

УДК 551.4 : 551.24(571.5)

О. М. АДАМЕНКО**МОРФОСТРУКТУРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Главнейшие особенности современной морфоструктуры Сибирской платформы рассматриваются как результат сложного взаимодействия неравномерно перемещавшихся в мезозое и кайнозое блоков кристаллического фундамента, сгруппированных в полукольцевые зоны прямых, обращенных и сложных морфоструктур, с волнообразными движениями планетарного характера, образующих решетчатую систему волн субмеридионального и северо-восточного простираний.

Сибирская платформа, или Восточно-Сибирская возвышенная платформенная равнина (Мещеряков, 1965), может рассматриваться в качестве единого крупного морфотектонического элемента земной поверхности — геотектуры, являющейся частью континентального выступа Евразии. Среди материковых платформенных равнин северного полушария Восточно-Сибирская равнина выделяется своей большой абсолютной высотой; другие равнины — Западно-Сибирская, Восточно-Европейская и Северо-Американская — значительно ниже. В этом смысле Восточно-Сибирская равнина приближается к высоким платформенным равнинам южного полушария (Африканской и др.), в связи с чем вопросы ее возникновения и истории развития приобретают глобальное значение.

В данной статье освещаются лишь вопросы морфоструктурного (структурно-геоморфологического) районирования Восточно-Сибирской равнины, которые уже неоднократно рассматривались в работах Л. Г. Каманина (1938), С. С. Воскресенского (1962), С. С. Коржуева (1960), И. И. Краснова и С. Ф. Козловской (Геология Сибирской платформы, 1966), Ю. А. Мещерякова (1965), В. В. Ермолова и Я. Я. Клейна (1968).

В основу предлагаемой морфоструктурной схемы Восточно-Сибирской равнины (рис. 1) положен анализ новейших картографических материалов и сопоставление крупных орографических элементов поверхности равнины со структурами осадочного покрова, рельефом и тектоникой погребенного кристаллического фундамента Сибирской платформы. Мы пользовались в основном тектоническими и структурными схемами, составленными в 1968 г. под редакцией академика А. А. Трофимука большим коллективом авторов — работников научно-исследовательских и производственных геологических учреждений Восточной Сибири.

Большинство границ, обособляющих Восточно-Сибирскую равнину, проведено по геоморфологическому (орографическому) принципу: на севере и западе — по тыловым швам Северо-Сибирской и Западно-Сибирской низменностей, на юге и востоке — по подошвам Саяно-Байкальского и Верхоянского горных сооружений. На юго-востоке границу проводят по северному склону Станового хребта, вдоль зоны Станового разлома, ограничивающего с юга краевой (Алданский) выступ фундамента Сибирской платформы. Отметим различия в геотектонической природе ограничений Восточно-Сибирской равнины. Только на участке

от района Иркутска и далее на северо-восток до подножий хребтов Джугджура и Сетте-Дабана, а также от Красноярска до Норильска границы равнины более или менее совпадают с краевым швом платформы. Юго-западная (присаянская) граница Восточно-Сибирской равнины отступает от краевого шва Сибирской платформы к северо-востоку, в глубь последней. Ее возникновение связано с формированием в юрском периоде, а затем и в кайнозое Присаянского предгорного прогиба. Восточная (приверхоянская) граница равнины образовалась тоже в мезозое (по-видимому, в меловом периоде) при замыкании Верхоянской геосинклинали и оформлении на ее месте складчатого пояса. Северная граница возникла в процессе прогибания мезозойско-кайнозойской Лено-Енисейской впадины. Тогда же подновились и западная граница, где вдоль краевого шва Сибирской платформы произошло изменение знака тектонических движений: блок земной коры, расположенный к западу от Енисея, стал интенсивно погружаться, тогда как восточный блок испытывал медленные поднятия. Даже из этого краткого рассмотрения соотношения геоморфологических и тектонических границ того крупного блока литосферы, который называют Сибирской платформой, вытекает, что ее ограничения на разных этапах геоморфологической истории были разными.

