволюции были изложены в соответствующих разделах. Но, кроме того, сравнительное описание разных объектов, приведенное в этой работе, позволяет наметить основные, наиболее общие для всех подобных геоструктур черты строения, механизмов формирования и эволюции. Подведем некоторые итоги.

■ Основная объединяющая черта геологии рассмотренных провинций – наличие морфоструктурного парагенеза, включающего многократное и закономерное повторение комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабенов, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов). Подобные парагенезы развиты в пределах линейно-линзовидных ареалов (~250–500 км × 500–1000 км), приуроченных к утоненной и динамически неустойчивой (структурно-ослабленной) континентальной коре на окраинах древних платформ или в пределах молодых плит, шельфов окраинных морей, внутриконтинентальных орогенов.

Для провинций ареального рифтинга характерно отсутствие магистральных рифтовых долин и сквозькоровых разломов, а также незначительная (от 2–3 до 15, реже более километров) глубина проникновения разрывов, не обеспечивающая полный разрыв коры, что было подчеркнуто и ранее [Friedmann, Burbank, 1995]. Характерны также: сходство и своеобразие инфраструктуры

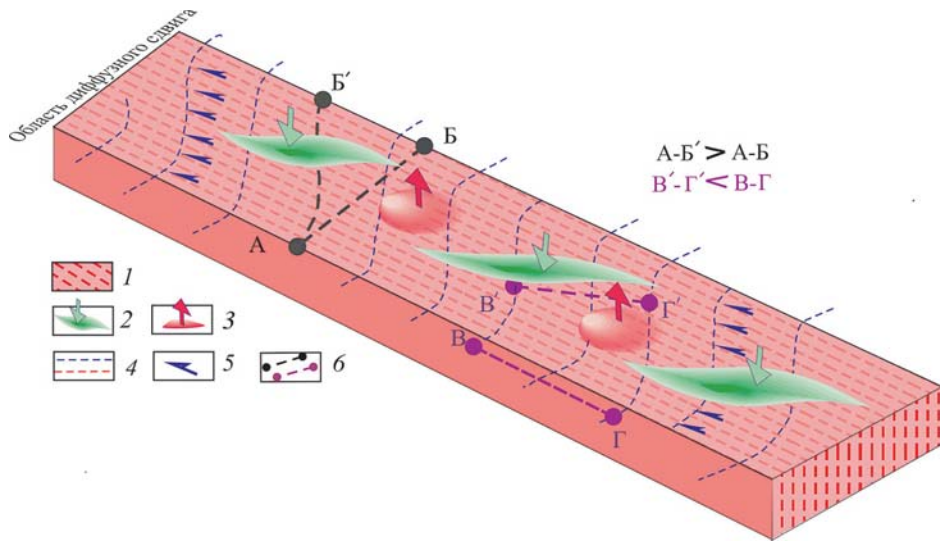
и эволюции областей ареального рифтинга; относительная независимость от структурного плана фундамента; сочленение с сопредельными геологическими провинциями по протяженным зонам концентрированной деформации, обычно с признаками сдвиговых подвижек; пониженный в сравнении с окружающими провинциями уровень сейсмичности; пликативные изгибы дочехольной поверхности выравнивания (поверхности фундамента) во впадинах, на поднятиях и на периклинальных замыканиях куполов и сводов; заложение на какой-то стадии эволюции области ареального рифтинга системы однотипных грабен и горстов (чаще всего односторонних) почти на одинаковом расстоянии друг от друга.

■➤ Механизм формирования парагенезов «впадина–поднятие» сходен для всех рассмотренных объектов и представлен объемным тектоническим разрыхлением и 3D твердо-пластическим (реидным) течением горных пород фундамента, сопровождаемым дилатансией и пространственным перераспределением породных масс в условиях рассредоточенного сдвига или сдвигового поля напряжений на фоне естественной делимости породных масс и фрактальной организации геологического пространства.

Формирование кулисной системы областей прогибания (оттока материала) и воздымания (нагнетания материала), связанных со сдвигом, многократно описано в литературе и подтверждено тектонофизическим и численным моделированием [Корбутяк, Фролова, 2024; Лукьянов, 1965; Морозов и др., 2014; Atmaoui et al., 2006; Stefanov et al., 2014 и мн. др.] (рис. 8.1; см. также рис. 4.10, 7.18–7.20).

Сдвиговые парагенезы, независимо от наличия или отсутствия внешних сил, локализуются внутри сдвиговой зоны с некоторым шагом, зависящим от размерности сдвига, свойств среды, условий деформации, фрактальной размерности среды и пр. [Гарагаш, 2006; Леонов, 2022; Лукьянов, 1965, 1991; Морозов и др., 2014; Bosworth, 1985; Stefanov et al., 2014]. В пространстве, охваченном сдвиговым течением, возникают закономерно ориентированные и чередующиеся между собой области относительного удлинения и оттока горных масс (грабены, прогибы, зоны трещиноватости) и области укорочения и нагнетания горных масс (антиклинали, горсты, поднятия, складчато-надвиговые ансамбли) [Лукьянов, 1965; Морозов и др., 2014; Atmaoui et al., 2006; Stefanov et al., 2014]. Сдвиговое течение проявлено как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Горизонтально-плоскостное течение, конформное поверхности сводового поднятия, зафиксировано в Провинции бассейнов и хребтов, в Селегенгино-Витимской зоне, в Гиссаро-Алайском сегменте Тянь-Шаня, в Мендересском массиве; вертикально-плоскостное – в Минкуш-Кёкёмеренской и Нуратау-Курганацкой зонах Гиссаро-Алая.

При этом возникновение комплементарных хребтов и впадин в областях рассредоточенного рифтинга происходит в пределах гигантских купольных

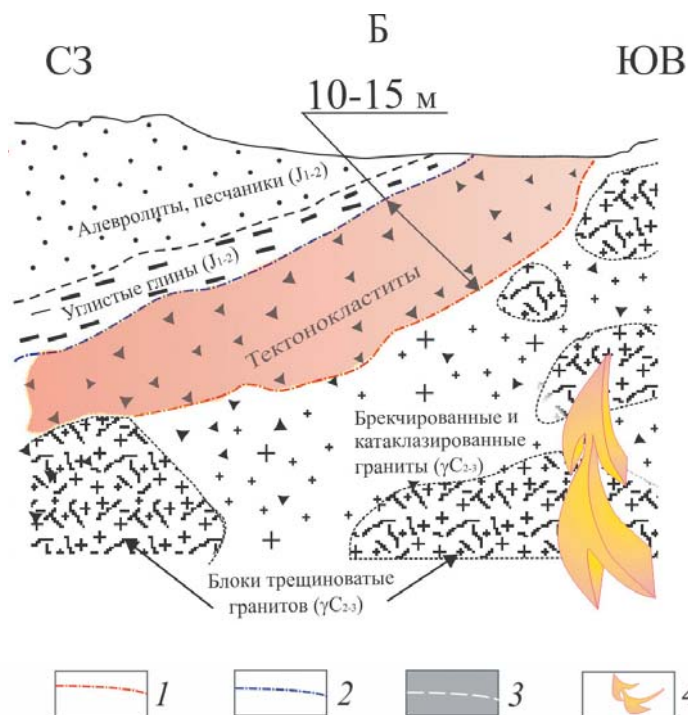
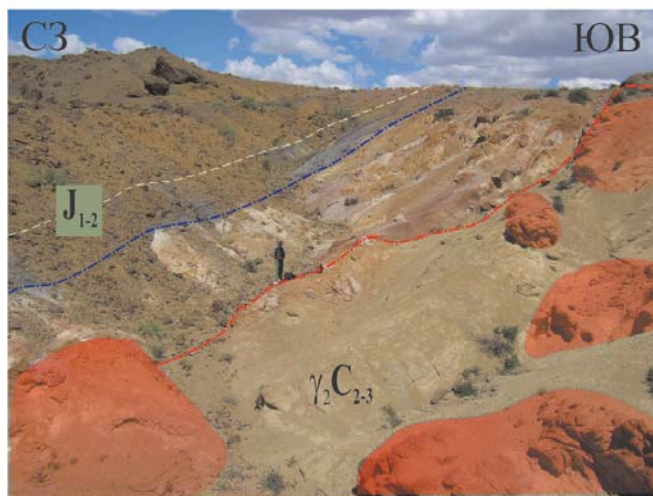


▲ **Рис. 8.1.** Формирование кулисной системы областей прогибания (оттока материала) и воздымания (нагнетания материала), связанных со сдвигом (использованы представления [Лукьянов, 1965; Леонов и др., 2020; Морозов и др., 2014; Atmaoui et al., 2006; Stefanov et al., 2014 и мн. др.].

