

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И МОРФОТЕКТОНИКА ЛЕНО-АНГАРСКОГО ПЛАТО¹**Введение**

Лено-Ангарское плато, наряду с плато Путорана и Анабарским плоскогорьем, представляет собой одно из крупных возвышений рельефа Сибирской платформы, каждый из которых имеет особенные черты. Путорана – это крупная обращенная морфоструктура: инверсионное куполообразное поднятие с центральным орографическим узлом, занимающее центральную часть Тунгусской синеклизы. Анабарское плоскогорье, напротив, унаследованно развивается на месте одноименного щита Сибирской платформы и имеет два центральных орографических узла. Лено-Ангарское плато разделяется на две части пересекающей его долиной р. Лены и не обнаруживает ясной связи с геологической структурой. Само плато располагается между долинами р. Киренги на востоке и Ангары на западе, частично заходя на левобережье последней. С севера на юг плато протягивается от широты пос. Качуг на Верхней Лене и до г. Усть-Кут. Абсолютные высоты рельефа (до 1464 м) немногим уступают таковым самого высокого на Сибирской платформе плато Путорана (1701 м), а относительные превышения достигают 800–900 м, так что при детальном эрозионном расчленении морфологический ландшафт во внутренней части плато приобретает облик низкогорья.

В структуре рельефа южного выступа Сибирской платформы – ее Иркутского амфитеатра – Лено-Ангарское плато занимает, в общем, центральную позицию и с юго-запада и юго-востока обрамляется холмистыми и увалистыми возвышенностями на месте Прибайкальской зоны предгорных складок или высокими равнинами инверсионно приподнятого дна мезозойской Иркутско-Черемховской предгорной впадины. Западнее плато располагается система изолированных трапповых возвышенностей Ангарского кряжа.

Сведения об общих чертах рельефа и о геологической структуре Лено-Ангарского плато и его окружения можно почерпнуть из работ [1–15 и др.]. Эта территория, как и в целом Сибирская платформа, слабо изучена в геоморфологическом и морфотектоническом отношении. В какой-то мере решение этой проблемы возможно путем создания соответствующих полигонов, и Иркутский амфитеатр и, в особенности, район Лено-Ангарского плато представляют для этого богатые возможности ввиду разнообразия морфологических ландшафтов.

Геоморфологический очерк

Одна из главных особенностей рельефа Иркутского амфитеатра – это наличие системы субмеридионально (с юга на север) ориентированных долин магистральных рек (Киренга и Лена, Илим и Ангара, Ока), обозначающих наличие в этой части Сибирской платформы общего пологого ската цокольной поверхности на север, осложненного поднятием в районе Верхней Лены и Киренги, смещенным на восток относительно границ Лено-Ангарского плато. Так называемая гипсометрическая гармония между рельефом базисной и вершинной поверхностей здесь отсутствует – это одна из особенностей Лено-Ангарского плато, отличающая его от плато Путорана.

Другая особенность – общий центробежный рисунок гидросети и центральный орографический узел у плато Путорана (это повторяется и у Анабарского плоскогорья) и пересечение Лено-Ангарского плато по его центральной линии р. Леной. К этому добавляется также отсечение западных окраин плато долиной Ангары и час-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64022 и № 03-05-64898).

