

В.А.ТАЩИЛКИН

**МОРФОСТРУКТУРЫ
УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА**



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ДОНБАССКАЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ
(ДОНБАССНИЛ)

В. А. ТАЩИЛКИН

553.93

МОРФОСТРУКТУРЫ
УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА

2326



МОСКВА «НЕ Д Р А» 1978



Тащилкин В. А. Морфоструктуры угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1978. 88 с. (М-во геологии СССР. Донбасская науч.-исслед. лабор.)

В монографии обобщены и систематизированы материалы по морфоструктурам угольных бассейнов и связи их с закономерностями региональной тектоники. Выяснены зависимости тектоно-генетических типов угольных бассейнов с современными тектонически обусловленными формами рельефа. Описаны морфоструктуры угольных бассейнов равнинных и горных областей Сибири и Дальнего Востока: Канского, Ачинского, Иркутского, Южно-Якутского, Ленского, Зее-Бурейнского, Бурейнского, Средне-Амурского, Кузнецкого, Минусинского, Раздольнинского, Партизанского и др. Приводится классификация морфоструктур по ряду существенных признаков и определены возможности приложения методов структурной геоморфологии к изучению геологии угольных бассейнов и месторождений.

Книга рассчитана на геологов и геоморфологов, занимающихся изучением структур угольных бассейнов, условиями их зарождения и развития.

Табл. 1, ил. 11, список лит.— 69 назв.

Научный редактор *И. И. Шарудо.*

ВВЕДЕНИЕ

Угольные бассейны формировались в результате сложного процесса, который необходимо рассматривать как функцию тектоники и размывов. Академик П. И. Степанов различал в этом процессе три этапа: собственно накопление угленосной толщи, ее изменение, обусловленное преимущественно тектоникой и метаморфизмом, и разрушение толщ [50]. Последнее в разных структурно-морфологических зонах земной коры происходит упорядоченно и закономерно.

Сопоставление основных черт современной орографии угольных бассейнов с палеоструктурным планом времени угленакопления показывает три типа соотношений современных и древних структурных форм: прямое совпадение (прямые, унаследованные морфоструктуры), полное несовпадение (обращенные морфоструктуры и палеоморфоструктуры) и частичное совпадение (полупрямые — полубращенные морфоструктуры). Степень денудации угленосных толщ в них определяется генетической природой морфоструктур, продолжительностью их унаследованного развития с момента заложения и числом циклов тектогенеза, пройденных морфоструктурой в процессе развития. При этом продолжительность одного цикла тектогенеза соответствует продолжительности одного цикла денудации.

Морфоструктуры угольных бассейнов как тектонически обусловленные геологические структуры, выраженные современными формами рельефа, являются по сути тектоно-морфогенетическими. Поэтому их отношение к рельефу, т. е. структурный план и величина денудации, может определяться совместно геолого-геоморфологическими методами. Принцип единства происхождения структур и рельефа, как известно, лежит в основе исследований структурной геоморфологии.

Методы структурно-геоморфологического анализа закономерностей размещения угольных бассейнов позволяют получить дополнительные сведения для оценки перспектив угленосности, особенно при проведении поисковых работ. В самом деле, в условиях прямых, унаследованно развивавшихся морфоструктур угленосные толщ сохраняются наиболее полно и представляют интерес как объекты геологоразведочных работ и, напротив, в обращенных морфоструктурах степень сохранности угленосных толщ сильно зависит от интенсивности и направленности тектонических движений. Учет этих данных при изучении угольных месторождений совершенно необходим.

Однако методы структурно-геоморфологических исследований еще не нашли широкого применения в геологии угольных месторождений. Выявление их возможностей для изучения региональной тектоники на примере угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока — цель предлагаемой работы.

Автор выражает благодарность И. И. Шарудо, А. А. Тимофееву, А. Г. Портнову и Е. А. Финько за полезные советы в процессе написания монографии и ценные замечания, высказанные при просмотре рукописи.

МОРФОСТРУКТУРЫ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ И МЕТОДЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Отражение угольных бассейнов в современном рельефе обусловлено закономерностями их длительного геотектонического развития, при котором состав, условия залегания отложений и внешняя форма проявления геологической структуры находились в тесной взаимосвязи. При этом внешний облик геоморфологических элементов позволяет установить генетический тип бассейна угленакопления и определить степень разрушенности угленосных толщ. Последнее особенно важно для прогнозирования угленосности и сложности тектонического строения угольных бассейнов.

Угольный бассейн как геологическая структура характеризуется морфологией слагающих его элементов, т. е. является объемным телом, ограниченным сложными полигенетическими поверхностями и зонами, имеющими тектоническую природу. Если такая форма имеет внешнее геоморфологическое ограничение, то ее правомерно относить к категории морфоструктур. Это не значит, что морфоструктура — синоним неотектонической структуры. Как понятие оно шире, а неотектонические изменения являются лишь необходимым звеном в становлении морфоструктуры.

Термин «морфоструктура» был введен в литературу И. П. Герасимовым для обозначения крупных форм рельефа, возникших при активной роли тектонических движений. Впоследствии он широко использовался в разной трактовке многими геоморфологами. Обзор этих представлений недавно провел Г. И. Худяков [69]. Сейчас этот термин используется в двояком смысле: либо как понятие внешнего геоморфологического отражения тектонических структур, либо как понятие геологической структуры, выраженной эндогенными формами рельефа.

Для нас важно понятие морфоструктуры как геологического тела определенной структуры и морфологии, имеющего внешнюю тектонически обусловленную форму, проявляющуюся в рельефе Земли. Из этого следует: 1) морфоструктуры угольных бассейнов являются категориями историческими, имеющими время заложения, период длительного развития и время отмирания; 2) все угольные бассейны могут быть разделены на два типа геологических структур — выраженные тектоническими формами рельефа (морфоструктуры) и погребенные в недрах Земли, или не выраженные на поверхности вследствие полного

сглаживания их в процессе денудации (палеоморфоструктуры или криптоструктуры).

Теперь важно установить уровень организации системы геологических тел, на котором должна изучаться морфоструктура угольного бассейна. Известно, что облик угленосных толщ связан с закономерностями развития таких крупных геотектонических структур, как чехлы древних и молодых платформ, орогенные области и геосинклинали. Описание развития подобных структур обычно проводится на уровне формаций, формационных рядов и формационных комплексов.

Этот же уровень должен быть выбран и для морфотектонического изучения структур угольных бассейнов, которые нашли свое выражение в современном рельефе Земли. Но угленосные толщи отличаются от других осадочных толщ специфическим литологическим составом и поэтому при определенных условиях могут выступать в качестве литоморфных структур. Однако это их свойство проявляется в рельефе не всегда и поэтому должно рассматриваться в качестве второстепенного, главным образом при изучении морфоструктур мелких порядков и их морфоскульптур.

Основным методическим направлением при изучении морфоструктур угольных бассейнов должно быть комплексное исследование общего строения рельефа и угленосных пород, слагающих морфоструктуры. При этом особое значение придается изучению поверхностей выравнивания денудационного и аккумулятивного характера, так как оно позволяет восстановить соотношение новейшего и древнего структурных планов. Образование денудационных поверхностей выравнивания сопровождается глубоким срезом горных сооружений и завершается формированием пенеплена с корой выветривания.

Однако предельное денудационное выравнивание (пенеплен) — явление крайне неустойчивое и редко сохраняется в современном рельефе. Так, поздне триасово-раннеюрский пенеплен с мощной корой выветривания сохранился лишь в экспонированном состоянии по периферии Ленского, Канского и Кузнецкого угольных бассейнов, а во фрагментарном виде — на каледонидах и герцинидах Казахстана, Алтае-Саянской области и в пределах Сибирской платформы. Значительно шире распространены денудационные поверхности позднего мела — олигоцена и миоцена.

Чаще в современном рельефе сохраняются сложные полигенетические поверхности, состоящие из участков денудационного и аккумулятивного выравнивания. Их изучение путем составления карт базисных и вершинных поверхностей разных порядков позволяет восстановить историю развития отдельных морфоструктур. При построении карт базисных поверхностей высоких порядков часто удается выделить крупные морфоструктурные формы независимо от времени их заложения.

На картах высокопорядковой базисной поверхности Дальнего Востока, как показал Г. И. Худяков [69], отчетливо выявляются развивавшиеся в кайнозойские депрессионные морфоструктуры (Амуро-Уссурийская, Ханкайская, Нижне-, Верхне-Бикинская и др.), к которым приурочены угольные бассейны. На картах высокопорядковой вершинной поверхности преимущественно отражаются области поднятий.

Детали внутреннего строения отдельных морфоструктур угольных бассейнов нередко удается выяснить через пластику современного строения рельефа.

В настоящее время разработано большое число морфоструктурных методов изучения тектоники, которые могут быть с успехом применены и к изучению морфоструктур угольных бассейнов. Среди них выделяются четыре группы методов: геоморфологические, геолого-геоморфологические, геологические и ландшафтные. Эффективность отдельных методов неравнозначна. Поэтому при изучении морфоструктур рационально проводить их комплексно.

Геоморфологические методы основаны на изучении морфологии и морфометрии земной поверхности по топографическим картам. Морфографические методы позволяют выделить локальные и в некоторых случаях региональные неотектонические поднятия и опускания, а также провести районирование морфоструктуры. Они объединяют способы и приемы изучения распределения абсолютных отметок и основных элементов орографии по территории, вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа, асимметрии и ширины речных долин и террас, формы водоразделов, планового рисунка речных долин и т. д. [34].

Структурно-тектоническая интерпретация морфоструктуры проводится после учета всех морфографических признаков. Морфометрические методы позволяют количественно оценить тектоническую составляющую рельефа и имеют своей целью выявление новейшего структурного плана морфоструктуры. Они включают анализ продольных профилей рек, построение морфометрических карт (базисных и вершинных поверхностей и остаточного рельефа), реконструкцию тектонического рельефа, а также количественный анализ ширины долин и речных террас, коэффициента их асимметрии и извилистости и коэффициента расчлененности рельефа. При наличии крупномасштабных карт эти методы позволяют выделить локальные поднятия и опускания, а при мелкомасштабных — региональные элементы морфоструктур (метод базисных и вершинных поверхностей) [28].

Геоморфологическими методами можно решать задачи структурно-морфологического районирования территории угольных бассейнов.

Геолого-геоморфологические методы применяются при изучении соотношений древних и новейших структурных планов

морфоструктур, направленности и интенсивности новейших движений [34]. Этими методами исследуются деформации денудационных и полигенетических поверхностей выравнивания. Анализ карт деформаций разновозрастных поверхностей выравнивания способствует выделению локальных и региональных структурных форм. Основным приемом построения таких карт является метод изолиний амплитуд перемещений рассматриваемого уровня за время, прошедшее с момента его формирования (метод изодеформаций, изодеф). С помощью геолого-геоморфологических методов возможно прогнозирование степени сохранности разреза угленосной толщи в пределах морфоструктуры угольного бассейна.

Геологические методы морфоструктурного анализа в угольной геологии применяются очень широко и до настоящего времени остаются единственными при таких исследованиях. Они включают методы анализа мощностей, фаций, перерывов в осадконакоплении, построения палеогеологических, палеотектонических, палеогеолого-тектонических карт, палеотектонических профилей и графиков величины и темпов прогибания, колебательных процессов и обобщенных характеристик и т. д. Область применения геологических методов весьма широка — от региональных построений до анализа локальных структур [36].

Ландшафтные методы лежат в основе восстановления структуры района путем дешифрирования аэрофотоснимков. В качестве дешифровочных признаков используются элементы распределения растительного покрова, линейная зональность водоемов, характер рельефа на разных типах пород, формы рельефа, тектоническая трещиноватость и многие другие. Возможности аэрофотометодов зависят от масштаба аэрофотоснимков и их дешифрируемости.

Так, на космических снимках благодаря неодинаковой денудации литологических неоднородностей земной поверхности и проявлению подновленных новейшими движениями разломов возможно выделение крупных структурно-формационных комплексов, соответствующих морфоструктурам [3, 4], а на крупномасштабных аэрофотоснимках при хорошей геологической обнаженности — отдельных слоев, пачек пород и мелких структурных форм. В пределах некоторых угольных бассейнов по крупномасштабным аэрофотоснимкам возможно дешифрирование выходов угольных пластов.

Несомненно, широкое применение специальных морфоструктурных методов изучения угольных бассейнов позволит более надежно подходить к прогнозу сложности их тектонического строения и обоснованно решать вопросы дальнейшего направления геологоразведочных работ в новых районах.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ И ПОЛОЖЕНИЕ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ В РЕГИОНАЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУРАХ

В настоящее время представляется возможным дать лишь общую схему морфоструктурного районирования территории Сибири и Дальнего Востока.

В качестве наиболее крупных единиц таксономического ряда структур рельефа Земли принята геотектура в понимании И. П. Герасимова [31]. На схеме районирования Сибири и Дальнего Востока выделяются две геотектуры: материковый выступ Евразии и зона перехода от материка к океану. Граница между ними проводится по окраинноматериковому вулканогенному поясу. Ему соответствуют простирающиеся на сотни и тысячи километров полосовидные зоны аномалий силы тяжести, так называемые гравитационные ступени [13].

Дальнейшая классификация морфоструктур проводится внутри этих двух геотектур.

Материковый выступ Евразии. В пределах материкового выступа располагается пять морфоструктур высшего порядка: Сибирская древняя платформа, Центрально-Евразийская и Амурская молодые платформы, Урало-Монгольский и Тихоокеанский орогенные пояса. Эти морфоструктуры состоят из морфоструктур I, II и более мелких порядков, в том числе и морфоструктур угольных бассейнов.

Морфоструктуры высшего порядка имеют четкое выражение в современном рельефе. Их границы приурочены к крупным и долгоживущим глубинным разломам, отражающимся в рельефе в виде уступов, но не всегда совпадают с границами региональных тектонических структур.

Наиболее характерной в этом отношении является морфоструктура Сибирской платформы, соответствующая в орографическом отношении Восточно-Сибирской возвышенной платформенной равнине. Ее границы имеют гетерогенную природу и совпадают с границами платформы лишь в общих чертах.

Южный выступ платформы, соответствующий Иркутскому амфитеатру, на протяжении от Канско-Рыбинской впадины до Приморского хребта ограничивается Присаянским разломом, в то время как граница платформы проводится по Главному Саянскому разлому. Западное ограничение морфоструктуры в виде уступа высотой 50—200 м прослеживается вдоль правого берега р. Енисея. Оно соответствует мезозойской флекуре, которая

разграничивает Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу с Енисейским кряжем. Восточная граница морфоструктуры совпадает с границей Сибирской платформы, проводимой по Западно-Верхоянскому глубинному разлому. Орографически она четко выражена тектоническими уступами высотой до нескольких сот метров. Менее четкая граница у юго-восточной части морфоструктуры. На этом участке она проводится по Становому глубинному разлому, но орографически не выражена.

Не менее четки границы морфоструктуры Западно-Сибирской плиты со сводово-глыбовыми поднятиями каледонид и герцинид Алтае-Саянской области. Эти границы сложились в течение олигоцена, миоцена и раннего плиоцена в процессе блоковых перемещений Алтая, Салаира, Колывань-Томской дуги, восточной части Восточного Саяна и прилегающих к ним участков Западно-Сибирской синеклизы. Границы частично унаследовали план древних структурных форм, но в большей мере определены планетарными разломными дислокациями широтного простирания.

Морфоструктура Амурской молодой платформы имеет четкие границы, приуроченные к системам глубинных длительно развивавшихся разломов. Северное и северо-западное ограничения морфоструктуры проводятся по Монголо-Охотскому и Южно-Туруингрскому разломам, а восточное — по сложной системе разрывных нарушений глубокого заложения. Южная граница морфоструктуры находится за пределами территории СССР.

Пространство между рассмотренными выше морфоструктурами платформенного типа занимают сводово-глыбовые морфоструктуры Урало-Монгольского и Тихоокеанского орогенных поясов. Граница между ними проходит в бассейне нижнего течения р. Амура и представлена системой геоморфологически выраженных грабенообразных прогибов. Они прослеживаются в меридиональном направлении непрерывной полосой от р. Амура до Тугурского залива Охотского моря [39].

Равнинные страны. Морфоструктура *Сибирской платформы* (в геолого-геоморфологическом отношении Восточно-Сибирской возвышенной платформенной равнины) обладает гетерогенным строением. О. М. Адаменко и др. [41] в ее пределах выделяют четыре группы морфоструктур: цокольные и пластовые возвышенности, вулканическое плато, аккумулятивные низменности пластовые денудационные низменные равнины.

Однако сопоставляя их с тектоникой чехла платформы, рельефом погребенного кристаллического фундамента и его уступами на поверхности, можно провести группировку морфоструктур на основе их формы, выделив три группы морфоструктур I порядка.

Первую группу составляют крупные положительные морфоструктуры, совпадающие с положительными тектоническими формами (антеклизами) выступов кристаллического фундамента. Они развивались унаследованно в течение всей истории формирования морфоструктуры Сибирской платформы. Угленосные толщи в этих морфоструктурах сохранились только в сильно деформированном состоянии.

Вторая группа объединяет отрицательные морфоструктуры чехла платформы, совпадающие с синеклизами. По режиму развития среди них различаются унаследованные (прямые), обращенные (несогласные, или инверсионные) и сложные (полупрямые — полуобращенные).

Унаследованные отрицательные морфоструктуры занимают краевые части платформы. К ним относятся Канско-Рыбинская, Приангарская, Иркутская, Центрально-Якутская и Предбайкальская морфоструктуры. Полная унаследованность структурных планов характерна только для Центрально-Якутской морфоструктуры. В рельефе фундамента ей соответствует палеозойско-мезозойская Вилюйская синеклиза и мезозойский Предверхоянский краевой прогиб. Канско-Рыбинская и Иркутская морфоструктуры как отрицательные элементы сформировались в мезозое на месте Присяянского предороженного прогиба, унаследовав лишь в общих чертах структурный план отрицательных палеозойских структур [22]. Сходное положение отмечается и для Приангарской морфоструктуры, приуроченной к юго-западной части юрского Ангаро-Вилюйского прогиба, а в палеозойском плане — к Присяяно-Енисейской синеклизе.

Во всех отрицательных унаследованных морфоструктурах Сибирской платформы сохранились мезозойские угленосные толщи. В зависимости от степени размыва они занимают либо всю территорию морфоструктуры, либо ее отдельные части.

Наиболее крупной палеозойской отрицательной структурой Сибирской платформы является Тунгусская синеклиза. Ей отвечают наибольшие погружения кристаллического фундамента, достигающие 8—10 км. Во второй половине мезозоя и в кайнозое эта структура испытала значительные поднятия, в процессе которых Тунгусская синеклиза приобрела характер отрицательной обращенной морфоструктуры. В ее пределах выделяются три полностью обращенные морфоструктуры, представленные плато Путорана, Сыверма и Тунгусским, и несколько сложных (полупрямых — полуобращенных) морфоструктур.

Из последних только Центрально-Тунгусскую морфоструктуру можно рассматривать в качестве унаследованной. Она в общих чертах совпадает с контурами мезозойского Ангаро-Вилюйского внутриплатформенного прогиба, в котором происходило формирование юрских угленосных отложений. Остальные морфоструктуры, приуроченные к краевым частям Тунгусской синеклизы, относятся к более сложным. В них палеозойские уг-

леносные отложения сохранились фрагментарно (Вилюйская морфоструктура). В полностью обращенных морфоструктурах и частично в смежных районах сложных морфоструктур эти толщи сохранились относительно полно.

Третью группу составляют нейтральные морфоструктуры (моноклизы). Они характерны для чехла платформы, бывают прямыми и полупрямыми — полуобращенными. Моноклизы прилегают к положительным унаследованным морфоструктурам: Енисейскому кряжу, Алданскому щиту, Байкальскому своду и полого погружаются к центральной части платформы. Современное распространение угленосных толщ в этих морфоструктурах сложное. Они располагаются в полуобращенных частях моноклиз и находятся в сильно разрушенном состоянии.

Сравнивая современный морфоструктурный план Сибирской платформы с размещением основных мегаблоков ее фундамента [44], можно заметить их взаимосвязь. Она особенно отчетлива между Алданской и Лено-Алданской морфоструктурами и Алданским мегаблоком, Приангарской и Канско-Рыбинской морфоструктурами и Присяянским мегаблоком, Заангарской морфоструктурой и Иркинеевским мегаблоком, а также между Центрально-Якутской морфоструктурой и Вилюйским мегаблоком.

Западно-Сибирская плита (платформенная равнина в пределах синеклизы) выделяется в качестве надпорядковой морфоструктуры. По характеру соотношения геологической структуры и современного рельефа М. Е. Городецкая [18], С. А. Архипов и В. В. Вдовин [23] в ее пределах различают две крупные структурно-геоморфологические области: 1) внешнюю, относительно повышенных ступенчатых равнин с преобладанием положительных морфоструктур и 2) внутреннюю, с преобладанием крупных отрицательных морфоструктур.

На космических снимках обнаруживается сложное блоковое строение Западно-Сибирской плиты. Северная часть морфоструктуры представляет собой корытообразный прогиб, открытый в северном направлении, а южная часть — ступенчатый амфитеатр, поднимающийся к горным сооружениям Алтае-Саянской области [4].

подавляющее большинство морфоструктур I порядка не имеет однозначного выражения в рельефе. Они не всегда соответствуют планам структур палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты. С. А. Архипов и В. В. Вдовин отмечают, что изменения от подошвы платформенного чехла к его верхним горизонтам заключаются в упрощении мезозойских тектонически дифференцированных структур снизу вверх по разрезу и в слиянии их в единые пологие структуры [23]. Поэтому современное выражение морфоструктур является следствием их кайнозойского и, главным образом, послепозднеолигоценового этапов развития.

В морфоструктурах юго-восточной части плиты залегают мезозойские и кайнозойские угленосные толщи. К важнейшей из этих морфоструктур относится Чулымо-Енисейская. В ней располагается крупный Ачинский угольный бассейн.

Современная Чулымо-Енисейская морфоструктура сложная. Она разбита разломами на три части, выраженные в рельефе тремя ступенями. Наиболее высокая из них Красноярско-Кемчугско-Приаргинская примыкает к зоне сочленения Енисейского кряжа и Восточного Саяна. С позднего олигоцена эта часть морфоструктуры подвергается наибольшим разрушениям, захватившим и юрскую угленосную толщу. Наиболее низкой ступенью морфоструктуры является Чулымская моноклиза (приподнятая наклонная денудационная равнина). Эта часть морфоструктуры является обращенной по отношению к Тегульдетской юрско-меловой впадине. Чулымская часть в неотектонический этап испытала наименьшие разрушения, захватившие только отложения кайнозоя. Поэтому юрская угленосная толща сохранилась здесь наиболее полно.

Промежуточная ступень морфоструктуры располагается к востоку от водораздела Оби и Енисея и примыкает к предгорным плато. Геоморфологически она представлена наклонной денудационной равниной, в пределах которой активное разрушение отложений происходит с позднего мела. При этом разрушаются и юрские угленосные отложения.

Крупной прямой положительной морфоструктурой южной части Западно-Сибирской плиты является Обь-Иртышский (Васюганский) свод. Он унаследовал с некоторыми упрощениями структурный план Васюганской антеклизы и Верхне-Демьянского мегавала — положительных мезо-кайнозойских структур и в настоящее время, по-видимому, испытывает поднятия.

Своеобразную положительную обращенную морфоструктуру представляет собой Бийско-Барнаульская морфоструктура, сформировавшаяся над одноименной впадиной. Она заложилась в начале палеогена. Накопившиеся в ней в палеогене и неогене осадки перекрыли разрозненные впадины, выполненные юрскими угленосными отложениями. Со середины плейстоцена в Бийско-Барнаульской впадине происходит избыточная перигляциальная аккумуляция, не компенсированная прогибанием. В результате этого впадина трансформировалась в возвышенную платообразную равнину (Приобское и Бийско-Чумышское плато).

Из отрицательных унаследованных морфоструктур отметим Кулундинско-Барнаульскую и Средне-Обскую, охватывающие со всех сторон Обь-Иртышский свод. Первая из них в кайнозое наследует сложный мезозойский структурный план, главными элементами которого были Омская синеклиза и Кулундинская впадина. В ранне-среднеюрское время в них происходило формирование угленосных отложений. В неогене

фон, создаваемый Омской и Кулундинской отрицательными структурами, продолжал сохраняться. Осадконакопление во впадинах происходило в условиях устойчивого прогибания в течение всего кайнозоя. Поэтому ранее сформировавшиеся угленосные отложения сохранились в них в первоначальном виде.

Вторая из этих морфоструктур (Средне-Обская) заложилась также на сложном мезозойском основании, состоявшем из ряда впадин, валов, прогибов и сводов. Сургутский, Нижневартовский, Красноленинский и Ляпинский мезозойские своды в более поздних отложениях постепенно сливаются в единую структуру и в позднем олигоцене и неогене уже совершенно не проявляются. Таким образом, Средне-Обская отрицательная морфоструктура является полуобращенной — полупрямой.

Морфоструктура *Амурской молодой платформы* имеет ряд черт, отличающихся ее от других молодых платформенных областей, что объясняется специфичностью положения платформы в системе герцинских структур Урало-Монгольского и мезозойских структур Тихоокеанского поясов. Мезозойская активизация платформы сопровождалась формированием крупных прогибов и впадин, выполненных угленосными молассаами, а также крупных массивов посторогенных гранитоидов. Эти структуры имеют прямое отражение в современном рельефе, образуют морфоструктуры I, II порядков и более мелкие. Вместе с тем в современном морфоструктурном плане Амурской платформы находят свое отражение палеозойские и более древние ядра (Аргунский, Буреинский и Ханкайский массивы), составившие в процессе герцинской складчатости ее фундамент, а также структуры чехла: Зейско-Буреинская и Приханкайская синеклизы [11].

Современный план Амурской платформы создают положительные и отрицательные морфоструктуры I порядка. Из положительных морфоструктур прямыми являются только Туранская, Малохинганская и Буреинская, представляющие собой выступы каледонско-герцинского фундамента платформы. Они выражены в рельефе в виде глыбовых сооружений одноименных хребтов. Другие положительные морфоструктуры являются весьма сложными. Их сводовое строение осложнено целой серией отрицательных морфоструктур мелких порядков, которые нередко выполнены угленосными отложениями разного возраста.

Так, Восточно-Забайкальская морфоструктура, наследующая план эпигерцинской гетерогенной положительной морфоструктуры Аргунского массива, с поздней юры и раннего мела значительно усложнилась. По Н. А. Флоренсову [63], эта морфоструктура представляет собой сложное синклинорное сооружение, возникшее в процессе неотектонических проседаний территории. Наиболее обширные прогибы овальной и лопастной формы приурочены к Онон-Аргунскому междуречью и приар-

гунской части. Эти отрицательные морфоструктуры мелких порядков обычно выполнены угленосными молассаами.