1 – область диффузного (рассредоточенного) сдвига; 2 – области оттока горных масс (транстенсии); 3 – области нагнетания горных масс (транспрессии); 4 – условные плоскости рассредоточенного сдвига; 5 – условное направление относительного проскальзывания сдвиговых доменов; 6 – условное положение линий-маркеров: А–Б и В–Г – начальное положение, А–Б¹ и В¹–Г¹ – конечное положение; соотношение длин – на рисунке

структур, охватывающих и положительные, и отрицательные морфоструктуры при активной роли поднятий [Леонов и др., 2025а, б; Складаров и др., 1997], что находит подтверждение в численном и аналоговом моделировании [Морозов и др., 2014; Stefanov et al., 2014], а также инструментально подтверждено в Провинции бассейнов и хребтов. В последнем случае показано [Томпсон, 1970], что после землетрясений высота горных блоков возрастает на большую величину, чем высота долин. Возникает дифференциация рельефа земной поверхности и рельефа поверхности фундамента (см. рис. 1.5, Б). Поднятые участки подвергаются денудации, и массы обломочного материала перемещаются в относительно пониженные участки коры (см. рис. 1.5, В). В результате перераспределения материала из зон поднятий и размыва в области осадконакопления должны были бы возникнуть избыток масс в областях седиментации и дефицит в зонах денудации. Однако такого дисбаланса как будто не наблюдается, во всяком случае горные массы на подошве коры изостатически уравновешены [Романюк, 2008]. Естественным процессом, способствующим сохранению изостатического равновесия, является латеральное перетекание горных масс фундамента из областей осадконакопления в области поднятий.

А

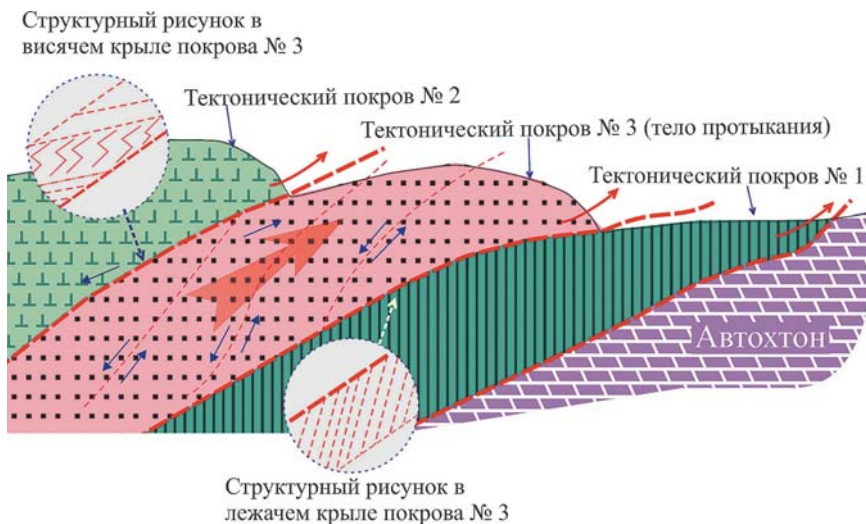


▲ **Рис. 8.2.** Тектонокластиты на контакте осадочного чехла и гранитного тела протыкания (Южная Монголия, массив Дзурамтай). А – фотография, Б – рисунок по фотографии.

1 – граница тектономикстита и тела внедрения (граниты фундамента); 2 – граница тектономикстита и отложений чехла; 3 – межслоевая граница; 4 – направление реидного перемещения гранитов фундамента

■➡ Провинциям ареального рифтинга свойственно различное проявление структурно-кинематического процесса на разном глубинном уровне: преимущественно вязко-хрупкое течение в пределах верхних горизонтов коры и вязко-пластичное в более нижних. Но в то же время наблюдается явная зависимость характера кинематики движений и механизма структурообразования от состава и строения породных масс. Некоторые породы фундамента (например, мраморы, дезинтегрированные граниты, серпентиниты, слюдяные сланцы и др.) обладают пониженной эффективной вязкостью по сравнению с окружением, благодаря чему формируются структуры пластичного течения, протрузивные купола и т.п. При этом на границе кристаллических протрузий образуется так называемый «прогрессивный контакт» [Graciansky, 1973], по которому происходит опережающее выдвигание нижерасположенных пород и возникают зоны проскальзывания (волочения) между породами фундамента и отложениями осадочного чехла [Леонов и др., 2018; Цеховский и др., 2009]. Границы гранитных протрузий зачастую маркированы горизонтом тектонокластитов: хаотических микробрекчий, сложенных фрагментами контактирующих пород фундамента и чехла, местами рассланцованных (рис. 8.2).

Более того, при внедрении протрудирующего тела внутрь сформированного пакета тектонических пластин может возникнуть картина, аналогичная той, которая наблюдается при внедрении тектонического покрова, т.е. формируются сбросовые структурные парагенезы, что может привести к ошибочным заключениям о кинематике и последовательности внедрения тектонических тел.



▲ **Рис. 8.3.** Формирование сбросовых структурных парагенезов в обрамлении внедряющегося тектонического тела [Морозов, 2002а]

■ Сравнительное описание внутригорных бассейнов Центрально-Азиатского внутриконтинентального орогена (Западный и Центральный Тянь-Шань, Селенгино-Витимская провинция) выявило соответствие этапности их развития глобальной стадийности геологических процессов альпийского этапа в целом, которая выглядит следующим образом: триас – господство материкового режима, денудация и пенепленизация территорий; юра–эоцен – эпейрогенез в пределах континентальных платформ и доальпийских орогенов; олигоцен–квартер – общее поднятие материков и глобальный орогенез, возникновение покровно-складчатых и орогенных сооружений (Альпид s.s.).

В пределах этих трех территорий прослежены сходная последовательность и периодизация тектоно-седиментационных режимов. Так, например, заложение впадин первого поколения везде произошло в интервале поздний триас – ранняя юра. В последующем общими для описанных сегментов Центрально-Азиатского пояса являлись рубежи: поздняя юра/ранний мел, ранний/поздний мел, поздний мел/олигоцен, олигоцен/миоцен, миоцен/плиоцен, на которых происходила смена тектоно-седиментационных режимов. Но при этом в ряду континентальных формаций, свойственных всем рассмотренным в статье сегментам, для каждого из них характерно преобладание определенных формационных типов. В Селенгино-Витимской провинции преобладают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и фэновые формации, молассовые развиты лишь спорадически. В Гиссаро-Алае наибольшим распространением как в пространстве, так и во времени пользуются лагунные, мелководно-морские и молассовые формационные типы; в Центральном Тянь-Шане на протяжении большей части альпийского этапа осадконакопление отсутствует, а на орогенном – преобладают преимущественно грубообломочные молассы.

Особое значение имеют доплитный (позднепермско-среднетриасовый) и предорогенный (олигоценовый для Гиссаро-Алая и позднеплиоцен-раннеплейстоценовый для Центрального Тянь-Шаня) интервалы, до и после которых тренды геологической эволюции принципиально различны. Начало, окончание и продолжительность предорогенного этапа в разных районах несколько не совпадают, но тем не менее чрезвычайно близки по времени проявления и укладываются в 3–4 млн лет, т.е. в очень короткий интервал геологического времени. В Селенгино-Витимской провинции и в Киргизском Тянь-Шане ситуация иная и характеризуется длительным периодом денудации и формирования пенеплена: в первом случае хиатус почти на всей территории соответствует раннему мелу, палеогену и миоцену (около 90 млн лет), во втором – осадконакопление отсутствует на протяжении поздней юры и мела (около 100 млн лет). Но при этом везде орогенный этап начался практически одновременно.

Доплитный этап знаменовал переход от герцинской складчатости к эпигерцинской квазиплатформе, предорогенный – от эпигерцинской платфор-

мы к орогену. Доплитный переходный этап имел продолжительность порядка 20 млн лет, предорогенный переходный этап имел длительность около 13 млн лет. В связи с растянутостью во времени переходных этапов возникают разночтения в определении границы между герцинским и альпийским этапами (см. главу 2).

Подобная ситуация понятна: природа геологических процессов инерционна, и перестройка геодинамических режимов не может происходить мгновенно. В силу этого переход от герцинского этапа к альпийскому, а внутри альпийского – от плитного к орогенному занимает некоторое время. Эти временные промежутки соответствуют неким особым геодинамическим условиям, которые характеризуют отмирание одних режимов и становление новых, что позволяет выделить особые этапы: *доплитный* и *предорогенный*. Правомерность такого деления подтверждается и на примере Альпийско-Гималайского региона, где переходу от режима подвижного пояса к орогену соответствовал тот же интервал (олигоцен – ранний миоцен), что и на территориях эпикаледонских и эпигерцинских платформ, характеризуемый накоплением своеобразных морских, в ряде случаев относительно глубоководных песчано-глинисто-кремнистых нефтеносных отложений майкопской (Копетдаг, Кавказ, Причерноморье) и менилитовой (Карпаты) свит. На территории Альп этому интервалу (ранний олигоцен – поздний миоцен) соответствовало накопление нижней (морской) и верхней (пресноводной) моласс. Накопление этих осадков отражало время относительного тектонического затишья между периодами бурных тектонических событий Пиренейской тектонической фазы (поздний эоцен – ранний олигоцен) и серии drobных орогенических фаз (савская, штирийская и др.) позднеолигоценового – четвертичного времени.

■ Из сказанного следует неизбежный вывод: альпийский этап в пределах континентальных платформ и орогенов не отвечает, как это принято считать, единому геодинамическому циклу, а должен быть подразделен на раннеальпийский (плитный) и позднеальпийский (орогенный) этапы. При этом орогенный режим проявляется глобально и вне зависимости от предыстории геологического развития территории, охваченной орогенезом [Леонов, 1972], что, кстати, свойственно и каледонскому орогенезу [Леонов, 1976], и находит подтверждение в наличии продолжительного (≈ 90 млн лет) хиатуса на территории Киргизского Тянь-Шаня и Западного Забайкалья. Подтверждением тезиса о глобальном проявлении фаз тектонической активизации является также тенденция совпадения частоты тектонических фаз с увеличением числа инверсий магнитного поля [Трифонов, Соколов, 2017].