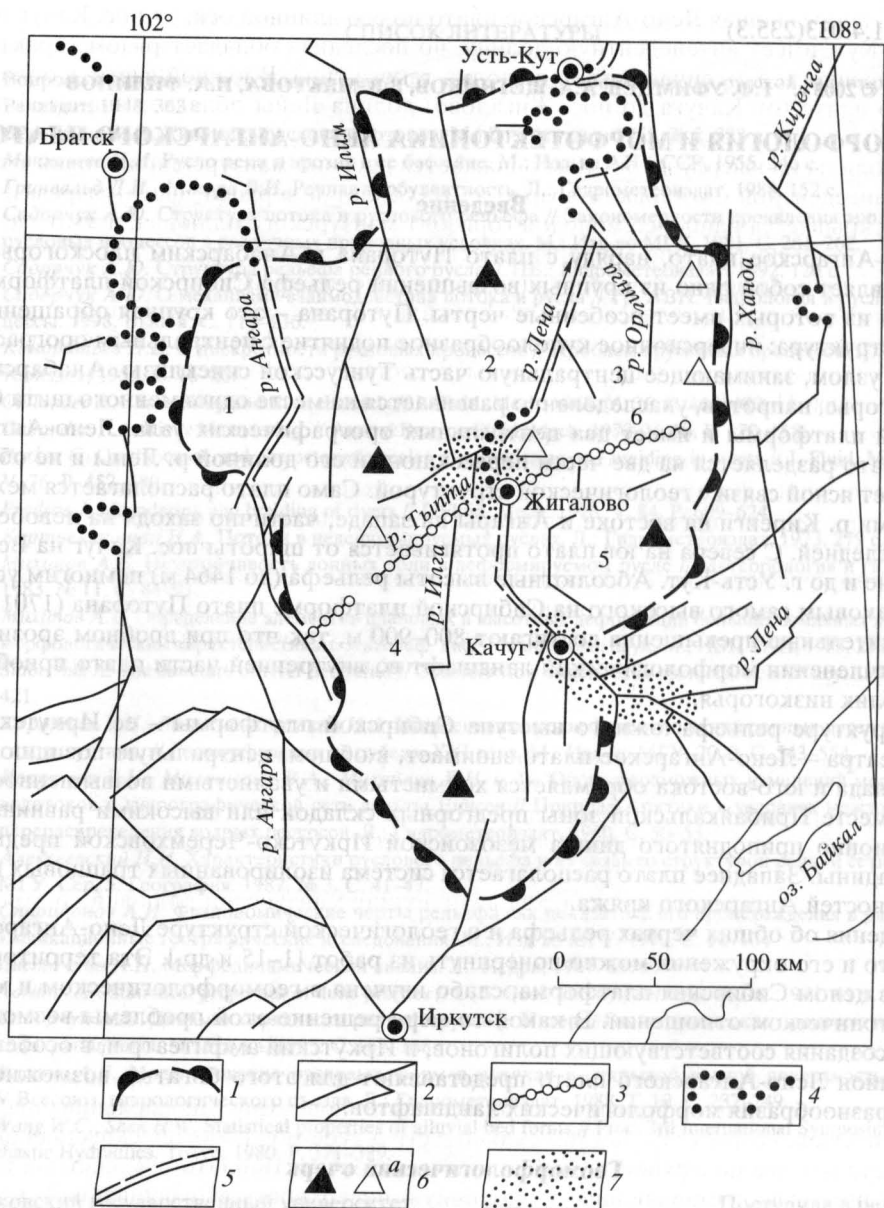


Рис. 1. Особенности рисунка гидросети Лено-Ангарского плато

1 – граница плато, 2 – главнейшие реки-«гидролинеаменты», 3 – реки Тынга-Тутурского структурного понижения, 4 – дугообразные изгибы рек, 5 – антецедентные участки долин, 6 – орографические узлы, в том числе локальные (а), 7 – гидрографические узлы.

Цифрами на схеме обозначены Ангарская (1), Илимская (2) и Орлинская (3), Илгинская (4) и Тутурская (5) секции Лено-Ангарского плато и Тынга-Тутурское понижение (6)

точно эпигенетический характер долины р. Илги, левого притока Лены. К тому же в центральной части плато располагается крупный гидрографический узел в районе пос. Жигалово, где Лена принимает рр. Чикан и Тутуру справа и Илгу, Тынту, Басму и Тилик слева. Другой крупный гидрографический узел на Верхней Лене располагается на границе плато у пос. Качуг, где в Лену впадают Анга, Иликта, Манзурка и Куленга (рис. 1).

Лена, прорезающая Лено-Ангарское плато по его длинной оси, от пос. Качуг и до г. Усть-Кут, имеет antecedентную долину, но последняя обладает рядом характерных особенностей, отличающих ее от долин такого типа. В южной части, в области низкого плато (от Качуга до пос. Жигалово) долина Лены обладает значительной шириной и хорошо развитой поймой. Ниже пос. Качуг у дер. Кистенево на правом борту долины на высоту до 30–40 м обнажается древний манзурский аллювий с термолюминесцентной датировкой возраста 78 000 лет в верхней части разреза [16]. Здесь вскрывается наиболее молодой горизонт манзурского аллювия, и этот разрез самый нижний по течению Лены из известных в настоящее время. Как и в других разрезах этого аллювия, фиксирующих положение древней долины палео-Манзурики, по которой осуществлялся сток из Байкала в Лену, здесь манзурский аллювий содержит гальку “вишневого” комплекса – мезозойских эффузивов Забайкалья, обломки которых широко распространены в составе среднеюрских конгломератов Прибайкалья. Но в Кистеневском разрезе доля такой гальки уже невелика. После формирования самого молодого горизонта манзурского аллювия в позднелайсценное время в области плато произошел эрозионный врез на глубину не менее 50 м с последующим формированием поймы и низких надпойменных террас.