Весьма сложной является также Ханкайская морфоструктура. Ее современный план сформировался на основе положительной прямой морфоструктуры эпигерцинского Ханкайского массива. В неотектонический этап он испытывал разноамплитудные нисходящие движения, которые привели к формированию, с одной стороны, впадин Ханкайской группы, выполненных угленосными отложениями, а с другой — глыбовых поднятий (Западный Синий хребет). Размах неотектонических деформаций морфоструктуры достигает 1000—1200 м. Такая контрастность движений предопределила выраженность кайнозойских структур в современном рельефе [37]. Однако при этом иногда сквозь неотектонический фон «проглядывают» элементы и более древнего структурного плана. Они в первую очередь относятся к мезозойским краевым структурам Ханкайского массива, в которых формировались угленосные толщи триасового и мелового возрастов [5].

Наиболее крупной отрицательной морфоструктурой Амурской платформы является Зейско-Буреинская синеклиза, к которой приурочен одноименный угольный бассейн. Морфоструктура заложилась в позднем мелу на месте субмеридиональных грабенообразных опусканий блоков Буреинского кристаллического массива, затем в палеогене трансформировавшихся в две впадины, разделенных Амуро-Мамыньским поднятием, а в неогене слившихся в единую синеклизу, хорошо выраженную в современных формах рельефа в виде низменной озерно-аллювиальной равнины. В плиоцен-четвертичное время произошло лишь незначительное разрушение морфоструктуры за счет вреза гидросети рек Зеи и Селемджи. Таким образом, Зейско-Буреинская морфоструктура может рассматриваться в качестве сложной отрицательной морфоструктуры, развивавшейся в унаследованном режиме. Амуро-Мамыньский выступ, разделяющий Зейско-Буреинскую морфоструктуру на две части на палеогеновом этапе ее развития, в настоящее время сохранился в виде прямой (унаследованной) положительной Мамыньской морфоструктуры внутри синеклизы.

Более сложной является Буреинско-Тырминская отрицательная морфоструктура. Она заложилась на Буреинском массиве в процессе мезозойской активизации территории и развивалась унаследованно с ранней юры до сантона. Сложный характер тектонических движений этого времени предопределил разнообразие состава накопившихся в структуре отложений (в том числе с волжского века до альба включительно — угленосных) [68]. В неотектонический этап развития морфоструктура испытала частичную инверсию, в процессе которой единая структура распалась на две — Буреинскую и Тырминскую, а их восточные части подверглись значительному разрушению. В результате

этого угленосные отложения сохранились лишь в западной, наиболее выраженной в рельефе, части морфоструктуры.

Наиболее сложной из отрицательных морфоструктур Амурской платформы является Гонжинская полностью обращенная морфоструктура, представленная в настоящее время поднятием. Ее южная и западная части имеют обращенный характер по отношению к располагавшемуся здесь в юрское время прогибу. На завершающей стадии развития в нем сформировалась угленосная толща. В восточном направлении морфоструктура перекрывается Зейско-Буреинской синеклизой и в качестве палеоморфоструктуры прослеживается под ней до бассейна рек Зеи и Депа. В неотектонический этап развития морфоструктура подверглась значительным разрушениям, на что указывает ее слабая выраженность в современном рельефе.

Горные страны. В группу объединяют орогенные морфоструктуры восточной части Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов. Первые сформировались из байкалид, каледонид и герцинид, а вторые — из мезозонид.

Восточная часть Урало-Монгольского орогенного пояса состоит из нескольких сводово-глыбовых поднятий, вытянутых в субширотном направлении, унаследованном от байкальских, каледонских и герцинских геосинклинальных систем. Это позволяет объединить территорию в единую морфоструктуру высшего порядка, хотя и неоднородную по своему строению. В ней довольно отчетливо обособляются три надпорядковые морфоструктуры: Алтае-Саянская, Байкальская и Монголо-Охотская горные области, а в них морфоструктуры I, II, III и мелких порядков.

Алтае-Саянская горная область состоит из нескольких сводобразных поднятий и котловин (морфоструктур I порядка), сформировавшихся на месте мел-палеогеновой поверхности выравнивания в процессе ее неотектонического расчленения и разноамплитудного перемещения отдельных блоков [2]. Эти блоки большей частью унаследовали контуры древних тектонических структур, что отчетливо устанавливается из сопоставления тектонических и морфоструктурных схем территории. Вместе с тем отмечаются иногда и их несовпадения. Такие случаи объясняются интенсивностью проявившихся здесь неотектонических движений.

В пределах Алтае-Саянской области выделяются три отрицательных (котловины) и шесть разделяющих их положительных (сводово-глыбовых поднятий, нагорий) морфоструктур I порядка.

Особенности строения этих морфоструктур, отраженные в современном рельефе (асимметрия и дугообразный изгиб у Салаира, общее простираание системы Минусинских впадин, очертания и ограничения Алтая, Западного и Восточного

Саяна и Кузнецкого Алатау), наследуются в значительной степени от древних морфоструктур. Внутреннее строение морфоструктур I порядка очень сложное. В них встречаются как унаследованные структуры, так и наложенные, и обращенные. Поэтому все они относятся к разряду сложных (полупрямых — полуобращенных).

Алтай имеет форму наклоненного на запад и северо-запад сводового поднятия, осложненного дифференцированными перемещениями отдельных блоков. Крупные орографические элементы наследуют простирающиеся палеозойских структур и образуют гигантский веер хребтов [2].

Морфоструктура Салаира представляет собой сложный асимметричный, дугообразно изогнутый антиклинорий [2]. Он плавно сочленяется с Бийско-Барнаульской отрицательной обращенной морфоструктурой и в виде уступа Тырган, четко выраженного в рельефе, отделяется от Кузнецкой впадины.

Западный Саян является частично разрушенным каледонским антиклинорным сооружением, образующим крупное сводово-блоковое поднятие между Центрально-Тувинской и Минусинской впадинами. Его современный облик сформировался в течение новейшего орогенного этапа, начавшегося в позднем палеогене сводообразным выгибанием структуры. В позднем неогене и в раннечетвертичное время единый свод разделился на обособившиеся блоки, испытывавшие дифференцированные движения [2].

Восточный Саян также является сводовым поднятием, несколько «перекошенным» в направлении с востока на запад. Как и другие положительные морфоструктуры Алтае-Саянской области, разбит на блоки, образующие в рельефе ярусное чередование плато и плоскогорий. Морфоструктура Восточного Саяна возникла вследствие расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания за неотектонический этап. При этом были унаследованы элементы каледонского структурного плана [2].

Колывань-Томская дуга представляет собой положительную морфоструктуру, вытянутую по простирающему орогенным герцинским сооружениям и надвинутую в юго-восточном направлении на Кузнецкую впадину.

Кузнецкая впадина является сложной отрицательной морфоструктурой I порядка, сформировавшейся во взаимодействии с окружающими горными сооружениями. Ее структурное положение в процессе тектонического развития неоднократно менялось. На протяжении позднего палеозоя и в юрское время в Кузнецком прогибе накапливались угленосные толщи. Современная тектоническая структура впадины возникла под воздействием юрско-раннемелового сжатия со стороны Салаира и Колывань-Томской дуги. Во второй половине мела в пределах впадины и окружавших ее морфоструктур сформировалась поверх-

ность выравнивания с корой выветривания. С позднего олигоцена она начала интенсивно расчленяться, и морфоструктура приобрела современный облик [2].

Минусинские межгорные впадины расположены между морфоструктурами Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна. Они наследуют структуру раннепалеозойского межгорного прогиба, заложившегося на герцинидах в девоне. На протяжении позднего палеозоя и в мезозое в нем накопились угленосные молассы. Современная структура впадин сложилась в результате неотектонических движений, расчленивших позднемеловую — палеогеновую денудационную поверхность выравнивания [2].

Тувинская морфоструктура представляет собой область возрожденных глыбово-блоковых массивов и межгорных впадин, сочетающих молодые и древние структурные формы, связанные с неотектоническими движениями, обновившими структуру, но не уничтожившими полностью реликты палеозойских и мезозойских структур [2]. В позднем палеозое здесь существовал Тувинский прогиб, в котором, как и в Минусинских впадинах, накопились угленосные отложения. В юре область угленосного осадконакопления значительно расширилась. В течение мела и палеогена на территории Тувы сформировалась денудационная поверхность выравнивания, расчленение которой в неотектонический этап и создало современную морфоструктуру.

Байкальская горная область в морфоструктурном плане является сводово-глыбовым поднятием, унаследованно развивающимся с позднего мезозоя из единой исходной поверхности выравнивания, реликты которой с корой выветривания установлены во многих районах [25]. Возраст этой поверхности определяется от поздней юры до раннего палеогена.

С позднего мезозоя из-за дифференцированных сводово-глыбовых поднятий в пределах горной области начали обособляться две сложные морфоструктуры I порядка.

Байкало-Потомская морфоструктура (северная) состоит из внутренней депрессионной и краевых поднятых частей. Эта главная особенность строения осложняется ступенчатостью, отчетливо выраженной в рельефе. Таких ступеней три. Они снижаются с юга на север от 2500 до 700—800 м. Современный облик морфоструктуры определяется новейшими тектоническими движениями [25].

Байкальская морфоструктура (южная) еще в большей мере связана с неотектоническим этапом развития. С ним связано образование системы крупных грабенообразных прогибов (морфоструктур II порядка), составивших систему впадин зоны Байкальского рифта. Эти впадины, по Н. А. Флоренсову [62, 63], характеризуются меридиональным или северо-восточным простиранием, разломным ограничением бортов, небольшой шириной по сравнению с длиной, некомпенсированностью прогиба-

ния осадконакоплением. Все они возникли в процессе новейшей активизации, но формировались неодновременно. Морфоструктуры байкальского типа четко выражены в современных формах рельефа благодаря контрастности неотектонических движений. Горстообразные блоки, ограничивающие впадины, подняты на высоту 1500—2000 м над днищами впадин.

Во многих впадинах байкальского типа накопились угленосные толщи, которые нередко представляют промышленный интерес. Степень их сохранности весьма высокая, что указывает на унаследованный характер развития впадин в плиоцене и в четвертичное время.

Монголо-Охотская горная область отличается линейным расположением сводово-глыбовых морфоструктур, простирающихся согласно с простираем палеозойских структур. По Ю. Г. Симонову [48], Г. И. Худякову и др. [69], в пределах Забайкалья и Приохотья выделяется девять положительных и две отрицательные морфоструктуры I порядка. Их современный план в основных чертах наследуется с поздней юры — раннего мела. К этому времени относится оживление древних и образование многих новых разломов. К линейным зонам глубинных разломов приурочено большинство мезо-кайнозойских впадин, выполненных угленосными отложениями [42]. Эти впадины образуют ряд субпараллельных полос преимущественно северо-восточного простираения. Они хорошо выражены современными формами рельефа. В кайнозойский этап развития забайкальская часть области испытала дифференцированные, в основном восходящие движения, которые привели к значительному разрушению впадин и накопившихся в них толщ.

Характерной в этом отношении является история неотектонического развития Даурской и Селенгинской морфоструктур. Даурский свод (северное периклинальное окончание Хэнтэй-Даурского поднятия) в кайнозое представлял собой зону устойчивого поднятия, в процессе которого большинство впадин было разрушено [47]. Селенгинская морфоструктура (синклиорий) в это время испытала дифференцированные движения при слабом общем сводовом поднятии. Мезозойские впадины несколько усложнились подвижками отдельных блоков, но угленосные толщи в них не подверглись значительным разрушениям [65, 43].

В Приохотье угленосные толщи полностью занимают площадь двух отрицательных унаследованных морфоструктур — Верхне-Зейской и Удской. Последняя в западном направлении становится палеоморфоструктурой, так как перекрыта Верхне-Зейской впадиной.

В пределах рассматриваемой территории Тихоокеанский орогенный пояс представлен южной частью мезозойских складчатых сооружений, объединяющихся в две об-

ласти: *Сихотэ-Алинскую* на юге и *Верхоянскую* на севере. Они являются линейными сводово-глыбовыми структурами, наследующими план мезозойских геосинклинальных систем, и отчетливо выражены в современном рельефе системой хребтов Верхоянья, Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Их внутреннее строение очень сложное. Оформление морфоструктур произошло в разное время: Верхоянской в начале олигоцена [7], а Сихотэ-Алинской в позднем мелу — раннем палеогене [20]. Верхоянье является возрожденной горной страной, возникшей в неотектонический этап развития из сводового поднятия на месте пенеплена [7, 8]. В Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье после завершения складчатости геосинклинальной системы единой поверхности выравнивания не сформировалось [55]. Морфоструктуры Сихотэ-Алинской области, таким образом, являются эпи-геосинклинальными (точнее, эпиорогенными). В неотектонический этап эта область развивалась как линейное сводово-глыбовое поднятие.

В Тихоокеанском орогенном поясе выделяется несколько сложных положительных и отрицательных морфоструктур I порядка. К последним (Средне-Амурской и Амуру-Тугурской), а также к другим отрицательным аккумулятивным морфоструктурам мелких порядков обычно приурочены кайнозойские угленосные толщи. Более древние угленосные толщи не имеют самостоятельного морфоструктурного выражения.

Зона перехода от материка к океану. В зоне располагаются две морфоструктуры высшего порядка: Шельфовая и Глубоководных впадин. Первая объединяет *Хоккайдо-Сахалинское поднятие* с прилегающим шельфом, шельфовые моноклизы Охотского и Японского морей, впадины погруженного шельфа Охотского моря (Охотская плита) и прогиб Татарского пролива, а вторая — *Курильскую* и *Центрально-Япономорскую котловины*.

Наиболее сложный морфоструктурный облик имеет Хоккайдо-Сахалинское поднятие. По С. М. Александрову [1], в пределах Сахалина выделяется несколько морфоструктур I порядка. Все они, кроме Северо-Сахалинской морфоструктуры, являются прямыми. Обе антиклинорные структуры выражены в рельефе Западно- и Восточно-Сахалинским хребтами, а Центрально-Сахалинский прогиб (синклинорий) — группой крупных депрессий. Прямое отражение в рельефе имеют и более мелкие структурные формы.

Конседиментационное развитие положительных морфоструктур продолжалось в течение всего плиоцен-четвертичного времени [10], а унаследованное поднятие Восточно-Сахалинской, Сунайской и Тонино-Анивской морфоструктур продолжается с палеогена. Современные морфоструктуры острова не являются возрожденными в результате деформаций и расчленения доплиоценового уровня денудационного выравнивания, а развиваются

в прямом унаследованном режиме после замыкания геосинклинальной системы.

Последнее оказало существенное влияние на степень денудации угленосных толщ. Менее разрушенные их части сохранились только в унаследованных отрицательных морфоструктурах.

Значительную часть площади зоны занимают подводные морфоструктуры шельфа Охотского и Японского морей. Как считает Г. Б. Удинцев [59], они представляют собой эрозионно-аккумулятивные поверхности выравнивания, сформировавшиеся на погруженных в неоген-раннечетвертичное время участках древней суши.

МОРФОСТРУКТУРЫ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

1. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

К Сибирской платформе приурочены Тунгусский, Ленский, Южно-Якутский, Иркутский и Канский угольные бассейны. Они являются крупнейшими структурами чехла платформы и формировались в палеозое и мезозое. Степень сохранности первоначальных контуров и внутренней структуры у всех, даже разновозрастных бассейнов, сильно различается. Их морфоструктурный облик также выражается по-разному. В нем отражены как генетические черты структуры, так и ее последующая история развития. Соотношение первичных и вторичных элементов в отдельных морфоструктурах изменяется очень широко — от почти полного выражения в ландшафте генетических структурных форм, существовавших к моменту завершения формирования угленосной толщи, до их фрагментов и создания новой неотектонической морфоструктуры или перехода морфоструктуры угольного бассейна в разряд погребенных (палеоморфоструктур).

Тунгусский бассейн как современная структура Сибирской платформы является объектом оживленной дискуссии, сущность которой недавно была рассмотрена С. Ф. Павловым [38]. В ней различаются два подхода к оценке структурного положения бассейна:

1) бассейн, приуроченный к Тунгусской синеклизе, является бассейном пермо-карбоновой угленосной седиментации с унаследованным развитием с девона до триаса включительно в пределах его современных границ;

2) бассейн является верхнепалеозойской структурой платформы, состоявшей из ряда разнородных наложенных синеклиз и в значительной мере переработанной мезозойским тектогенезом. С поздней перми — раннего триаса здесь начали формироваться структурно-вулканогенные образования, составившие самостоятельный структурный ярус.

Несомненно, что первичная неоднородность фундамента синеклизы имела существенное значение с самого начала формирования угленосной толщи и в последующей мезозойской эволюции структуры. К началу позднего палеозоя Тунгусскую синеклизу составляли Курейская и Бирюсинская синеклизы, разделенные Катангским антиклинальным перегибом. В последую-

шем развитии этих структур различаются четыре крупных тектонических цикла, которым соответствуют свои структурные ярусы [38].

Позднепалеозойский цикл (намюр — конец перми) соответствует образованию угленосных отложений бассейна. При этом западная часть синеклизы трансформировалась в Присаянско-Енисейский предгорный прогиб протяженностью до 1600 км и шириной 100—400 км. Он полностью поглотил Бирюсинскую синеклизу. Развитие прогиба происходило на фоне дифференцированных движений остальной части синеклизы. Верхнепалеозойский бассейн седиментации прекратил существование в связи с интенсивными поднятиями и вулканизмом, проявившимися с конца поздней перми вначале на юге платформы, а затем и на остальной ее территории. Эти поднятия привели к значительной эрозии угленосной толщи.

Раннемезозойский цикл развития Тунгусского бассейна (триас) характеризовался мощным проявлением вулканических процессов, происходивших в условиях интенсивных поднятий платформы и сопровождавшихся образованием многочисленных разломов. Сформировавшаяся трапповая формация полностью перекрыла палеозойские структуры синеклизы, придав им обращенный характер. Рассмотренные выше циклы развития Н. С. Малич и др. [12] объединяют в один позднепалеозойско-раннемезозойский этап развития платформы, выделяя среднекаменноугольно-пермский и триасовый подэтапы.

Среднемезозойский цикл (юра) в основном завершил формирование морфоструктурного облика бассейна. В юрское время по юго-восточному краю синеклизы образовался Ангаро-Виллюйский наложенный прогиб (синеклизы), соединивший мезозойские структуры Присаянья и Приверхоянья. Он выполнен угленосными осадками, площади распространения которых имеют прямое отражение в современном рельефе.

Неотектонический цикл развития синеклизы (с олигоцена) сопровождался расчленением мел-палеогеновой денудационной поверхности выравнивания и формированием ряда неотектонических поднятий, в пределах которых палеозойская толща была выведена на современную поверхность и на многих участках размыта (Чуно-Бирюсинское поднятие).

Современное тектоническое строение Тунгусской синеклизы отличается значительной сложностью. Ее северо-восточная половина представляет собой моноклиналичную структуру (Тунгусско-Виллюйская моноклиза), центральную часть синеклизы занимает Центрально-Тунгусская впадина, а юго-западную — сложноскладчатые сооружения Присаяно-Енисейского предгорного прогиба. В пределах последнего выделяются с севера на юг Нижне-Тунгусская зона валов и валообразных поднятий, осложненных разрывами, Приенисейская моноклиза, Ангаро-Чульская, Ангаро-Тасеевская, Тасеевская, Мурская и Средне-Ангар-

ская впадины, Чуно-Бирюсинское и Ангаро-Ийское поднятия [38].

Тунгусская синеклиза отражается в современном рельефе только в общих чертах. Она отчетливо отделяется уступом от более низкой Западно-Сибирской плиты. Основная часть синеклизы выражена в рельефе разновысотными ступенчато-столовыми плато. Они постепенно повышаются к северу, достигая высоты 1700 м. Только по периферии синеклизы из-под покровов траппов обнажаются пермо-карбоновые угленосные отложения, которые занимают немногочисленные прямые морфоструктуры — впадины и моноклизы.

Более отчетливое морфоструктурное отражение палеозойской угленосной толщи наблюдается по юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы. Отрицательные структуры нижнепалеозойского фундамента, к которым здесь приурочены мощные угольные пласты, хорошо устанавливаются по рисунку гидро-сети. Наиболее крупные водотоки (Ангара и ее притоки Кова, Мура, Карабула, Чадобец и Катанга) проложили свои русла вдоль осевых частей валообразных поднятий синеклизы, занимая в них ослабленные (разбитые разломами или разуплотненные) зоны. Так, р. Ангара протекает по Иркинеевскому выступу, зоне Ангарских складок, Портово-Кожемскому поднятию и затем вдоль зон разломов. Река Мура разделяет Мурскую впадину на Мурско-Карабульскую и Мурско-Ковинскую, р. Карабула разделяет Мурскую и Тасеевскую впадины, а р. Катанга отделяет Карадимскую впадину от остальной части Тунгусской синеклизы.

О. Р. Шутов, Е. М. Кошечев и другие, изучившие в 1970 г. закономерности формирования месторождений угля в юго-восточной части Тунгусского бассейна, пришли к заключению о том, что морфоструктурный метод в пределах этой территории позволяет надежно проводить прогноз угленосности путем выделения отрицательных морфоструктур.

Однако на большей части территории структуры палеозойской угленосной толщи не имеют отражения в рельефе из-за общего обращенного характера морфоструктуры Тунгусской синеклизы. Вопрос происхождения обращенного рельефа Тунгусской синеклизы полностью не изучен. Ю. А. Мещеряков [31] считал, что ее морфоструктура начала формироваться с юры—мела. Неотектонические же движения лишь усилили, иногда существенно, мезозойские черты рельефа. В пределах юго-восточной части синеклизы мезозойские движения, создавшие основные черты рельефа, совпадали по направлению с палеозойскими, что и является причиной прямого отражения палеозойских структур в современном ландшафте. В других частях синеклизы эти взаимоотношения более сложные.

Ленский бассейн является крупнейшей краевой морфоструктурой восточной части Сибирской платформы, довольно четко

ограниченной Средне-Сибирским, Лено-Алданским плато и сводово-глыбовыми поднятиями Верхоянья и Сеттэ-Дабана (рис. 1). Его площадь достигает 600 тыс. км². С севера на юг угленосные отложения бассейна простираются на расстояние свыше 1500 км, а с запада на восток — более чем на 1200 км.

Внешние контуры морфоструктуры отчетливо проявляются в виде тектонических уступов, приуроченных к Верхоянскому и Лено-Анабарскому глубинным разломам. Границы морфоструктуры с Лено-Алданской моноклизой и Оленекской антеклизой проводятся по отражающимся в рельефе денудационным уступам высотой 150—200 м, соответствующим надразломным флексурам в отложениях нижнего палеозоя. На юге эта граница совпадает с широтным отрезком р. Лены. Северо-западная граница эрозионная, проводится условно.

Структурную основу бассейна составляют мезозойские Предверхоянский прогиб (состоящий из Лено-Анабарского и собственно Предверхоянского) и Вилюйская синеклиза. Эти структуры выполнены отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Их суммарная мощность достигает в прискладчатой зоне прогиба 10—14 км.

Угленосными являются отложения средней — верхней юры и нижнего мела (частично нижней юры и верхнего мела), а также неогена. Мезозойская угленосная толща сформировалась в условиях развития системы краевых структур Сибирской платформы на стадии краевого прогиба (поздняя юра — ранний мел) перед фронтом «вяло» воздымавшегося Верхоянья. Поэтому угленосная толща по генетическому типу относится к параллельным терригенным образованиям и не является молассовой [58], хотя все другие признаки (закономерности изменения мощности отложений и фациальных комплексов, метаморфизм углей, эпигенетические изменения отложений и т. д.) соответствуют типичным толщам краевых прогибов.

Современный морфоструктурный облик бассейна начал складываться с позднего мела. В это время оживились тектонические движения в Верхоянье, которые привели к образованию на месте Предверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы предгорного прогиба, заполнявшегося грубообломочной слабоугленосной молассой мощностью до 1000—1200 м. Одновременно юрско-меловые отложения приорогенной зоны прогиба претерпели дополнительную складчатость. За счет тангециального сжатия с востока складчатые сооружения Верхоянья были надвинуты в сторону прогиба на расстояние до 50 км [30]. Верхнемеловой этап развития является для Ленского бассейна основным в создании его современной тектонической структуры.

Начиная с конца позднего мела и весь эоцен бассейн представлял собой область денудации. Результатом длительной денудации явилось образование обширной поверхности выравни-

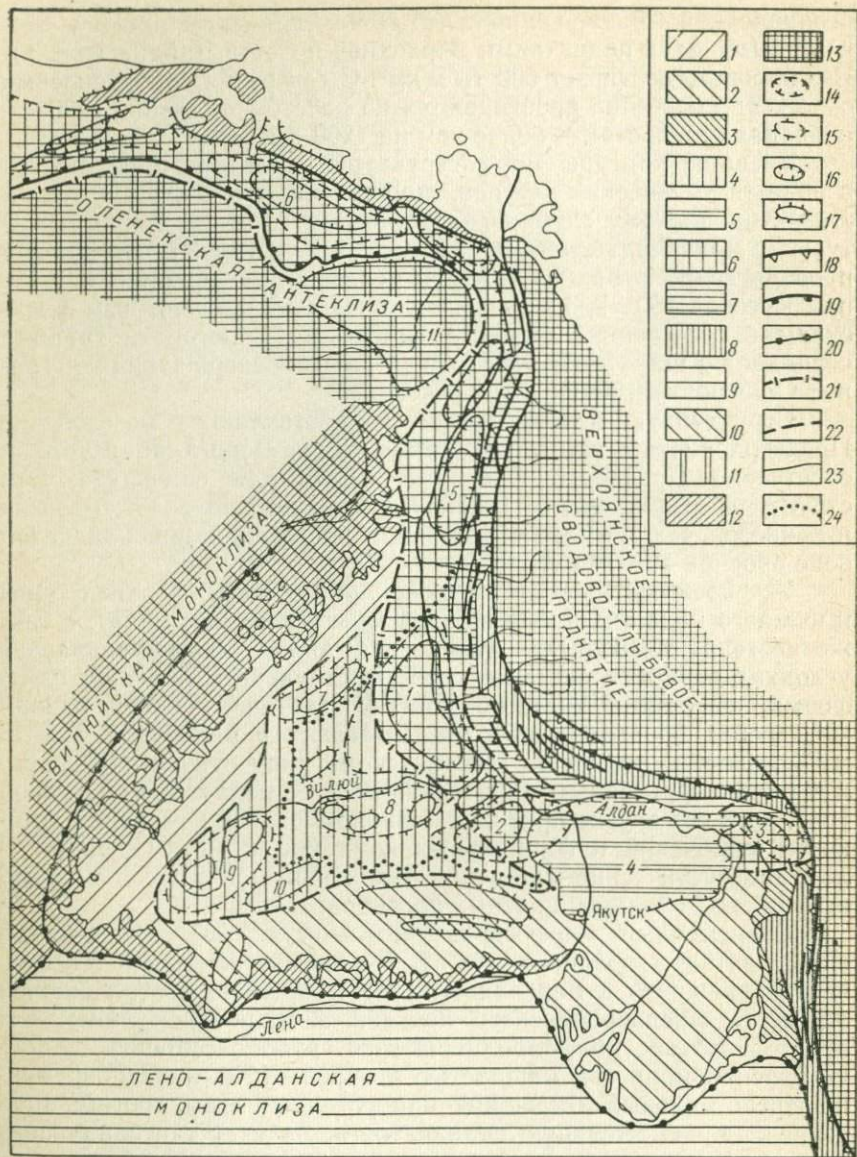


Рис. 1. Схема морфоструктуры Ленского бассейна. Составил В. А. Ташилкин с использованием материалов [8, 9, 14, 21, 41, 64].