Внутри крупных этапов, которые отчетливо выражены во всех рассмотренных сегментах Центрально-Азиатского подвижного пояса и которым соответствуют определенные тектоно-седиментационные режимы межрегионального плана, существует более дробная периодизация, обладающая региональной

спецификой. Так, ранний мел во всех трех районах был временем существования континентальной платформы, подъема и размыва суши. Но на территориях Гиссаро-Алая и Селенгино-Витимской зоны в это время формировались системы дискретных континентальных поднятий и прогибов, заполняемых терригенными, преимущественно грубообломочными отложениями, а современный Киргизский Тянь-Шань являл собой территорию общего воздымания, подверженную площадной денудации. К тому же Селенгино-Витимская зона в триасе – раннем мелу была ареной проявления интенсивного магматизма, тогда как Гиссаро-Алай и Центральный Тянь-Шань были практически амагматичны. В позднем мелу и палеогене для всех трех сегментов были характерны платформенные условия. Но в Селенгино-Витимской провинции и на Центральном Тянь-Шане большая часть территории была областью размыва и отсутствия осадконакопления, тогда как Гиссаро-Алайский сегмент, напротив, представлял собой плитный участок платформы с господством мелководно-морских и лагунных бассейнов.

При этом для всех трех регионов характерна некая общность проявления седиментационных процессов. Этапы осадконакопления прерываются периодами поднятия и размыва ранее отложившихся осадков. Со временем меняется пространственное расположение областей денудации и осадконакопления. Отложения каждого из более молодых комплексов трансгрессивно, с размывом и зачастую с угловым несогласием перекрывают более древние – вплоть до складчато-метаморфического фундамента. Величина денудации подстилающих пород значительно варьирует. В одних разрезах (зонах) размыв минимален или отсутствует вовсе, и более молодые отложения залегают на более древних без видимого перерыва, в других – молодые осадки ложатся на различные горизонты подстилающего разреза. Такая ситуация в совокупности с пластичной деформацией домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания свидетельствует о геодинамической неустойчивости (неполной консолидации, активизации, ревивации) эпигерцинской коры и о 3D тектонической подвижности фундамента, а также о меняющемся во времени рельефе как на уровне дневного среза, так и на уровне поверхности фундамента.

Многие структуры ареального рифтинга в различных регионах возникли на альпийском этапе эволюции Земли. При этом особое значение имеют рубежи поздний триас/ранняя юра и конец миоцена/начало плиоцена. Первый проявился в Западном Забайкалье, Гиссаро-Алае и Центральном Тянь-Шане и знаменовал собой начало «эмбрионального» этапа морфоструктурной дифференциации эпигерцинских платформ. Второй выражен во всех изученных районах и отражает перестройку морфоструктурного плана мезозойских квази-платформ и оформление современной структуры типа «бассейнов и хребтов» s.s. за период в 4–5 млн лет, в масштабе геологического времени – «одно-

моментно». Однако сущность процесса не ясна и может быть сформулирована только в самом общем виде как глобальная активизация земных недр, генерируемая энергетическими импульсами на разных глубинных уровнях [Трифонов, Соколов, 2017].

■ Кроме сходства, провинции диффузного рифтинга имеют и существенные различия. В одних (Витимо-Селенгинская зона, Провинция бассейнов и хребтов) проявлен активный магматизм, другие (Зондаленд, Тянь-Шань, Рифтовая система Белого моря) практически амагматичны. Системы ареально-го рифтинга возникают в геодинамически и исторически различных сегментах коры. Провинция бассейнов и хребтов расположена на гетерогенной коре: на востоке – Североамериканского кратона, на западе – территории мезозойских Невадид и Ларамид. Селенгино-Витимская зона захватывает каледонский фрагмент Байкало-Монгольской области домезозойской складчатости. Рифтинг шельфа Южно-Китайского моря охватил часть Индо-Синийских мезозойских. Тянь-Шаньский ансамбль сформирован на постгерцинской квазиплатформе, фундамент которой имеет резко гетерогенное строение, Рифтовая система Белого моря – на утоненной коре древнего Восточно-Европейского кратона.

■ Формирование подобных ансамблей связано с латерально-ориентированным 3D твердо-пластичным течением горных масс при регулирующей роли транстензионно-транспрессионного режима и фрактальной организации геологического пространства. Судя по приуроченности некоторых провинций диффузного рифтинга к обширным региональным поднятиям (куполам) и их дивергентной инфраструктуре, одним из факторов диффузного рифтинга может являться гравитационное расползание (растекание) горных масс в приподнятых и вследствие высокого стояния динамически неустойчивых объемах коры платформ и орогенов. Возникновение поднятий, возможно, обусловлено дилатансией, неизбежно сопровождающей сдвиговое объемное течение. Таким образом, основная причина формирования структуры провинций бассейнов и хребтов связана не столько с поперечным растяжением или сжатием, сколько с проявлением продольного объемного сдвигового течения горных масс и их перераспределением в пространстве.

Мезозойские и кайнозойские внутригорные впадины в совокупности с разделяющими их поднятиями образуют особый парагенез, определяющий современный морфотектонический облик Центрально-Азиатского подвижного пояса, а также сходные парагенезы Провинции бассейнов и хребтов (юго-запад Североамериканского континента [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965 и мн. др.]), Селенгино-Витимской провинции, Рифтовой системы Белого моря [Балуев и др., 2021], Тянь-Шаня, Зондаленда.

По-видимому, немаловажной предпосылкой формирования упорядоченной системы поднятий и прогибов является тектоническая расслоенность земной

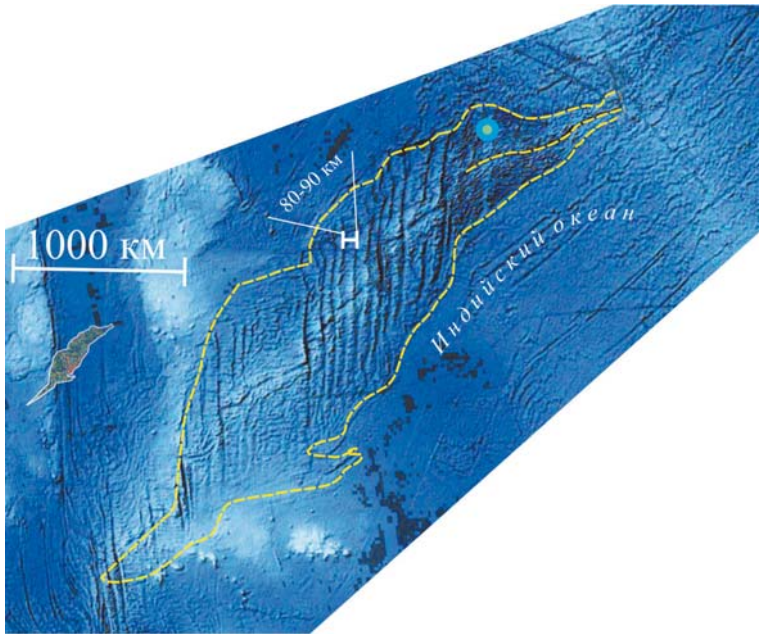
коры, отмечаемая для всех рассмотренных провинций. Наличие высокопластичных внутрикоровых разделов детерминирует характер проявления деформаций, направления тектонического течения и соответственно структурообразования в разных слоях, в частности в верхнекоровом, ответственном за морфоструктурное развитие всей тектонически обособленной провинции. Мощностью верхнего тектоно-деформационного слоя определяется шаг (дистанция повторяемости) однотипных морфоструктурных элементов – бассейнов или хребтов.

■► Существование черт сходства и различия описанных парагенезов свидетельствует о том, что формирование структуры Забайкалья и Тянь-Шаня происходило в условиях интерференции геодинамических режимов различного ранга: (а) межрегионального (субглобального) режима, по-видимому, единого для большей части Евразийского орогена и определившего черты общности разных сегментов пояса; (б) региональных режимов, обусловивших черты различия разных сегментов Центрально-Азиатского подвижного пояса. Такая ситуация ставит под сомнение правомерность признания какого-либо одного-единственного механизма структурообразования на всей гигантской территории пояса, будь то действие суперплюма, либо результат Индо-Европейской коллизии, либо механизм так называемого зонного тектогенеза [Захаров, 1970].

■► Тем не менее рассмотренный материал с полной очевидностью подтверждает вывод [Леонов и др., 2025б] о формировании провинций типа «бассейнов и хребтов» при участии геодинамических режимов двух категорий. Во-первых, это глобальный режим активизации глубинных и коровых масс, который определяет черты идентичности явления и приводит к субсинхронному проявлению процесса в различных регионах и динамических обстановках. Во-вторых, это региональные режимы, свойственные тому или иному сегменту Земли, режимы, которые определяют индивидуальные черты зон диффузного рифтинга.

■► Провинции бассейнов и хребтов являются отражением фундаментального свойства горных масс – их структурно-тектонической делимости [Садовский, 1979; Садовский и др., 1988]. При этом становится понятно [Леонов, 2024], что фрагментация земной коры осуществляется не только за счет возникновения систем разноразмерных жестких блоков: она возникает и благодаря существованию обособленных в пространстве и во времени провинций определенного строения, к которым отнесены рассмотренные в данной статье объекты и которые наделены более дробной внутренней структурной делимостью, что отражает некоторые общие закономерности деструкции земной коры [Чебаненко, 1977; Шерман, 2012].