При структурно-геоморфологическом районировании Восточно-Сибирской равнины мы пытались выделить морфоструктурные элементы, которые отличались бы не только единством орографии и однообразием геологического субстрата, но также характером их соотношений с погребенным рельефом поверхности кристаллического фундамента и со структурой осадочного покрова Сибирской платформы. В соответствии с представлениями С. С. Коржуева (1960), С. С. Воскресенского (1962) и Ю. А. Мещерякова (1965), в пределах Восточно-Сибирской равнины выделяются четыре основные группы морфоструктур, различающихся по своему происхождению, геологическому субстрату и орографии: цокольные и пластовые возвышенности, вулканические плато, аккумулятивные низменности и пластовые денудационные низменные равнины (таблица, рис. 1). Первые три группы составляют положительные морфоструктуры, четвертая — отрицательная.

Цокольные возвышенности — это плоскогорья, кряжи и массивы с низко — и среднегорным (от 500—800 до 1200—1500 м), часто весьма расчлененным рельефом на выступах кристаллического фундамента платформы в осевых частях антеклиз или краевых поднятий (Алданское нагорье, Енисейский кряж, Анабарский и Усть-Оленекский массивы). Пластовые возвышенности, или плато, развиты на горизонтально- и слабонаклонных слоистых палеозойских породах, залегающих на глубоко погруженном кристаллическом цоколе платформы. Длительная денудация на фоне устойчивых поднятий привела к выработке в пределах плато своеобразного столово-ступенчатого рельефа. Пластовые возвышенности обычно имеют высоту 400—600 м (Оленекское, Лено-Алданское, Приангарское, Приленское плато), но иногда поднимаются до 1000—2000 м (Лено-Ангарское плато). Вулканические плато связаны с мощными проявлениями мезозойского траппового магматизма в Тунгусской синеклизе и в смежных с ней районах. Формы проявления магматизма в разных районах синеклизы были разными, благодаря чему среди вулканических плато различают лавовые (Путорана, Сыверма), туфогенные (Центрально-Тунгусское, отчасти Котуйское, Вилюйское, Заангарское и др.), трапповые (Тунгусское, Вилюйское, Ангарский кряж и др.) и смешанные туфогенно-трапповые, туфогенно-лавовые плато. По абсолютной высоте среди вулканических плато выделяются разные типы — от низких, высотой 300—400 м (Центрально-Тунгусское плато), до высоких, превышающих 1000—1500 м (плато Путорана и Сыверма). Наконец, четвертая группа морфоструктур охватывает от-

Структурно-геоморфологическое районирование Восточно-Сибирской платформенной равнины

Характер морфоструктурных соотношений	• Типы морфоструктур								
	Щокольные возвышенности — плоскогорья, массивы и кряжи на выступах кристаллического фундамента платформы		Пластовые возвышенности и плато на осадочных палеозойских породах		Вулканические плато, связанные с мощными проявлениями траппового магматизма			Аккумулятивные низменности и пластовые денудационные низменные равнины в зонах краевых прогибов, во внутренних и предгорных впадинах платформы	
	среднегорные 800—1500 м	низкогорные 500—700—1000 м	высокие 600—1000 м	Средние и низкие 400—600 м	высокие 800—1500 м	средние 500—800 м	низкие 300—400 м	высокие 500—800 м	низкие 100—500 м
А. Краевая зона прямых (унаследованных) морфоструктур	Возвышенности — антеклизы	I. Алданское нагорье	II. Енисейский кряж III. Анабарский массив IV. Усть-Оленекский массив		VI. Оленекское плато				
	Наклонные плато — моноклизы			V. Лено-Ангарское плато	VII. Лено-Алданское плато				
	Низменности — синеклизы				VIII. Приангарское (Ангаро-Чунское) плато			XVIII. Предбайкальская впадина	XIX. Центрально-Якутская низменность. XX. Иркутская Черемховская равнина. XXI. Канско-Рыбинская равнина