Морфоструктуры Предверхоанского, Лено-Анабарского прогибов и Вилюйской синеклизы (в скобках даны абсолютные отметки): моноклинали (крылья синеклизы), дат-эоценовые денудационные поверхности выравнивания: 1 — пологоволнистая термокарстовая равнина (200—300 м), 2 — приподнятая плоскохолмистая термокарстовая равнина (300—400 м), 3 — приподнятая холмисто-увалистая равнина и мелкосопочник (300—450 м); 4 — центральная часть синеклизы, осложненная брахиформными структурами (поздне-меловой предгорный прогиб), дат-эоценовая структурно-денудационная поверхность ви-

вания, которая отчетливо наблюдается в современном ландшафте. Несмотря на некоторую переработку в олигоцене, она представлена довольно ровным равнинным рельефом, лишь иногда осложненным неотектоническими деформациями.

Неотектонические движения начали проявляться на территории Ленского бассейна с олигоцене. Своего максимума они достигли в четвертичное время. Наибольшие сводовые поднятия испытал широтный отрезок Верхоянья. Вдоль него образовался Нижне-Алданский асимметричный предгорный прогиб, заполнявшийся в неогене угленосной молассой. Ее мощность в зоне максимальных прогибаний превышает 800 м. Общий размах неотектонических перемещений за олигоцен-четвертичную эпоху около 1500 м. При этом область прогибания охватывала только нижнее течение р. Алдана, а также нижние течения рек Оленек и Хатанга [41, 52]. Остальная часть испытывала дифференцированные перемещения амплитудой до 300—500 м. Лишь в районах Предверхоянья они были несколько больше. Неотектонические движения по направленности совпадали с тектоническими движениями позднего мела [7]. Поэтому крупные неотектонические структуры развивались, приспосабливаясь к поздне-мезозойскому структурному плану. От последнего они отличаются лишь очертаниями. В Предверхоянской части бассейна неотектонические структуры нередко крупнее мезозойских, а в других районах меньше.

Современные положительные и отрицательные формы рельефа определяются в основном неотектоническими структурами высоких порядков. Их прямая связь с мезозойскими структурами устанавливается не всегда в связи с тем, что современный рельеф несет значительные следы плейстоценовых оледенений. Если все же устанавливается прямое совпадение неотекто-

равнивания (плоская термокарстовая равнина с выраженными в рельефе позднемиловыми поднятиями, 100—300 м), 5 — неогеновый предгорный прогиб, аккумулятивная поверхность выравнивания (плоская аккумулятивная равнина с глубоко врезанными долинами рек, 200—300 м); 6 — брахисинклинали и крупные брахиформные впадины приплатформенной части краевого прогиба, эрозивно-аккумулятивная поверхность выравнивания (плоская заболоченная или пологоволнистая низменная равнина, переходящая в предгорную, 0—200 м); линейно-складчатые структуры, осложненные надрывами, дат-зоновыми структурно-денудационными поверхностями выравнивания; 7 — наклонная холмисто-увалистая предгорная ледниковая равнина, 8 — структурно-денудационное грядовое низкогорье.

Морфоструктуры обрамления Ленского угольного бассейна, моноклизы: 9 — эрозивно-денудационная поверхность выравнивания (закарстованное столово-ступенчатое плато), 10 — отпрепарированная позднетриас-раннеюрская структурно-денудационная поверхность выравнивания (плоская и пологоволнистая денудационное плато с останцовыми вершинами на трапах); 11 — антеклиза, эрозивно-денудационное низкогорье с кузцовыми, реже столовыми формами рельефа; 12 — линейные антиклинали и валы, структурно-денудационная холмисто-грядовая равнина; 13 — антиклинории и горст-антиклинории, сводово-глыбовые поднятия (среднегорье и высокогорье); мезозойские (юрские) структуры; 14 — впадины, 15 — поднятия; неотектонические структуры; 16 — впадины, 17 — поднятия; 18 — разломы, выраженные в рельефе уступами; 19 — эрозивно-денудационные уступы; границы морфоструктур; 20 — высшего порядка, 21 — первого порядка, 22 — второго порядка; 23 — границы распространения юрских угленосных отложений; 24 — границы верхнемеловых отложений Вилюйской синеклизы.

Впадины (цифры на схеме): 1 — Линденская, 2 — Луинхинская, 3 — Томпонская, 4 — Нижне-Алданская, 5 — Соболевская, 6 — Оленекская; поднятия: 7 — Средне-Тюнское, 8 — Средне-Вилюйское, 9 — Сунтарское, 10 — Кемпендяйское, 11 — Оленекское

нических структур с более древними, то оно связано с голоценовыми движениями [41]. В Приверхоянской равнине установлено свыше 40 подобных структур. Они обычно отмечаются рисунком современных водотоков. Мелкие ручьи концентрически расходятся от положительных структур, а крупные реки стремятся их обогнуть (Сунтарское и Средне-Вилюйское поднятия). В отрицательных структурах, наоборот, наблюдаются гидрографические узлы, флуктуация гидросети и подтопление долин (Линденская и Лунхинская впадины). В зонах линейных складчатых структур водотоки часто приурочены к замковым частям синклиналей. Наиболее крупная денудационная морфосистема — р. Лена в этом отношении не является исключением. Она занимает наиболее пониженные участки морфоструктуры в зонах неотектонических опусканий и огибает сводовые поднятия Верхоянья и южной части Вилюйской синеклизы. Только на отрезке от с. Покровского до устья Алдана р. Лена имеет врезанную на 150—170 м долину.

Более общие черты геологического строения Ленского бассейна проявляются в формах денудационного и аккумулятивного рельефа. Они являются отражением современного структурного плана бассейна и поэтому могут рассматриваться в качестве самостоятельных морфоструктур.

По сложности тектонического строения в Ленском бассейне выделяются шесть структурно-морфологических зон (см. рис. 1): 1) северо-западная и южная моноклинали Вилюйской синеклизы; 2) центральная часть Вилюйской синеклизы, осложненная брахиформными структурами; 3) позднемеловой предгорный прогиб; 4) неогеновый предгорный прогиб; 5) приплатформенная часть Предверхоянского прогиба, осложненная крупными брахиформными структурами; 6) приорогенная (пригеосинклиальная) часть Предверхоянского прогиба, представленная линейными, реже гребневидными складками, простирающимися в соответствии с направлением структур Верхоянья и нередко опрокинутыми в сторону платформы. Своеобразную морфоструктуру представляет собой краевая часть Вилюйской синеклизы, где под угленосными отложениями прослеживается позднетриасово-раннеюрский денудационный рельеф с корой выветривания [9]. В пределах последнего мезозойские угленосные отложения представлены в виде эрозионно-денудационных останцов моноклиналией.

Выделенные морфоструктуры прямо отражены в ландшафте. При этом более отчетливо в виде структурно-денудационных форм проявляется часть бассейна, прилегающая к Верхоянью. Выделяемые здесь линейные поднятия рельефа соответствуют крупным антиклиналям или группам антиклиналей, которые дешифрируются по аэрофотоснимкам. Эта территория бассейна представлена наклонной холмисто-увалистой предгорной ледниковой равниной.

Также отчетливо выделяется в морфоструктуре бассейна центральная часть Вилюйской синеклизы, примерно ограниченная горизонталью 300 м. Ее южная граница проходит по водоразделу рек Лены и Вилюя, а северо-западная — от Сунтарской излучины Вилюя через среднее течение р. Тюнг. В этих границах Вилюйская синеклиза представлена заболоченной равниной с множеством озер и гидрографическим узлом на отрезке Лены от устья Линды до устья Алдана. Неотектонические структуры здесь восстанавливаются только в результате специального анализа [41].

По периферии этой морфоструктуры выделяются две моноклизы, представляющие собой пологие крылья Вилюйской синеклизы. Из них северо-западная моноклиза является прямой по отношению к мезозойскому структурному плану и представлена в рельефе пологоволнистой термокарстовой равниной, понижающейся к центральной части синеклизы. Южная моноклиза является полуобращенной морфоструктурой по отношению к мезозойским структурам. Ее восточная часть представлена приподнятой плоскохолмистой равниной, плавно понижающейся к широтному отрезку долины р. Лены. Западная же часть в междуречье Лены и Алдана имеет уклон в северном направлении. Она является также плоскохолмистой равниной, переходящей на левобережье р. Алдана в холмисто-увалистую равнину и мелкосопочник.

Приплатформенная часть Предверхоаянского прогиба, занятая средним и нижним течением р. Лены и нижними течениями рек Оленека, Анабара и Хатанги, выражена в рельефе эрозионно-аккумулятивной равниной. Ее границы, за исключением границы с центральной частью Вилюйской синеклизы, отчетливо наблюдаются в виде тектонических, денудационных или эрозионных уступов.

Таким образом, морфоструктура Ленского бассейна является прямой и унаследованной с позднего мезозоя, лишь с несколько преобразованным структурным планом в неотектонический этап развития и эродированной по периферии Вилюйской синеклизы.

Иркутский бассейн приурочен к одноименной впадине, простирающейся на расстояние свыше 500 км вдоль северо-восточных отрогов Восточного Саяна. Ширина впадины изменяется от 75 до 150 км. В современном структурном плане Иркутская впадина является неотектоническим предгорным прогибом, формирующимся на краю Сибирской платформы перед сводово-глыбовыми поднятиями Восточного Саяна [56, 41]. Прогиб достаточно отчетливо выражен в современном рельефе в виде Верхнеангарско-Удинской котловины.

Внутреннее строение Иркутской впадины отличается значительной сложностью. Она асимметрична в поперечном сечении, ее предгорный юго-западный борт крутой (до 70—80°), северо-

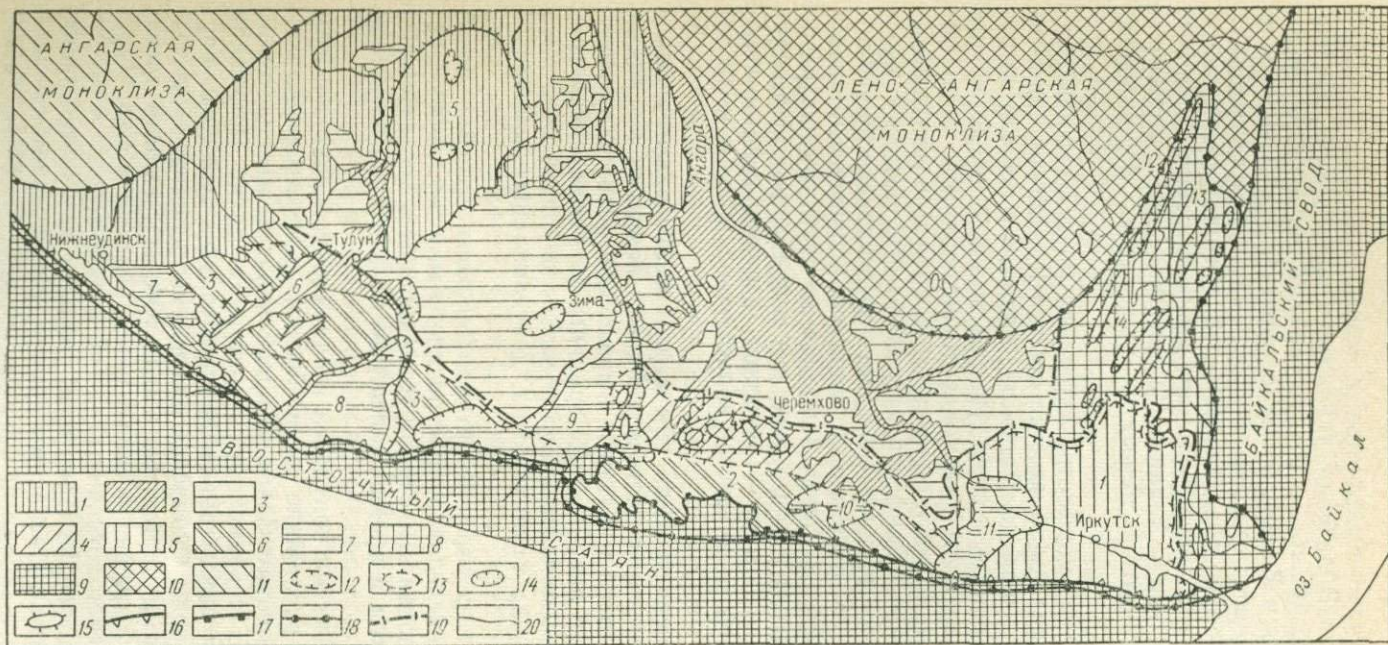


Рис. 2. Схема морфоструктуры Иркутского бассейна. Составил В. А. Тащикин с использованием материалов [33, 41, 56]:

Морфоструктуры Иркутской впадины (в скобках даны абсолютные отметки): моноклинали: 1 — структурно-денудационное пологоволнистое плато, мел-палеогеновая поверхность выравнивания с почти полным выполаживанием склонов на низкорельефе (500–800 м), 2 — эрозийный холмисто-увалистый рельеф за счет расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания (600–800 м), 3 — эрозийно-денудационное наклонное плато с выровненным пологоволнистым или пологосклоновым холмисто-увалистым рельефом на юрских угленосных отложениях (400–500 м); брахиформные структуры (мульды и валобразные поднятия): 4 — структурно-денудационная холмистая предгорная равнина (500–600 м), 5 — эрозийно-денудационная пологоволнистая предгорная равнина (400–500 м), 6 — аккумулятивно-денудационная плосковолнистая предгорная равнина (400–600 м), 7 — аккумулятивная плоская предгорная равнина (400–500 м); 8 — крупные линейные складки, структурно-денудационная холмисто-грядовая предгорная равнина (500–700 м).

Морфоструктуры обрамления Иркутской впадины: 9 — ступенчато-сводово-глибовые поднятия (среднегорье и высокогорье, 1100—2700 м); моноклизмы (поднятия); 10 — структурно-денудационное пологохолмистое плато мел-налогоеновой поверхности выравнивания (800—1200 м), 11 — структурно-денудационное плато с пологохолмистым холмисто-увалистым рельефом за счет расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания (400—600 м); мезозойские (юрские) структуры: 12 — мульды, 13 — поднятия (валы); неотектонические структуры: 14 — впадины, 15 — поднятия, 16 — разломы, выраженные в рельефе уступами; 17 — денудационные уступы; границы морфоструктур: 18 — высшего порядка, 19 — первого порядка; 20 — границы распространения юрских угленосных отложений. Мезозойские мульды (цифры на схеме): 1 — Прииркутская, 2 — Бельско-Окинская, 3 — Зиминско-Удинская; мезозойские поднятия: 4 — Черемхово-Тагнинское, 5 — Тулунское, 6 — Курзанское; неотектонические впадины: 7 — Удинская, 8 — Ийская, 9 — Окинская, 10 — Средне-Бельская, 11 — Китойская, 12 — Харанурская, 13 — Байкальская, 14 — Ордунская.

восточный — пологий. По морфоструктурным особенностям строения юрской угленосной толщи во впадине выделяются три зоны (рис. 2): моноклиальная (приплатформенная), мульда и валообразных поднятий (присяянская) и крупных линейных складок (прибайкальская).

Приплатформенная часть впадины характеризуется спокойным пологим моноклиальным падением юрских отложений в юго-западном направлении, лишь изредка осложненным небольшими флексурными перегибами или куполовидными поднятиями, из которых Тулунское самое крупное.

Присяянская часть имеет более сложное строение. Она определяется системой вытянутых вдоль Восточного Саяна асимметричных мульдообразных прогибов (Зиминско-Удинская, Бельско-Окинская и Прииркутская мульды и Черемхово-Тагнинское поднятие), объединяющих целую систему более мелких структурных форм. Из этих структур только Прииркутская мульда, располагающаяся в зоне сочленения байкальских и восточносаянских древних структур, имеет более изометричное строение. Остальные мульды и валообразные поднятия имеют 7—10-кратное превышение длины над шириной.

Прибайкальская зона линейных складок отличается еще более сложным строением. Ее морфоструктурный облик определяют узкие и сильно вытянутые в северо-восточном (байкальском) направлении синклинали и антиклинали. В ядрах антиклиналей часто выходят устойчивые к разрушению отложения кембрия, а синклинали выполняются юрскими и неогеновыми осадками. Благодаря этому прибайкальская зона Иркутской впадины имеет отчетливый структурно-грядовый ландшафт.

Мезозойский структурный план Иркутской впадины осложнен целым рядом неотектонических впадин и поднятий; неотектонические движения в значительной мере унаследовали направление мезозойских движений и поэтому более контрастно проявили мезозойскую морфоструктуру.

Присяянские неотектонические впадины (Удинская, Ийская, Окинская, Средне-Бельская и Китойская) составляют единую область прогиба, совпадающую с осью мезозойского

предгорного прогиба, а Тулунское и Черемхово-Тагнинское неотектонические поднятия пространственно совпадают с одноименными мезозойскими поднятиями, конседиментационно развивавшимися в период накопления угленосных отложений, рост которых определял условия торфонакопления [27]. Неотектонические «долинные депрессии» прибайкальской части впадины развивались конседиментационно с гофрировкой юрских отложений, но при этом наследовали их структурный план [41].

Морфоструктура Иркутского бассейна начала формироваться с раннего лейаса в краевой части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы перед фронтом воздымающихся Восточного Саяна и Байкальского свода. В течение юрской эпохи в этом предгорном прогибе накопились угленосные молассы мощностью до 830 м. Наметившаяся морфоструктура была неоднородной. В ее составе выделялись Тулунское, Черемхово-Бельское, Кудинское поднятия и несколько разделявших их прогибов, входивших в общую систему Ангаро-Вилуйского бассейна. Только в конце средней юры произошел распад этой системы на две части: Присаянскую и Вилуйскую. К концу юры вся восточная область Присаянского предгорного прогиба в результате поднятия территории была выведена из осадконакопления и превратилась в область денудации.

В последующей истории развития морфоструктуры О. М. Адаменко выделяет пять этапов: 1) главный этап регионального выравнивания (поздняя юра — эоцен); 2) ранний этап активизации неотектонических движений (олигоцен — плиоцен); 3) главный этап неотектонических движений и интенсивного развития гидросети (эоплейстоцен); 4) этап плейстоценовых оледенений; 5) этап послеледникового преобразования морфоструктуры [41].

Существенное влияние на формирование морфоструктуры оказали денудация мел-палеогенового времени, которая привела к образованию поверхности выравнивания с корой выветривания, и неотектонические движения эоплейстоцена, которые расчленили эту поверхность. В настоящее время эта структурно-денудационная, в разной степени разрушенная, поверхность располагается на высотах от 400 до 1460 м (Лено-Ангарская моноклиза), а в предгорной части Саяно-Байкальской страны погребена под неоген-четвертичными осадками на глубине 100—200 м.

Таким образом, размах неотектонических движений достигал 1600—1700 м, что привело к некоторой инверсии морфоструктуры. Неотектонические движения олигоцена-плиоцена привели лишь к формированию «придолинных депрессий» Ангаро-Ленского междуречья. Амплитуда этих движений не превышала 150—300 м.

Морфоскульптурный облик ландшафта связан с эоплейстоценовыми и более поздними движениями. В пределах Ир-

кутского бассейна величина современного эрозионного вреза гиросети не превышает 150—160 м.

Амплитуда и контрастность неотектонических движений определили общее выражение морфоструктуры Иркутского бассейна в современном рельефе. Ее юго-западная граница четко обозначается тектоническими или денудационными уступами. Северные границы морфоструктуры расплывчаты и проявляются только благодаря литоморфным различиям юрских и подстилающих их палеозойских пород. Внутреннее строение Иркутского бассейна в ландшафте отражается в виде разных генетических типов рельефа (структурно-денудационном, эрозионно-денудационном, аккумулятивно-денудационном и аккумулятивном) и в формах их проявления. Структурно-денудационный рельеф характерен для области распространения юрских отложений в прибайкальской зоне Иркутской впадины. Здесь он представлен холмисто-грядовой предгорной равниной, Черемхово-Тагнинским и Курзанским поднятиями (холмистая предгорная равнина). Зона спокойного моноклинального залегания юрских отложений отличается эрозионно-денудационным пологоволнистым или холмисто-увалистым рельефом, образующим плато. Оно полого понижается в направлении падения юрских отложений. И, наконец, присаянская зона, к которой приурочены неотектонические опускания, характеризуется аккумулятивным или аккумулятивно-денудационным рельефом в виде плоской или плосковолнистой предгорной равнины. В восточной части зоны (Прииркутская мульда) эта равнина является эрозионно-денудационной.

Южно-Якутский бассейн представляет собой группу разрозненных впадин, выполненных мезозойскими (юра — нижний мел) угленосными отложениями. Эти впадины являются фрагментами единого Пристанового (Южно-Якутского) предгорного прогиба, простиравшегося в субширотном направлении на 1000 км от р. Чары на западе до р. Учюра на востоке. Общая площадь современного распространения угленосных отложений превышает 25 тыс. км².

В современной структуре Южно-Якутского бассейна выделяются четыре крупные грабенообразные впадины: Усмунская (Тунгурчинская), Алдано-Чульманская, Токинская и Ытымджинская и более десяти грабенов меньших размеров (рис. 3). Южные границы крупных впадин обычно представлены простирающимися на сотни километров субширотными разломами, а северные имеют извилистый эрозионный характер. Мелкие структуры бассейна со всех сторон ограничены разломами. Эти различия в строении структур находят свое отражение и в ландшафте.

Общая морфологическая выраженность отдельных структур Южно-Якутского бассейна зависит от их размещения в региональных морфоструктурах, составляющих Алданскую морфо-

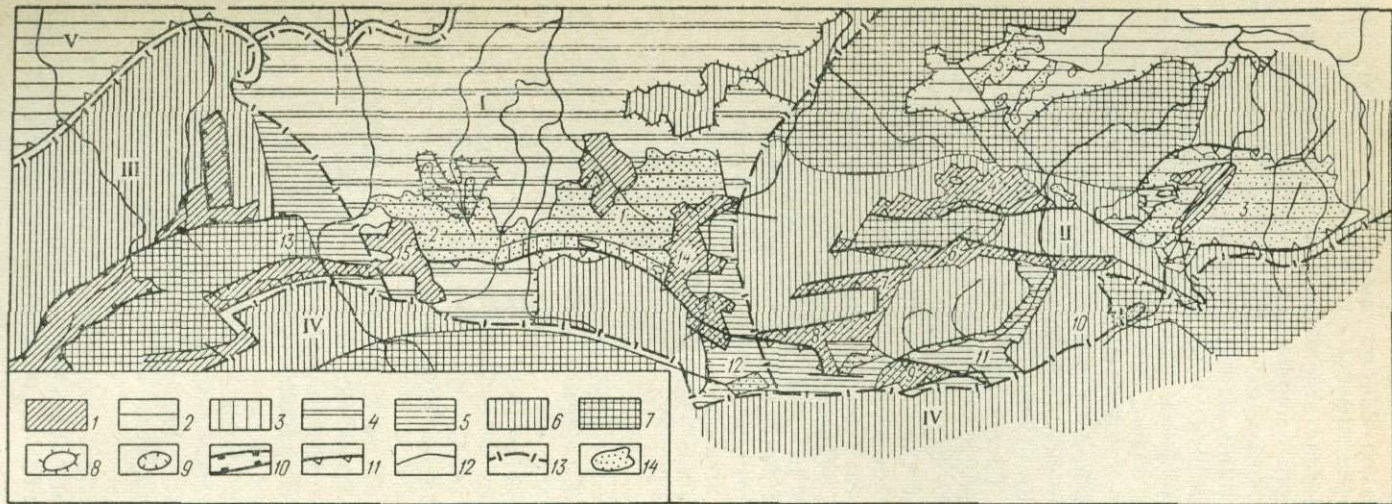


Рис. 3. Схема морфоструктуры Южно-Якутского бассейна. Составил В. А. Ташилкин с использованием материалов [14, 16]: Отрицательные морфоструктуры: 1 — грабенные морфоструктуры (плоские пологие и пологохолмистые равнины); крупные, выраженные в ландшафте грабенообразные морфоструктуры: 2 — столово-ступенчатые эрозионно-денудационные плато, 3 — останцово-цокольные эрозионно-денудационные плато; 4 — нейтральные морфоструктуры (моноклинали), плоскогорья эрозионно-денудационные; положительные складчато-глыбовые морфоструктуры: 5 — малоамплитудные (менее 300 м) поднятия (низкие эрозионно-денудационные горы высотой 1200—1400 м), 6 — среднеамплитудные (300—700 м) поднятия (средние денудационно-тектонические горы с относительными превышениями 1400—1700 м), 7 — крупноамплитудные (700—2000 м) поднятия (высокие денудационно-тектонические горы высотой 1700—2500 м); 8 — новейшие поднятия, 9 — новейшие впадины; 10 — рифтовые долины; 11 — разломы, выраженные в рельефе; 12 — прочие разломы; 13 — границы морфоструктур высшего и I порядка, 14 — угленосные морфоструктуры.

Морфоструктуры высшего и I порядка: Алданская высшего порядка: I — Алданская, II — Тимптоно-Учурская, III — Кодаро-Удоканская; IV — Джугджуро-Становая; V — Лено-Алданская высшего порядка. Угленосные морфоструктуры II и III порядка (цифры на схеме): 1 — Алдано-Чульманская, 2 — Усмунская, 3 — Токинская, 4 — Ытымджинская, 5 — Гынымская, 6 — Гюскангрино-Нуямская, 7 — Гувилгринская, 8 — Токарикано-Конеркитская, 9 — Верхне-Сутамская, 10 — Чекатайская, 11 — Авгенкурская, 12 — Верхне-Тимптонская, 13 — Ханинская. Новейшие впадины: 14 — Причульманская, 15 — Унгра-Дурайская

структуру высшего порядка (Алданскую антеклизу), и интенсивности (контрастности) неотектонических движений.

В пределах Алданской антеклизы выделяются три морфоструктуры I порядка: Кодаро-Удоканская, Алданская и Тимптоно-Учурская. В первой в неотектонический этап преобладали интенсивные и контрастные движения, сопровождавшиеся формированием рифтовых долин и крупных горстовых поднятий (хр. Кодар и Удокан, Чарская впадина). Мезозойские структуры Южно-Якутского бассейна были полностью разрушены или сохранились в виде небольших блоков (Апсатское и Читкандинское месторождения). Эти последние не имеют самостоятельного выражения в ландшафте.

Алданская морфоструктура I порядка, занимающая центральную часть Алданской антеклизы, в неотектонический этап испытала менее контрастные движения. Последние в основном проявились в пристановой части и сопровождались перемещениями отдельных блоков с амплитудами до 700 м. На остальной части морфоструктуры преобладало сводовое поднятие, усложнявшееся на отдельных участках дифференцированными перемещениями небольших блоков (Причильманская и Унгра-Дурайская новейшие впадины, Горбыляхское новейшее поднятие и др.).