■► Это положение может быть проиллюстрировано, в частности, наличием подобных структурно-тектонических провинций не только на континентах,



▲ **Рис. 8.4.** Провинция бассейнов и хребтов (провинция Крокодил) в глубоководной котловине Индийского океана (отрезок Восточно-Индийского срединноокеанического хребта). Основа: открытый ресурс Google Earth Pro

но и в пределах глубоководных котловин современных океанов (рис. 8.4). Однако, как было подчеркнуто в работе [Мазарович, Соколов, 2004], подобная разновидность структур практически не исследована ни со стороны феноменологической, ни с позиций исторической геодинамики.

■ И еще одно замечание. К востоку от Провинции бассейнов и хребтов расположена область Скалистых гор, для которой также характерно чередование горных массивов и депрессий. Однако в отличие от Провинции бассейнов и хребтов их расположение менее упорядоченно и бассейны имеют эллипсоидальные и неправильно-изометричные очертания в плане (см. рис. 1.7), обнаруживая значительное сходство с таковыми Провинции Зондаленд. Эта категория Провинций бассейнов и хребтов не обладает столь явно выраженной линейностью морфоструктурного плана и ориентировкой сдвигового течения – и та и другая имеют более хаотичную морфоструктуру. Но объяснение этих различий – задача будущего.

■ Области ареального рифтинга (тектонические ансамбли типа «провинций бассейнов и хребтов») ни структурно, ни динамически не являются аналогами «линейных» рифтовых систем. Линейные системы – это результат раскола и механического раздвижения континентальной коры (составляющая глобального корово-мантийного тектогенеза), ареальные системы – результат

хрупко-пластичного (реидного) течения верхнекоровых горных масс (составляющая регионального корового тектогенеза). Для провинций бассейнов и хребтов процесс рифтогенеза не является «инициальным»: разломные ограничения являются лишь осложнением изгибной деформации корового слоя, т.е. термин «рифтогенез» («рожденный рифтом») не соответствует явлению ни по сути, ни этимологически.

И наконец, не вступая в полемику (в данном случае она мало продуктивна), учитывая специфику явления и исторический опыт, мы предлагаем использовать следующие дефиниции: морфоструктурную – «*провинции бассейнов и хребтов*» (название введено для фрагмента территории на западе Североамериканского континента и наилучшим образом отражает своеобразие объектов); структурно-генетическую – «*области ареально-сдвигового коробления*» (сходное словосочетание использовано Г.Ф. Уфимцевым для Западного Забайкалья (Уфимцев, 2002); тектоно-динамическую – «*области рассредоточенного (диффузного) рифтинга*» (определение вошло в словарь-справочник по тектонической терминологии [Борукаев, 1999]).

* * *

Таким образом, описание и сравнительная характеристика серии геологических объектов позволили установить особый тип структур земной коры, которые обозначены нами как области рассредоточенного (ареального, диффузного) рифтинга, а также наметить основные черты их строения, выявить механизмы формирования и особенности эволюции. При этом авторы сознают, что некоторые выводы не однозначны, и могут существовать иные, отличные от приведенных в этой книге толкования наблюдаемых фактов и закономерностей.

В связи с этим необходимо отметить, что проблема внутриплитного тектогенеза, несмотря на значительные достижения в этом вопросе, в частности, для территории Центрально-Азиатского подвижного пояса [Аржанникова, 2022; Боголепов, 1968; Зорин, Турутанов, 2005; Кузьмин, Ярмолук, 2006; Лунина и др., 2010; Макаров и др., 2012; Метелкин, 2012; Моссаковский и др., 1993; Парфенов и др., 2003; Складаров и др., 1997; Трифонов и др., 2008; Флоренсов, 1960; Шерман, 1977; Ярмолук и др., 1998 и др.], все еще далека от окончательного решения, и можно думать, что проведенный нами сравнительно-тектонический анализ провинций ареального рифтинга различных сегментов этого пояса открывает некоторые новые перспективы как в познании геологической эволюции региона, так и в понимании фундаментальных проблем внутриплитной тектоники. Существование провинций ареального рифтинга раскрывает один из возможных механизмов активизации и тектонической

перестройки земной коры древних и молодых платформ, частично преобразованных во внутриконтинентальные орогены.

Авторы искренне признательны ответственному редактору чл.-корр. РАН Н.Б. Кузнецову и рецензентам чл.-корр. РАН Е.В. Складову и доктору геол.-мин. наук В.Г. Трифонову за положительную оценку книги и сделанные замечания, которые авторы постарались учесть при подготовке рукописи к публикации.

Исследование выполнено по темам государственного задания Геологического института РАН и Института физики Земли РАН.

Литература

- Абдрахматов К.Е., Джнабилова С.О.* Новейшая разломно-блоковая структура Северного Тянь-Шаня и сейсмичность // Вестник Ин-та сейсмологии НАН КР. 2016. № 1(7). С. 8–16.
- Адмакин Л.А.* Синтетические деформации в верхнемезозойских континентальных отложениях Забайкалья // Бюл. МОИП. 1975. Отд. геол. Т. L. № 5. С. 85–94.
- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966. 364 с.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В.* Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария-Тарим) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы 6-го Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 7–10.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В.* и др. Структурное районирование и палеозойская эволюция китайского Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 3–35.
- Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А.* и др. О стратиграфическом положении шарпылдагской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестник МГУ. Сер. географ. 1972. № 5. С. 106–107.
- Андреев Ю.Н.* Региональная корреляция и унифицированная схема раннемеловых отложений юго-востока Средней Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 2. Ч. 2. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3–40.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 192 с.
- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л.* и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 285 с.
- Аржанникова А.В.* Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. 32 с.
- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В.* О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 4. С. 58–73.

- Бабаев А.М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии / Ред. М.М. Кухтиков. Душанбе: Дониш, 1975. 152 с.
- Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1986. 179 с.
- Байков А.А., Седлецкий В.И. Скорости осадконакопления и тектонического прогибания впадин // Научная мысль Кавказа. 2008. № 1. С. 55–65.
- Байкулов С.К., Рахмединов Э.Э., Телек кызы Гулкайыр. Палеоген-неогеновые отложения Сусамырской впадины и прилегающих территорий // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2022. № 1(19). С. 30–35.
- Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.
- Балуев А.С. Континентальный рифтогенез Севера Восточно-Европейской платформы в неогене: геология, история развития, сравнительный анализ: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 47 с.
- Балуев А.С., Брусиловский Ю.В. Модели глубинного строения земной коры палеорифтовой системы Белого моря по результатам комплексного анализа глубинных сейсмических профилей // Литосфера. 2026. Т. 26. № 1. С. 5–28.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1 500 000). Тр. ГИН. Вып. 597 / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н. Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга // Литосфера. 2021. Т. 21. № 21(4). С. 469–490. DOI: [org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490)
- Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. и др. Массивы дезинтегрированных гранитоидов в зоне сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ: состав, возраст и углеводородный потенциал // Геотектоника. 2020. № 2. С. 32–47. DOI: [10.31857/S0016853X20020022](https://doi.org/10.31857/S0016853X20020022)
- Балуев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам. Геодинамика формирования подвижных поясов Земли // Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 23–27.
- Барсукова Н.В., Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х., Никитина Л.Н., Рябой В.З., Старобинец Л.Н., Треусов А.В. Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 65–83.
- Баталев В.Ю. Сопоставление данных лабораторных измерений электросопротивления образцов глубинных пород с результатами МТЗ. Геодинамика вну-

- триконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы // Материалы междунар. симп. Москва; Бишкек: НС РАН, 2009. С. 171–175.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В. и др.* Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2022–2031.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Рыбин А.К.* Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических исследований // Литосфера. 2013. № 4. С. 136–145.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К.* Геотермальная характеристика разломной зоны Таласо-Ферганского разлома. Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов // Материалы Междунар. симп. Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2012. С. 17–22.
- Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Аладьев А.В.* Особенности глубинной структуры зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по геофизическим данным. Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы // Сб. материалов Междунар. симп. № 4. Москва; Бишкек, 2009. С. 171–175.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др.* Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
- Бибешев И.И.* Эволюция юрских седиментационных бассейнов востока Средней Азии: Автореф. докт. дис. М.: Ротапринт Геол. ин-та АН СССР, 1988. 48 с.
- Безгодков В.А., Чавушян Р.Е.* Опыт режимных сейсмических исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне аппаратным комплексом «Земля». Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1988. С. 193–205.
- Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Мучаидзе Д.Р.* Новые данные о строении земной коры Таджикистана / Ред. И.Е. Губин, С.А. Захаров. Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 118–123.
- Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф.* Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона // Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1988. С. 206–218.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во Московского ун-та, 1976. 336 с.
- Белоусов В.В., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др.* Итоги Международного проекта и направление будущих работ // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 6–10.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В.* Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964. 119 с.
- Белоусов В.В., Гончаров М.А.* Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 16–20.

- Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З. О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972. С. 7–43.
- Биостратиграфическое районирование Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 279 с.
- Бискэ Г.С., Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С. и др. Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария–Тарим) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 7–10.
- Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
- Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.
- Богатырев Б.А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Геология и минералогия коры выветривания. Вып. 11. М.: Наука, 1970. С. 32–49.
- Богданов Н.А. О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 59–169.
- Богданова Н.М. Проблема сохранности и возраста древнего пенеплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
- Боголепов К.В. Основные черты мезозойской тектоники внегеосинклинальных областей Сибири // Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Изд-во Наука, 1968. С. 44–65.
- Богоявленский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н., Богоявленский И.В. Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый тигр и Дракон // Геология нефти и газа. 2016. № 5. С. 102–115.
- Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 840. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с.
- Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.
- Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Геодинамика континентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Материалы 4-го междунар. симп. М.; Бишкек: НС РАН, 2009. С. 85–98.
- Браташ В.И. Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и Восточной Азии. Главные Иранское, Индостанское и Гималайское направления новейшего тектогенеза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: Дониш, 1974. С. 3–11.