элементами платформы. Так, Алданскому нагорью соответствует выступ кристаллического фундамента платформы — Алданский щит, Анабарскому и Усть-Оленекскому массивам — аналогичные выступы цоколя платформы, а Енисейскому кряжу — краевой антиклинорий. К унаследованным морфоструктурам относятся также наклонные плато — моноклизы — обширные возвышенные пластовые равнины, сложенные осадочными породами, залегающими на пологонаклонных крыльях антиклиз или синеклиз. Так, Лено-Алданское плато соответствует северному склону Алданской синеклизы, а Лено-Ангарское наклонное плато — Приангарской моноклизе. Правда, некоторые исследователи склонны считать Лено-Ангарское плато обращенной морфоструктурой (Жоржуев, 1960; Мещеряков, 1965), ссылаясь на его приуроченность к Ангаро-Ленскому краевому прогибу платформы. Действительно, в раннем палеозое здесь располагался краевой прогиб; со среднего палеозоя он, однако, испытывает прерывистые поднятия, которые привели, в конце концов, к полной инверсии краевого прогиба, благодаря чему сейчас в рельефе дорифейского фундамента здесь сформировался Казачинский выступ. Если проанализировать эту морфоструктуру еще глубже, можно заметить, что Лено-Ангарскому высокому плато в общих чертах соответствует глубоко погребенная архейская глыба — одно из древних ядер консолидации кристаллического цоколя Сибирской платформы (Одинцов, Твердохлебов, 1962). Значит, тектонические движения в пределах рассматриваемого участка литосферы на протяжении геологической истории несколько раз изменяли свой знак. В конце архея и в протерозое здесь располагалась положительная структура типа срединного массива, которая в раннем палеозое испытала погружение с превращением в краевой прогиб. Последующая история этой структуры характеризуется медленным плавным воздыманием, инверсией прогиба и образованием на его месте плоской, слабо наклонной к северу Приангарской моноклизы, в центре которой намечается небольшой выступ. Несмотря на сложность взаимоотношений современного рельефа Лено-Ангарского плато с древними структурами, мы склонны считать его прямой морфоструктурой, поскольку в рельефе фундамента этому плато отвечает Казачинский выступ.

Унаследованные отрицательные морфоструктуры типа низменностей-синеклиз приурочены, в основном, к краевым, предгорным или внутриплатформенным прогибам. Наиболее ярким примером таких морфоструктур служит Центрально-Якутская низменность, отвечающая палеозойско-мезозойской Вилюйской синеклизе и мезозойскому Предверхо-янскому краевому прогибу. На месте Присаянского предгорного прогиба, отчасти совпадающего с раннепалеозойским краевым прогибом, оформились прямые отрицательные морфоструктуры — Канско-Рыбинская и Иркутско-Черемховская равнины. Сложнее обстоит дело с морфоструктурой того же возраста — Предбайкальской впадиной, в пределах которой мезозойские отложения сохранились только на крайнем юге, а кайнозойские развиты в виде мелких изолированных пятен, отвечающих прогибам. По-видимому, в мезозое и кайнозое эта впадина развивалась в качестве отрицательной морфоструктуры линейного характера, сопряженной с соседними поднятиями Лено-Ангарского плато и Байкальского хребта. В рельефе погребенного дорифейского фундамента данной впадины отвечает Хандинская депрессия. К унаследованным отрицательным морфоструктурам мы отнесли также Приангарское плато, так как в общем возвышенном рельефе Средне-Сибирского плоскогорья оно характеризуется пониженными абсолютными отметками (300—400 м), а в структурном отношении приурочено к палеозойской Присаяно-Енисейской синеклизе (Савинский и др., 1968) и к юго-западному окончанию юрского Ангаро-Вилюйского прогиба.

Обращенные (несогласные) морфоструктуры представлены исключительно возвышенностями — синеклизами. Это — высокие лавовые и трапповые столово-ступенчатые плато Путорана, Сыверма и Тунгусское. Они являются наиболее высоко поднятыми участками Средне-Сибирского плоскогорья и вместе с тем отвечают наибольшим погружениям кристаллического фундамента платформы. Так, наибольшие высоты в пределах плато Путорана и Сыверма соответствуют Курейкской и Восточно-Тунгусской впадинам, а повышенная часть на юге и востоке Тунгусского плато совпадает с Байкитской впадиной.

Большие площади в пределах Восточно-Сибирской платформенной равнины заняты сложными (полупрямыми и полуобращенными) морфоструктурами, включающими отдельные элементы как унаследованных, так и обращенных морфоструктур. Примером служит Приленское (Лено-Катангское) плато — положительная морфоструктура. В своей южной части она является согласной, так как соответствует Приангарской моноклизе с глубиной залегания фундамента 2—2,5 км. На севере и северо-востоке характер поверхности плато сохраняется, но внутреннее его строение здесь другое: в фундаменте платформы появляется крупная Северо-Патомская впадина с глубиной погружения фундамента до 8—10 км. Этой депрессии в платформенном чехле соответствует Нюйская и Березовская впадины и разделяющий их Уринский антиклинорий, которые в современной морфоструктуре никакого отражения не нашли.