В региональном плане угленосные морфоструктуры (Усмунская и Алдано-Чульманская) выражаются благодаря различной денудационной препарируемости мезозойских и докембрийских пород. Области распространения первых проявляются в ландшафте в виде более выровненных пространств плато, а вторых — в виде плоскогорий. Четкое южное ограничение морфоструктур связано с контрастными перемещениями блоков, соприкасавшихся по Южно-Якутскому разлому.

Внутренняя структура Алдано-Чульманской и Усмунской впадин отражается в современном рельефе лишь в общих чертах. По морфоструктурным особенностям залегания угленосной толщи в этих впадинах выделяются две зоны: северная — моноклиналей и пологих брахискладок и южная (шириной 7—25 км) — узких линейных и широких асимметричных брахискладок и разрывов. Граница между ними проводится по Кабактинской зоне разломов, отражающейся в породах фундамента уступом высотой до 1 км. Основу структурного облика южной зоны создают разрывы, простирающиеся до 70—100 км параллельно Южно-Якутскому разлому. Ширина блоков, ограниченных здесь нарушениями, составляет 2—6 км. Складчатые формы представлены асимметричными линейными или брахиформными складками, простирающимися согласно с простираем разрывов. Крутизна юго-западных крыльев складок достигает 60—80°, а северо-восточных всего 10—25°. Неотектонические движения расчленили поздне меловую — палеогеновую выровнен-

ную поверхность на отдельные блоки, а эрозионно-денудационные процессы превратили их в останцово-цокольное плато.

Северная зона рассматриваемых впадин характеризуется очень пологим моноклинальным залеганием пород, осложненным брахиформными складками и флексурами с падением слоев на крыльях до 5—10° и амплитудой до 30—40 м. Эта зона выражена в ландшафте эрозионно-денудационным столово-ступенчатым плато. Ступени в рельефе обычно приурочены к флексурным перегибам слоев или к разрывам.

Мезозойская угленосная толща Южно-Якутского бассейна имеет высокую степень литификации. Поэтому при своем разрушении она ведет себя как монолитная структура, следствием чего является столово-ступенчатый платообразный характер проявления всей морфоструктуры. Литологической неоднородностью в этой толще выделяются только угольные пласты. Их денудационная препарировка отражается в рельефе в виде уступов. Это позволяет уверенно дешифровать выходы угольных пластов по аэрофотоснимкам.

Тимптоно-Учурская морфоструктура I порядка отличается от предыдущей более высоким гипсометрическим положением (на 1000 м и выше). Граница между ними проходит по западному склону Тимптонского поднятия, подчеркнутому плановым рисунком долины р. Тимптон. Эта морфоструктура имеет повышенную расчлененность рельефа, что отражает высокую интенсивность неотектонических движений.

В пределах Тимптоно-Учурской морфоструктуры преобладают положительные складчато-глыбовые поднятия, амплитуда которых за неотектонический этап развития изменялась от 300 до 2000 м. Угленосные морфоструктуры приурочены только к отрицательным неотектоническим структурам. Последние либо наследуют план более ранних структур (Токинская и Ытымджинская впадины), либо являются вновь образованными грабеньными (грабены Гонамского района и Гынымская впадина). Морфологически все эти структуры отчетливо выражены в рельефе и целиком являются угленосными морфоструктурами. Только Гынымская отрицательная морфоструктура в этом отношении является исключением. В ней угленосные отложения занимают лишь разрозненные участки, практически мало выраженные в ландшафте. Видимо, ко времени неотектонического этапа развития Южно-Якутского бассейна угленосные отложения здесь были уже значительно разрушены.

Восстановление первоначального облика структуры бассейна, а следовательно, и интерпретация его современной морфоструктуры вызывают до сих пор острую дискуссию [53, 32]. Тем не менее нельзя отрицать сильную разрушенность угленосных отложений, если учесть, что на современной поверхности залегают коксующиеся угли, а в районе неотектонических поднятий — отощено-спекающиеся. В условиях Южно-Якут-

ского бассейна для метаморфизма углей до таких стадий требовалось погружение пластов на глубину свыше 3 км [53]. Для наименее метаморфизованных газовых углей, установленных в Гувилгринском грабене,—1,6—1,8 км. Метаморфизм углей на современной поверхности бассейна, таким образом, косвенно может быть использован для оценки степени разрушенности структуры.

На разных участках Южно-Якутского бассейна она измеряется 2—5 км [14]. Столь значительный размыв отложений вряд ли можно объяснить только денудацией неотектонического этапа развития структуры. По-видимому, она значительно разрушилась еще в апт-альбское время, когда на месте Пристанового предгорного прогиба начали формироваться структуры активизации, выполненные грубообломочной молассой (ундытканская свита) и эффузивно-туфогенными образованиями (карауловская свита).

Таким образом, морфоструктуру Южно-Якутского бассейна можно интерпретировать как фрагментарную, подновленную неотектоническими движениями.

Канский бассейн приурочен к Канско-Рыбинской неотектонической впадине, унаследовавшей элементы своего структурного плана от раннепалеозойского Присаяно-Тасеевского прогиба и мезозойских наложенных впадин. Она представляет собой морфоструктуру высшего порядка площадью свыше 27 тыс. км². В ее пределах выделяется две впадины—Канско-Усолкинская (Канско-Тасеевская) и Рыбинская, разделяющиеся узким Канским горстовым поднятием. Более сложной структурой характеризуется Рыбинская впадина. Она разделяется Уярским поднятием (валом) на две впадины: Бородинскую и Балайскую. Кроме названных в состав Канского бассейна включается Саяно-Партизанская впадина.

Ориентировка всех этих впадин, составляющих морфоструктуру Канского угольного бассейна, совпадает с простиранием структур Восточного Саяна и, по-видимому, оформилась в процессе сводово-глыбовых поднятий последнего в неотектонический этап развития. На это указывают ступенчатое снижение поверхности впадин, последовательное увеличение размеров впадин и полноты разреза выполняющих их отложений [19], а также изменение очертаний впадин от изоклинальных к изометрическим с одновременным уменьшением степени нарушенности отложений. Наиболее прогнутой в настоящее время является Канско-Тасеевская впадина, а наиболее разрушенной—Саяно-Партизанская.

Контурсы морфоструктуры Канского бассейна с его обрамлением отчетливо прослеживаются в виде денудационных, реже тектонических уступов. На границе с Енисейским краем они совпадают с выходами докембрийских образований. Последние отличаются ярусом низкогогорного рельефа (500—600 м) и отделя-

ются от Канско-Рыбинской впадины уступом высотой от 150 до 300 м. Переходную зону составляет отчетливо структурно-отпрепарированный линейно-грядовый мелкосопочный рельеф. Такая же отчетливая и северная граница морфоструктуры. Примерно вдоль контура распространения угленосных отложений проходит денудационный уступ высотой до 100 м, отделяющий поверхность приподнятого древнего пенеплена Чуно-Бирюсинского поднятия от равнины впадин. Границы с Восточным Саяном проходят по денудационным уступам вдоль его подножий.

Начало формирования морфоструктуры бассейна относится к ранней юре и продолжалось в течение всей юры. Юрское осадко- и угленакопление происходило на аллювиально-дельтовых равнинах, временами заливавшихся мелким эпиконтинентальным морем [57]. Структурно они совпадали с Предсаянским (Ангари-Чулымским) предгорным прогибом. Этот мезозойский прогиб простирался вдоль всего Восточного Саяна от оз. Байкал до р. Енисей. В пользу такого вывода говорят общие закономерности строения юрской угленосной толщи Канского и Иркутского бассейнов, детально рассмотренные П. П. Тимофеевым [56, 57]. Таким образом, разобщенные юрские впадины, слагающие отдельные морфоструктуры, образовались вследствие послеюрских поднятий и денудации отдельных участков единого прогиба.

Предсаянский предгорный прогиб заложен на познетриасовом — раннеюрском пенеплене с корой выветривания, остатки которого отпрепарированы из-под юрских отложений по южному склону Енисейского кряжа и Уярскому поднятию. Этот прогиб имел асимметричное строение, что отчетливо устанавливается по почти двукратному увеличению мощности юрских отложений в присаянской части. В Саяно-Партизанской впадине мощность только отложений нижней и средней юры составляет 750 м, а в Канско-Тасеевской впадине, где разрез более полный, — всего около 400 м.

С поздней юры и до эоцена включительно территория Канского бассейна подверглась интенсивной денудации, которая привела к формированию обширной поверхности выравнивания, близкой к пенеплену. Она распространялась на весь Иркутский амфитеатр, Енисейский кряж, Восточный и Западный Саяны и Кузнецкий Алатау. В процессе формирования этой поверхности и была в основном разрушена накопившаяся юрская угленосная толща.

Деформация позднеюрской — эоценовой денудационной поверхности и определяет современный облик Канского бассейна. Новейшие движения в пределах Канско-Рыбинской впадины проявились относительно слабо и неравномерно по площади. Относительное поднятие Енисейского кряжа с конца мела до современной эпохи составило 300 м, Восточного Саяна от 400 до 2500 м. В пределах впадины относительные поднятия были ме-

нее 200—250 м. Последние характерны в основном для зон валлообразных поднятий. К новейшим поднятиям в пределах Канско-Рыбинской впадины относится обширный участок на левобережье р. Бирюсы, возвышающийся над остальной территорией на 50 м. О проявлении новейших опусканий можно судить по мощности четвертичных отложений в бассейнах рек Кан и Рыбная. Они достигали 50—100 м. В пределах впадин, возможно, проявились тектонические разрывы, о чем можно судить по прямолинейным отрезкам долин некоторых рек.

За четвертичную эпоху морфоструктура Канского бассейна испытала некоторое общее воздымание, которое привело к усилению эрозии рек. Врез современных долин в позднеюрскую — эоценовую денудационную поверхность не превышает 50—100 м. Речные долины образующие дендритовидный рисунок, в общем незначительно изменяют пологоволнистый равнинный рельеф. Только на участках валлообразных поднятий он несет значительные следы эрозионной деятельности рек или представлен структурно-денудационными формами (Канский хребет).

2. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

К этой структуре приурочен один из крупнейших мезозойских угольных бассейнов Сибири — Ачинский.

Ачинский бассейн располагается в краевой части крупной Чулымо-Енисейской положительной морфоструктуры. По отношению к мезозойскому структурному плану она является обращенной или полупрямой — полуобращенной. Современный морфоструктурный облик бассейна сформировался в результате неотектонических воздыманий Алтае-Саянской горной области, увлекших за собой и юго-восточную окраину Западно-Сибирской плиты. Вследствие этого прилегающая часть Чулымо-Енисейской морфоструктуры приобрела ступенчато-клавишное строение. Оно отчетливо выражено в современных формах денудационной равнины и позволяет провести морфоструктурное районирование Ачинского бассейна.

Наиболее приподнятая часть морфоструктуры, выделяемая под названием Красноярска-Кемчугско-Приаргинской ступени, имеет сложное блоковое строение и состоит из нескольких впадин, поднятий и моноклизов. По сложности морфоструктурного строения она разделяется на две морфоструктуры второго порядка: Красноярска-Кемчугскую — впадин и валлообразных поднятий (предгорная равнина — плато) и Приаргинскую — моноклизов (возвышенная денудационная равнина) (рис. 4). В пределах Красноярска-Кемчугской морфоструктуры юрская угленосная толща выведена на поверхность и подверглась значительной денудации. В Приаргинской морфоструктуре юрские угленосные отложения перекрыты осадками мела и частицами кайнозоя.

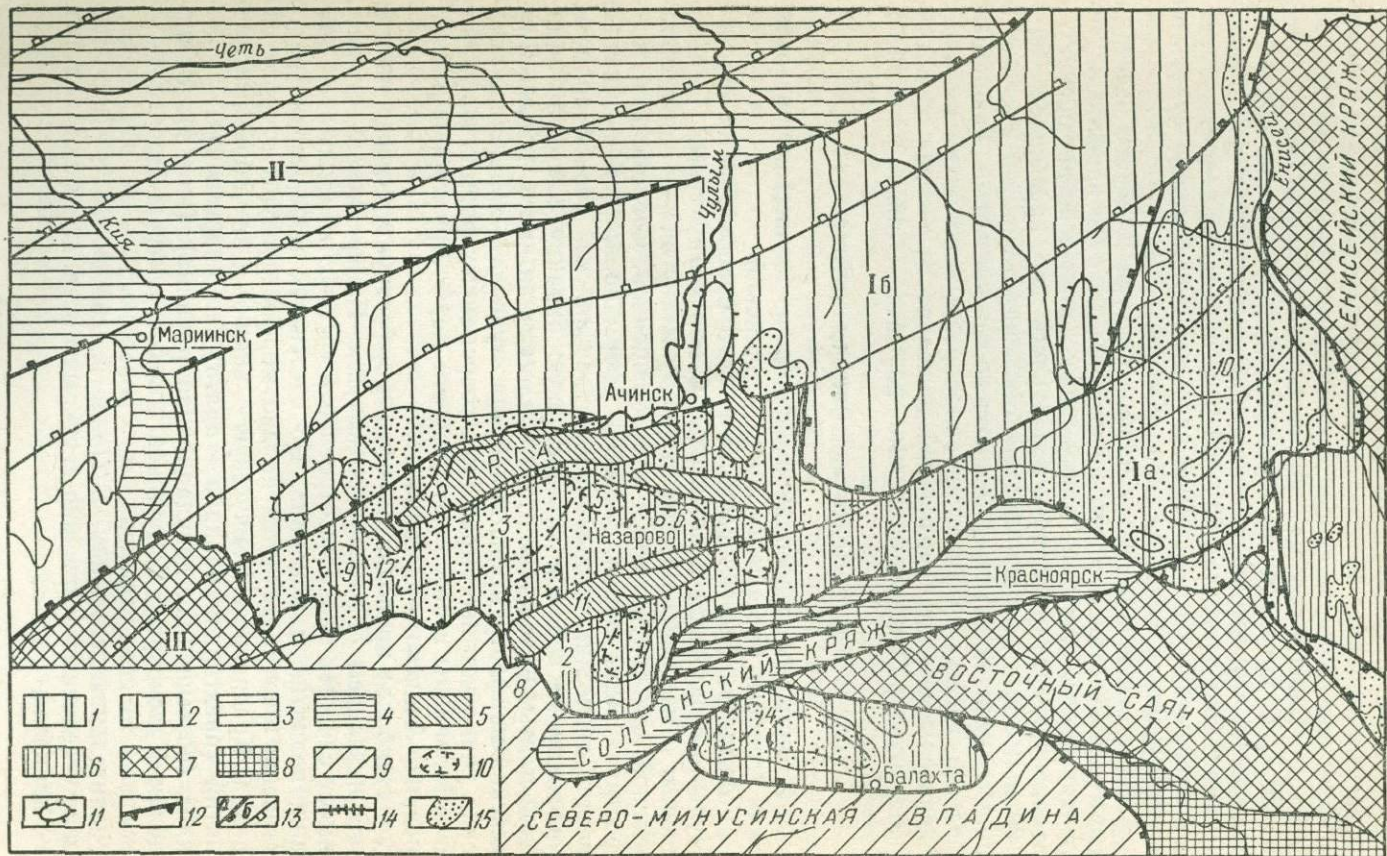


Рис. 4. Схема морфоструктуры Ачинского бассейна. Составил В. А. Тащилкин с использованием материалов [19, 23, 26, 56, 57]:

Морфоструктуры бассейна (в скобках даны абсолютные отметки): 1 — впадины, предгорная денудационная равнина с куэстово-грядовым и холмисто-увалистым рельефом (250—400 м); моноклизы; 2 — возвышеная денудационная равнина с пологохолмистым рельефом (200—250 м); 3 — приподнятая наклонная денудационная равнина с пологоволнистым рельефом (100—200 м); поднятия; 4 — эрозионно-денудационные низкотеррасы (400—530 м); 5 — эрозионное среднегорье (400—880 м). Морфоструктурный обрешечивание; поднятия; 6 — структурно-денудационный холмистогрядовый мелкосопочник, экспонированный верхнеюрские-раннеюрский пенеплен (450—600 м); 7 — эрозионно-денудационное увалистое низкотеррасы (400—600 м); 8 — ступенчато-глыбовое эрозионное среднегорье (600—1200 м); 9 — впадины, денудационная всхолмленная равнина (400—600 м). Прочие обозначения: 10 — мезозойские впадины; 11 — неотектонические поднятия; 12 — разломы, выраженные в рельефе уступа; 13 — денудационные уступы; а — совпадающие с границами морфоструктур; б — прочие; 14 — антецедентные участки долин; 15 — юрские угленосные отложения.

Морфоструктуры I и II порядка: I — Красноярско-Кемчугско-Приаргинская; Ia — Красноярско-Кемчугская ступень, 1б — Приаргинская ступень; II — Чулымская; III — Кузнецкий Алатау. Впадины (цифры на схеме): 1 — Балахтинская, 2 — Глядинская (Серезская), 3 — Березовская, 4 — Кибитинская, 5 — Алтатская, 6 — Назаровская, 7 — Соболевская, 8 — Белозерская, 9 — Барандатская, 10 — Приенисейская; поднятия: 11 — Антроповский вал, 12 — Шудьмаевский вал

Нижняя структурная ступень в виде пологой моноклизы (наклонная денудационная равнина) выделяется под названием Чулымской морфоструктуры первого порядка. В ее пределах юрские угленосные отложения погребены под мощным чехлом более молодых образований.

Граница между Чулымской и Красноярско-Кемчугско-Приаргинской морфоструктурами проводится по отчетливо отражающемуся в рельефе уступу, совпадающему с глубинным разломом. Столь же отчетливо проявляются и ландшафтные различия этих морфоструктур. Первая из них представлена пологоволнистой наклонной денудационной равниной с абсолютными отметками от 100—120 до 180—200 м, а вторая — возвышенной денудационной равниной и плато высотой до 400 м, среди которых возвышаются до 500—800 м отдельные валобразные поднятия.

Наибольшее внимание заслуживает Красноярско-Кемчугская морфоструктура II порядка, так как к ней приурочена основная промышленная часть Ачинского бассейна. Ее структурный план составляют три крупные неотектонические впадины: Назаровская, Балахтинская и Приенисейская и разделяющие их неотектонические поднятия хр. Арга и Солгонского кряжа. Отрицательные структуры наследуют более сложный план мезозойских структур. Из положительных неотектонических структур только Аргинское поднятие как положительная структура мезозойского плана существовало до конца ранней юры. Современный облик поднятия связан с неотектоническими движениями [57]. Солгонский же кряж является образованием неотектоническим.

Из трех названных выше впадин более сложный план у Назаровской, которая ограничена Кузнецким Алатау, Солгонским кряжем и хр. Арга и хорошо проявляется орографически. В современном рельефе впадины отражены

следы локальных тектонических движений. Впадина осложнена собственно Назаровской и Серезской мульдами и разделяющим их Антроповским валом, совпадающими по знаку с палеозойскими структурами. Первая из них наследует несколько мульд мезозойского плана (Березовская, Кибитинская, Назаровская и др.), которые соответствуют отдельным угольным месторождениям бассейна.

Современный неотектонический план Назаровской впадины формировался одновременно с поднятием Солгонского кряжа и хр. Арга. Эти положительные структуры испытывают поднятия и в современный период, о чем можно судить по подпруживающему воздействию хр. Арга на долины рек Чулыма и Сереза и antecedentным участкам долин этих рек в пределах поднятий. Подтверждением современных воздыманий Солгонского кряжа служит сильно расчлененный эрозионный рельеф с радикальным рисунком гидросети [26].

Балахтинская впадина представляет собой хорошо выраженную в рельефе котловину, ограниченную со всех сторон палеозойскими поднятиями в виде Батеневского, Солгонского и Красноярского горных кряжей и Курбато-Сырского Белогорья. Орографически она является остатком мел-палеогеновой денудационной поверхности выравнивания, плавно повышающейся от 300 м в центральной части котловины до 800 м у ее периферии. Наиболее пониженную часть котловины занимают юрские угленосные отложения.

Структурный план Балахтинской впадины составляют две небольшие мульды широтного простирания: Балахтинская площадью 900 км² (на левобережье р. Чулыма) и Пашенская площадью около 120 км². Балахтинская мульда разделяется антиклинальным поднятием на две асимметричные брахискладки, осложненные вблизи к Солгонскому кряжу дополнительной складчатостью. Названные структуры, несомненно, имеют неотектоническую природу, так как для них характерны эрозионно-тектонические границы.

В современном рельефе находят отражение только Балахтинская и Пашенская мульды, являющиеся литоморфными морфоструктурами низких порядков. Их же внутреннее строение в ландшафте практически не проявляется.

Приенисейская часть Ачинского бассейна имеет довольно четкое в виде уступов в рельефе ограничение со стороны Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Здесь юрские угленосные отложения имеют падение до 30° и осложнены дополнительной складчатостью. Однако в сторону внутренней части бассейна залегание пород быстро выполаживается до почти горизонтального, осложненного четырьмя пологими синклиналями северозападного простирания.

В современном рельефе отражается только плавное воздымание угленосных отложений в сторону горного обрамления

бассейна. Внутренняя структура ввиду ее слабой контрастности и значительной денудации проявлена слабо. Несколько отчетливее проявляются в виде литоморфных морфоструктур низких порядков разрозненные поля распространения палеогеновых и неогеновых отложений.

3. АМУРСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛАТФОРМА

Зее-Буреинский бассейн приурочен к одноименной самой крупной на территории Дальнего Востока впадине (синеклизе), сопоставимой по рангу с плитой молодой платформы. Площадь синеклизы достигает 120 тыс. км². Морфологически она довольно отчетливо выделяется в рельефе в виде равнины и низкого плато, ограниченного на севере глыбово-складчатыми поднятиями среднегорной системы хребтов Тукурингра — Джагды, а с востока — сводовым поднятием Туранского кряжа (рис. 5). Границы синеклизы с этими морфоструктурами проводятся по выраженным в рельефе денудационным или тектоническим уступам.

Строение поверхности синеклизы отличается неоднородностью. Долинами рек Зеи, Селемджи и Бурунды она отчетливо делится на две примерно равные части: западную приподнятую, представленную Амуро-Зейским плато, и восточную низменную, представленную Зейско-Буреинской равниной. Эти морфоструктуры полого наклонены в сторону долин рек Зеи и Селемджи, фиксируя, таким образом, в современной структуре территории две моноклинали. Вдоль правого берега названных рек в рельефе прослеживается уступ высотой до 100 м, совпадающий с региональным разломом в фундаменте синеклизы. В пределах названных морфоструктур выделяется несколько морфоструктур меньших порядков.

Современный морфоструктурный облик синеклизы предопределен интенсивностью неотектонических, в том числе четвертичных, движений, так как амплитуды перемещений отдельных участков синеклизы только за четвертичное время колебались от 60 до 250 м. Однако основные элементы строения морфоструктуры связаны с более ранними тектоническими движениями. В частности, древней является речная сеть. Г. И. Худяков и др. [69] показали, что ее близкий к современному план формировался со времени заложения морфоструктуры.

Эта закономерность, как установили А. П. Сорокин [49] и В. П. Пан [40], имеет важное значение для поисков новых угольных месторождений в пределах Зейско-Буреинской синеклизы. В процессе ее развития угленакопление было постоянно приурочено к краевым частям озерно-аллювиальных равнин на участках, где впадины примыкали к денудационным поверхностям выравнивания на Гонжинском, Мамынском и Туранском

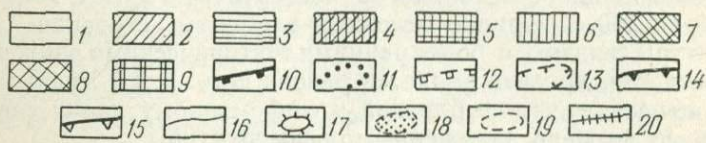
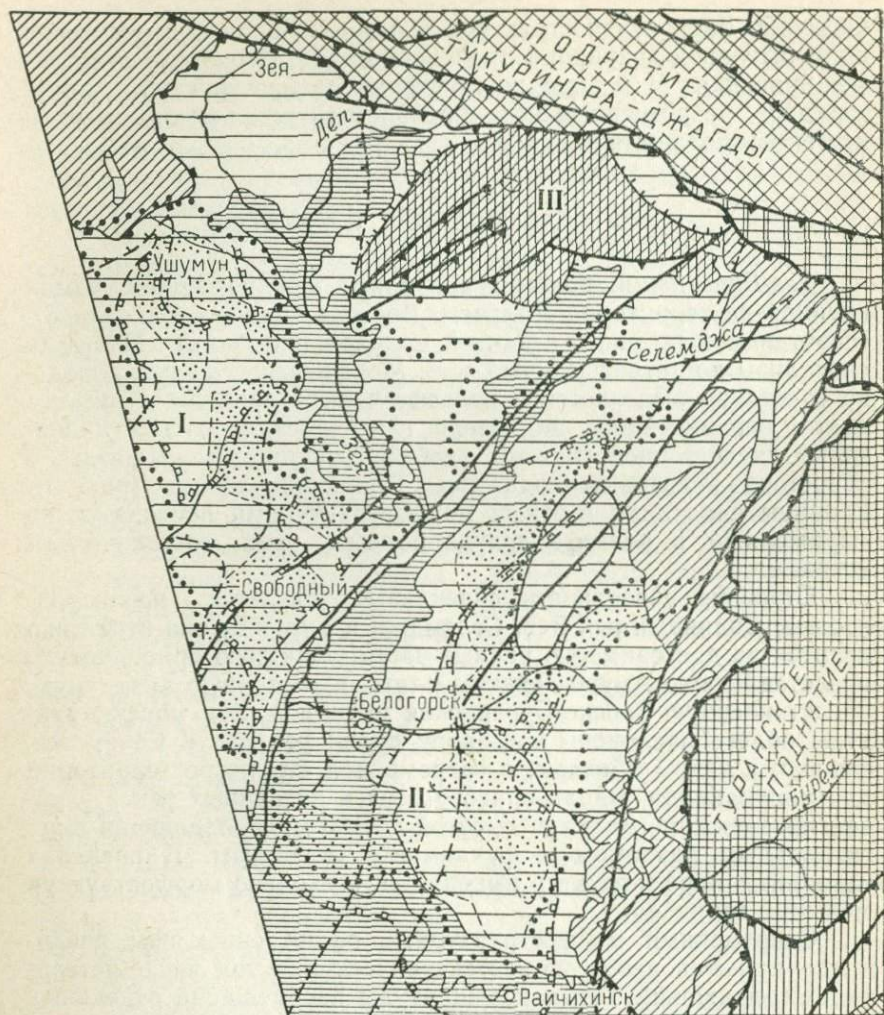


Рис. 5. Схема морфоструктуры Зее-Бурейского бассейна. Составил

Морфоструктуры бассейна (в скобках даны абсолютные отметки): 1 — плиоцен-раннечетвиционная пологонаклонная равнина, экспонированная позднемеоловая денудационная пологая равнина (150—240 м); 4 — поднятия, структурно-денудационные плато (450—900 м), ное пологовершинное среднегорье (800—1600 м), 6 — денудационное увалистое низкоегорье ветривания на низкоегорье (300—500 м); 8 — эрозионное глыбово-складчатое среднегорье обозначения: 10 — денудационные уступы, выраженные в рельефе; границы впадин: 11 — ранний эоцен), 13 — по поярковским отложениям (готерив — альб); 14 — разломы, отчет 16 — границы морфоструктур низких порядков; 17 — новейшие поднятия; 18 — зоны бузу участки реч

I — Амуро-Зейская впадина; II — Нижне-

поднятиях. Во внутренних районах впадин, занятых блуждающими речными долинами, угленакопление не происходило.