Ниже пос. Жигалово, где Лена прорезает область высокого плато, днище ее долины обычно практически полностью занято потоком, а террасы встречаются преимущественно в расширениях в устьевых частях притоков. На участке устья р. Илги распространены три террасовых уровня: 1) высокая пойма (3 м), сложенная песчанистыми илами, 2) широкая терраса высотой 5–7 м, 3) терраса высотой более 15 м, над поверхностью которой располагается пологонаклонная елань, переходящая в борт долины.

На высоком плато мы наблюдаем своеобразную картину: в узкой antecedентной долине спокойно, без перекатов, словно тихая равнинная река, течет Лена. Такая диспропорция между морфологией долины в области высокого плато и спокойным характером речного потока невольно наводит на предположение, что долина Лены здесь выработана более мощным водотоком, чем ныне наблюдаемый. Видимо, это действительно так, поскольку ранее в Лену осуществлялся сток из Байкала [17, 18], а выполняющий древнюю соединительную долину манзурский аллювий состоит из нескольких разновозрастных (от среднего плиоцена до верхнего плейстоцена [16]) горизонтов. На протяжении почти 2–2.4 млн. лет долина Лены вырабатывалась здесь потоком, как минимум в два раза превышающим по водности нынешний. “Послеманзурская” моделировка долины “современным” потоком, видимо, не была существенной.

Главная особенность рельефа Лено-Ангарского плато – это его ярусность. В литературных источниках указывается разное число поверхностей выравнивания и их геологический возраст [1, 11, 13]. Реально в структуре морфологического ландшафта участвуют две поверхности: 1) вершинная поверхность плато и 2) система высоких педиментов, составляющих придолинную поверхность выравнивания – мы видим здесь повторение ситуации, наблюдаемой западнее, на правобережье р. Ангары. В некоторых случаях придолинные педименты располагаются невысоко над уровнем поймы и низких надпойменных террас, что заставляет предполагать возможное наличие особого их яруса или расщепление на два уровня придолинной поверхности выравнивания.

Наиболее хорошо ярусность рельефа Лено-Ангарского плато наблюдается в долине Лены между пос. Качуг и Жигалово (рис. 2). Верхняя поверхность выравнивания состоит из широких, чуть выпуклого профиля вершин междуречий плато, представляющих собой преобразованную пластовую равнину с множественно выпуклым профилем, обретенным, скорее всего, за счет более поздних преобразований. В области плато плоские или чуть выпуклые поверхности междуречий порой протягиваются на десятки километров. Это в полном смысле исходная поверхность для формирования современного рельефа, но называть ее как обычно это делается “пенеп-

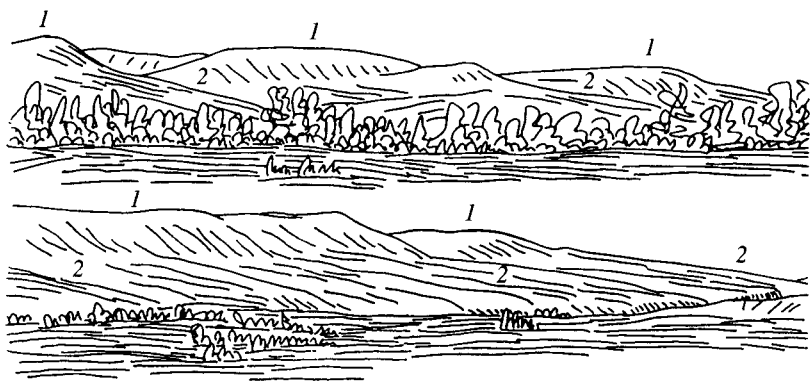


Рис. 2. Ярусный рельеф правобережья Лены у дер. Пономаревой (вверху) и у с. Тутура (внизу)
1 – вершинная поверхность плато, 2 – придолинная поверхность

леном” или “предороженным пенепленом” не имеет смысла – поверхность эта выработана в нижнепалеозойском плитном комплексе древней платформы и является изначально пластовой денудационной равниной. Составляющие ее сейчас плоские водораздельные поверхности ограничены прямыми и чаще чуть выпуклыми склонами средней крутизны.

На некоторых участках, где относительные высоты водораздельных поверхностей невелики, например, около деревень Петровая и Пономарева на левобережье Лены в вершинном поясе располагаются куполоподобные островные горы высотой не более 100 м. Однако в таких случаях остается открытым вопрос, к какому ярусу рельефа принадлежат здесь участки междуречного плато над бортами долины р. Лены.