- Брик М.И.* Мезозойская флора Южной Ферганы. I. Папоротники. Ташкент: Изд-во Ком. наук. УзбССР, 1935. 36 с.
- Буртман В.С., Макаров В.И.* Структура горных областей Альпийско-Центрально-азиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. СО, 1990. С. 91–96.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое / Ред. А.А. Моссаковский. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 187 с.
- Буслов М.М., Кох Д. А., де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2007. Т. 49. № 9. С. 862–870.
- Бутовская Е.М., Суров В.П., Эргешев Т.Э., Агабаев Х.А.* и др. Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 50–65.
- Буш В.А., Калмыков Б.А.* Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2015. № 5. С. 43–61. DOI: 10.7868/S0016853X15050021
- Вахромеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П.* Мезозой Таджикистана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 196 с.
- Вейс А.С., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т.* и др. Микрофоссилии и биостратиграфия рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 16–35.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андрющенко С.А.* и др. Ранние этапы и геодинамика формирования позднемезозойской рифтовой зоны Западного Забайкалья. Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. С. 62–65.
- Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф.* и др. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: ОАО Из-во Недра, 2000. 144 с.
- Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В.* и др. Геология и нефтегазоносность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 4. С. 15–20.
- Гарагаш И.А.* Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакций // Геология и геофизика. 2006. № 47(5). С. 657–668.
- Гарагаш И.А.* Образование ячеистых структур в упругопластической среде с внутренним трением и дилатансией // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 59–63.

- Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
- Геологическая карта Кыргызской республики м-ба 1:500 000 / Гл. ред. Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров. 2008.
- Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР м-ба 1:1 500 000. М.: Мингео СССР, 1983.
- Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. Книга I. Геологическое описание / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1972. 720 с.
- Геология СССР. Т. XXIV. Таджикская ССР. Часть 1. Геологическое описание. М.: ГНТИ литер. по геол. и охране недр, 1959. 735 с.
- Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Книга 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 280 с.
- Герасимов И.П.* Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня // Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 27–43.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям (западная часть Южного и Срединного Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1971. 276 с.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
- Горячев А.В.* Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
- Грачев А.Ф.* Рифтогенные зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Григина О.И., Фортуна А.Б.* Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1981. 194 с.
- Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко А.И.* Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.
- Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А.* и др. Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.
- Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В.* Меловые отложения центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 94 с.

- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Добрынина А.А. Затухание сейсмических волн в литосфере северной части Провинции бассейнов и хребтов // Геодинамика и тектонофизика. 2013. № 4(1). С. 53–67. DOI: 10.5800/GT2013410091
- Дуркин А.Т. Применение метода обращенных годографов в глубинной модификации для изучения строения земной коры в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 92–107.
- Ермиков В.Д. Сравнительная тектоника Гусиноозерской, Боргойской и Тугнуйской впадин Забайкалья // Геология и геофизика. 1977. № 7. С. 153–157.
- Ермиков В.Д. Сравнительный тектонический анализ континентального мезозоя Забайкалья и Монголии // Геология и геофизика. 1974. № 3. С. 24–33.
- Ерхов В.Ф., Очиров Ц.О., Цырендоржиев Ц.Ц., Батуев Б.Д. К тектонике юга Витимского плоскогорья // Геология и геофизика. 1972. № 5. С. 49–55.
- Журавлёв В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.
- Журавлев В.А., Шипилов Э.В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 6. С. 1–5.
- Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое / Отв. ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1973. 128 с.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 94 с.
- Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. 160 с.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 210 с.
- Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.
- Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной областью и сопредельными территориями // Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.
- Зорин Ю.А., Склярёв Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Гнейсовые валы и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 1. С. 70–73.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 5. С. 685–699.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Сяочан В., Юнфен Д. и др. Современная кинематика Тарим–Тянь-Шань–Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений) // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
- Зуннунов Ф.Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985. 107 с.

- Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балугев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. Московского общества испытателей природы. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской–кайнозойской вулканической области // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 1. С. 57–60.
- Иванов С.Н., Иванов К.С. Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 1996. 152 с.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В. и др. Предорогенная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане // Вестник МГУ. 1973. № 6. С. 75–79.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во ИЛ, 1954. 679 с.
- История верхнемелового угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 335 с.
- Казаков Ю.М., Мамонтов А.Н., Хасанов А.Х. Геологическое строение Зиддинской впадины. Душанбе: Изд-во Тадж. гос. ун-та, 1985. 106 с.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
- Кайбышев О.А., Пшеничнюк А.И. Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.
- Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В. и др. Залежи углеводородов в фундаменте шельфа Вьетнама и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61.
- Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кинг Ф.Б. Геологическое строение Северной Америки. М.: Изд-во ИЛ, 1961. 299 с.
- Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
- Кнауф В.И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. М.: Госгеолтехиздат, 1966.
- Кнауф В.И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. Тр. УГ и ОН при СМ КиргССР. Сб. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 3–11.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // *Geologica Balcanica*. 1988. Т. 18. № 4. С. 37–46.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. Тр. ГИН РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 362 с.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.

- Коноплева Н.Г.* Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125–129.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 19–35.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Корешков И.В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.
- Корженков А.М., Миколайчук А.В.* Мезозойско-кайнозойские внутриконтинентальные и орогенические комплексы и неотектоника. Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса / Ред. А.Б. Бакиров, А.В. Миколайчук. Бишкек: Ин-т геол. НАН, 2009. С. 68–80.
- Корженков А.М., Поволоцкая И.Э., Мамыров Э.* Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссык-Кульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника. 2007. № 2. С. 53–72.
- Корженков А.М., Фортуна А.Б.* О возрасте нижней части коктурпакской свиты в Северо-Восточном Тянь-Шане по данным трекового метода осколков деления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 22–30.
- Коробка В.Б., Болтышев В.В., Болтышева А.И.* Палеогеографический очерк развития Афгано-Таджикской впадины в раннемеловое время // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: Дониш, 1974. С. 93–102.
- Коробутяк А.Н., Фролова Н.С.* Аналоговое физическое моделирование сдвиговых деформаций на севере Западно-Сибирской плиты. Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический аспект. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2024. С. 50–51.
- Косенкова А.Г.* Юрские миоспоры южного склона Гиссарского хребта и их значение для стратиграфии: Афтореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Эра, 1975. 27 с.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов / Ред. В.В. Адушкин. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Крайденков Г.П.* Палеогеновые отложения Зеравшанского и Туркестанского хребтов // Новые данные по геологии Таджикистана. Вып. 1. Душанбе: Дониш, 1971. С. 134–149.
- Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 230 с.

- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Кузнецов Н.Б., Балувев А.С., Терехов Е.Н. и др. О времени формирования Канда-лакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 570–607. DOI: 10.5800/ GT-2021-12-3-0540
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Горобразующие процессы и вариации климата в истории Земли // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 3–25.
- Кук К.Л. Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. Система рифтов Земли. Изд-во Мир, 1970. С. 150–172.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 2. С. 102–106.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
- Кучай В.К. Современная геодинамика Среднеазиатского региона. Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15–17.
- Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. Моделирование процесса аккумуляции и высвобождения энергии в геосреде под действием приливных сил. Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ИДГ РАН, 2019. С. 111–112.
- Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
- Леонов М.Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1989. № 4. С. 118–121.
- Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их формирования. Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 72–99.
- Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры / Ред. Ю.О. Гаврилов. М.: Наука, 2008. 464 с.
- Леонов М.Г. Межгорные впадины Гиссаро-Алайской горной области (Тянь-Шань): структура и история формирования // Литосфера. 2013. № 3. С. 3–24.
- Леонов М.Г. Морфоструктура внутриконтинентальных осадочных бассейнов и фрактальная геометрия // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 1. С. 3–16. http://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_3

- Леонов М.Г.* Структурно-тектоническая делимость земной коры и ее отражение в областях диффузного рифтинга // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т. 16. № 3. С. 74–91. <https://doi.org/10.26006/29490995>
- Леонов М.Г.* «Живые» граниты и интрагранитные залежи углеводородов // Природа. 2025а. № 4. С. 3–16.
- Леонов М.Г.* Альпийский этап в геодинамической эволюции Гиссаро-Алайской горной области. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005б. С. 327–348.
- Леонов М.Г.* Нефть в гранитах – реальность или миф? // Природа. 2025в. № 3. С. 17–28.
- Леонов М.Г., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.* Провинции «бассейнов и хребтов» – структурно-тектонические парагенезы ареального рифтинга // Литосфера. 2026. Т. 26. № 2. С. 270–304.
- Леонов М.Г., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.* Провинции «бассейнов и хребтов» – структурно-тектонические парагенезы ареального рифтинга // Литосфера. 2026. Т. 26. № 2. С. 270–304.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С.* и др. Тектоническая эволюция системы «фундамент–чехол» и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов // Геотектоника. 2020. № 2. С. 1–29.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С.* Механизмы деформации пород фундамента Тянь-Шаня в процессе альпийского тектогенеза // Геотектоника. 2021. № 6. С. 50–74.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / Ред. К.Е. Дегтярев. Тр. ГИН РАН. Вып. 619. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* и др. Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016. № 4. С. 22–47. DOI: 10.1134/S0016852116040063
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис // Геоморфология. 2017. № 3. С. 3–15.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А.* и др. Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Статья 1. Постановка вопроса. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая и Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и тектонофизика. 2025а. Т. 16. № 3(0826). DOI: 10.5800/GT-2025-16-3-0826
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А.* и др. Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Статья 2. Внутригорные впадины Западного Забайкалья. Анализ и обобщение материала // Геодинамика и тектонофизика. 2025б. Т. 16. № 4(0833). DOI: 10.5800/GT-2025-16-4-0833

- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня // Литосфера. 2021. Т. 21. № 6. С. 747–774.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–10.
- Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982. 246 с.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геомеханики. М.: Научный мир, 2004. 616 с.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. 1958. № 4. С. 18–29.
- Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
- Логачев Н.А., Плотников В.П., Скобло В.М. К дискуссии о структуре верхнемезозойских впадин западного Забайкалья // Изв. АН СССР. 1968. Сер. геол. № 12. С. 113–116.
- Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.
- Лукина Н.В. О деформации поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая // Геотектоника. 1973. № 2. С. 68–71.
- Лукина Н.В. О структурах деформированной поверхности фундамента Юго-западного Гиссара // Геотектоника. 1971. № 2. С. 84–88.
- Лукк А.А., Леонова В.Г. Зондаленд – недеформируемый блок литосферы Юго-Восточной Азии // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 1. С. 5–32.
- Лукк А.А., Мирзокурбанов М., Нерсесов И.Л. Латеральные неоднородности верхней мантии Средней Азии и их возможная связь с процессами горообразования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С. 19–40.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1965. 212 с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 78–96.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Г.Н. Тектоническое строение, напряженное состояние, геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40–67.

- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / Ред. С.И. Шерман. Новосибирск: ГЕО, 2009. 312 с.
- Лучников В.С. Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1979. № 2. С. 138–141.
- Лучников В.С. Стратиграфия угленосных отложений юры Центрального Таджикистана // Сов. Геология. 1982. № 9. С. 75–85.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. Современные проблемы геологии. Тр. ГИН РАН. Вып. 565. М.: Наука, 2004. С. 223–250.
- Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 33 с.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В. Природа метаморфических комплексов Забайкалья. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат. XLI Тектонического совещания. Т. 1. ГЕОС, 2008. С. 529–532.
- Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. Милониты Заганского метаморфического ядра (Западное Забайкалье). Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск, 1995. Т. 1. С. 92–94.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука СО, 1990. С. 91–96.
- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е. и др. Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня. Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы 5-го Междунар. симп. / М.Г. Леонов, Н.В. Шаров (ред.). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2012. С. 36–45.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К., Кучай В.К., Куланин В.К. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 359. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Синрифтовые осадочные ассоциации (несколько литохимических этюдов). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2020. 172 с.
- Махмадалиев А.Г. Особенности формирования, критерии поисков и прогнозирования стратиформных месторождений Бальджуанского рудного района (Юго-западный Таджикистан): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Душанбе: Ин-т геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии, 2019.
- Мезозойская тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 1983. 231 с.

- Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Ред. В.А. Верниковский. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2012. 460 с.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулкани-
тов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений
в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12.
С. 1404–1417.
- Механика разрушения и прочность материалов. Справ. пособие. Т. 4 / Ред. В.В. Па-
насюк. Киев: Наукова думка, 1990. 680 с.
- Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. Складчатые деформации предо-
рогенного пенепплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Гео-
тектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
- Миколайчук А.В., Симонов В.А., Травин А.В., Собел Е.Р. Особенности мезо-
кайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня. Геодинамика
и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке / Ред. М.Г. Леонов. Материа-
лы 3-го Междунар. симп. Вып. 1. Москва; Бишкек, 2006. С. 50–57.
- Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция
северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН КР. 2003. № 4. С. 50–58.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообра-
зовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Михайлов А.Е., Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
- Морозов Ю.А. Региональные транспрессивные сдвиги как пути и способы вы-
ведения глубинных образований на поверхность. Тектоника и геодинамика.
Общие и региональные аспекты. Материалы XXXI тектонического совещания.
М.: ГЕОС, 1997. Т. II. С. 40–42.
- Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид
Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Морозов Ю.А. Структурные парагенезы транспрессии и транстенсии по резуль-
татам экспериментов и в сопоставлении с природными данными. Тектоника
Неогоя: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического
совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2001. С. 52–56.
- Морозов Ю.А. Об обратном кинематическом эффекте при надвигообразовании и
его структурных и тектонических следствиях // Докл. АН. 2002а. Т. 384. № 3.
С. 368–371.
- Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Гео-
тектоника. 2002б. № 6. С. 3–28.
- Морозов Ю.А. Феномен цикличности кинематических инверсий в подвижных
поясах как возможный результат лунно-земного взаимодействия // Тектоника
и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонич.
совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2003. С. 66–70.

- Морозов Ю.А.* Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21–50.
- Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–257.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
- Морозов Ю.А., Талицкий В.Г.* Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2006. № 1. С. 44–62.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 79 / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.
- Несов Л.А., Старков А.И.* Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 10–19.
- Никишин А.М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.
- Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 296 с.
- Николя А.* Основы деформации горных пород / Ред. А.Ф. Грачев. М.: Мир, 1992. 167 с.
- Никонов А.А.* Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, СО РАН, 1990. С. 37–46.
- Ниязов Б.Н., Махкамов Р.* О характере и темпе тектонических движений восточной части Самаркандской мегасинклинали в мезозойско-кайнозойское время. Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: Дониш, 1974. С. 86–88.
- Обухов А.Н.* Эволюция межгорных впадин Центральнo-Азиатского орогенного пояса / Ред. И.В. Высоцкий. М.: Наука, 1990. 88 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.Г. Воложа. Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

- Очиров Ц.О. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий // Геотектоника. 1969. № 1. С. 83–97.
- Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. Геол. (№ 31). Вып. 99. М., 1948. 176 с.
- Пак В.А. К построению модели тектоносферы Памира и Тянь-Шаня по данным комплексных геолого-геофизических исследований. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 43–50.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22(6). С. 7–41.
- Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
- Перрадон А. История крупных открытий нефти и газа. М.: Мир, 1994. 255 с.
- Перрадон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, Буссенс: Эльф-Акитен, 1991. 359 с.
- Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань / Ред. А.Л. Яншин. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
- Полянский Б.В. Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1977. 167 с.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 206 с.
- Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 4. С. 31–50.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 771–790.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю. и др. Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 417–436.

- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.
- Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балувев А.С.* и др. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.
- Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г.* и др. Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПб. ун-та. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 760–781.
- Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А.* и др. Геолого-геофизический трансект Срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. С. 1–20. DOI: 10.5800/GT-2022-13-1-0568
- Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1988. 342 с.
- Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
- Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене / Ред. Э.П. Вангенгейм. М.: Наука, 1972. 341 с.
- Рагозина А.Л., Степкин Е.В.* Стратиграфия и корреляции рифейских и вендских отложений Кольского полуострова. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 129–132.
- Райт Л., Троксел Б.* Строение провинции бассейнов и хребтов как результат неглубоких разрывов (юго-западная часть Большого бассейна). Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 390–440.
- Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 399 с.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Ред. Р.Б. Баратов, Ю.А. Дьяков. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- Рахмединов Э.Э., Фортуна А.Б.* Кайнозойские отложения Нарынской впадины // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2003. № 1(21). С. 95–102.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А.* Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 860–880.
- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* и др. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «Офсет», 2003. 274 с.
- Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П.* О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. пробл. разработки полезн. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.

- Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ–Гостехиздат, 1947. 134 с.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. 130 с.
- Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
- Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет земной группы / Ред. П.С. Воронов. СПб.: Наука, 1997. 592 с.
- Романюк Т.В. Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 11(1). С. 134–146.
- Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. и др. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 79–96.
- Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А. и др. Особенности глубинного строения системы «Нарынская впадина – хребет Байбичеттоо – Ат-Башинская впадина» по комплексу геолого-геофизических данных // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 5. С. 565–568. <https://doi.org/10.7868/S0869565218110191>
- Рыбин А.К., Баталева Е.А., Непеина К.С., Матюков В.Е. Объемно-пространственная сегментация литосферы Тянь-Шаня по данным геофизических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12(3). С. 508–543.
- Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С. и др. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 22. С. 1–4.
- Сабитова Т.М., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного слоя Тянь-Шаня. Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Материалы 3-го Междунар. симп. Москва; Бишкек: НС РАН, 2006. С. 101–106.
- Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–830.
- Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.
- Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.