Другой не менее сложной морфоструктурой является Центрально-Тунгусское туфогенное плато, местами бронированное траппами. Оно соответствует пониженной полосе Средне-Сибирского плоскогорья, простирающейся с юго-запада на северо-восток от Ангары до Вилюя, и в этом смысле является отрицательной морфоструктурой. По отношению к юрскому Ангаро-Вилюйскому прогибу, с которым в общих чертах совпадает Центрально-Тунгусское плато, последнее может рассматриваться в качестве прямой (унаследованной) морфоструктуры. Однако при сравнении его современной поверхности с рельефом погребенного дорифейского фундамента видно, что эта, на первый взгляд, простая морфоструктура, в действительности является гораздо более сложной, включающей как прямые, так и обращенные элементы. Например, участок Центрально-Тунгусского плато в районе резкого изгиба Подкаменной Тунгуски может рассматриваться в качестве прямой морфоструктуры, так как эта пониженная часть плато отвечает Тушамской (Ванаварской) впадине, осложняющей Тунгусскую синеклизу. С другой стороны, северо-восточная, тоже пониженная часть плато является обращенной отрицательной морфоструктурой типа низменности — антеклизы, так как совпадает с положительными структурами осадочного покрова платформы — Катангским поднятием и Богуобинской седловиной. К сложным морфоструктурам переходного типа относятся Заангарское, Котуйское и Вилюйское плато, а также внутриплатформенные впадины — Муруктинская, Верхне-Вилюйская и др. Эти морфоструктуры приурочены к крыльям Тунгусской синеклизы.

Размещение прямых, обращенных и переходных морфоструктур по площади Восточно-Сибирской платформенной равнины подчинено закономерности, присущей, по данным Ю. А. Мещерякова (1965), всем платформенным равнинам земного шара. Прямые морфоструктуры типа возвышенностей — антеклиз, наклонных плато-моноклиз и низменностей — синеклиз расположены в *краевой зоне* платформы, охватывая ее гигантским полукольцом от Енисейского кряжа на западе, предгорных впадин на юге, Алданского нагорья на юго-востоке и Центрально-Якутской низменности на востоке до Анабарского массива на севере. Обращенные морфоструктуры типа возвышенностей — синеклиз сосредоточены *во внутренней зоне* платформы, совпадающей с областью

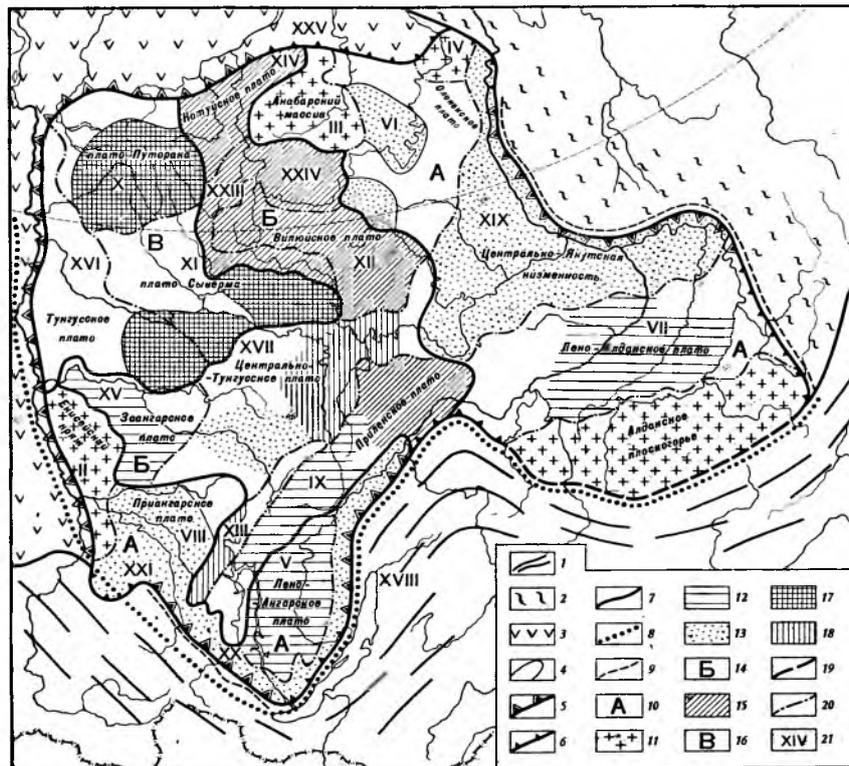


Рис. 1. Схема структурно-геоморфологического районирования Восточно-Сибирской возвышенной платформенной равнины.