Придолинная поверхность выравнивания прослеживается вдоль долин Лены и ее крупнейших притоков между Качугом и Жигалово в виде пологонаклонных поверхностей прямого или слабо выпуклого профиля, достигающих в ширину 1 км и более. Снизу эти пологонаклонные откосы под склонами междуречного плато ограничены либо скальными стенками, либо крутыми склонами высотой до 50 м. В обычном случае высота нижних ограничений придолинных откосов зависит от их ширины и, следовательно, определяется в основном степенью их подрезки речными потоками. Сверху придолинные педименты ограничены прямыми или выпукло-вогнутыми склонами, с которыми они сочленяются посредством ясно обозначенного вогнутого перегиба.

Придолинный уровень, пожалуй, лучше всего выражен на правобережье Лены у дер. Шишкино и Кистенево, где хорошо видно, что он имеет характер пологоволнистой наклонной поверхности, осложненной невысокими (первые метры) ступенями и сверху ограниченной крайним уступом междуречного плато высотой не более 100 м. К днищу долины она обрывается либо скальными склонами, либо уступами, сложенными самым молодым (верхний плейстоцен) горизонтом манзурского аллювия. Высота нижнего ограничения придолинной поверхности меняется и зависит от ее ширины.

Возраст яруса придолинных педиментов в Прибайкалье обычно считается неогеновым с небольшими вариациями. На западном побережье Байкала на уровне этого яруса рельефа наблюдаются две генерации древних долин: 1) выполненные манзурским аллювием и врезанные в эту поверхность выравнивания, 2) более древние, от которых на поверхностях самих педиментов или в днищах педиментных проходов сохранились лишь остаточные образования (окатанная галька, разрозненно залегающая на поверхности либо в склоновых отложениях). Во всех случаях можно гово-

рять о предманзурском времени образования этой придолинной поверхности выравнивания, которую на участках ее наибольшего распространения можно уже называть придолинным педиplenом.

Морфотектоника

Понижения тектонического рельефа (как разломные вдоль долин Лены и Ангары, так и сложно устроенные вдоль рек Тыпты и Тутуры, приуроченные к Жигаловскому валу чехла платформы) разделяют Лено-Ангарское плато на несколько секций. Четыре из них образуют как бы лепестки цветка вокруг центральной части поднятия у пос. Жигалово (Илимская, Орлингская, Илгинская и Тутурская секции), а пятая – Приангарская располагается обособленно на левобережье одноименной реки (рис. 1). Северо-западная Илимская и северо-восточная Орлингская секции имеют ясно обозначенный наклон (перекос) в северо-западных румбах, осложненный широкими проходами северо-западного простирания. Одна из их главных особенностей – это наличие системы поднятых блоков, с северо-запада возвышающихся над Тыпта-Тутурским понижением и создающих цепь локальных орографических узлов (рис. 1) вдоль долин Тыпты, Тутуры, Чикана и Ханды. Судя по геологическим данным [3, 4, 7, 19], эти наиболее поднятые участки секций приурочены к синклинальным складкам нижнепалеозойского чехла платформы и являются, таким образом, обращенными морфоструктурами. С юго-востока и с востока (в бассейне р. Ханды) они ограничены протяженным тектоническим уступом небольшой крутизны, протягивающимся от правобережья Ангары до верховьев Ханды и как бы ограничивающим северную часть поднятия Лено-Ангарского плато с характерным для него общим наклоном вершинной поверхности на северо-запад, выраженным таким же направлением главных долин (рис. 1).

Юго-восточные Илгинская и Тутурская секции Лено-Ангарского плато по морфологии вершинной поверхности (тектонического рельефа) ближе к сложным куполообразным формам. У южной Илгинской секции заметен общий наклон вершинной поверхности на запад к долине Ангары, а у Тутурской секции такой же перекос на северо-восток. Обе секции разделены узким понижением вдоль долины Лены.

Обращает на себя внимание то, что крупные орографические узлы, свойственные секциям Лено-Ангарского плато, в общем занимают случайное положение по отношению к формам тектонического рельефа, характер которых указывает на несводную природу воздымания плато. Напротив, локальные орографические узлы вдоль границ Тыпта-Тутурского понижения четко приурочены к возвышенностям тектонического рельефа (вершинной поверхности) и как бы образуют линию, от которой северная часть плато наклонена на северо-запад (рис. 1).