- Сапожников Р. Б., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Новые данные о строении рифейского осадочного чехла Мезенской синеклизы // Технологии ТЭК. 2003. № 5. С. 34–47.
- Сикстель Т.А. К стратиграфии меловых и третичных отложений бассейна оз. Иссык-куль // За недра Средней Азии. 1934. № 4. С. 59–62.
- Сикстель Т.А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии // Тр. ТашГУ. 1960а. Нов. Сер. Вып. 176. Кн. 13. С. 27–42.
- Сикстель Т.А. К характеристике верхнетриасовых континентальных отложений Средней Азии // Тр. Узб ГУ. Сб. 1. 1960б. С. 38–46.
- Сикстель Т.А. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан–Ягноб. Тр. АН Тадж. ССР. 1952. Т. 2. 102 с.
- Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Третьей тектонофизической конф. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 236–240.
- Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 689–705.
- Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
- Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
- Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: Изд-во ИЛ, 1960.
- Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1997. 178 с.
- Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности // Геотектоника. 2024. № 1. С. 27–47.
- Соловьев В.А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: СО Изд-ва «Наука», 1968. 128 с.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Чечельницкий В.В., Галёва Н.А. Верхняя мантия Прибайкалья и Забайкалья по данным площадных сейсмологических исследований // Российский сейсмол. журн. 2020. Т. 2. № 1. С. 7–17. DOI: [org/10.35540/2686-7907.2020.1.01](https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.01)

- Старченко В.В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. Материалы по геол. и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 3–15.
- Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физ. мезомеханика. 2013. Т. 16. № 5. С. 41–52.
- Строганов Г.Б., Кайбышев О.А., Фаткуллин О.Х., Мартынов В.Н. Сверхпластичность и износостойкость в машиностроении. М.: Альтекс, 2002. 322 с.
- Строение и динамика литосферы Беломорья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 239 с. DOI: 10.17076/lithows2022
- Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе: Дониш, 2005. 250 с.
- Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вест. МГУ. Сер. 4. Геол. 1994. № 4. С. 65–72.
- Талицкий В.Г., Галкин В.Г. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. № 1. С. 82–89.
- Таль-Вирский Б.Б., Каржауев А.Т., Якунов О.Т. и др. Геофизическая модель земной коры и мантии Южного Тянь-Шаня. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 28–43.
- Тверитинова Т.Ю. Геодинамические условия рифтогенеза на поверхности Земли: проблемы изучения // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 1. С. 203–215.
- Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1976. 758 с.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000 / Гл. ред. М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. Отв. редактор А.С. Балугев. М.: ИПП «Куна», 2010.
- Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.
- Тимофеев П.П., Бебешев В.И., Макаров Ю.В. Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 2. С. 37–56.
- Голобова Н.Т. Роль вулканизма в рудообразовании на буроугольных месторождениях Южно-Ферганского угольного бассейна (на примере месторождения Кызыл-Кыя). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Бишкек: Кыргыз. Гос. университет, 2001. 128 с.
- Томпсон Дж.А. Рифтовая система Запада США. Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 172–180.

- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. 2017. Т. 87. № 12. С. 1091–1097.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. и др.* Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
- Троицкий В.И.* Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана / Ред. А.Г. Бабаев. Л.: Недра, 1967. 312 с.
- Троицкий В.И., Кочнев Е.А.* Рэт-юрские седиментационные бассейны Средней Азии. Сб. научных трудов Главгеологии УзССР. Вып. 4. 1964. С. 28–41.
- Турдукулов А.Т.* Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 263 с.
- Турчинский В.П.* Государственная геологическая карта СССР, м-б 1:200 000. Лист К-43–XVIII. М.: Недра, 1971.
- Угольная база России. Т. 4. М.: ЗАО Геоинформмарк, 2001. 499 с.
- Узаков Х., Рахимбердыев Н.Х.* Геологическое строение фундамента Ферганской межгорной впадины // Узб. геол. журн. 1985. № 5д. С. 52–62.
- Уломов В.И.* Сейсмогеодинамика Средней Азии с позиции тектоники литосферных плит. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 218–228.
- Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: ВО «Наука», Сиб. Изд. фирма, 1992. 216 с.
- Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2002. 494 с.
- Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: ГЕО, 2009. 130 с.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 240 с.
- Фортуна А.Б.* Кайнозойские отложения Кочкорской впадины: стратификация, литология, палеофауна, палеофлора // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2022а. № 1(19). С. 99–101.
- Фортуна А.Б.* Стратиграфия, палеофауна, палеофлора мезозой-кайнозойских отложений Чуйской впадины (Кыргызстан) // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2022б. № 1(19). С. 78–98.
- Фортуна А.Б., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Корженков А.М.* Мезозой-кайнозойские отложения Южного Прииссыккуля // Наука и новые технологии. 2010. № 1. С. 25–31.

- Фортуна А.Б., Корженков А.М., Джумабаева А.Б. и др. К стратиграфии мезозой-кайнозойских отложений Тоссор-Каджисайского участка Южного Прииссыккуля // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 3. С. 128–136.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы. Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 5–16.
- Хамрабаев И.Х., Бутовская Е.М., Пак В.А. и др. Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных. Тектоника Украины и других районов СССР. Киев: Наукова думка, 1980. С. 147–159.
- Хамрабаев И.Х., Ахунджаев Р.А., Зуев Ю.Н. и др. Обобщенная модель земной коры и верхней мантии – геотрансект Ташкент – оз. Зоркуль // Сов. геология. 1991. № 10. С. 75–87.
- Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33–51.
- Хилс Е. Очерки структурной геологии. М.: Изд-во ИЛ, 1954. 175 с.
- Хоуз Р., Данеш З. Развитие позднемезозойских и раннекайнозойских структур восточной части Большого Бассейна. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 421–433.
- Цеховский Ю.Г., Балуев А.С., Стукалова И.Е., Корнева Р.Г. Седиментогенез в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах / Ред. А.В. Маслов. М.: ГЕОС, 2018. 168 с.
- Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е., Гусев И.М. Закономерности углеобразования в мезозойских грабенах Западного Забайкалья. Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2005а. С. 94–107.
- Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полезн. ископаемые. 2005б. № 6. С. 620–636.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и юго-восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др. Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 3. Т. 44. С. 312–328. DOI: 10.1134/S0024490209030079
- Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наукова Думка, 1977. 83 с.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.

- Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, СО, 1990. С. 46–53.
- Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана. Центральный Таджикистан. Душанбе: Главн. управл. геологии Республики Таджикистан, 2008. 406 с.
- Шайдеггер А.Е.* Основы геодинамики / Ред. Л.П. Зоненшайн. М.: Недра, 1987. 384 с.
- Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З. и др.* Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 566–582.
- Шванов В.Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: ЛГУ, 1983. 214 с.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Геология, геодезия, сейсмичность Большого бассейна (Провинция бассейнов и хребтов, США) // Физика Земли. 1996. № 9. С. 3–27.
- Шелгачев К.М., Шатковская Л.В.* Совершенствование рабочей легенды Селенгинской серии госгеолкарты. Улан-Удэ: Гос. фед. унитарное предприятие Бурятгеоцентр, 2002. 80 с.
- Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А.* Рифты мира. М.: ГЕОС, 2009. 188 с.
- Шерман С.И.* Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонические закономерности // Геодинамика и тектонофизика, 2012. Т. 4. № 3. С. 315–344.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, СО, 1977. 102 с.
- Шмидт Г.А.* Сравнительная характеристика четвертичных отложений Чуйской впадины Горного Алтая и Иссыккульской впадины Тянь-Шаня // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 60–65.
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Щерба И.Г.* Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–54.
- Юдахин Ф. Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
- Юдахин В.Н., Беленович Т.Я.* Особенности глубинного строения и геодинамическая модель литосферы Тянь-Шаня по геологическим данным. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 352–361.
- Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61–71.
- Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф. и др.* Рифей Зимнего берега Белого моря // Сов. геология. 1991. № 4. С. 44–48.

- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // *Геотектоника*. 2000. Т. 34. № 2. С. 43–64.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойский–кайнозойский внутриконтинентальный магматизм Азии // *Геология и геофизика*. 1995. № 8. С. 131–141.
- Allmendinger R.W., Hauge T.A., Hauser E.C., Potter C.J., Oliver J. Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, Western United States // *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society (London). Special Publication. 1987. Vol. 28. P. 223–246.
- Armstrong R.L., Ward P. Evolving geographic patterns of Cenozoic magmatism in the North America Cordillera: The temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96(8). P. 13201–13224.
- Atmaoui N., Kukowski N., Stockhert B., König D. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2006. Vol. 95. P. 225–238.
- Avouac J.P., Tapponier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 895–898.
- Benedicto A., Labaume P., Séguret M., Séranne M. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. No. 6. P. 1192–1212.
- Bennett R.A., Wernicke, N.A. Niemi, Friedrich A.M. Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data // *Tectonics*. 2003. Vol. 22(2): 1008. DOI: 10.1029/2001tc00135
- Bock J.Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W. et al. Crustal motion in Indonesia from Global positioning System measurements // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. No. B8. P. 2367. DOI: org/10.1029/2001JB000324
- Bosworth W.R. Geometry of propagating continental rifts // *Nature*. 1985. Vol. 316(6029). P. 625–627.
- Brun J.-P., Burg J.-P. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1982. Vol. 61. P. 319–332.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the invitation of mountain building // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001. Vol. 113. No. 12. P. 1544–1559.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural and topographic constraints // *Journ. Geol.* 2003. Vol. 111. P. 149–165.