Обрамление равнины: 1 — Саяно-Байкальские складчато-глибовые горы и нагорья, возрожденные в кайнозой в пределах пояса байкалид, каледонид и герцинид; 2 — Верхоянские складчатые горы в пределах мезозойской складчатой области, испытавшие новейшие поднятия; 3 — аккумулятивные низменные плато в пределах Западно-Сибирской и Северо-Сибирской равнин; 4 — границы между названными выше морфоструктурами.

Границы равнины: а) выраженные геоморфологически (5, 6) в виде мезозойско-кайнозойских тектонических уступов-разломов (5) или геофлексур (6), совпадающих с краевым швом Сибирской платформы (8) или с другими глубинными разломами (9); б) — не выраженные геоморфологически (7), но совпадающие с краевым швом платформ (8).

Структурно-геоморфологические зоны и типы морфоструктур: 10 — краевая зона прямых (унаследованных) морфоструктур типа возвышенностей — антеклиз (11), наклонных плато — моноклиз (12) и низменностей — синеклиз (13), 14 — переходная зона (полупрямых и полуобращенных) сложных морфоструктур (15), 16 — внутренняя зона обращенных (несогласных) морфоструктур типа возвышенностей — синеклиз (17) и низменностей — антеклиз (18), 19 — границы структурно-геоморфологических зон, 20 — границы морфоструктур, 21 — номера морфоструктур на схеме и в таблице.

максимальных погружений Тунгусской синеклизы. Сложные полупрямые и полуобращенные морфоструктуры составляют *переходную зону* (рис. 1, таблица).

Причины такого концентрического расположения морфоструктурных зон еще не раскрыты. Можно лишь предполагать, что эволюция платформенных участков земной коры обычно сохраняют тенденции своего развития на протяжении многих сотен миллионов лет. Видимо поэтому различия в развитии внутренних и внешних зон платформ находят свое отражение и в современной морфоструктуре. На примере рассматриваемой нами Восточно-Сибирской равнины и отвечающей ей Сибирской платформы можно убедиться, что сосредоточение прямых морфоструктур в краевой зоне обусловлено тем, что многие крупные элементы геоструктуры отличались здесь относительной консервативностью. Енисейский кряж, Алданский и Анабарский щиты постоянно поднимались, тогда как Присяно-Енисейская и Вилюйская синеклизы

испытывали устойчивое погружение. Очевидно эволюция вещества земной коры и верхней мантии шла здесь в одном направлении.

Совсем иное мы видим во внутренней зоне платформы, где расположена крупнейшая отрицательная тектоно-вулканическая структура — Тунгусская синеклиза. Огромные глубины погружения кристаллического фундамента (8—10 км), гигантские масштабы траппового магматизма и интенсивные поднятия второй половины мезозоя и кайнозоя — все это не оставляет сомнения в том, что на геоморфологическом этапе развития здесь произошли весьма существенные изменения в земной коре и в верхней мантии. Есть все основания предполагать, что в палеозое и в начале мезозоя во внутренней зоне, как и на всей остальной территории Сибирской платформы, преобладал прямой рельеф (Сакс, Ронкина, 1960) и лишь позже началась перестройка морфоструктуры. При этом зона обращенной морфоструктуры расширялась от центра Тунгусской синеклизы, постепенно захватывая и вовлекая в переработку участки прямой морфоструктуры (Мещеряков, 1965).

Причины возникновения глубокого прогиба Тунгусской синеклизы, мощных излияний в ее пределах основной магмы и превращения ее в положительную морфоструктуру могут быть выяснены окончательно только после расшифровки ее глубинного строения. Нельзя согласиться с Н. П. Васильковским и А. А. Предтеченским (1964), которые считают, что прогибу Тунгусской синеклизы отвечает реликтовый участок земной коры океанического типа. Этому противоречит наличие здесь крупной отрицательной аномалии силы тяжести, на что справедливо указывает А. А. Борисов (1967).