Что касается Приангарской секции плато, то она представляет собой поднятую до 800 м единую ступень, весьма полого понижающуюся на север. В целом, структура тектонического рельефа Лено-Ангарского плато имеет следующие главные особенности. При обособленном положении Приангарской секции, четыре другие образуют парные группы: 1) наклонные на северо-запад Илимская и Орлингская секции и 2) куполоподобные Илгинская и Тутурская. Эти группы разделяются Тыпта-Тутурским понижением северо-восточного простирания, которое, будучи приуроченным к Жигаловскому валу, в первом приближении может рассматриваться в качестве обращенной морфоструктуры; действительность же гораздо сложнее, и об этом подробно будет сказано ниже. На своих окончаниях это структурное понижение образует как бы раструбы, открывающиеся в долину Ангары на юго-западе и на северо-востоке в т. н. Предбайкальский прогиб, представляющий собой систему предгорных складок. При этом субмеридиональные антиклинальные поднятия вдоль долины р. Ханды изменяют свои простирания и как бы втягиваются в виде низкоргорных гряд в северо-восточный раструб Тыпта-Тутурского понижения.

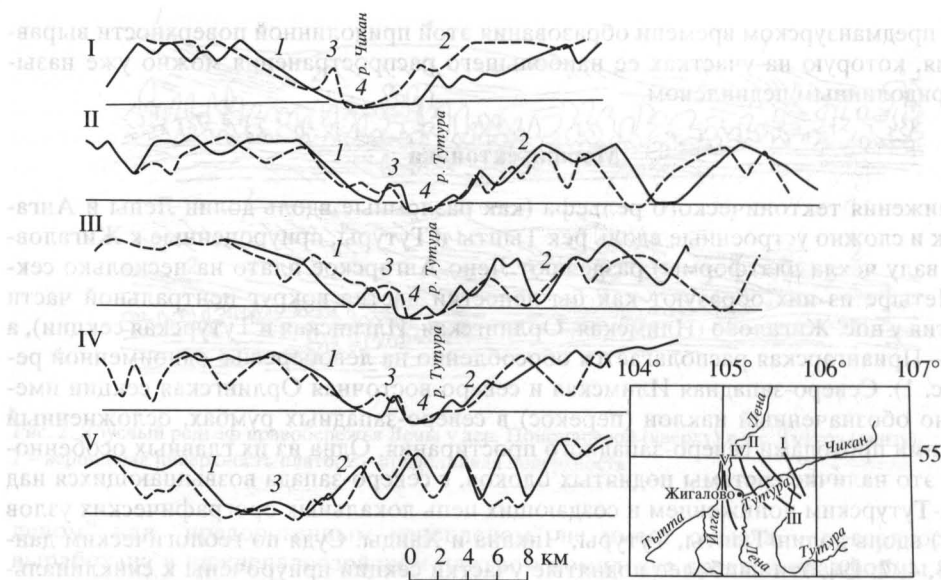


Рис. 3. Поперечные профили Тыпта-Тутурского структурного понижения и их положение (карта-врезка) Цифрами обозначены северо-западный (1) и юго-восточный (2) борта понижения, осевая гряда (3) и днище понижения (4)

Тыпта-Тутурское структурное понижение имеет протяженность более 200 км и ограничено уступами средней и малой крутизны, высота которых достигает 600 м. По своим морфологическим особенностям борта понижения не могут быть отнесены к сбросам, поскольку они не имеют большой крутизны и составляющие их отдельные склоны на междуречьях не сомкнуты в основаниях, что является характерной особенностью именно сбросовых уступов. К тому же отдельные склоны в плане выпуклые и их подошвы заходят (втягиваются) в боковые долины – черта, свойственная надвиговым и взбросовым уступам. Здесь мы явно встречаемся с еще одной структурной особенностью, которая указывает на несводовый характер воздымания Лено-Ангарского плато: на сводах центральные надразломные понижения представляют собой компенсационные сбросовые долины-грабены.

Еще более интересные особенности Тыпта-Тутурского понижения обнаруживаются в деталях его строения (рис. 3, V). Главная из них – это наличие внутри общего линейного понижения тектонического рельефа продольной осевой гряды, составленной отдельными низкорными или холмогорными массивами. Особенно эффектно эта ситуация выглядит в долинах рек Тутуры и Чикана (рис. 3), где осевая гряда располагается на правом берегу долин этих рек и обрывается в их сторону крутыми выпуклыми склонами. Ее высота над долинами нередко достигает 200 м и более, долины правых притоков Тутуры и Чикана делят ее на отдельные небольшие вытянутые гряды, а от подошвы правобережного (северо-западного) уступа плато осевая гряда отделена продольным понижением неэрозионного происхождения. Небольшой протяженности долины нередко разделяют массивы гряды на две части (рис. 3, II и IV).