Заложение морфоструктуры Зее-Буреинского бассейна произошло в позднем мезозое. В процессе позднемезозойской активизации Буреинского массива в его внутренней части образовалось несколько зон погружений, заполнявшихся вулканогенно-осадочными, в том числе угленосными толщами верхней юры — нижнего мела [17]. Эти прогибы и выполнявшие их образования составили доплитный ярус структур Зейско-Буреинской плиты. Они были ограничены разломами глубокого заложения, продолжавшими оказывать влияние на характер распределения мощностей и состав осадков в течение всего кайнозоя. Особенно это заметно на примере Белогорского прогиба, в котором в кайнозое происходило наиболее интенсивное осадконакопление. Западный борт этого прогиба, совпадающий с глубинным разломом, проявляется и в современных формах рельефа в виде приуроченных к нему долин рек Зеи, Селемджи и Бурунды.

С начала раннего мела происходит прогрессивное расширение области осадконакопления с постепенным слиянием структур и упрощением их планового очертания. В течение датского века, палеоцена и раннего эоцена осадконакопление (кивдинская угленосная свита, до 160 м) происходило в пределах двух впадин: Амуро-Зейской и Нижне-Зейской, полностью разделенных Амуро-Мамыньским выступом фундамента. К позднему эоцену — олигоцену этот структурный план изменился за счет пенепленизации южной части Амуро-Мамыньского выступа и вовлечения этой территории в область осадконакопления бузулинской угленосной свиты (40—107 м).

Образовалась единая впадина, распространившаяся почти на все Амуро-Зейское междуречье. Площадь впадины еще больше расширилась в миоцене в период накопления сазанковской лигнитоносной свиты (80—100 м, реже 150—300 м), приблизившись к современным границам синеклизы. Вместе с тем геоморфологически выраженная впадина была шире области сазанковского осадконакопления. Как отмечают Г. И. Худяков и др. [69], она окаймлялась широкой полосой педиментного выравнивания, выраженной в современном рельефе Мамыньского поднятия и по окраинам Туранского и Малохинганского сводо-

В. А. Ташилкин с использованием материалов [29, 49, 69]:

вертикальная пологоволнистая аккумулятивная равнина (240—430 м); 2 — эрозионно-денудационная поверхность выравнивания (300—400 м); 3 — позднечетвертичная аллювиально-эрозионная морфоструктура обрешетки; складчато-глыбовые поднятия; 5 — эрозионно-денудационная (400—800 м); 7 — верхнемеловая денудационная поверхность выравнивания с корой выветривания (800—1600 м); 9 — моноклизы, наклонные вулканогенные плато (400—800 м). Прочие по бузулинским отложениям (олигоцен). 12 — по кивдинским отложениям (палеоцен — начало выразившиеся в рельефе; 15 — разломы фундамента, проявляющиеся в рельефе; линского угленакопления; 19 — зоны кивдинского угленакопления; 20 — antecedentные долины.

Зейская впадина, III — Мамыньский массив

вых поднятий зоной увалисто-холмистого рельефа с абсолютными высотами 300—500 м.

Завершают разрез Зее-Буреинского бассейна отложения белогорской свиты плиоцен-четвертичного возраста мощностью 80—120 м. Они залегают с размывом на отложениях сазанковской свиты или на коре выветривания пород фундамента, полностью перекрывая угленосные отложения.

К концу белогорского времени общее погружение синеклизы прекратилось и со среднечетвертичного времени она начинает испытывать воздымание, продолжающееся и сейчас. Амплитуды этих движений, судя по врезу современных долин в отложения белогорской свиты, составляют 80—120 м, а в долине р. Амура — до 150—200 м. Естественно, что сформировавшаяся в плиоцен-раннечетвертичное время аккумулятивная поверхность подверглась значительной эрозии, больше проявившейся в пределах Амура-Зейского плато. Эрозия и выглаживание вершинного аккумулятивного уровня сопровождалась формированием покровных суглинков мощностью до 20—30 м.

Таким образом, Зее-Буреинский бассейн представляет собой полупрямую — полуобращенную отрицательную морфоструктуру, элементы которой проявляются в общем очертании, рисунке гидросети и в некоторых унаследованных разрывах и поднятиях, отражающихся в рельефе.

Раздольнинский и Угловский бассейны располагаются в Южном Приморье и приурочены к Раздольненско-Ханкайской отрицательной морфоструктуре, формировавшейся с позднего мезозоя. Площадь первого из них составляет примерно 45 тыс. км², а второго — всего 500 км².

Угленосная толща готерив-альбского возраста Раздольнинского бассейна накопилась в нескольких крупных грабенообразных впадинах краевой части Ханкайского массива каледонид и герцинид Южно-Приморской и Хасанской зон в условиях довольно расчлененного рельефа (партизанская серия). Мощность толчи возрастает с северо-запада на юго-восток от 400 до 1400 м [66, 67]. Эти структуры практически не выражены в современном рельефе, так как после заложения пережили два последующих цикла тектонического развития. В сеномантуроне они в унаследованном режиме, но с угловым несогласием были перекрыты туфогенными образованиями коркинской серии мощностью до 300—400 м, а в предкайнозойское время денудированы до состояния пенеплена. При этом частично были эродированы как угленосные, так и перекрывающие их отложения. Глубина предкайнозойской денудации — несколько сот метров.

Новый цикл развития структуры бассейна начался с олигоцена активизацией тектонических прогибаний, которые привели к формированию в пределах мезозойских структур Раздольнинской кайнозойской впадины. В ней в течение олигоцен-

на — среднего миоцена накопилось несколько осадочных толщ артемо-тавричанской серии [51]. Нижняя часть ее разреза представлена угленосной угловской свитой мощностью до 500 м. В ней залегают до 8—10 рабочих угольных пластов и большое количество угольных прослоев (Угловский буроугольный бассейн).

Структурный план кайнозойской впадины лишь в общих чертах наследует элементы верхнемезозойских структур. Эта структура в миоцене полностью перекрыла отложения Раздольнинского бассейна, а в южном направлении расширилась за счет крупной грабенообразной структуры современного Амурского залива.

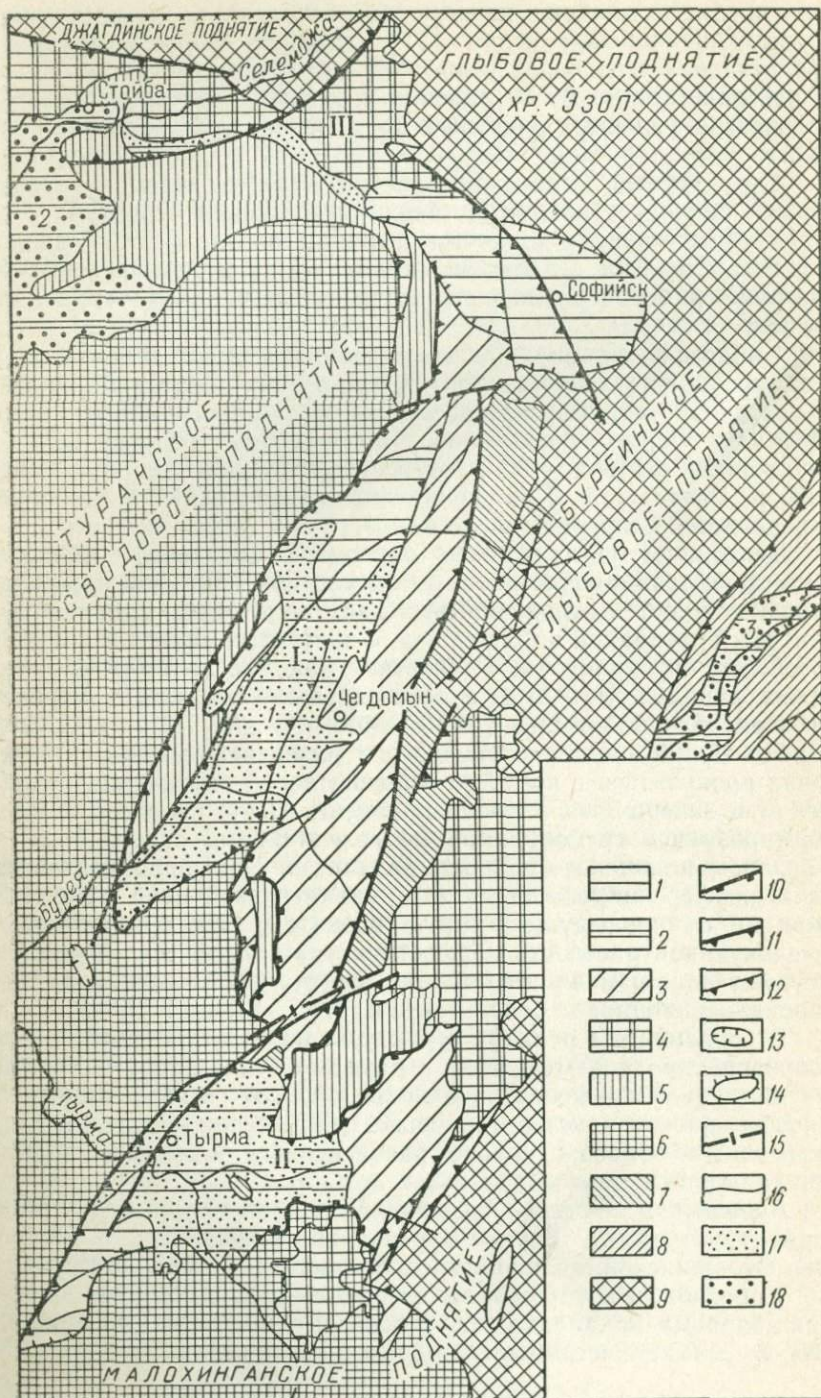
Кайнозойская впадина довольно отчетливо выражена в рельефе областью понижений и современных акваторий. Только ее восточная часть перекрыта мощными покровами плиоценовых базальтов Борисовского плато, поверхность которого полого понижается с 740 до 100 м от государственной границы к долине р. Раздольной. Положение долины последней в основном определяется контурами этого плато.

Тектонические движения олигоцена — среднего миоцена были дифференцированными, о чем можно судить по распределению мощностей отложений этого возраста. Максимальные амплитуды прогибаний наблюдались в восточных частях зоны кайнозойских опусканий — в Глуховской впадине до 2000 м, в Угловской впадине до 900 м, а минимальные — на севере в пределах Ханкайского массива (до 100—400 м).

Новейший цикл тектонического развития морфоструктур начал проявляться с позднего миоцена новой активизацией движений и завершился в конце плиоцена. На его ранней стадии формировались грубообломочные галечниковые отложения, а в позднем плиоцене — покровы базальтов. Новейшие движения были дифференцированными, но в значительной мере унаследованными от предыдущего цикла развития. Они придали значительную контрастность морфоструктурам южной части района и существенно изменили ее облик в центральной части, где формировалось обширное базальтовое плато.

В современном рельефе структуры мезозойских угленосных отложений проявляются лишь в разном облике доолигоценовой денудационной поверхности, а кайнозойских — в выраженных в рельефе пологоувалистых равнинах. Обрамление их представлено главным образом сильно расчлененным низкогорьем или денудационным мелкосопочником.

Буреинский бассейн представлен тремя отрицательными морфоструктурами — Верхне-Буреинской, Тырминской и Гербиано-Огоджинской, являющимися фрагментами единого Буреинского прогиба, в котором с волжского века поздней юры до го-терив-баррема накапливались угленосные молассы (талынжанская, ургальская, чегдомынская и чемчукская свиты).



Заложение Буреинского прогиба произошло в процессе тектонической активизации Буреинского массива, испытавшего в начале юры серию расколов. Один из опущенных блоков на краю массива оказался в течение юры вовлеченным в терригенное осадконакопление, происходившее в морских и прибрежно-морских условиях [68]. Границы этого прогиба имели ограниченное в виде разломов, отчетливо прослеживающихся и в современной структуре бассейна. Ширина этого прогиба не превышала 60—80 км, а длина достигала 650—700 км. К началу предволжского времени прогиб испытал частичную инверсию и некоторую денудацию ранее накопившихся отложений.

С волжского века в Буреинском прогибе возобновилось осадконакопление в континентальных условиях. В течение всего позднего мезозоя оно происходило в режиме унаследованных нисходящих движений. Палеогеография этого времени, как показали И. И. Шарудо и др. [68], оставалась практически неизменной и определялась тектонической структурой прогиба. Центральная его часть, приуроченная к Кындалскому грабену, испытывала усиленные прогибания и в этой зоне постоянно располагалась водная артерия. В северной части прогиба она впадала в озеро, которое со временем расширялось и к альб-сеноману превратилось в систему лагун и заливов. Торфонакопление происходило только в краевых моноклизах участках прогиба и в прибрежной зоне озер. За поздний мезозой в прогибе накопилось 1600—2500 м угленосных осадков; их наибольшие мощности характерны для центральной части прогиба.

Интенсивная денудация отложений Буреинского бассейна происходит с конца позднего мела. В связи с полной инверсией Сихотэ-Алинской геосинклинали Буреинский прогиб в сеномантуроне испытал инверсию, сопровождавшуюся излияниями средних эффузивов. Структура прогиба оказалась разобранной на три части. При этом северная (Гербикиано-Огоджинская) часть, наиболее близко прилегавшая к геосинклинали, приобрела характер обращенной структуры, а две другие испытали частич-

Рис. 6. Схема морфоструктуры Буреинского бассейна. Составил В. А. Ташилкин с использованием материалов [68, 69]:

Морфоструктуры (в скобках даны абсолютные отметки): впадины, грабен-синклинали прямые: 1 — денудационная пологохолмистая равнина (400—500 м), 2 — аккумулятивная пологоволнистая равнина (300—600 м); моноклизы: 3 — прямые, денудационная наклонная равнина (500—700 м), 4 — обращенные, вулканогенное плато (800—1200 м), сводовые и глыбово-складчатые поднятия: 5 — денудационное увалистое низкое горье (400—800 м), 6 — эрозивно-денудационное пологовершинное среднегорье (800—1600 м), 7 — структурно-денудационное среднегорье (800—1200 м), 8 — эрозивное глыбово-складчатое низкое горье (600—800 м), 9 — эрозивное глыбово-складчатое среднегорье (800—2500 м). *Прочие обозначения*: 10 — денудационные и эрозивные уступы, выраженные в рельефе; разломы, выраженные в рельефе: 11 — главные, 12 — второстепенные; 13 — неотектонические впадины; 14 — неотектонические поднятия; границы морфоструктур: 15 — первого порядка, 16 — низких порядков; угленосные отложения: 17 — верхнемезозойские, 18 — кайнозойские.

Морфоструктуры Буреинского бассейна: I — Верхне-Буреинская, II — Тьминская, III — Гербикиано-Огоджинская. *Впадины*: 1 — Кындальский грабен, 2 — Зейско-Буреинская, 3 — Амгунская

ное обращение, сохранив в общем облик впадин. В таком виде эти структуры сохранились и в современных формах рельефа (рис. 6).

Верхне-Буреинская и Тырминская впадины имеют отчетливое горное обрамление, отделяющееся от них уступами рельефа вдоль крупных разломов. Внутренние части впадин представлены денудационными пологоволнистыми или наклонными равнинами, осложненными уступами рельефа, отражающими разломы в угленосных отложениях. Пликативная нарушенность осадочных пород в рельефе отражается слабо. Зато прорывающие их интрузивные массивы имеют отчетливую препарировку и прямо отражаются в ландшафте.

В Верхне-Буреинской и Тырминской морфоструктурах угленосные отложения сохранились в наиболее пониженных частях, а в пределах моноклиз и поднятий полностью размыты.

Более сложное положение угленосных отложений в Гербиано-Огоджинской морфоструктуре. Они обнажаются в виде узкой полосы между денудационным увалистым низкогорьем Туранского поднятия и наклонным вулканогенным плато Селемджинского хребта, образуя мелкопорядковую литоморфную отрицательную структуру.

МОРФОСТРУКТУРЫ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

1. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

В пределах Урало-Монгольского орогенного пояса располагается большое число морфоструктур угольных бассейнов и месторождений, но здесь рассматриваются только наиболее крупные и характерные из них.

Кузнецкий бассейн целиком занимает одноименную морфоструктуру высшего порядка, представленную межгорной котловиной площадью около 27 тыс. км². Ее протяженность с северо-запада на юго-восток достигает 335 км, а наибольшая ширина 110 км. Межгорная котловина имеет четкое горное ограничение со стороны Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау. С северо-запада она отделена низкой структурной ступенью Колывань-Томской дуги от морфоструктур Западно-Сибирской плиты.

Угленосная толща Кузбасса сформировалась в течение позднего карбона — перми. Как отмечалось многими исследователями, ее структурно-тектонический план сложился в процессе многофазного развития в тесном взаимодействии с окружающим орогенным обрамлением, вследствие чего этот план значительно менялся во времени [24, 46, 54, 60]. Завершение формирования современного структурного плана произошло к концу раннего мела, когда проявилось интенсивное сжатие со стороны Салаира и Колывань-Томской дуги, причем складчатые сооружения последней по крутому Томскому надвигу были перемещены внутрь прогиба на расстояние до 10 км. Именно элементы позднеюрско-раннемелового структурного плана, несмотря на его некоторые изменения в неотектонический этап развития, отражаются в современных формах рельефа.

Морфоструктура Кузбасса имеет асимметричное поперечное строение, которое определилось генетической природой Кузнецкого прогиба, а затем было унаследовано в современной структуре. Этим объясняются такие ее особенности, как зональное размещение складчатых и разрывных дислокаций, на чем и основывается структурно-тектоническое районирование этой территории. В ее пределах преобладают моноклинали, а также различные пологие и крутые брахиформные структуры. Меньше распространены линейные складчатые и складчато-разрывные структуры. По их сочетанию на площади Кузнецкий бассейн разделяется на зоны (от трех до девяти у разных авторов).

Тектоническим районированием, предложенным в 1973 г.

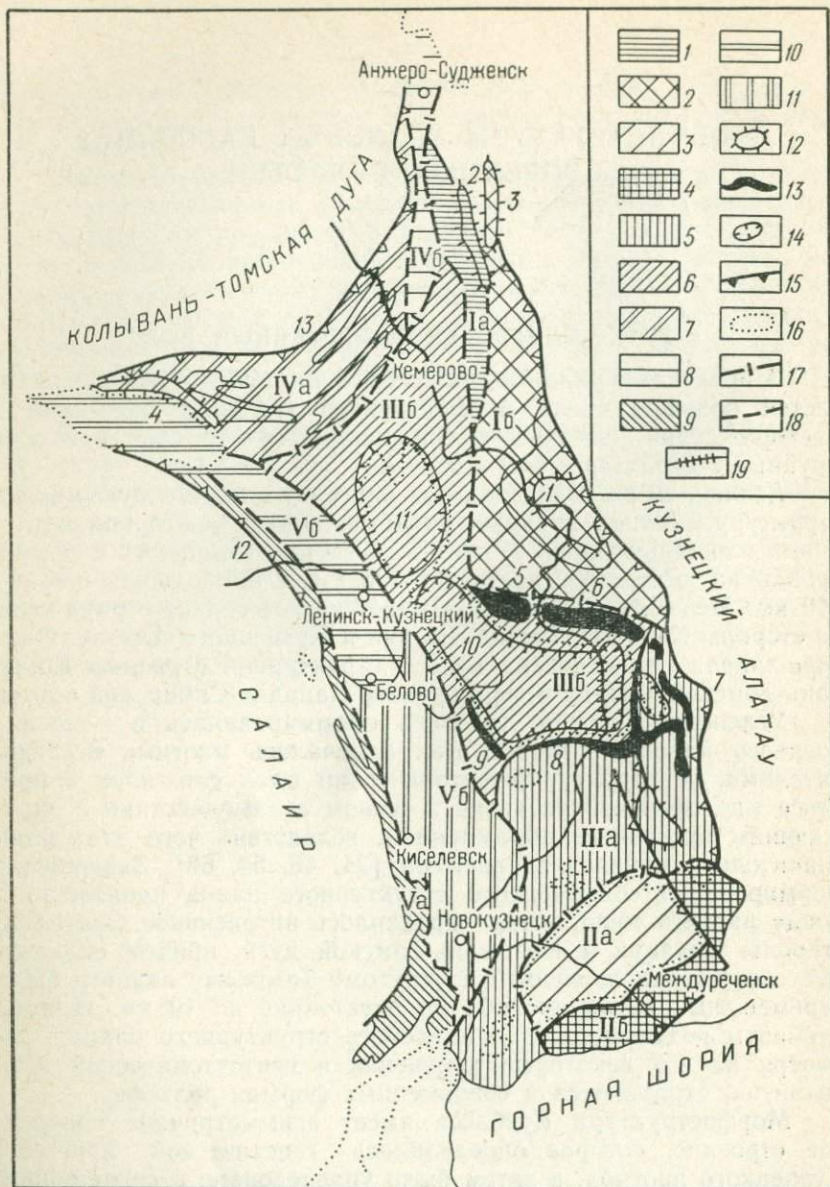


Рис. 7. Схема морфоструктуры Кузнецкого бассейна. Составил

Морфоструктуры II порядка: 1 — моноклинали, равнинно-грядовый аккумулятивно-денудационный рельеф с радиальным рисунком; 2 — равнинный слабо расчлененный аккумулятивно-денудационный рельеф с ориентированным (горношорским) направлением гидросети по простиранию синклинали и гребневидные антиклинали, холмистый слабо упорядоченный рельеф с члененым аккумулятивно-денудационным рельефом с перистым рисунком гидросети; 3 — ассиметричные синклинали распылчатой формы, холмистый бесчлененный аккумулятивно-денудационный рельеф с перистым рисунком гидросети; 4 — крупные и крутые линии с перпендикулярно ориентированными к простиранию структур водотоками; 5 — крупные расчлененные, выраженные в рельефе; 6 — куполовидные поднятия и валы (цифры на схеме); 7 — кольцевые структуры выходов триасовых базальтов (цифры на схеме); 8 — Тара; 9 — Караканский хребет; 10 — Чусовитин; 11 — приподнятые депрессии (неотектонические); 12 — Тырган, 13 — Томский надвиг; границы распространения: 14 — юрских и меловых; 15 — девонных; 16 — девонных; 17 — девонных; 18 — девонных; 19 — девонных.

Морфоструктуры I и II порядка: Прикузнецко-Алатауская: Ia — Бирюлинская, Ib — Краеунаковская, IIIb — Плотниковская; Приколывань-Томская: IVa — Анжеро-Кемеровская,

В. Я. Коудельным с соавторами, в Кузнецком бассейне выделяется пять зон, а в каждой зоне по две подзоны. Они по сути представляют собой морфоструктуры I и II порядков, так как индивидуально проявляются в современных формах рельефа (рис. 7). Степень такого проявления структуры в разных зонах довольно сильно изменяется и зависит от многих причин, в том числе от литологии пород и их тектонической нарушенности.

Кузбасс, как и окружающее его горное обрамление, в течение мела — палеогена испытал значительное денудационное выравнивание до состояния холмистого пенеплена, существовавшего без значительных изменений до середины плиоцена [60]. Этот пенеплен представлял собой плоскую равнину с отметками 240—260 м, на которой, возможно, выделялись лишь выходы триасовых базальтов. Величина денудационного среза структуры за время с мела до миоцена составила от 900 до 2000 м.

Неотектонический этап развития проявился в общем воздымании всей структуры. Оно было дифференцированным и сопровождалось оживлением движений по разломам, особенно на пограничных участках. Амплитуды неотектонических поднятий не превышали 100—250 м. На границе с Горной Шорией они составили 100—120 м, в присалаирской части — 90—100 м, в Приколывань-Томской зоне — 140 м. Наибольшие поднятия испытали участки, прилегавшие к Кузнецкому Алатау (Яйский и Барзасский валы, Крапивинский купол и др.).

Неотектонические движения создали условия для проявления структурных элементов Кузбасса путем избирательного воздействия на них экзогенных процессов, в том числе эрозии рек. Таким образом, возникла мозаика выраженных в рельефе элементов структуры бассейна. Группируясь, они создают морфоструктурный облик Кузнецкой котловины.

К таким элементам относятся выраженные в рельефе разломы, являющиеся границами структурных зон, подзон или

В. А. Тацилкин с использованием материалов [46, 60]:

денудационный рельеф с ориентированной по простиранию структур гидросети; 2 — куполо-долин в плане; 3 — моноклинали и пологие складки, холмисто-увалистый денудационный структур; 4 — пологие складки сопряжения, низогорный ступенчато-глыбовый денудационный рельеф с дендритовидным рисунком гидросети; 5 — округлые веерный рисунок гидросети; 7 — гребневидные брахисинклинали и пологие надвиги, пологие линейные складки, осложненные надвигами, холмисто-увалистый слабо расчлененный с простиранием структур у малых водотоков и антецедентными долинами пологие складки усложненного строения, холмисто-грядовая эрозионно-тектоническая равнина; вытянутые корытообразные складки с чешуйчатыми разрывами; 10 — равнинный плосчеленный равнинный аккумулятивно-денудационный рельеф; *крупные структурные элементы* — Крапивинский купол, 2 — Яйский вал, 3 — Барзасский вал, 4 — Абышевский вал; дановский вал, 6 — Салтымаковский хребет, 7 — Кайлотские горы, 8 — Абинские горы, 11 — Бунгараская; 15 — разломы, выраженные в рельефе (цифры на схеме): отложений, 17 — морфоструктур I порядка, 18 — морфоструктур II порядка; 19 — антецедентные речных долин.