Тунгусской синеклизе в рельефе поверхности Мохоровичича соответствует прогиб, при этом мощность земной коры остается неизменной. Это позволяет высказать предположение, что на рифейско-раннемезозойском этапе развития прогибание Тунгусской синеклизы было обусловлено подкоровыми процессами, возможно уплотнением вещества верхней мантии. Эти процессы привели к региональному разогреванию и растрескиванию земной коры, благодаря чему произошли мощные излияния трапповой магмы, образование которой связывают с плавлением верхов базальтового слоя. Появление вместе с трапповым вулканизмом ультраосновного и щелочного магматизма подтверждает предположение, что в это время в верхней мантии происходили весьма существенные изменения, так как магма кимберлитов зарождается на глубинах 75—100 км (Борисов, 1967).

На геоморфологическом (мезозойско-кайнозойском) этапе развития территории процессы эволюции подкоровой материи в пределах Тунгусской синеклизы приобрели противоположную направленность: уплотнение вещества верхней мантии уступило место расширению, чем, по видимому, и было вызвано интенсивное новейшее поднятие плато Путорана, Сыверма и других участков синеклизы. В этом смысле данный район во многом уподобился горному поясу Южной Сибири, где глубины залегания поверхности Мохоровичича такие же, как и в пределах плато Путорана и Сыверма, т. е. 45—50 км (Борисов, 1967). Из анализа карт рельефа поверхности Мохоровичича и мощностей земной коры на территории Сибирской платформы (Борисов, 1967) следует, что возникший в мезозое поперечной Ангаро-Вилуйской внутриплатформенный прогиб и отвечающий ему пониженный рельеф Центрально-Тунгусского плато приурочены к зоне пониженных мощностей земной коры, а в рельефе поверхности Мохо ему отвечает пологая седловина, прослеживающаяся с юго-запада на северо-восток, от Ангары до Вилуя. Это понижение является своеобразным компенсационным (но не компенсированным) прогибом по отношению к пограничным с ним поднятиям: Путорана и Байкальской горной области.

Большая амплитуда движений дорифейского фундамента в пределах внутренней зоны обращенных морфоструктур (сначала опускание до

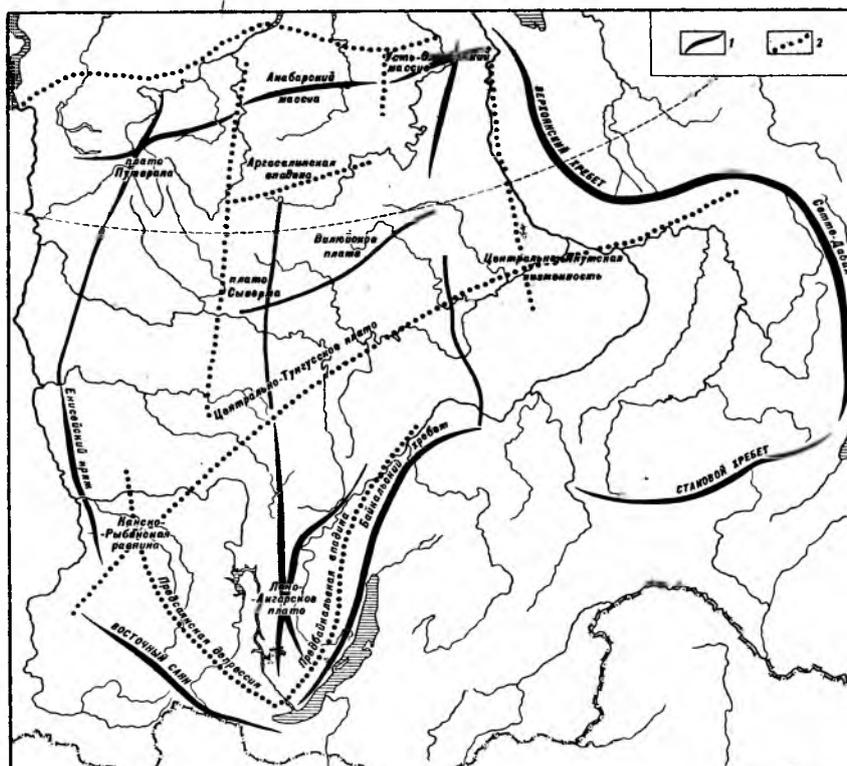


Рис. 2. Волны мезозойско-кайнозойских поднятий (1) и опусканий (2), под влиянием которых возникли главные особенности морфоструктуры Восточно-Сибирской платформенной равнины