Эта гряда следует по осевой линии Жигаловского вала и представляет собой, прямую морфоструктуру-подняtie. Таким образом, мы видим здесь любопытную ситуацию: Тыпта-Тутурское понижение в целом представляет собой обращенную морфоструктуру Жигаловского вала, а вдоль его центральной части протягивается продольная гряда – прямая морфоструктура осевой части этого вала, сложенная кембрийскими известняками и красноцветами. У пос. Жигалово на Илга-Ленском

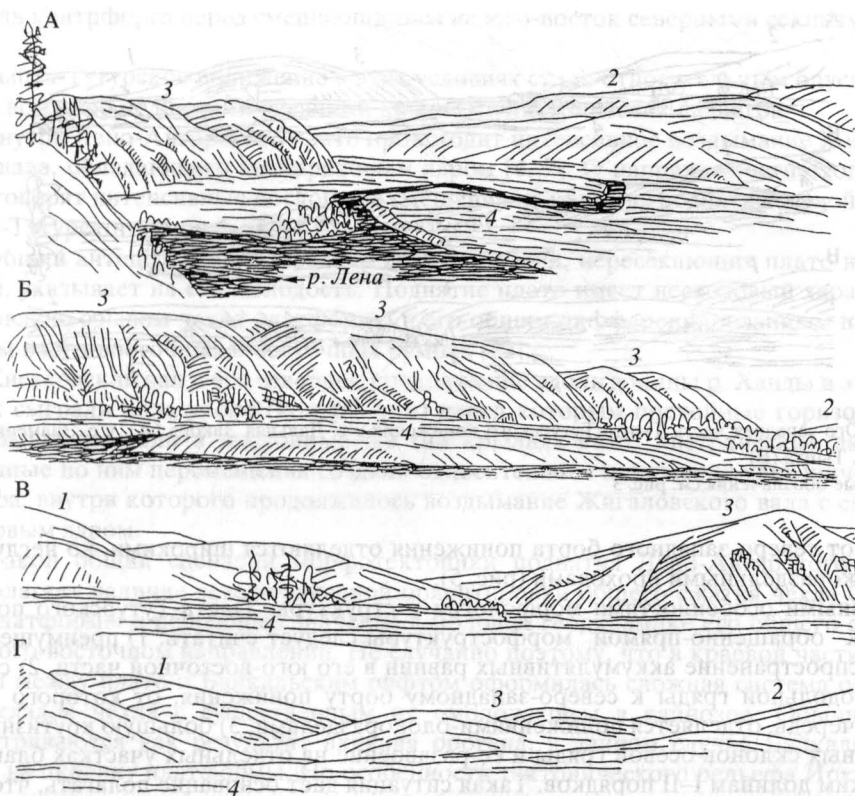


Рис. 4. Северо-восточная часть Тыпта-Тутурского понижения у устья р. Тутуры (А, Б), восточнее пос. Жигалова (В) и на Илга-Ленском междуречье (Г)
Цифровые обозначения см. рис. 3

междуречье эта продольная гряда расширяется и занимает все днище структурного понижения (рис. 3, В; 4, Г). Здесь же северо-западный борт понижения выдвинут на юго-восток, а на юго-восточном склоне продольной гряды в его подошве на левом берегу Лены у устья р. Тутуры обнажаются светло-серые известняки осевой части Жигаловского вала, которые послойно тонко разлистованы, так что на поверхностях трещин присутствуют грубые штрихи скольжения и мучнистые присыпки из перетертой коренной породы. В верхней части склона здесь наблюдаются рвы, указывающие на перемещения по склону слоистых пластин по поверхностям напластования с углами падения 40° . По-видимому, молодое воздымание осевой части Жигаловского вала обуславливает скольжение приповерхностных слоев относительно друг друга по напластованию, что проявляется в виде своеобразного тектонического “шелушения” склона антиклинальной гряды. А деление ее на две части продольными долинами, видимо, указывает на раскол замковой части вала.

Таким образом, Тыпта-Тутурское понижение представляет собой своеобразную “обращенно-прямую” морфоструктуру: общее понижение на месте вала чехла платформы осложнено продольной антиклинальной грядой в осевой части этого вала. Такая ситуация заставляет полагать особые условия геодинамического развития в кайнозой и Жигаловского вала, и окружающих его участков поднятия Лено-Ангарского плато.