пивинская; Пригорношорская: *IIa* — Усинская, *IIб* — Чульжанская; Центральная: *IIIa* — *IVб* — Титовская; Присалаирская: *Va* — Прокопьевская, *Vб* — Ленинская

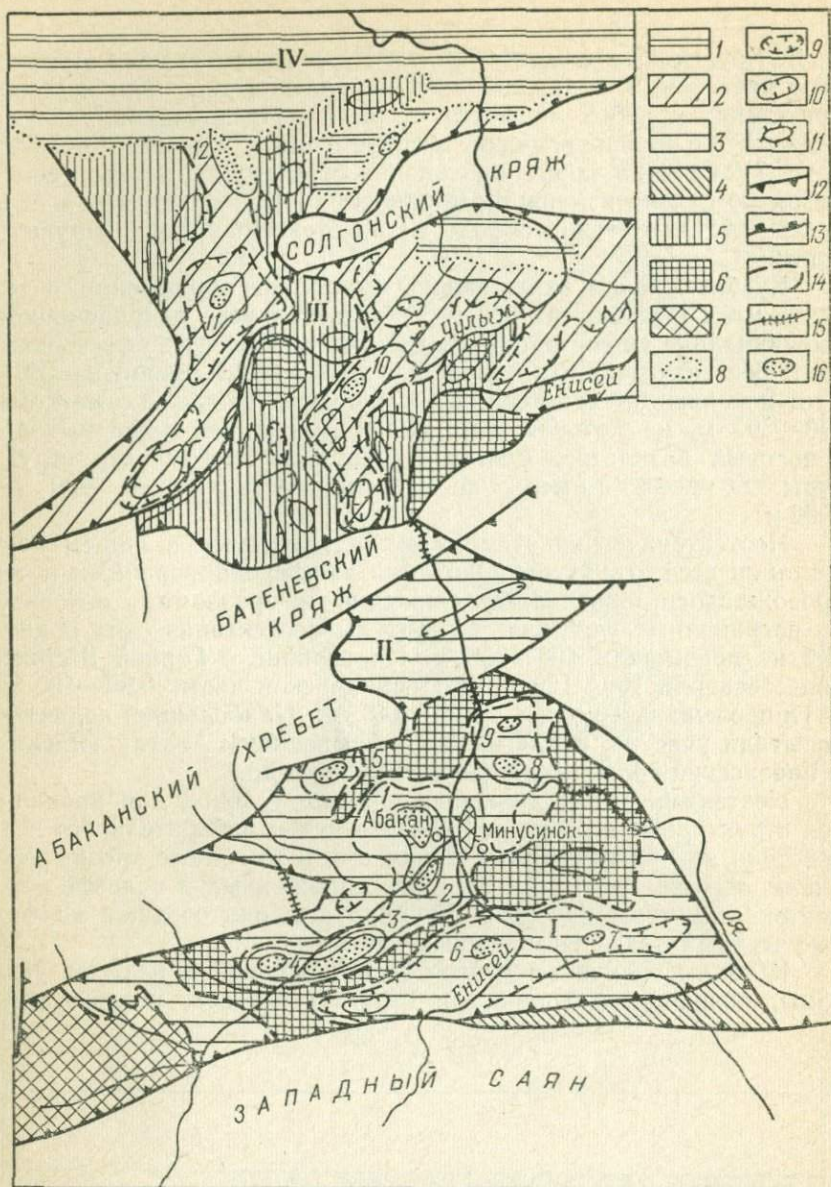


Рис. 8. Схема морфоструктуры Минусинских межгорных впадин.

Морфоструктуры (в скобках даны абсолютные отметки): 1 — плоские мульды, выполненные стово-грядовым и холмисто-увалистым рельефом (300—500 м); брахиформные и коробчатая слабосходмленная равнина (400—500 м), 3 — аккумулятивно-денудационная полого 4 — эрозивно-денудационное низкогорье со стово-ступенчатым рельефом (до 800 м); денудационная равнина: 5 — с холмисто-грядовым и столовым рельефом (до 600 м), кое среднегорье с относительными превышениями 200—350 м (600—900 м); 8 — синклиналь пространства юрских угленосных отложений Ачинского бассейна; 10 — неотектонические уступами; 13 — границы морфоструктур I порядка, выраженные в рельефе денудацион речных долин; 16 — выход

Морфоструктуры I порядка: 1 — Южно-Минусинская; II — Средне-Минусинская; III — Изыхское, 3 — Бейское, 4 — Убрусовское, 5 — Кутень-Булуковское, 6 — Алтайское, 7 — Дубен лоозе

котловины с ее обрамлением, унаследованно развивавшиеся поднятия (Крапивинский купол, Абышевский, Яйский и Барзасский валы), приподнятые депрессии (Чусовитинская и Бунгараская в Центрально-Кузбасской впадине, Подобасская и Тутуясская в Южно-Кузбасской впадине), контуры распространения прочных к выветриванию пород (базальты «Мелафировой подковы»), линейные складчатые формы (крутые и протяженные линейные складки Присалаирья) и другие. Они проявляются в виде уступов рельефа, в рисунке гидросети, в грядовом или в ином ориентированном расположении форм рельефа, а также в обособлении участков с разными типами рельефа и разной степенью его расчлененности (аккумулятивный пологоволнистый, аккумулятивно-денудационный слабо расчлененный, денудационный холмисто-увалистый и др.).

Совпадение этих элементов с позднепалеозойским структурным планом угленосной толщи указывает на наследование новейшими движениями знака движений, а степень проявленности структуры в ландшафте — на степень контрастности молодых тектонических движений, подновивших структурный план.

Таким образом, морфоструктуру Кузнецкого бассейна можно классифицировать как реставрированную, прямую возрожденную.

Минусинский бассейн представляет собой группу пологих брахисинклиналей, выполненных угленосными отложениями среднего карбона — нижней перми. Все они сосредоточены в пределах двух крупных морфоструктур I порядка (Северо-Минусинской и Южно-Минусинской межгорных впадин), располагаясь в них в зонах брахиформных и коробчатых синклиналей (рис. 8).

Минусинские межгорные впадины являются фрагментами крупного верхнепалеозойского межгорного прогиба, ось которого приблизительно совпадала с современной долиной р. Енисея. От этого прогиба межгорные впадины унаследовали некоторые черты строения. Однако их современная тектоническая структура оформилась в процессе сводово-ступенчато-глыбовых

Составил В. А. Ташилкин с использованием материалов [26]:

ные мезозойскими угленосными отложениями, денудационная предгорная равнина с крутые синклинали, выполненные девонскими и карбоновыми отложениями: 2 — денудационно-волнистая равнина, переходящая в периферийных частях в холмистую (500—600 м), линейные и брахиформные антиклинали с выходами отложений девона, структурно-б — с кузово-грядовым рельефом (400—700 м), 7 — эрозионно-тектоническое выровненные структуры, выполненные карбоновыми угленосными отложениями, 9 — границы распускания; 11 — неотектонические поднятия, 12 — разломы, выраженные в рельефе ными уступами; 14 — границы морфоструктур II порядка; 15 — антедецитные участки ы угленосных отложений.
Северо-Минусинская; IV — Назаровская. Угольные месторождения: 1 — Черногорское, 2 — ское, 8 — Нижнетугуйское, 9 — Моисеевское, 10 — Итикульское, 11 — Учумское, 12 — Беское

поднятий Западного и Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, образующих сейчас четкое горное обрамление впадин.

Система Минусинских впадин вытянута с северо-запада на юго-восток на 350 км, имеет ширину 200—220 км и объединяет две крупные (Северо- и Южно-Минусинскую) и одну (Средне-Минусинскую) впадину меньших размеров. Из них Южно-Минусинская впадина является более прогнутой, в ее пределах сохранились наиболее крупные угольные месторождения бассейна. Внутренняя структура Северо- и Южно-Минусинской впадин отличается значительной сложностью. В этих впадинах выделяется несколько зон брахиформных и коробчатых синклиналей и разделяющих их зон линейных и брахиформных антиклиналей, по-разному отражающихся в структурно-денудационных формах современного рельефа.

В них, с одной стороны, запечатлелись генетические особенности структуры (литология пород, брахиформная складчатость), а с другой — интенсивность неотектонических движений. Последние были преимущественно унаследованными, поэтому в формах рельефа отражается внутренняя структура впадин. Это в полной мере справедливо, однако, только для крупных структурных элементов. При сопоставлении древних и молодых структур более мелкого порядка наблюдаются как прямые, так и обратные и сложные соотношения. Тем не менее новейшие отрицательные структуры, выраженные в рельефе, чаще совпадают с пониженными частями синклиналей в позднепалеозойских отложениях и к таким структурам относится большинство угольных месторождений (Черногорское, Изыхское, Бейское, Убрусовское и др.).

В истории развития Минусинского прогиба в мезозое и кайнозое Л. К. Зятькова и О. А. Раковец [26] различают три этапа: денудационного разрушения (послегеосинклинального развития, триас — ранний мел), денудационного выравнивания (поздний мел — палеоген), новейшего развития (новейший орогенный, олигоцен — начало раннечетвертичной эпохи), формирования основной современной поверхности впадин (морфоскульптуры) и современного преобразования рельефа.

На первом этапе на территории рассматриваемых впадин преобладал денудационный рельеф. Только с юры северная часть прогиба была вовлечена в опускание и здесь накапливались мезозойские угленосные отложения (Ачинский бассейн). Спокойная тектоническая обстановка и жаркий климат конца мела и начала палеогена способствовали формированию коры выветривания латеритного типа, остатки которой можно наблюдать в предгорьях Западного и Восточного Саяна (второй этап). Общая мощность размытых толщ за первый и второй этапы оценивается в 1200—1500 м.

С олигоцена тектоническая активность территории значительно возросла. Минусинские впадины развивались в режиме дифференцированных восходящих движений, которые привели к формированию довольно расчлененного рельефа, основные орографические элементы которого сохранились в современном рельефе. Амплитуда перемещений отдельных блоков в горном обрамлении достигла при этом 1500—2000 м, а в пределах впадин 200—400 м.

Длительная денудация и избирательная эрозия создали во впадинах своеобразный структурно-денудационный рельеф. На линейных и коробчатых антиклиналях и крутых крыльях синклиналей девонских отложений образовался грядовый или куэстово-грядовый рельеф высотой 100—150 м, а в центральных частях синклиналей или на пологих антиклиналях — холмисто-увалистый равнинный. Эти различия рельефа сохранились и в настоящее время.

В конце плиоцена Минусинские впадины резко отделялись от окружавшего горного обрамления, что вызвало их подпруживание. В них в озерных условиях накопилась толща бурых глин мощностью до 50 м.

Четвертичная эпоха развития впадин характеризовалась чередованием периодов поднятий и опусканий. С ними и связано формирование современной гипсометрии рельефа и новейших врезов речной системы, достигающих 80—100 м.

Таким образом, в мезозойскую и кайнозойскую эры развития Минусинского угольного бассейна преобладало денудационное разрушение палеозойских отложений. Оно было настолько глубоким, что в пределах антиклинальных зон были полностью размыты каменноугольные и частично верхне-средне-девонские отложения. В синклинальных зонах угленосные отложения сохранились от размыва в наиболее прогнутых частях брахисинклиналей. Их пространственное размещение создает мозаику остаточной (реликтовой) денудационной морфоструктуры, в которой отдельные месторождения представляют собой морфоструктуры III порядка.

Месторождения впадин байкальского типа сосредоточены в узкой полосе крупной надпорядковой морфоструктуры Байкальского свода. Они формировались синхронно с развитием Байкальской рифтовой системы, начиная с раннего миоцена. Угленосные отложения мощностью от 400 до 1500 м залегают непосредственно на кембрийском или докембрийском фундаменте, обнажаясь в бортах впадин. Угленосность в этих отложениях распределена неравномерно. Только в Тункинской впадине буроугольные пласты (до 9 пластов мощностью 4,5—7,8 м) распространены более или менее по всему разрезу миоцена. В остальных впадинах они сосредоточены либо в верхней, либо в нижней части разреза угленосной толщи. Для этой толщи характерна насыщенность разреза вулканитами.

Совершенно в ином режиме развивались байкальские впадины в плиоцене. За этот период в них накопилась толща грубо-обломочных отложений мощностью от 250 до 850 м, перемежающихся с туфо-диатомитовыми осадками. Как считает Н. А. Флоренсов [61], эти отложения накопились в условиях усилившихся вертикальных дифференцированных движений. Завершают разрез кайнозойских отложений впадин аллювиальные озерно-болотные, ледниковые и водно-ледниковые осадки мощностью до 550 м. В позднечетвертичное время во впадинах изливались базальты.

Плиоцен-четвертичные отложения полностью перекрыли угленосные осадки. Последние обнажаются на поверхности лишь на небольших участках впадин (поперечных перемычках), испытавших в новейшее время интенсивные поднятия.

Морфологически впадины байкальского типа обособляются в несколько узких ветвей, крупнейшей из которых является Тункинско-Байкальская. Она объединяет Тункинскую, Байкальскую и Верхне-Ангарскую впадины, состоящие в свою очередь из нескольких более мелких структур. Характерной и лучше изученной из них является Тункинская впадина, на примере которой представляется удобным рассмотреть особенности морфоструктуры этого типа угольных месторождений.

Тункинская впадина имеет вытянутую овальную форму длиной до 140 км и шириной 16—20 км. Она ярко выражена в современном рельефе межгорной депрессией, ограниченной с севера высокогорьем Тункинских гольцов (абс. отм. 3200—3500 м), а с юга среднегорьем Хамар-Дабана (абс. отм. до 2700 м). Эта орографическая асимметрия отражает и геологическую асимметрию поперечного сечения впадины. Ее северный борт ограничивается крупным глубинным разломом, отражающимся в рельефе уступом в несколько сот метров. Относительное превышение Тункинских гольцов над дном впадины 1500—1800 м. Южный борт впадины более пологий. Сопряжение с хр. Хамар-Дабан происходит здесь по системе вулканогенных моноклиз, образованных неогеновыми базальтами.

Внутреннее морфоструктурное строение впадины сложное. Поперечными перемычками она разделяется на несколько изолированных впадин: центральную Тункинскую, восточную Торскую и западные Туранскую и Хайтогольскую (рис. 9). Наибольшая глубина погружения фундамента установлена в Тункинской (центральной) впадине и достигает 2000 м. Основные элементы строения впадин и разделяющих перемычек отражены в современных формах рельефа. В частности, положительными формами рельефа выражены докембрийские выступы фундамента, слагающие поперечные перемычки, а также приуроченные к ним покровы базальтов.

Сопоставление современного орографического плана Тункинской впадины со структурным планом миоценовых отложе-

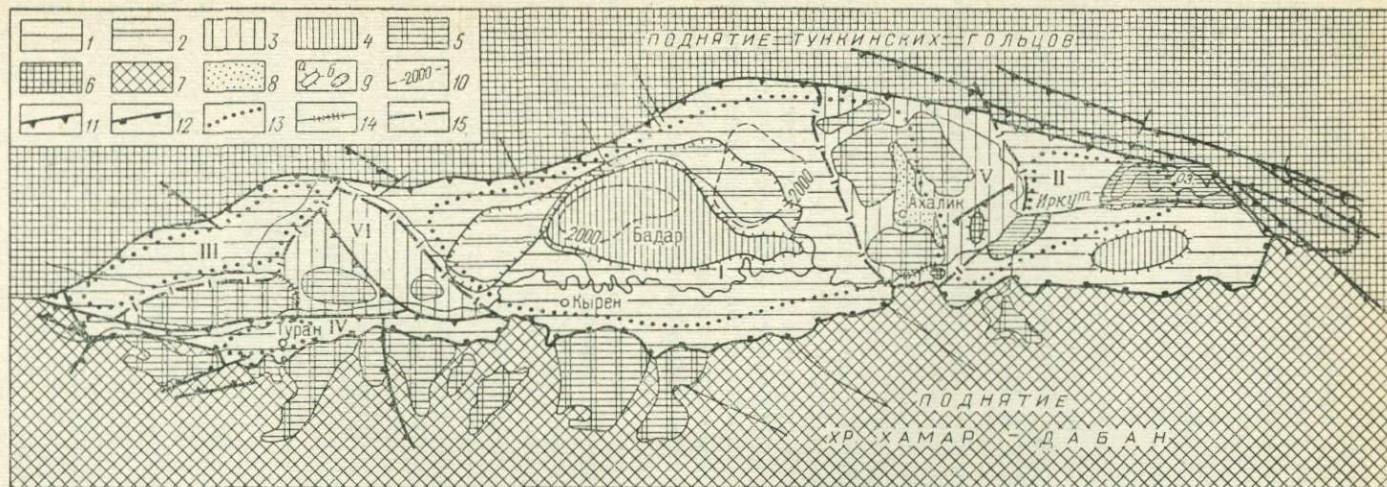


Рис. 9. Схема морфоструктуры Тункинской впадины. Составил В. А. Ташилкин с использованием материалов [35, 61, 62, 63 и др.]:

Морфоструктуры впадины (в скобках даны абсолютные отметки): опускания (отрицательные): 1 — прямые, 2 — новейшие; поднятия (положительные): 3 — прямые, 4 — новейшие; 5 — моноклизы вулканогенные (поднятия). Морфоструктуры обрамления: 6 — ступенчато-глыбовые поднятия, высокогорье (до 3200—3500 м); 7 — сводово-глыбовые поднятия, среднегорье (до 2700 м). Прочие обозначения: 8 — выходы миоценовых угленосных отложений на поверхность; 9 — новейшие поднятия (а) и опускания (б); 10 — изопахиты максимальных мощностей кайнозойских отложений (2000 м); II — разломы, выраженные в рельефе уступами; 12 — денудационные уступы; 13 — границы впадин по миоценовым отложениям; 14 — antecedентные участки речных долин; 15 — границы основных морфоструктур. Морфоструктуры: I — Тункинская, II — Торская, III — Хайтогольская, IV — Туранская, V — Еловская, VI — Ниловская

ний показывает, что впадина в процессе развития претерпела частичную инверсию. Она выражается в смещении русла р. Иркут к южному борту за счет формирования на месте наибольшего прогибания неотектонического Бадарского поднятия, отчетливо оконтуривающегося речками Енгарта и Тунка. Участки впадины, расположенные между поперечными перемычками и Бодарским неотектоническим поднятием, испытали новейшие погружения, отмечающиеся заболоченностью территории и озерными водоемами.

Новейшие положительные движения особенно испытали поперечные перемычки и северное ограничение Тункинской впадины со стороны высокогорья. Они вызвали подпруживание р. Иркут, которое проявляется в усилении извилистости и участков прорыва в его долине.

Наиболее значительное новейшее воздымание, видимо, испытала Еловская поперечная перемычка. При этом в поднятие была вовлечена вся восточная часть центральной впадины, благодаря чему угленосные отложения оказались выведенными на поверхность (Ахаликское месторождение). Амплитуда воздымания оценивается в несколько сот метров. Перед фронтом поднятия оформилось новейшее опускание в нижнем течении р. Тунки.

Сходная ситуация наблюдается и по восточному краю Ниловского поперечного поднятия. Здесь возможно выявление участков неглубокого залегания угленосных отложений.

Таким образом, Тункинская впадина в современном морфоструктурном плане представляет собой выраженную в рельефе отрицательную структуру, подновленную новейшими движениями и испытавшую частичное обращение.

Месторождения впадин забайкальского типа. Наиболее характерной чертой этих месторождений является их грабен-синклинальная структура, прямо выраженная в рельефе в виде узких четковидных и протяженных систем межгорных депрессий, разделенных участками низкогорного и увалистого рельефа. При общем северо-восточном простирании протяженность отдельных забайкальских впадин достигает 200—250 км (Ингодинская и Тугнуйская впадины), а ширина не превышает 10—20 км. Они являются компенсационными структурами, выполненными молассовыми, в том числе угленосными отложениями верхней юры — нижнего мела. Их морфотектоника сформировалась в процессе сводово-глыбовых поднятий фундамента большого радиуса, выраженных горными хребтами.

Наблюдается два типа сочленения горных хребтов с межгорными впадинами: в виде простирающихся на сотни километров крутых и высоких уступов, приуроченных к региональным разломам, и в виде пологих флексуорообразных перегибов [35]. Во втором случае по окраинам впадин сохранились денудационные равнины с остатками коры выветривания. Эти типы сочленений у отдельных впадин могут проявляться в разных соот-

ношениях и в основном зависят от интенсивности неотектонических движений. Последнее особенно отчетливо выявляется при региональном сопоставлении морфоструктур отдельных впадин. Относительные превышения хребтов над днищами межгорных впадин закономерно сокращаются с юга-запада (с 600—800 м) на северо-восток (до 150—200 м). В этом направлении увеличивается сглаженность водораздельных частей хребтов (Удино-Витимское междуречье).

Формирование впадин забайкальского типа определялось системой долгоживущих глубинных разломов северо-восточного и восток-северо-восточного простираний, контролировавших заложение впадин (линейных зон опусканий) и разломом северо-западного простирания, движение блоков по которым контролировало характер осадконакопления в отдельных впадинах. А. Г. Портновым [42] установлено, что разломы северо-западного простирания развивались конседиментационно и выступали в качестве поперечных барьеров впадин, придавая им характер чередующихся крупных и весьма просто построенных мульд и небольших по площади приподнятых участков фундамента (рис. 10).

Мощное угленакопление во впадинах происходило лишь во время замедления темпов прогибания отдельных мульд.

В развитии морфоструктур месторождений впадин забайкальского типа Г. Ф. Уфимцев и А. И. Сизиков [35] различают три этапа: позднемезозойский (юра — нижний мел) заложения морфоструктур, позднемеловой — палеогеновый денудационного выравнивания и неоген-четвертичный неотектонический.

Заложение морфоструктур забайкальских впадин относится к средней — верхней юре, когда во впадинах начали формироваться разнообразные по составу и возрасту терригенные и вулканогенные континентальные образования. При этом условия угленакопления создавались на удаленном расстоянии от центров извержений. Ведущая роль в распределении угленосных толщ принадлежала глубинным разломам.

Движения по ним отдельных блоков фундамента определяли литолого-фациальный состав отложений и мощность осадочных толщ. Вблизи крутых бортов впадин на сравнительно узких предгорных аккумулятивных равнинах формировались грубообломочные осадки, а в центральных частях впадин и у пологих бортов происходила аккумуляция мелкообломочных осадков и органического материала. Мощность угленосных толщ во впадинах изменяется от нескольких сот метров до 1500—2000 м. В Чикойской впадине (см. рис. 10) они разделяются на пять толщ (снизу): прибортовых конгломератов (до 400 м), песчано-гравелитовую (150—200 м), угленосную песчаниково-аргиллитовую (430—950 м), песчаниково-алевролитовую (300—350 м) и песчаниковую (до 290 м).

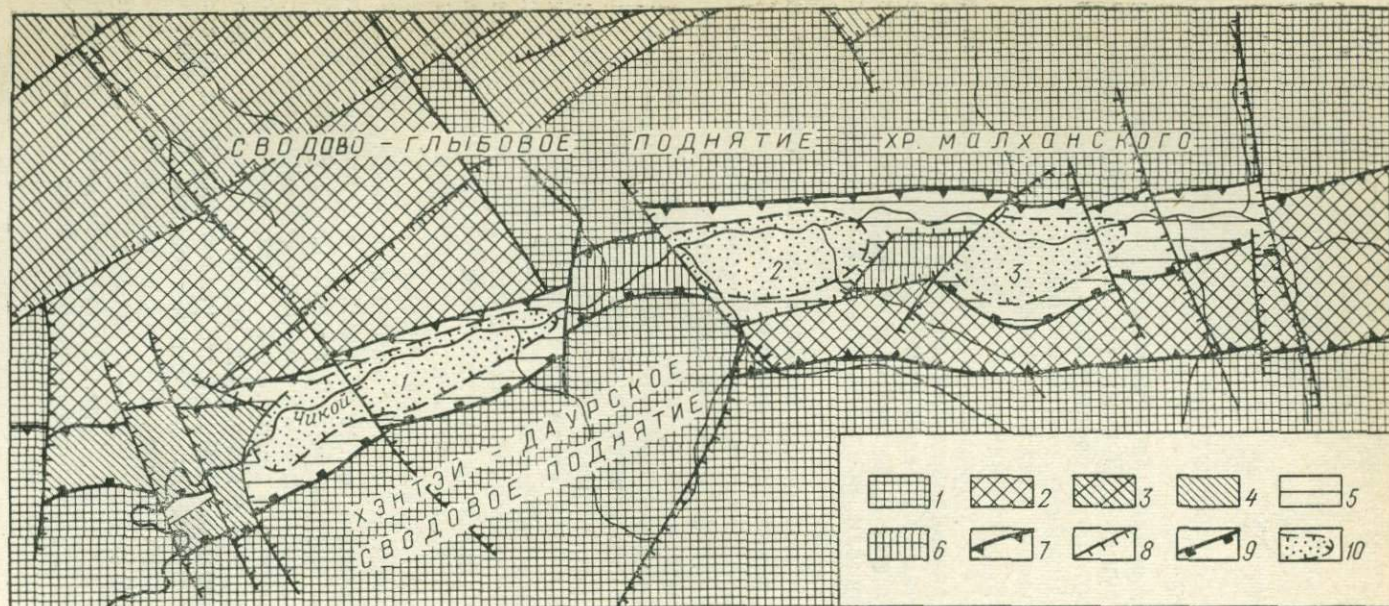


Рис. 10. Схема морфоструктуры Чикойской впадины. Составил В. А. Тащилкин с использованием материалов Читинского геологического управления:

Положительные морфоструктуры, сводовые и сводово-глыбовые поднятия (в скобках даны абсолютные отметки): 1 — высокогорье (1600—2100 м), 2 — сильно расчлененное среднегорье (1200—1500 м), 3 — выровненное среднегорье, мел-палеогеновая денудационная поверхность выравнивания (1000—1200 м), 4 — то же, с корой выветривания (750—1000 м); отрицательные морфоструктуры (прямые грабен-синклинали): 5 — морфоструктуры, испытавшие неотектонические опускания, 6 — морфоструктуры, испытавшие интенсивные неотектонические поднятия; 7 — основные разломы, выраженные в рельефе уступами; 8 — второстепенные разломы, выраженные в рельефе; 9 — денудационные уступы; 10 — отдельные впадины, выполненные верхнемезозойскими угленосными отложениями (цифры на схеме): 1 — Красночикойская, 2 — Шимбилкская, 3 — Зашуланская.

Структурная основа современного рельефа впадин в общих чертах сложилась в позднемезозойское время, но по отношению к палеорельефу современный рельеф является однонаправленно развитым.

В позднем мелу и палеогене в пределах Забайкалья сформировалась единая денудационная поверхность выравнивания с небольшим размахом высот. Эта поверхность глубоко срезала верхнемезозойские неровности рельефа. К концу этапа формирования цикловая денудационная поверхность выравнивания на большей части Забайкалья располагалась на высотах от 300 до 600 м и только в пределах Хэнтэй-Даурской горной страны ее гипсометрическое положение было несколько выше [35].

Расчленение мел-палеогенового пенеплена произошло за неоген-четвертичное время в процессе общего сводового воздымания и дифференцированных перемещений отдельных блоков как по древним и омоложенным разломам, так и по вновь заложенным разломам. Большинство из них имеют отражение в современном рельефе. Общий размах движений блоков за неотектонический этап достигал 2000 м.

При общей унаследованности направлений мезозойских и неотектонических движений характер унаследованности морфоструктур не везде одинаков. В пределах Селенгино-Витимского пояса наблюдается относительно полное соответствие мезозойских и современных структур, а в Монголо-Охотском поясе нередко случаи их обращения. Это позволило А. Г. Портнову [43] разделить все структуры угольных месторождений Забайкалья на четыре группы: полностью унаследованные (первая группа), частично обращенные и разрушенные (вторая и третья группы) и полностью обращенные и эродированные (четвертая группа).

2. ТИХООКЕАНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

В этой региональной структуре находятся мезозойский Партизанский бассейн и большое число месторождений кайнозойских наложенных впадин, разбросанных на всей территории Сихотэ-Алинских мезозоид. Большинство наложенных впадин прямо отражены в рельефе. Докайнозойские угленосные структуры имеют более сложное выражение в рельефе или не выражены в нем совершенно.