10—12 км, затем поднятие на 1—2 км), очевидно, послужила причиной активизации разрывных нарушений, по которым происходило перемещение огромных блоков фундамента Тунгусской синеклизы. Главнейшие зоны разломов сосредоточены здесь по окраинам синеклизы: на северо-востоке — Вилюйско-Котуйская, на юго-западе — Ангаро-Вилюйская, на западе — Приенисейская.

Древним разломам фундамента, активизировавшимся в мезозое и кайнозое, отводится огромная роль в формировании современной морфоструктуры Восточно-Сибирской равнины. Обычно выделяется несколько систем разломов, главнейшими из которых являются субмеридиональная, субширстная, северо-восточная и северо-западная.

Линии крупнейших разрывных нарушений древнего заложения и длительного развития служат границами морфоструктурных зон или отдельных крупных морфоструктур. Блоки фундамента, выкроенные по сериям таких дизъюнктивов, неравномерно перемещались под влиянием поднятий или опусканий земной коры, существенно влияя на характер распределения зон мезозойско-кайнозойской аккумуляции или денудации в пределах платформы.

Кроме неравномерных и разнонаправленных глыбовых движений, тесно связанных с мозаичным характером структуры кристаллического цоколя Сибирской платформы, большое влияние на ее морфоструктуры оказывали волновые движения планетарного масштаба, охватывавшие как равнинно-платформенные, так и горные области и не зависящие от структуры верхних оболочек земной коры. Волны таких поднятий и опусканий субмеридионального простирания на Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформенных равнинах и смежных с ними

территориях намечены Ю. А. Мещеряковым (1965), который выделяет волны двух порядков с длинами в 600—700 км и около 2000 км.

Анализ морфоструктурных особенностей Восточно-Сибирской равнины подтверждает, в общем, этот вывод. Кроме субмеридиональных волн четко намечается также система волн северо-восточного простирания, субпараллельных Байкальской горной области (рис. 2). Однако неправильно было бы считать эти волны только новейшими. На Сибирской платформе волновые движения указанного типа проявлялись на протяжении всего геоморфологического этапа. Под их влиянием формировался решетчатый морфоструктурный план этой территории.

Таким образом, главнейшие особенности современной морфоструктуры Восточно-Сибирской платформенной равнины были сформированы при взаимодействии неравномерно перемещавшихся блоков кристаллического фундамента, сгруппированных в полукольцевые зоны А, Б и В (рис. 1) с системой волнообразных движений планетарного характера (рис. 2). Последние в значительной степени осложнили первоначальный (домезозойский) сравнительно простой морфоструктурный план, в котором преобладали прямые морфоструктуры. Под влиянием тех же волновых движений образовались сложные морфоструктуры переходной зоны типа Нижне-Тунгусского плато, которые являются прямыми по отношению к мезозойскому структурному плану и переходными или обращенными по отношению к общей структуре осадочного покрова.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы.— Геология и геофизика, № 6, 1964.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962. Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.
- Ермолов В. В., Клейн Я. Я., Орографическая схема Сибирской платформы. Изд. Забайкальск. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 1, т. IV, Чита, 1968.
- Каманин Л. Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 29, 1938.
- Коржув С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника.— Изв. АН СССР. Сер. географ., № 4, 1960.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Одинцов М. М., Твердохлебов В. А. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4, 1962.
- Савинский К. А., Туголесов Д. А., Савинская М. С. Рельеф дорифейского фундамента Сибирской платформы.— Сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геология и геофизика, № 1, 1960.

Институт земной коры
СО АН СССР

Поступила в редакцию
3.X.1969

MORPHOSTRUCTURE OF THE SIBERIAN PLATFORM

O. M. ADAMENKO

Summary

The main peculiarities of the recent morphostructure of the Siberian Platform are considered to be the result of a complex interaction of crystalline base blocks, which irregularly moved in the Mesozoic and Cenozoic Eras. They are grouped into semicircle zones of direct, reversed, and complex morphostructures, which have undergone wave-like movements of a planetary character. The blocks form a framework of submeridional and north-east directions.