Юго-западная часть Тыпта-Тутурского междуречья отличается тем, что ее осевое продольное воздымание представляет собой гряды увалистых возвышенностей, ко-

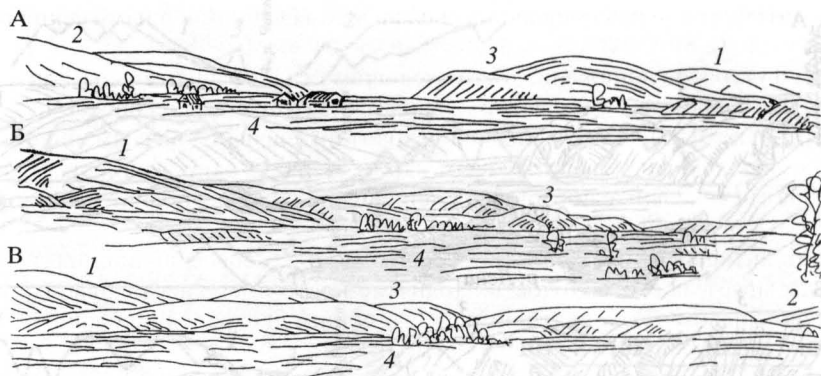


Рис. 5. Юго-западная часть Тыпта-Тутурского понижения у с. Дальняя Загора (А), у с. Знаменки (Б) и вблизи с. Тыпта (В)

Цифровые обозначения см. рис. 3

торые от северо-западного борта понижения отделяются широкими, но неглубокими блокораздельными проходами (рис. 5).

Главными особенностями морфологии и структуры Тыпта-Тутурского понижения как “обращенно-прямой” морфоструктуры следует считать: 1) преимущественное распространение аккумулятивных равнин в его юго-восточной части, 2) смещение продольной гряды к северо-западному борту понижения, от которого она, в свою очередь, отделяется понижениями-блокоразделами, 3) большую крутизну юго-восточных склонов осевой гряды и ее раздвоение на отдельных участках благодаря коротким долинам I–II порядков. Такая ситуация дает основание полагать, что северо-западный борт понижения оказывает решающее влияние на формирование продольной антиклинальной гряды, тем более, что на Илга-Ленском междуречье, где борт понижения выдвинут на юг, осевая гряда полностью занимает днище Тыпта-Тутурского понижения, которое здесь как бы “захлопывается” (рис. 3, V; 4, Г). К этому следует добавить, что над северо-западным бортом понижения как бы “нависает” система пологих обращенных синклиналей в чехле платформы, занимающих наиболее высокие части Лено-Ангарского плато.

Главная особенность тектонического рельефа Лено-Ангарского плато заключается в том, что он не имеет каких-либо определенных связей с рельефом фундамента платформы. Лишь наклон северных Илимской и Орлингской секций на северо-запад обнаруживает некоторую связь с погружением в этом направлении подошвы вендских отложений [3, 7]. Не имеет связи рельеф плато и с какими-либо особенностями глубинного строения, хотя изученность последних оставляет желать лучшего [20]. Все эти обстоятельства заставляют предполагать бескорневой характер поднятия. К этому следует добавить распространение в чехле платформы многочисленных горизонтов эвапоритов, которые определяют его тектоническую расслоенность, распространение перемещений слоистых пластин по субгоризонтальным срывам, переходящим в листрические надвиги с сопутствующими антиклинальными изгибами на их висячих крыльях [9, 21].

Скорее всего, эти же явления в молодой геодинамике южной части Сибирской платформы определяют и особенности рельефа и новейшей структуры Лено-Ангарского плато. Каким образом это можно себе представить?

1. Тектонический рельеф северных секций поднятия плато указывает на их общее смещение (или выдвигание) на юго-восток и восток, где они ограничиваются пологими, но высокими уступами послыйных листрических надвигов на северо-западном крыле Жигаловского вала. Противоположный юго-восточный борт Тыпта-Тутурского понижения оформлен такими же листрическими надвигами, но играет, види-

мо, роль контрфорса перед смещающимися на юго-восток северными секциями плато.

2. Типта-Тутурское понижение в этих условиях стало относительным опусканием между встречно поднятымиися крыльями листрических надвигов.

3. Внутри Лено-Ангарского плато происходит интенсивное воздымание Жигаловского вала, обладающего эвапоритовым ядром [4, 7]. О напряженности этого процесса говорят интенсивные послойные смещения на крыльях поднятия осевой гряды Типта-Тутурского понижения.

4. Общий antecedentный характер главных долин, пересекающих плато или его секции, указывает на его молодость. Поднятие плато имеет несводовый характер и обусловлено срывом чехла платформы и его общим дифференцированным перемещением в юго-восточных и восточных румбах [22].

5. Жигаловский вал и его северное продолжение вдоль долины р. Ханды в этих условиях сыграли роль упора (контрфорса) перед которым послойные горизонтальные срывы перешли в послойные же (на крыльях вала) листрические надвиги. Встречные по ним перемещения создали относительное понижение тектонического рельефа, внутри которого продолжалось воздымание Жигаловского вала с его эвапоритовым ядром.