- Burbank D.W., McLean J.K., Bullen M. et al.* Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan // *Basin Res.* 1999. Vol. 11. P. 75–92.
- Cambell C.S.* Rapid Granular Flows // *Annual Review of Fluid Mechanics.* 1990. No. 22. P. 57–92. DOI: org/10.1146/annurev.fl.22.010190.000421
- Carey S.W.* The Rheid Concept in Geotectonics // *Bull. Geol. Soc. Austr.* 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Chorowicz J., Dhont D., Gündoğdu N.* Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model // *Journ. Struct. Geol.* 1999. Vol. 21. P. 511–532.
- Çinku M.C., Orbay N.* The origin of Neogene tectonic rotations in the Galatean volcanic massif, central Anatolia // *Int. Journ. Earth Sci.* 2010. Vol. 99. P. 413–426.
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser S.W.* Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in northwestern Utah // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol. 88(10). P. 1237–1250.
- Coney P.J., Hams T.A.* Cordillieran metamorphic complex: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 550–554.
- Dickinson W.R.* The Basin and Range Province as a composite extensional domain // *Int. Geol. Rev.* 2002. Vol. 44(1). P. 1–38.
- Dien Phan Trung.* Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam // *AAPG Intern. Conf. and Exhib., Southeast Asian Basins.* Kuala Lumpur, 1994. P. 38.
- Drake T.G.* Structural features in granular flow // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. No. B6. P. 8681–8696.
- Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A.* Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range Tectonics // *Geology.* 1984. Vol. 3(2). P. 115–119.
- Ermikov V.D.* Mesozoic precursors of the Cenozoic rift structures of Central Asia // *BCREDP.* 1994. Vol. 18. P. 123–134.
- Fay N.P., Bennett R.A., Hreinsdóttir S.* Contemporary vertical velocity of the central Basin and Range and uplift of the southern Sierra Nevada // *Geophysical Res. Let.* 2008. Vol. 35: 2030. DOI: 10.1029/2008GL034949
- Flesch L.M., Holt W.E., Haines A.J., Shen-Tult B.* Dynamics of the Pacific – North American Plate Boundary in the Western United States // *Science.* 2000. Vol. 287(4). P. 834–836.
- Friedmann S.J., Burbank D.W.* Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members // *Basin Research.* 1995. Vol. 7(2). P. 109–127.
- Fyhn M. B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H.* Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // *Tectonophysics.* 2009. No. 478. P. 184–214.

- Gilligan A., Roecker S.W., Priestley R.F., Nunn C.* Shear velocity model for the Kyrgyz Tien Shan from joint inversion of receiver function and surface wave data // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 480–498. DOI: 10.1093/gji/ggu225
- Graciansky P.C.* Le probleme des couloured melanges / a propos deformations chaotiques associees aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie) // *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamics.* 1973. Vol. 15(5). P. 555–556.
- Grand S.P.* Tomographic Inversion for Shear Velocity beneath the North American Plate // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92(B13). P. 14065–14090.
- Hamilton W.* Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. Continental extensional tectonics // *Geol. Soc. Spec. Publication.* 1987. Vol. 28. P. 156–176.
- Hammond W. C., Blewitt G., Kreemer C.* GPS imaging of vertical land motion in California and Nevada: Implications for Sierra Nevada uplift // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2016. Vol. 121. P. 7681–7703. DOI: 10.1002/2016JB013458
- Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geol. Ser. of Canada, 1991. Pap. 90(17). 72 p.
- Homsy G.M.* Viscous fingering in porous media // *Annual review of fluid mechanics.* 1987. Vol. 19(1). P. 271–311.
- Hose R., Daneš Z.F.* Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 1968. Vol. 115. P. 102–124.
- Humphreys E.D., Dueker K.G.* Physical state of the western U.S. upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99(B5). P. 9635–9650.
- Jaroszewski W.* Tektonika uskokow i fatdow. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne, 1980. 359 p.
- Jones C.N., Wernicke B.P., Farmer G.L.* Variation across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 213. P. 57–96.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H.* Model of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range Province. Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1978. Vol. 152. P. 209–250.
- Leonov M.G., Kozhukharova E.* Relaxation metamorphism as a factor of structural and material transformation of rocks // *Krystalinicum.* 1992. No. 21. P. 23–32.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment models for the formation of passive continental margins // *Tectonics.* 1991. Vol. 10. No. 5. P. 1038–1064.
- Macaulay E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A. et al.* Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan // *Tectonics.* 2014. Vol. 33. P. 135–165.
- Mart Y., Dauteuil O.M.* Analogue experiments of propagation of oblique rifts // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 316. P. 121–132.
- McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // *Geol. Dept. University West. Australia.* 1992. Publ. 22. P. 237–245.

- Mehta A.* Granular matter: an interdisciplinary approach (Ed. by A. Mehta). New York: Springer Verlag, 1994. 306 p.
- Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu Sh.Y.* et al. Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS-measurement // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2001. Vol. 187. P. 239–244. PII: S0012-821X(01)00298-9
- Nolan T.B.* The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper.* 1943. Vol. 197(D). P. 141–196.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 131–146.
- Ramsay J.G.* Shear zone geometry: a review // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. No. 1/2. P. 83–99.
- Rogers J.J., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mezoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. Vol. 5. P. 5–22.
- Sharp R.P.* Basin-range structure of the Ruby – East Humbolt Range, northeastern Nevada // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1987. Vol. 193950. P. 881–919.
- Simons W.J.F., Socquet A., Vigny C.* et al. A decade of GPS in Southeast Asia: resolving Sundaland motion and boundaries // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. No. B06420. DOI: 10.1029/2005JB003868
- Sims D., Ferrill D.A., Stamatakis J.A.* Role of ductile décollement in the development of pull-apart basins. Experimental and natural examples // *Jour. Struct. Geol.* 1999. Vol. 21. P. 533–554.
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A.V.* Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology // *Tectonics.* 2006. Vol. 25. No. 2. P. 58–70. DOI: 10.1029/2005TC001809
- Stefanov Yu.P., Bakeev R.A.* Formation of flower structures in a geological layer at a strike-slip displacement in the basement // *Izvestiya Phys. Solid Earth.* 2015. Vol. 51. No. 4. P. 535–547. <http://link.springer.com/article/10.1134%2FS1069351315040114>
- Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., Rebetsky Yu L., Kontorovich V.A.* Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in a strike-slip displacement in the basement // *Phys. Mesomechanics.* 2014. Vol. 17. No. 3. P. 2004–2015.
- Thatcher W., Foulger C.R., Julian B.R., Svarc J., Quilty E., Bawden G.W.* Present Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States // *Science.* 1999. Vol. 283(12). P. 1714–1718.
- Thompson P.A., Grest G.S.* Granular flow: friction and the dilatancy transition // *Phys. Rev. Lett.* 1991. Vol. 67. No. 13. P. 1751–1754.
- Van Reenen D.D., Bartin J.M., Roering J.C.* Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of Southern Africa // *Geology.* 1987. Vol. 15. No. 1. P. 11–14.
- Wernicke B.P.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province, Nappe tectonics in anextending orogeny // *Nature.* 1981. Vol. 291(5817). P. 645–648.

- Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // *Physics Today*. 1996. April. P. 32–38.
- Zeng Y.* GPS Velocity Field in the Western United States for the 2023 National Seismic Hazard Model Update // *Seismol. Res. Let.* 2022. Vol. 93(6). P. 3121–3134. DOI: 10.1785/0220220180
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mezoproterozoic supercontinent: assembly, growth and break // *Earth Sci. Rev.* 2004. Vol. 67. P. 91–123.
- Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 306. P. 33–56.

Содержание

От редактора	5
Введение	8
Глава 1. Провинция бассейнов и хребтов	20
Глава 2. Тянь-Шань: Гиссаро-Алайский сегмент	32
Литостратиграфия, тектоно-седиментационные режимы, этапы эволюции.....	38
Тектоническая позиция, структура, геодинамика.....	46
Глава 3. Тянь-Шань: Центральный сегмент.....	63
Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции.....	65
Тектоническая позиция, структура, геодинамика.....	73
<i>Чуйская впадина и северный борт Киргизского хребта.....</i>	<i>75</i>
<i>Иссыкульская впадина</i>	<i>79</i>
<i>Минкуш-Кёкмеренская впадина</i>	<i>86</i>
<i>Нарынская и Атбашинская впадины</i>	<i>87</i>
Глубинное строение и особенности деформации породных комплексов.....	94
Глава 4. Селенгино-Витимская провинция (Западное Забайкалье).....	110
Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции.....	111
Тектоническая позиция, структура, геодинамика.....	120
Глава 5. Зондский шельф (Зондаленд)	138
Глава 6. Рифтовая система Белого моря	148
Литостратиграфия, режимы и этапы эволюции.....	153

<i>Онежско-Кандалакшский и Керецско-Пинежский палеорифты</i>	155
<i>Чапома-Лешуконский и Понойско-Мезенский</i> <i>(Баренцевоморский) палеорифты</i>	161
Тектоническая позиция, структура, геодинамика.....	166
Глава 7. Деформация сдвига в формировании внутригорных впадин: структурные и экспериментальные свидетельства	175
Минкушская зона (участок Каракиче)	177
Северо-западный борт Джумгольской впадины (участок Кичикул).....	182
Нарынская и Атбашинская впадины	186
Данные аналогового тектонофизического моделирования.....	198
<i>Эксперименты 1-й серии</i>	200
<i>Эксперименты 2-й серии</i>	207
<i>Эксперименты 3-й серии</i>	207
Сопоставление фактического и экспериментального материала и обобщение данных.....	208
Глава 8. Обсуждение материала и выводы	215
Литература	228

Научное издание

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 639

**М.Г. Леонов,
Е.С. Пржиялговский, Ю.А. Морозов,
А.С. Балув**

**ПРОВИНЦИИ
АРЕАЛЬНОГО РИФТИНГА**

**Строение,
сравнительная характеристика,
геодинамика**

Подписано к печати 29.09.2026
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 21,5
Тираж 300 экз.

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

Отпечатано с готового оригинал-макета в ИПК «Чувашия»
428019, г. Чебоксары, пр-т Ивана Яковлева, дом 13