Партизанский бассейн Южного Приморья представляет собой узкую структуру (шириной 60—80 км), вытянутую с юго-запада на северо-восток (на 240—250 км) от побережья Японского моря до верховьев р. Уссури согласно с простираем мезозойских структур Сихотэ-Алиня.

Формирование угленосной толщи бассейна (партизанская серия) произошло с готерива по ранний сеноман включительно в прогибе, образовавшемся в пределах области палеозойской складчатости Южного Приморья на стадии ранней инверсии

Сихотэ-Алинской геосинклинали. Как выяснил И. И. Шарудо [67], накопление угленосных осадков происходило в условиях унаследованного прогибания при отчетливо выраженном горном обрамлении. Превышения окружающего рельефа над областью аккумуляции измерялись 100—300 м. Наиболее расчлененным рельефом обладали юго-западная, северо-восточная (готерив — баррем) и юго-восточная (апт — альб) окраины бассейна. Эта отрицательная структура в верховьях р. Партизанской сочленилась с остальной частью Сихотэ-Алинской геосинклинали. В Партизанском прогибе с готерива по сеноман накопилось от 700 до 1450 м угленосных отложений.

Первая структурная перестройка бассейна произошла в сеномане — туроне, когда в процесс общей инверсии Сихотэ-Алинской геосинклинали отдельные участки Партизанского прогиба продолжали унаследованно опускаться и на них накопилось до 2000 м отложений коркинской серии, а другие подверглись воздыманию и в их пределах угленосные отложения партизанской серии были частично размыты.

Полное обращение структуры произошло в предсеноновое время. Накопившиеся в прогибе осадки были собраны в складки, разбиты разрывами и прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов. В течение позднего мела, соответствующего орогенному этапу развития Сихотэ-Алинской геосинклинали, в пределах Партизанского бассейна, накопилась толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мощностью до 2000—2300 м, залегающих с разрывом на разных горизонтах отложений коркинской серии. Они полностью перекрыли площадь Партизанского прогиба, придав ему обращенный характер. Этот облик бассейна в основном сохранился и в современной морфоструктуре. Однако кайнозойская история развития морфоструктуры была также весьма интенсивной.

На фоне общего воздымания территории, достигавшего в неотектонический этап 1000—1500 м, отдельные блоки испытывали дифференцированные движения. Границы между отдельными блоками были приурочены к крупным разрывам. Большое значение для формирования облика структуры имели крупные надвиги типа Партизанского и Восточно-Партизанского, ограничивающих бассейн с юго-востока. Эти элементы структуры отчетливо выражены в современном рельефе.

К кайнозойским структурам, осложнившим морфоструктурный облик бассейна, относятся Верхне-Партизанская (Сергеевская) и Арсеньевская наложенные кайнозойские впадины и базальтовые покровы Шкотовского плато. Из них прямо отражены в рельефе Арсеньевская впадина и Шкотовское плато. В раннемиоценовое время большая часть южной половины бассейна подверглась выравниванию и в ее пределах сформировалась каолиновая кора выветривания.

Неотектонический этап развития бассейна проявился очень бурно. Благодаря дифференцированным перемещениям отдельных блоков в пределах Партизанского бассейна возник сильно расчлененный среднегорный рельеф.

Особенно интенсивно воздымались южные участки бассейна, в пределах которых угленосные отложения были размыты и сохранились только в изолированных грабеновых структурах (Ново-Васильковская, Петровская, Промысловская и другие брахисинклинали).

Современный морфоструктурный облик бассейна составляют сложное сочетающиеся глыбовые, структурно-денудационные и разрывные формы, а также базальтовые плато и наложенные кайнозойские, в том числе неотектонические, впадины.

С юго-востока Партизанский бассейн отчетливо ограничивается положительной морфоструктурой хр. Партизанского, возвышающегося до 1669 м и соответствующего Партизанско-Киевскому антиклинорию, а с юга хр. Ливадийским, структурную основу которого создают отпрепарированные денудацией массивы гранитоидов. Отчетливое выражение в рельефе имеет и зона надвигов, разделяющая Партизанский бассейн и морфоструктуры Партизанско-Киевского антиклинория. На всем протяжении этой зоны (свыше 95 км) к ней приручена долина р. Партизанской.

Также отчетливо отражается моноклидная морфоструктура Шкотовского плато. Несмотря на расчленение его долинами рек Партизанской и Мельника, отдельные участки плато составляют единую морфоструктуру, полого понижающуюся от центральной части (гора Обрубленная, 902 м) во все стороны.

Кроме того, отчетливо проявляются в рельефе массивы изверженных пород, прорывающие угленосную толщу. Они нередко выражены отпрепарированными положительными морфоструктурами (Бровничанской, Большетигровской и др.), отчетливо воздымающимися над структурами осадочных отложений коркинской и партизанской серий.

Менее отчетливо отражаются структуры угленосной толщи. Они имеют прямое отражение лишь в юго-восточной части бассейна. Благодаря совпадению планов неотектонических и предсенонских деформаций здесь имеют прямое отражение Петровская, Ново-Васильковская и Промысловская брахисинклинали и некоторые антиклинали. На большей же части бассейна, где осадки коркинской и партизанской серий обнажаются на поверхности, соотношения их структурных форм и рельефа самые разнообразные, но чаще эти формы не находят выражения в рельефе. В северной части бассейна (севернее Шкотовского плато базальтов) структуры угленосной толщи погребены под более молодыми образованиями и не играют роли в формировании структурных форм рельефа.

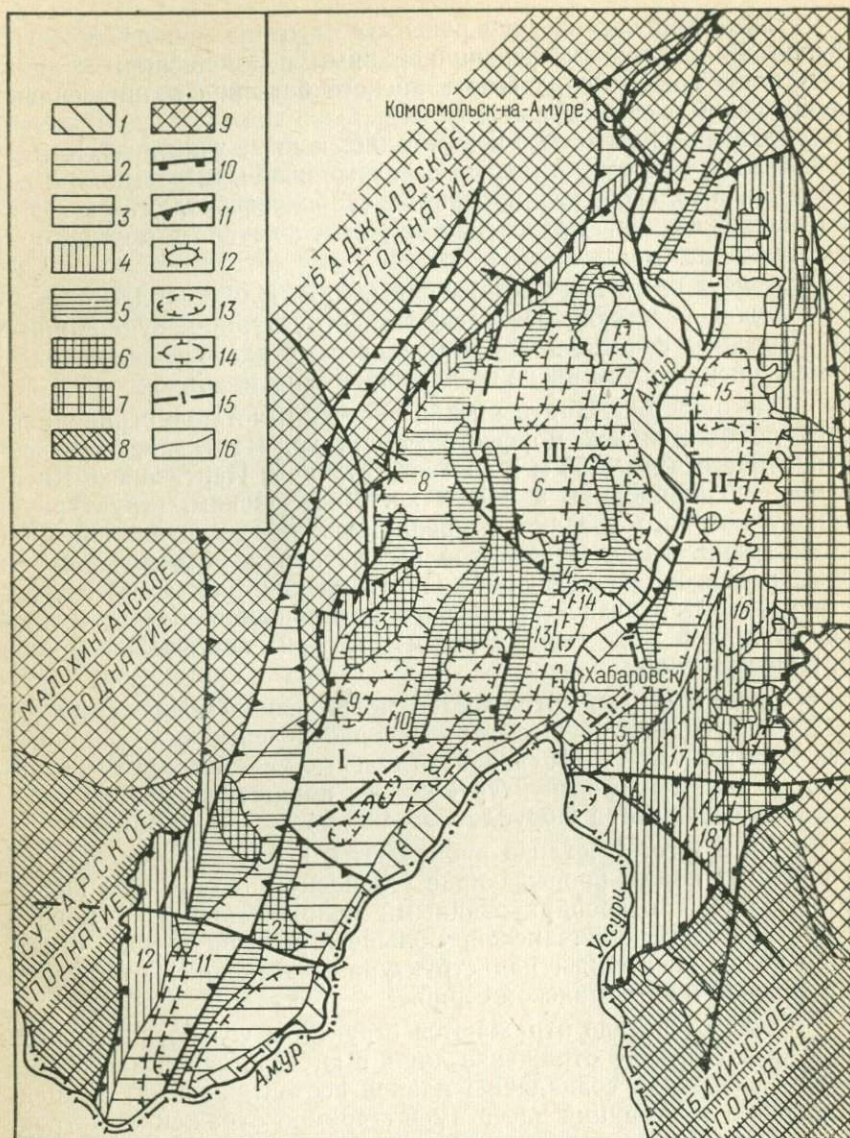


Рис. 11. Схема морфоструктуры Средне-Амурского бассейна. Составил

Морфоструктуры Средне-Амурской впадины (в скобках даны абсолютные отметки): гра-
 пойма р. Амура (40–70 м), 2 — пологонаклонная аккумулятивно-денудационная равнина
 (100–150 м), 4 — наклонная денудационная предгорная равнина (100–200 м); горсты и
 400 м), 6 — структурно-денудационное низкогорье (200–850 м); 7 — моноклизы обра-
 щения поднятия; 8 — денудационная поверхность выравнивания с корой выветривания на низ-
 чие обозначения: 10 — денудационные уступы, выраженные в рельефе; 11 — основные
 верхность; 13 — палеогеновые и неогеновые грабены, выполненные угленосными отложе-
 ких по
 1 — Прибурейнская краевая зона узких линейно-вытянутых грабенов и горстов; 11 — При-
 пологих грабенообразных прогибов и поднятий. Поднятия (цифры на схеме): 1 — Ван
 валовое, 5 — Хехирское, Грабенообразные впадины: 6 — Литовско-Харьпинская, 7 —
 дская, 12 — Самарская, 13 — Западно-Даргинская, 14 — Восточно-Даргинская, 15 — Нижне-

В целом морфоструктуру Партизанского бассейна можно классифицировать как обращенную положительную палеоморфоструктуру, частично реставрированную в процессе неотектонической активизации.

Средне-Амурский бассейн приурочен к одноименной межгорной впадине, крупнейшей среди кайнозойских впадин Дальнего Востока. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние свыше 600 км при ширине до 150—200 км.

Средне-Амурская впадина имеет отчетливое структурное ограничение. С северо-запада оно выражено Ванданским антиклинорием, а с юго-востока — Центральным-Сихотэалинским антиклинорием, имеющими прямое отражение в виде горных хребтов. Последние возвышаются над днищем впадины на 1000—1500 м.

Во впадине в течение всего палеогена и раннего — среднего миоцена непрерывно происходило накопление континентальных моласс. В эоцене — раннем олигоцене и в раннем миоцене оно сопровождалось угленакоплением (чернореченская и ушумунская свиты). Эти образования перекрыты сплошным чехлом плиоцен-четвертичных отложений мощностью до 60 м [6].

Структурную основу впадины составляют около 40 грабен-синклиналей и грабенов, более 25 горстовых выступов и валообразных поднятий, частично отраженных в современном ландшафте (рис. 11). Глубина залегания палеозой-мезозойского фундамента 1000—1500 м, а в отдельных случаях (Переяславский грабен) 2700 м. Горстообразные выступы палеозойских и мезозойских пород (Вандан-Горбылякское, Хехцирское, Ульдура-Чуркинское поднятия и др.) возвышаются над поверхностью впадины до 520—850 м.

По структурно-морфологическим особенностям строения в Средне-Амурской впадине выделяются две краевые зоны узких линейно-вытянутых грабеновых и горстовых структур с наибольшими глубинами опускания фундамента в грабенах (1500—2500 м) и центральная зона грабенообразных прогибов и поднятий, осложненных дополнительной складчатостью, с неглубоким залеганием фундамента (до 500 м, редко до 1000 м).

Границы Центральной зоны проводятся по Ульдура-Чуркинскому, Инскому и Вандан-Горбылякскому поднятиям на

В. А. Тащилкин, с использованием материалов [6, 69]:

бены и грабен-синклинали (прямые и сложные): 1 — плоская аккумулятивная равнина, (50—150 м), 3 — плоская аккумулятивная предгорная равнина, «внутренние дельты» горст-антиклинали: 5 — холмисто-увалистая структурно-денудационная равнина (50—ные, наклонные вулканогенные плато (100—800 м). *Морфоструктуры обрамления*: 7 — горы (300—500 м), 9 — эрозионное глыбово-складчатое среднегорье (800—2600 м). *Про-разломы*, выраженные в рельефе; 12 — выступы докайнозойского фундамента на понижениях; 14 — погрбенные поднятия; границы морфоструктур: 15 — I порядка; 16 — низ-рядков.

сихотэалинская краевая зона линейно-вытянутых грабенов; III — Центральная зона дан-Горбылякское, 2 — Ульдура-Чуркинское, 3 — Поликанское, 4 — Даргинско-Боловское Боловская, 8 — Утанакско-Кафенская, 9 — Волканская, 10 — Улканская, 11 — Бирюфель-Алтойская, 16 — Юшкинская, 17 — Переяславская, 18 — Гольдинская

северо-западе, по Хехцирскому поднятию, Анойско-Хунгарийскому выступу и р. Амуру на юго-востоке [6].

Образование Средне-Амурской впадины С. А. Салун [45] связывает с формированием в эоцене в центральной части Приморско-Буреинского свода крупной рифтовой системы, простирающейся с юга на север от зал. Петра Великого Японского моря до Тугурского залива Охотского моря на расстояние свыше 2500 км. Она разделяет мезозойды Тихоокеанского и герциниды Урало-Монгольского орогенных поясов. К грабеным структурам этой зоны приурочены многочисленные угольные месторождения.

Структуры Средне-Амурской впадины формировались в условиях однонаправленного опускания, лишь в конце эоцена и в среднем миоцене прерывавшемся периодами тектонической стабилизации, во время которых происходило выравнивание рельефа в области денудации [6]. Каждое усиление тектонической активности приводило к оживлению старых структурных форм в несколько упрощенном виде. Поэтому морфоструктура Средне-Амурской впадины имеет прямое отражение в современном рельефе и более простой план по плиоценовым отложениям.

В ландшафте впадина морфологически выражена обширной низменной аккумулятивно-денудационной равниной, в пределах которой наблюдается несколько холмисто-увалистых и низкогорных возвышенностей, соответствующих горстовым структурам. Последние располагаются главным образом в краевых структурно-морфологических зонах впадины и часто оказывают подпруживающее влияние для рек, стекающих с горного обрамления. В результате этого перед поднятиями формируются внутренние дельты. Особенно характерна такая дельта у р. Кур перед Вандан-Горбылякским поднятием. Менее отчетливо проявляется Даргинско-Болоньское валообразное поднятие. Оно прослеживается по ориентировке рек Симми и Унакин, проложивших свои русла в ослабленной зоне над этим поднятием.

Крупнейшей денудационной морфосистемой впадины является р. Амур. Для нее характерно преобладание транзитной системы обломочного материала над местной денудацией. Ширина долины р. Амура достигает 25—30 км при ширине русла 3—5 км и глубине потока до 10—12 м. Свое русло река проложила вдоль цепочки грабенных структур, огибая горстовые поднятия Хехцирское, Воронежское и др., производя их боковую эрозию.

В целом морфоструктуру Средне-Амурского бассейна можно классифицировать как прямую отрицательную.

3. НИППОНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Сахалинский бассейн. Морфоструктура бассейна является одной из наиболее сложных на территории Дальнего Востока. Угленосные отложения участвуют в формировании морфоструктуры совместно с другими образованиями и самостоятельный морфоструктурный облик принимают лишь в некоторых мелких морфоструктурах. Причины такого положения заключаются в том, что накопление угленосных толщ произошло до времени заложения морфоструктур.

Остров Сахалин в современном структурном плане представляет собой крупное антиклинальное поднятие, состоящее из двух краевых антиклинорий и разделяющего их синклиория [15]. Эти структуры имеют прямое отражение в рельефе, т. е. являются морфоструктурами. Их внутреннее строение отличается значительной неоднородностью, по-разному проявляясь в современных формах рельефа и позволяет проводить районирование территории бассейна на морфоструктурной основе.

С. М. Александров [1] выделяет в пределах острова четыре морфоструктуры первого порядка: Восточно-Сахалинскую морфоструктуру активизированных глыбовых поднятий, Западно-Сахалинскую морфоструктуру сводового поднятия, Северо-Сахалинскую морфоструктуру эпигеосинклинальных постседиментационных складчатых поднятий и конседиментационных прогибов и Центральнo-Сахалинскую морфоструктуру активизированных грабенообразных прогибов.

Заложение морфоструктур относится к среднему миоцену — плиоцену на том основании, что распределение вулканических осадков чеховской свиты было приурочено к меридиональным зонам разломов, являвшихся границами морфоструктур, а угленосные осадки верхнедуйской свиты (средний миоцен) залегают в грабенах — орографических депрессиях уже существовавшего рельефа. Плиоценовые же отложения маруямской свиты приурочены только к предгорьям и внутриворонным прогибам. Однако современный облик морфоструктур создан неотектоническими движениями плиоцен-плейстоценового времени. Они в основном унаследовали направление более ранних миоценовых движений, поэтому создали большую контрастность прямых морфоструктур.

Положение угленосных отложений, их современный тектонический план и распространение на поверхности отражают новейшую историю развития морфоструктур.

В Западно-Сахалинской морфоструктуре обнажаются угленосные отложения верблюдьегорской, жонкьерской (мел), нижнедуйской (палеоген) и верхнедуйской (миоцен) свит. Их распространение прямо согласуется с особенностями строения морфоструктуры. Простираение выходов угленосных отложений

совпадает с общим простираем морфоструктуры, а распределение по площади определяется направленностью и интенсивностью неотектонических движений. В приподнятых участках среднегорья обнажаются наиболее древние из угленосных толщ или подстилающие их породы, в низкогорном ярусе рельефа — отложения нижнедуйской свиты и в депрессионных участках среднегорья — отложения верхнедуйской свиты. Хорошо выражены в рельефе и средние по размерам структурные формы. Гряды в ряде случаев соответствуют антиклинальным структурам, а межгрядовые понижения — синклинальным. К первым приурочены выходы нижнедуйской свиты, а ко вторым — верхнедуйской.

Западно-Сахалинская морфоструктура сильно расчленена поперечной речной сетью. Вертикальное расчленение составляет 300—500 м и более. На участках моноклиналиного залегания пород образуется своеобразный куэстово-грядовый рельеф. Куэсты, связанные с устойчивыми к разрушению слоями песчаников, придают отдельным участкам морфоструктуры выровненный облик.

В Центрально-Сахалинской морфоструктуре обнажаются угленосные отложения верхнедуйской свиты. От предыдущей морфоструктуры Центрально-Сахалинская морфоструктура отделяется протяженным Тымь-Поронайским глубинным разломом, отчетливо выраженным в рельефе уступом высотой свыше 100—150 м. Угленосные отложения обнажаются на поверхности узкой полосой вдоль этого разлома и образуют ряд брахиформных структур, слабо отражающихся в пологонаклонной холмистой равнине. Вся же центральная часть морфоструктуры занята плоской заболоченной аккумулятивной равниной, плавно переходящей в акваторию залива Терпения. Только на восточном моноклиналином крыле морфоструктуры севернее г. Поронайска угленосные отложения верхнедуйской свиты снова выходят на поверхность и выражены пологоволнистой аккумулятивно-денудационной наклонной равниной.

Северо-Сахалинская морфоструктура представлена волнисто-грядовой аккумулятивно-денудационной равниной. В ее центральной части отчетливо выделяются две денудационные гряды меридионального направления, соответствующие линейным антиклинальным зонам: западная, Энгизпальская, и восточная, Дагинско-Оссойская. Более приподнятой является Энгизпальская гряда (высоты до 538 м). В ее сводовой части обнажаются миоценовые угленосные отложения вагисской свиты, являющиеся аналогом верхнедуйской толщи Южного Сахалина.

Восточная гряда состоит из ряда денудационных останцов, соответствующих нефтеносным антиклинальным структурам. В южном направлении антиклинальная гряда воздымается и в Дагинском районе на поверхность выходят миоценовые угленосные отложения среднедагинской свиты. Краевые прибрежные

части морфоструктуры представляют собой моноклиналильные крылья новейших прогибов. И только район полуострова Шмидта, испытавший интенсивные новейшие поднятия, отчетливо выделяется на общем равнинном фоне денудационно-эрозионным низкогорьем, отделяющимся денудационными уступами от акваторий.

Восточно-Сахалинская морфоструктура наиболее приподнятая из всех морфоструктур острова. Ее облик создают глыбовые поднятия палеозойских пород с четко выраженными в рельефе сбросовыми уступами. В пределах этой морфоструктуры миоценовые угленосные отложения люкаминской свиты залегают в грабенах восточной части морфоструктуры и большей частью перекрыты молодыми отложениями. Ввиду их меньшей сопротивляемости денудационным процессам они выделяются в рельефе плавными формами эрозионного низкогорья.

И, наконец, юго-восточная часть острова представлена несколькими положительными и отрицательными морфоструктурами, имеющими прямое отражение в рельефе. Угленосные отложения (верхнедуйская свита) встречаются только в крайней юго-восточной Анивской морфоструктуре. Последняя представляет собой узкую и вытянутую в меридиональном направлении складчато-глыбовую антиклинальную структуру, основу которой создают интрузии гранитоидов и отложения юрского возраста. Угленосные отложения залегают в грабенных структурах, но ввиду значительной абразионной обработки в плейстоцене в современных формах рельефа они почти не выражены.

ТИПИЗАЦИЯ МОРФОСТРУКТУР УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Все структуры угольных бассейнов являются отрицательными геологическими структурами, т. е. прогибами. Однако, вследствие различной генетической принадлежности и своеобразий дальнейшей истории геологического развития, они образуют широкий диапазон тектонических структур, по-разному отраженных в современных формах рельефа. В морфологическом отношении они разделяются на две большие группы: на структуры, выраженные современными тектонически обусловленными формами рельефа, т. е. являющиеся морфоструктурами, и на структуры, по разным причинам погребенные в недрах Земли или сглаженные денудацией, т. е. криптоструктуры (или палеоморфоструктуры).

Из предыдущего изложения можно было сделать вывод, что морфоструктура и криптоструктура — исторические категории структур угольных бассейнов, определяющиеся направленностью тектонических движений, совпадающих, частично совпадающих или полностью несовпадающих с движениями ранних этапов развития структуры. Так, большинство мезозойских угольных бассейнов Сибири (Канский, Иркутский, Южно-Якутский, Ленский, месторождения Забайкалья) пережили в своем развитии с поздней юры по эоцен включительно стадию предельной денудации (пенеплена). В эоцене их структуры превратились в криптоструктуры вследствие полного сглаживания. Еще более сложной была история структур палеозойских угольных бассейнов (Кузнецкого и Минусинского). Они дважды пережили стадию криптоструктуры (поздний триас — ранняя юра и поздний мел — палеоген).

В современную эпоху эти структуры имеют прямое отражение в формах рельефа благодаря совпадению планов неотектонических и более древних тектонических движений, а степень выраженности в рельефе находится в прямой связи с их интенсивностью. Вместе с тем в этих морфоструктурах сохранились характерные черты строения, определенные генетической природой прогибов: мощность отложений, размеры (порядок структуры), тип складчатости, ориентировка основных разрывов и т. д.

Таким образом, принцип унаследованности тектонического развития может служить в качестве классификационного при типизации морфоструктур угольных бассейнов. Однако он является неглавным.

Более общие закономерности строения морфоструктур определяются тектоно-генетической природой прогиба, в котором формировалась угленосная толща. Несмотря на большое число типов тектоно-генетических структур угольных бассейнов, все они объединяются в две группы — обращенных (инверсионных) и необращенных (прямых). К первым относятся прогибы, развивавшиеся в геосинклинальных областях или в краевых частях платформ на доинверсионных стадиях развития геосинклиналей, а ко вторым — различные прогибы древних и молодых платформ, в том числе и в краевых частях на орогенном этапе развития смежных геосинклинальных областей (краевые, приорогенные и др.).

Структуры угольных бассейнов, сформировавшиеся в обращавшихся прогибах, представлены сложно построенными положительными (антиклинальными) формами, а в необращавшихся прогибах — отрицательными (синклинальными), прямо унаследовавшими первичную форму. Эти коренные различия тектоно-генетических типов прогибов находят и морфоструктурное отражение. Первые проявляются в рельефе в виде положительных (обращенных) морфоструктур (хребтов, горных массивов), а вторые — в виде прямых отрицательных морфоструктур (впадин, котловин и т. д.).

Последующие тектонические движения в зависимости от степени унаследованности направления движения могут существенно изменить характер первичных морфоструктур. Однако явление полного обращения первичных морфоструктур угольных бассейнов наблюдается редко и относится главным образом к их отдельным участкам (морфоструктурам низших порядков). Вследствие этого возникают (полупрямые — полуобращенные) морфоструктуры, сочетающие признаки и тех и других. Характерной в этом отношении является морфоструктура Ачинского бассейна, развивавшаяся в течение мезозоя и палеогена в режиме унаследованного прогибания, а с олигоцена вовлеченная в вертикальные движения под влиянием сводово-глыбовых воздыманий Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Эти движения привели к распаду морфоструктуры на три ступени, из которых наиболее приподнятая (Красноярско-Кемчугско-Приаргинская) состоит из нескольких впадин и кряжей, а наиболее низкая (Чулымская) сохранила первичный облик погребенной структуры.

Среди прямых и обращенных морфоструктур необходимо различать два подтипа: унаследованные и возрожденные морфоструктуры. Первые всегда лучше выражены в рельефе, часто альпинотипными отрицательными или положительными формами. У вторых (возрожденных) морфоструктур элементы структуры проявляются обобщенно, в сглаженной форме денудационного рельефа и только на границах сопряжения положительных и отрицательных региональных структур эти элементы (раз-

рывы, крупные синклинали и антиклинали и крупные купола) проявляются более отчетливо вследствие большей контрастности неотектонических движений.

В этих зонах структура бассейна проявляется также через участки аккумулятивного рельефа, образованного аллювиальными осадками в зонах неотектонических опусканий (внутригорные дельты Иркутского бассейна), участками флуктуации гидросети (Вилюйская синеклиза Ленского бассейна) или ее рисунком (радиальным на поднятиях и сходящимися в гидрографические узлы в опусканиях), а также antecedentным характером речных долин (Кузбасс, Минусинский бассейн). На остальной территории прямых (отрицательных) возрожденных морфоструктур особености их внутреннего строения проявляются через типы и формы денудационного рельефа (структурного, пологоволнистого, плосковолнистого и т. д.).

В типе полупрямых — полуобращенных морфоструктур выделение подтипов пока нецелесообразно из-за их слабой изученности.

Угольные бассейны и месторождения по размерам образуют также широкий диапазон геологических структур — от гигантских, достигающих площади 1,0 млн. км² и больше, до нескольких сотен квадратных километров. Все крупные структуры по строению являются сложными и поэтому, естественно, по-разному выражены на современной поверхности Земли. Для угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока характерна одна черта распределения структур по размерам. Крупные и гигантские структуры приурочены к молодым и древней платформам, а средние и мелкие структуры — к орогенным областям. Их морфологическая выраженность в рельефе также определяется этой закономерностью.