6. Такой общий сценарий морфотектоники поднятия Лено-Ангарского плато предполагает наличие северо-западной ориентировки общего сжатия чехла Сибирской платформы и решающее значение в молодой геодинамике его общего смещения в юго-восточном направлении. Не случайно поэтому, что в краевой части платформы между плато и Байкальским рифтом оформилась сложная система окраинных складок чехла с существенным их омоложением в кайнозой. Обычно они рассматриваются как результат влияния орогена, в данном случае Байкальского рифта, на окраину платформы. Но особенности тектонического рельефа Иркутского амфитеатра и новейшей его структуры более склоняют к признанию значения в молодой геодинамике общего смещения геоблока платформы на юго-восток в ее Иркутском амфитеатре – в этом мы возвращаемся к старым представлениям П.С. Воронова, высказанным около 40 лет тому назад [23].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко О.М., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С. Мезозойско-кайнозойские поверхности выравнивания, коррелятные отложения и проблемы бокситоносности Предбайкальского прогиба // Геоморфология. 1976. № 1. С. 60–73.
2. Адаменко О.М. Морфоструктура Сибирской платформы // Геоморфология. 1971. № 1. С. 12–21.
3. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Иркутский бассейн / А.Э. Конторович, Н.В. Мельников, В.К. Воробьев и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1995. Вып. 8. 59 с.
4. Геология СССР. Иркутская область. Геологическое описание / М.М. Одинцов. М.: ГОНТИ, 1962. Т. XVII. Ч. 1. 515 с.
5. Тектоническая карта Сибирской платформы. М-б 1:1500000. / Н.С. Малич. М.: Аэрогеология МГ СССР. 1980. 9 л.
6. Тектоническая карта юга Восточной Сибири. М-б 1: 1500000 / Г.Л. Митрофанов. Иркутск: Изд. Вост-СибНИИГГиМС, 1988. 4 л.
7. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 96 с.
8. Думитрашко Н.В. Геоморфологический очерк долины верхней Лены // М-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 14. С. 196–222.
9. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
10. Замараев С.М., Рязанов Г.В. Структура и история развития Предбайкальского кайнозойского предгорного прогиба // Геология и геофизика. 1975. № 5. С. 17–24.
11. Золотарев А.Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири // Пробл. поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 124–134.

12. *Золотарев А.Г.* Новые данные о неотектонике и ее выражение в морфоструктурах юго-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья и Байкальской горной области // *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры (м-лы совещ. по пробл. неотектоники)*. М.: Недра, 1967. С. 388–393.
13. *Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / М.М. Одинцов.* Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 160 с.
14. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. М-б 1:2500000 / Н.А. Флоренсов, И.П. Варламов. М.: Аэрогеология, 1981. 8 л.
15. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. М-б 1:1500000 / А.Г. Золотарев, П.М. Хренов, В.М. Белоусов и др. Л.: Ленингр. картфабрика Мин. геологии СССР, 1981. 4 л.
16. Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии) / Г.Ф. Уфимцев. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН, 1996. 50 с.
17. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
18. *Павловский Е.В., Фролова Н.В.* Древние долины Лено-Ангара-Байкальского водораздела // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1941. Т. XIX. Вып. I. С. 65–73.
19. Древняя структура земной коры Восточной Сибири / С.М. Замаараев. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1975. 187 с.
20. *Гришин М.П., Жер О.Г., Крамник В.Н., и др.* Глубинное строение земной коры платформенных областей Сибири // *Глубинные исследования недр в СССР*. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 152–163.
21. *Рязанов Г.В., Малых А.В.* Парагенезы дислокаций осадочного чехла при горизонтальных движениях фундамента в Непской зоне (Сибирская платформа) // *Докл. АН СССР (ДАН СССР)*. 1981. Т. 258. № 4. С. 980–982.
22. *Уфимцев Г.Ф., Мяктова В.В.* Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра // *Геотектоника*. 2003. № 6. С. 43–52.
23. *Воронов П.С.* Очерки о закономерности морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука. Ленингр. отделение, 1968. 124 с.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию
05.03.2004

GEOMORPHOLOGY AND NEOTECTONICS OF LENA-ANGARA PLATEAU

G.F. UFIMTSEV, A.A. SCHETNIKOV, V.V. MYAKTOVA, I.A. FILINOV

Summary

Lena-Angara plateau occupies the central part of the southern projection of Siberian platform. The young uplift of plateau has non-arched character. Its cause is the accretion of layered rock masses of platform cover, detached sub-horizontally by evaporates layers. Typta-Tutur depression has a peculiar position in the young tectonics of plateau, being the reversed-straight morphostucture.