Более отчетливо проявляются морфоструктуры орогенных областей и при этом размер морфоструктуры не имеет решающей роли. Нередко наблюдается даже обратная зависимость: мелкие морфоструктуры проявлены более отчетливо, так как их образование связывается с приразломными зонами, по которым и на неотектоническом этапе происходили активные подвижки (морфоструктуры угольных месторождений Забайкалья).

Крупные морфоструктуры угольных бассейнов платформенных областей выражены тектоническими формами рельефа менее отчетливо. Это, по-видимому, объясняется малой контрастностью платформенных структур и быстрым переходом их в обращенные даже при малоамплитудных неотектонических поднятиях. Такие морфоструктуры обычно выступают как полупрямые — полуобращенные целиком или частично (Тунгусский, Ачинский, Зее-Буреинский бассейны).

Рассмотренная закономерность не распространяется на крупные морфоструктуры угольных бассейнов, сформировавшиеся в краевых частях Сибирской платформы (Канский, Иркут-

ский и Южно-Якутский). Они являются прямыми и отчетливо выраженными, особенно в предгорных зонах, где в рельефе проявляются даже мелкие и средние элементы их структуры. Все это позволяет исключить при типизации морфоструктур из классификационных признаков признаки их размерности.

Целесообразно также рассмотреть показатель сохранности угленосных толщ в морфоструктурах разных типов, как имеющих важное значение при оценке перспектив той или иной морфоструктуры на поиски месторождений угля. Здесь сразу же следует заметить, что сохранность угленосных толщ в геологических структурах угольных бассейнов изменяется в очень широких пределах от почти полного разрушения до сохранности в генетических границах угленакопления.

Сохранность угленосных толщ в морфоструктурах зависит от многих причин и определяется сложным сочетанием статических и динамических факторов развития, по-разному проявляющихся в различных тектоно-генетических типах морфоструктур. К статистическим факторам могут быть отнесены литолого-стратиграфические особенности строения угленосной толщи (падение слоев, угловые несогласия, мощность толщ, устойчивость пород к денудации, метаморфизм отложений, морфология складок, наличие разрывных нарушений и т. д.), а к динамическим — скорость и направленность тектонических движений, а также неравномерность и стадийность их проявления.

Разрушение угленосных толщ происходит как на стадии зарождения морфоструктуры, так и в процессе ее дальнейшего развития. При этом в первом случае разрушаются в основном толщи, формирующиеся в прогибах с мигрирующей осью прогибания (краевые, приорогенные, миогеосинклинальные). И, напротив, в структурах, развивавшихся в режиме унаследованного прогибания, особенно с расширяющейся во времени площадью седиментации (структуры доплитного и плитного комплекса молодых платформ), угленосные толщи консервируются и сохраняются в генетических границах.

Однако разрушение угленосной толщи на стадии зарождения морфоструктуры несущественно по сравнению с разрушением в процессе ее последующего формирования. К тому же оно происходит главным образом по периферии морфоструктур, на участках, которые часто не сохраняются к современной эпохе. Поэтому денудацией этого вида приходится пренебрегать или рассматривать ее совместно с денудацией последующих стадий развития морфоструктуры.

Определение величины денудации угленосных толщ облегчается благодаря возможности использовать для этих целей показатели регионального метаморфизма углей.

Поскольку степень геотермического (регионального) метаморфизма пропорциональна глубине первоначального погружения угольных пластов и определяется величиной палеогеотерми-

Классификация морфоструктур угольных

Признаки	Геологические структуры, выраженные в рельефе (морфоструктуры)		
	Прямые		
	Унаследованные	Возрожденные	
Тектоно-генетические типы морфоструктур	Кайнозойские приорогенные и орогенные прогибы, синеклизы молодых платформ	Краевые, приорогенные и орогенные прогибы, синеклизы древних платформ	
Морфологическое выражение в зависимости от положения в региональных морфоструктурах	Аккумулятивные альпийские межгорные впадины в антеклизях и плоские предгорные впадины в синеклизях	Денудационные предгорные и межгорные впадины и котловины в прогибах на антеклизях и равнины в синеклизях	
Характер и степень проявления элементов структуры	Отчетливо выраженные	В приорогенных частях разломы — уступами; выступы фундамента — денудационными возвышенностями	В приорогенных частях синклинали — впадинами, антиклинали — валами, разломы — уступами
	Слабо-выраженные	Во внутренних частях грабены и впадины — внутригорными дельтами и гидрографическими узлами	Во внутренних частях структура отражена обобщенно формами эрозионно-денудационного рельефа
	Невыраженные	Мелкие грабены и горсты внутренних частей межгорных впадин	Мелкие складки и разрывы по всей площади морфоструктуры

бассейнов Сибири и Дальнего Востока

Признаки	Геологические структуры, выраженные в рельефе (морфоструктуры)		
	Сложные (полупрямые — полуобращенные)	Обращенные	
		Унаследованные	Возрожденные
Тектоно-генетические типы морфоструктур	Синеклизы древних и молодых платформ, краевые прогибы на древних платформах	Позднегеосинклинальные (миогеосинклинальные) прогибы	Многосинклинальные и краевые (пригеосинклинальные) прогибы
Морфологическое выражение в зависимости от положения в региональных морфоструктурах	Денудационные впадины в синеклизях, валы и кряжи в антеклизях, плато в моноклизях, синеклизях и антеклизях	Линейные первичноантиклинальные хребты	Линейные сводово-глыбовые хребты — антиклинории
Характер и степень проявления элементов структуры	В приорогенных частях впадины — предгорными равнинами, поднятия — кряжами и валами, разломы — уступами	Простирающиеся угленосных толщ контролируется направлением горных хребтов, молодых толщ — низкорельефом	Антиклинали и группы антиклиналей — структурно-денудационными линейными хребтами, разломы — уступами
	Во внутренних частях обращенных зон воздымание структуры — наклонно-ступенчатой равниной, разломы — уступами	Межгорные понижения иногда соответствуют синклиналям, а гряды — антиклиналям	Синклинали — флювиогляциальными равнинами и высокопорядковой гидросетью
	Все структуры необращенной части, в обращенной — мелкие неконтрастные структуры	Большинство средних и мелких структур и разрывов	Большинство средних и мелких структур, так как неотектонические структуры крупнее древних

Признаки	Геологические структуры, выражен	
	Прямые	
	Унаследованные	Возрожденные
Степень сохранности угленосной толщи	Сохранились полностью в генетических границах ($k = 0,9 \div 1,0$)	Сохранность зависит от генетического типа бассейна и количества циклов денудации ($k = 0,3 \div 0,7$)
Типичные примеры угольных бассейнов и месторождений (возраст угленосной толщи)	Нижне-Алданский (N), Зее-Буреинский (N), Средне-Амурский (N), месторождения впадин Байкальского типа (N) и Центрального Сахалина (N)	Кузбасс (С — Р, J), Минусинский (С — Р, J), Канский (J), Иркутский (J), Ленский (Виллюйская синеклиза, J — Cr), Южно-Якутский (J — Cr), Буреинский (J — Cr), Забайкалье (J — Cr)

ческого градиента, распределение разных марок углей на современной поверхности морфоструктур прямо отражает их суммарную денудацию. При этом необходимо исключать экстремальные значения, которые вызываются другими видами метаморфизма. Зная величину денудации, нетрудно рассчитать степень сохранности толщ в морфоструктуре. Они определяются как отношение мощностей сохранившихся толщ к мощностям восстановленных толщ осадков, конформных рассматриваемой структуре.

Для морфоструктуры Кузбасса эта величина (k) изменяется от 0,84 в центральной части Кузнецкой котловины до 0,6 у ее присалаирской и прикузнецкоалатауской границ, снижаясь еще больше (до 0,4) в районах котловины, прилегающих к Горной Шории. В этой части Кузнецкой котловины общая денудация осадочных толщ Кузбасса достигает 4,5—6,0 км.

Еще более разрушенной является морфоструктура Иркутского бассейна. Сохранность первично накопившихся в ней отложений не превышает 0,17—0,33 и возрастает от иркутской к нижеудинской части морфоструктуры. От этого вся морфо-

ные в рельефе (морфоструктуры)			Геологические структуры, невыраженные в рельефе (крипоструктуры)
Сложные (полупрямые — полуобращенные)	Обращенные		
		Унаследованные	Возрожденные
Сохранность высокая, в необращенной части до генетической ($k = 1,0$), в обращенной — разная ($k = 0,7 \div 1,0$)	Сохранность высокая в центральной части ($k = 0,9 \div 1,0$) и средняя по периферии ($k = 0,3 \div 0,7$)	Сохранность средняя и низкая ($k = 0,1 \div 0,7$)	Сохранились почти полностью ($k = 0,7 \div 1,0$)
Тунгусский (юго-восточная и северо-восточная окраины (С — Р), Ачинский (J), Ленский (приплатформенная часть Предверхоанского прогиба, J — Cr), Раздольнинский (северная часть, Cr), Сахалинский, (северная часть, N)	Сахалинский (западная часть, Cr — N)	Ленский (пригеосинклинальная часть Предверхоанского прогиба: J — Cr), месторождения Верхоянья (С — Р)	Тунгусский (С — Р), Партизанский (Cr), Амура-Зейский (J — Cr), Зее-Буреинский (доплитный комплекс, Cr), месторождения Тюменской области (Pg)

структура получила перекося с юго-востока на северо-запад в сторону Канского бассейна. В мульдах последнего степень сохранности осадочных толщ в среднем составляет 0,45 первично накопившихся отложений.

Однако наиболее разрушенной среди прямых возрожденных морфоструктур является морфоструктура Южно-Якутского бассейна. Она представлена в настоящее время лишь разобщенными фрагментами. В одном из них (Алдано-Чульманский район), наиболее сохранившемся от денудации, степень сохранности осадочных толщ не превышает 0,4—0,5 в центральной прогнутой части, значительно уменьшаясь к периферии.

В отличие от рассмотренных выше морфоструктур степень сохранности осадочных толщ в прямых унаследованных морфоструктурах всегда высокая и редко бывает ниже 0,9. Только в полуобращенных частях прямых унаследованных морфоструктур и в полупрямых — полуобращенных морфоструктурах угольных бассейнов, сформировавшихся на молодых платформах, она бывает несколько ниже.

В обращенных морфоструктурах наблюдаются в общем те же закономерности, что и у прямых унаследованных и прямых возрожденных морфоструктур. В унаследованных обращенных структурах осадочные толщи сохранились более полно.

Таким образом, степень сохранности осадочных толщ в морфоструктурах, с одной стороны, связана с тектоно-генетическим типом морфоструктуры, а с другой — зависит от ее унаследованного развития. Поэтому этот признак может использоваться в качестве вспомогательного при типизации морфоструктур.

Классификация морфоструктур угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока по рассмотренным выше принципам приводится в таблице.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Затронутые в работе вопросы о возможностях приложения методов структурной геоморфологии к изучению угольных бассейнов несомненно нуждаются в более глубокой разработке. Однако уже сейчас ясно, что они могут быть с успехом применены к выяснению особенностей тектонического строения бассейнов как в региональном плане, так и для целей детального районирования структур. Кроме того, геоморфологические методы позволяют проследить историю развития структур после периода накопления в них угленосных толщ.

По выраженности в современных тектонически обусловленных формах рельефа структуры угольных бассейнов разделяются на две группы: выраженные в рельефе структуры (морфоструктуры) и сглаженные или погребенные структуры, не проявляющиеся в рельефе в современную эпоху (крипоструктуры или палеоморфоструктуры). Среди первой группы выделяются прямые, полупрямые — полуобращенные и обращенные морфоструктуры, а среди прямых и обращенных — унаследованные и возрожденные. Они соответствуют определенным тектоно-генетическим типам угольных бассейнов и по-разному отражаются в рельефе. Последнее обстоятельство дает возможность изучать их на структурно-геоморфологической основе.

Среди всех типов морфоструктур наиболее отчетливо проявлены прямые унаследованные структуры угольных бассейнов. К ним относятся структуры кайнозойских угольных бассейнов (Нижне-Алданский, Зее-Бурейнский, Средне-Амурский, месторождения впадин байкальского типа и др.). В этих бассейнах угленосные толщи сохранились в границах, близких к генетическим, а их внутренняя структура нарушена незначительно. Эти структуры имеют отчетливо выраженное внешнее ограничение в виде впадин.

Однако большинство угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока являются прямыми возрожденными морфострук-

турами. Морфологически они выражены различными впадинами и котловинами. К ним относятся морфоструктуры Кузбасса, Минусинского, Канского, Иркутского, Южно-Якутского, Бурейнского бассейнов и месторождений Забайкалья. Возрождение этих морфоструктур связано с неотектоническим этапом развития территории. Внутренняя структура бассейнов более отчетливо проявлена в районах, прилегающих к горным обрамлениям. Во всех этих структурах угленосные толщи сохранились во фрагментарном виде и более полно в пределах неотектонических опусканий. К ним и приурочены основные промышленные месторождения.

Обращенные морфоструктуры угольных бассейнов менее характерны для территории Сибири и Дальнего Востока, так как их формирование связывается с геосинклинальными областями. В этом проявляется закономерность накопления угленосных толщ в пределах платформенных участков земной коры. К обращенным относятся только морфоструктура западной части Сахалинского бассейна (унаследованная), предверхоаянская часть Ленского бассейна и месторождения Верхоянья (возрожденные). Эти морфоструктуры проявляются в виде линейных хребтов со сложным внутренним тектоническим строением слагающих их угленосных толщ. Последние весьма сильно разрушены в центральных частях хребтов и относительно сохранились в зонах сопряжения горных хребтов с региональными отрицательными морфоструктурами, а также в отрицательных морфоструктурах мелких порядков среди хребтов. Такие участки обращенных морфоструктур благоприятны для открытия новых угольных месторождений.

Промежуточный тип (полупрямых — полуобращенных) морфоструктур характерен для значительных по размерам угольных бассейнов, сформировавшихся в синеклизах древних и молодых платформ или в краевых частях срединных массивов геосинклинальных областей (Тунгусский, Ленский, Ачинский, Раздольнинский и др.). Во всех этих структурах сохранность угленосных толщ в общем высокая.

Морфоструктурное выражение таких бассейнов разнообразно, но наибольший промышленный интерес представляют полуобращенные участки бассейнов, на которых угленосные толщи выведены близко к современной поверхности. В пределах таких участков угленосные толщи наиболее разрушены на неотектонических поднятиях. И, наоборот, в неотектонических опусканиях они имеют хорошую сохранность и представляют промышленный интерес. Неотектонический план таких структур отчетливо выражен в рельефе и это обстоятельство облегчает выделение площадей, перспективных на поиски углей.

Среди угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока небольшую группу составляют бассейны, структуры которых либо совершенно не проявляются в современном рельефе, либо про-

являются лишь в самом общем виде. К ним относятся большая часть Тунгусского бассейна, Амуру-Зейский и Партизанский бассейны, а также доплитные структуры Зее-Буреинского бассейна и некоторые другие. Генетическая природа этих структур различная. Их индивидуализация в рельефе не выражается или из-за полного погребения в недрах, или из-за сильного разрушения на неотектоническом этапе развития. В первом случае угленосные толщи сохранились хорошо, а во втором сильно разрушены. Приложение структурно-геоморфологических методов к изучению структуры таких бассейнов ограничено решением отдельных частных вопросов.

Весьма важным направлением применения методов структурной геологии при изучении геологии угольных бассейнов является восстановление по неоструктурному плану зон максимального угленакопления.

Как показало проведенное исследование, на неотектоническом этапе развития большинство структур угольных бассейнов Сибири и Дальнего Востока, выраженных в современных формах рельефа, наследуют план палеотектонических движений времени формирования угленосных толщ. Это позволяет по косвенным признакам восстанавливать зоны максимального торфонакопления в бассейне и целенаправленно проводить поиски новых месторождений. Такие приемы дают надежные результаты в Иркутском, Зее-Буреинском и других угольных бассейнах.

В Иркутском бассейне зоны максимального торфонакопления были приурочены к периферийным частям Черемхово-Тагинского и Курзанского поднятий, отчетливо проявляющимся и в новейшей структуре бассейна. Сходная картина отмечается и для Зее-Буреинского бассейна. В нем в бузулинское время (эоцен — олигоцен) мощное торфонакопление происходило в пределах Амуру-Мамынского выступа фундамента, который в настоящее время в междуречье Зеи и Амура проявляется в рисунке низкопорядковых водотоков. Такие неотектонические структуры угольных бассейнов наиболее перспективны для выявления новых угленосных площадей.

Очевидно, что применение подобного подхода к выделению перспективных площадей ограничено прямыми унаследованными и частично прямыми возрожденными морфоструктурами угольных бассейнов.

Еще одним направлением применения структурно-геоморфологических методов исследования при изучении геологии угольных бассейнов может стать использование этих методов для прогноза марочного состава углей. В пределах наиболее разрушенных участков морфоструктур будут обычно находиться более высокометаморфизованные угли. В обращенных морфоструктурах такими участками являются положительные морфоструктуры горных хребтов (предверхоянская часть Ленского бассейна, центральная часть Западно-Сахалинского хребта). В прямых

возрожденных морфоструктурах наибольшая денудация угленосных толщ наблюдается по периферии морфоструктур и на неотектонических поднятиях. На этих участках морфоструктур на поверхности обнажаются наиболее метаморфизованные части разрезов угленосных толщ (присалаирская и пригорношорская части Кузбасса, притуранская и прибуреинская части Буреинского бассейна, Олекминское и Горбыляхское поднятия Южно-Якутского бассейна). Следует отметить, что при таких прогнозах необходимо учитывать общие закономерности метаморфизма углей в угольных бассейнах разных тектоно-генетических типов.

Сказанным, по-видимому, не ограничивается круг задач, которые можно решать с помощью структурной геоморфологии. Представляется, что приложение ее к угольной геологии будет способствовать повышению качества и эффективности поисковых и геологоразведочных работ на уголь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С. М. Остров Сахалин. М., «Наука», 1973. 183 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
2. Алтай-Саянская горная область. Отв. ред. С. А. Стрелков, В. В. Вдовин. М., «Наука», 1969. 415 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.)
3. Астахов В. И., Еременко В. Я. Геологическая информативность телевизионных космических снимков закрытых районов (на примере Приенисейской Сибири).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 2. Геология и геоморфология. М., 1974, с. 72—77.
4. Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Космические телевизионные снимки как средство тектонического районирования крупных территорий и прогнозирования полезных ископаемых на примере Западно-Сибирской плиты и прилегающих районов.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 1. Геология и геоморфология. М., 1973, с. 102—110.
5. Бобылев В. В., Соловьев В. О. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока.— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 108—118.
6. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., «Наука», 1971. 160 с.
7. Галабала Р. О. Об эрогенезе в Западном Верхоянье.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 61—67. (Материалы VIII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).
8. Галабала Р. О. Некоторые проблемы поверхностей выравнивания Сибирской платформы и Верхоянья.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973, с. 180—187. (Материалы IX пленума Геоморфол. комис.).
9. Галабала Р. О., Гогина Н. И. Поверхности выравнивания и коры выветривания восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973, с. 139—145. (Материалы IX пленума Геоморфол. комис.).
10. Гальцев-Безюк С. Д. Новейшая тектоника (Сахалина).— В кн.: Атлас Сахалинской области. М., ГУГК, 1967. 28 с.
11. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии.— «Труды Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол.», 1972, вып. 226. 300 с.
12. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий и др. М., 1974. 280 с. (ВСЕГЕИ. Труды. Новая сер. Т. 194.)
13. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л. И. Красный. М., «Недра», 1966. 516 с.
14. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. В 12 томах. Гл. ред. Н. И. Погорелов. Т. 9. Угольные бассейны и месторождения Забайкалья, Якутской АССР, Дальнего Востока, о. Сахалин и островов Ледовитого океана. Кн. 2. Месторождения и бассейны Якутской АССР и островов Ледовитого океана. Ред. Г. Д. Петровский. М., «Недра», 1973. 399 с. Авт.: И. С. Бредихин, П. И. Глушинский, М. М. Маландин и др.
15. Геология СССР. Гл. ред. А. В. Сидоренко. Т. 33. Остров Сахалин. Ч. 2. Полезные ископаемые. Ред. В. Н. Верещагин. М., «Недра», 1974. 207 с. Авт.: Д. П. Жижин, Д. Ф. Семенов, Б. Д. Широков и др.
16. Геология СССР. Гл. ред. А. В. Сидоренко. Т. 42. Южная Якутия. Геологическое описание. Ред. Ю. К. Дзевановский. М., «Недра», 1972, 495 с. Авт.: А. И. Никитина, И. Ю. Долгушин, К. Г. Кондаков и др.
17. Горбачев И. Ф., Петухов А. В., Тимофеев А. А. К вопросу о геологическом строении Зее-Буренской впадины.— «Нефтегаз. геология и геофизика», 1965, № 5, с. 17—21.

18. *Городецкая М. Е.* Морфоструктура и морфоскульптура Западно-Сибирской равнины. М., «Наука», 1972. 154 с.
19. *Григорьев К. Н.* Канско-Ачинский угольный бассейн. М., «Недра», 1968. 184 с.
20. *Денисов Е. П.* Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Примиздат, 1965. 97 с.
21. *Забалуев В. В.* Новейшая тектоника Вилюйской синеклизы и связь ее с древними структурами.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962. с. 197—203.
22. *Замараев С. М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с.
23. *Западно-Сибирская равнина.* М., «Наука», 1970. 279 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.). Авт.: С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров и др.
24. *Звонарев И. Н.* К истории формирования Кузнецкого бассейна в нижнекаменноугольное время.— В кн.: Ископаемые угли Сибири и методы их изучения. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 18—35.
25. *Золотарев А. Г.* Рельеф и новейшая структура Байкало-Потомского нагорья. Новосибирск, «Наука», 1974. 120 с.
26. *Зяткова Л. К., Раковец О. А.* Минусинские впадины.— В кн.: Алтае-Саянская горная область. М., «Наука», 1969. с. 240—275. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.)
27. *Иванов Б. А.* Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 6, с. 16—26.
28. *Костенко Н. П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972. 320 с.
29. *Лишневский Э. Н., Степанов П. И.* Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Бурейской депрессии.— «Геология и геофизика», 1963, № 5, с. 117—122.
30. *Межвилк А. А.* Особенности развития Верхоянской многогеосинклинали.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 36—43. (Материалы VIII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.)
31. *Мещеряков Ю. А.* Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972. 519 с.
32. *Микунов В. Ф.* Основные особенности строения и история развития Чульманского прогиба (Южная Якутия).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 42—57.
33. *Миненко Н. М.* Деформации поверхностей выравнивания и морфоструктуры Иркутского амфитеатра.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973, с. 217—223. (Материалы IX пленума Геоморфол. комис.)
34. *Морфоструктурные методы* изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968. 151 с. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.
35. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.* Отв. ред. Н. А. Флоренсов. М., «Наука», 1974. 359 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.) Авт.: Н. А. Логачев, И. В. Антощенко-Оленев, Б. Д. Базаров и др.
36. *Нефман В. Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. М., «Недра», 1974. 79 с.
37. *Никонова Р. И.* Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., «Наука», 1966. 95 с.
38. *Павлов С. Ф.* Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1974. 170 с.
39. *Палеогеновые и неогеновые отложения* межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья.— «Советская геология», 1969, № 7, с. 11—23. Авт.: М. А. Ахметьев, С. В. Белецкая, В. Ф. Морозова, С. А. Салун.
40. *Пан В. П., Припутнев Ю. Н.* Роль палеоидросети при формировании угленосных отложений Усть-Тыгдинского прогиба Ушумунской впадины.—

В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 131—132.

41. *Плоскогорья и низменности Восточной Сибири*. М., «Наука», 1971. 320 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). Авт.: О. М. Адаменко, И. Ю. Долгушин, В. В. Ермолаев и др.

42. *Портнов А. Г.* О пространственной связи верхнемезозойских впадин и угольных месторождений Забайкалья с глубинными разломами.— В кн.: Геология угольных месторождений Забайкалья и Южной Якутии. Чита, 1972, с. 3—27.

43. *Портнов А. Г.* Группировка угольных месторождений Забайкалья по степени эрозионного среза.— В кн.: Геология угольных месторождений Забайкалья и Южной Якутии. Чита, 1972, с. 28—32.

44. *Савинский К. А.* Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972. 168 с.

45. *Салун С. А.* Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М., «Недра», 1969, с. 154—173.

46. *Семеркин В. И.* Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным.— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 87—94.

47. *Сизых В. И.* Унаследованное развитие неотектоники от древних структур в Западном Забайкалье.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейшие структуры земной коры. М., «Наука», 1968, с. 124—127.

48. *Симонов Ю. Г.* Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ, 1972. 251 с.

49. *Сорокин А. П.* История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1972. 28 с.

50. *Степанов П. И.* Теория поясов и узлов угленакопления.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции. Ч. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, с. 172—193.

51. *Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений*.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 162—261. Авт.: Ю. Б. Устиновский, Хан Док Сик, М. Д. Болотникова и др.

52. *Стрелков С. А.* Главнейшие черты новейшей тектоники и развития эндогенного рельефа заполярной части мезозойских прогибов Средней Сибири.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 157—166.

53. *Сюндюков Ш. А.* Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1974. 78 с.

54. *Тимофеев А. А., Тацилкин В. А.* О типах краевых структур, возникающих на различных стадиях развития геосинклиналей.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 1, с. 31—40.

55. *Тимофеев Д. А.* Морфоструктурные условия формирования поверхностей выравнивания.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973, с. 96—106. (Материалы IX пленума Геоморфол. комис.)

56. *Тимофеев П. П.* Геология и фашии юрской угленосной формации Южной Сибири.— «Труды Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол.», 1969, вып. 197. 460 с.

57. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— «Труды Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол.», 1970, вып. 198. 208 с.

58. *Угленосность и угленосные формации Якутии*. М., «Наука», 1966. 171 с. Авт.: А. В. Александров, И. С. Бредихин, Н. А. Игнатченко и др.

59. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.

60. *Файнер Ю. Б.* Кузнецкая котловина.— В кн.: Алтае-Саянская горная область. М., «Наука», 1969, с. 157—203. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.)

61. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— «Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Сер. геол.», 1960, вып. 19. 258 с.
62. Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964, с. 252—262. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов.)
63. Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968, с. 59—73.
64. Фрадкин Г. С. Тектоника западной части Вилуйской впадины.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 189—196.
65. Характер проявления неотектоники в различных структурно-фациальных зонах Центрального Забайкалья.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967, с. 383—388. Авт.: Г. Ф. Уфимцев, Е. В. Барабашев, В. И. Сизых, И. Н. Фомин.
66. Шарудо И. И. Состав и условия накопления меловых угленосных отложений Суйфунского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1965. 72 с.
67. Шарудо И. И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока.— «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1972, вып. 108. 250 с.
68. Шарудо И. И., Москвин В. И., Дзенс-Литовская О. А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск, «Наука», 1973. 68 с.
69. Юг Дальнего Востока. М., «Наука», 1972. 423 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.) Авт.: Г. И. Худяков, Е. П. Денисов, А. М. Короткий и др.

90 коп.

2326

НЕДРА