

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА МОНГОЛИИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Одним из основных направлений научных исследований кафедры всегда было региональное, в том числе и геолого-геоморфологическое изучение различных территорий. Авторы настоящей статьи, выпускники кафедры, в течение многих лет в составе советско-монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР занимались изучением геологии мезозойско-кайнозойских толщ, а также современного рельефа и его развития на разных этапах мезозойско-кайнозойской геологической истории и участвовали во всех коллективных работах (по перечисленным вопросам) по Монголии в целом.

Всестороннее рассмотрение различных особенностей строения мезозойско-кайнозойских континентальных образований, выполняющих впадины Монголии, их мощностей, выделение формационных комплексов, установление их возраста, дали возможность выделить и уточнить главные этапы развития рельефа этого обширного и еще слабо изученного региона. Анализ же палеогеографических карт по нескольким временным срезам, составленных В. Ф. Шуваловым [1], позволил проследить во времени и пространстве изменения характера рельефа и установить корни древнего рельефа в современном.

В статье рассмотрены основные черты развития рельефа Монголии с юры до настоящего времени. Рубеж юры не является случайным, поскольку именно в это время закладываются многие элементы рельефа и континентальные толщи развиты достаточно широко и представительно.

Начало юрского времени на территории Монголии ознаменовалось резкой активизацией тектонических процессов и существенной перестройкой рельефа на большей ее части. Если в триасе в Монголии преобладал выровненный денудационный рельеф эпигерцинского пенеппена и основные центры осадконакопления располагались на северо-востоке, севере центральной части и частично на крайнем юге страны, то в начале и середине юры произошло их смещение. Наиболее существенные изменения в это время претерпел рельеф Западной и Юго-Восточной Монголии. На западе страны в процессе горообразования возникли крупные поднятия Хангая и Алтая, разделенные Предалтайской зоной впадин, вытянутой с юго-востока на северо-запад (рис. 1). На юго-востоке Монголии подобная зона возникла в Восточной Гоби. В центре страны, к югу от сочленения Хангая и Хэнтэя, образовалась Сайханобинская, наиболее крупная из ранне-среднеюрских впадин, протяженностью с запада на восток до 200 км и шириной 50—60 км, выполненная самими мощными для этого времени отложениями (3000—3500 м). К юго-востоку от Хэнтэйского поднятия располагалась Предхэнтэйская система впадин, соединявшаяся на юго-западе с Сайханобинской, а на северо-востоке с Эрэндабанской и далее с Забайкальскими, откуда сюда в начале юры еще проникал залив Монголо-Охотского моря. Небольшие впадины северо-восточного простиранья образовались на севере и северо-востоке Монголии. Возможно, существовали и другие впадины.

Значительные мощности нижнеюрских эффузивно-осадочных и осадочных образований, выполняющих впадины, свидетельствуют об интенсивности их прогибания, а грубый состав отложений (конгломераты, песчаники) — об окружающем горном расчлененном рельефе. Горные поднятия характеризовались среднегорным и низкогорным рельефом высотой до 2000 м, а в разделяющих их узких впадинах формировались аккумулятивные аллювиальные равнины, чередующиеся с участками денудационных равнин и мелкосопочников. Хребты подступали непосредственно к впадинам, образуя крутые расчлененные склоны, и характеризовались отсутствием переходного предгорного яруса рельефа на границе с впадинами.

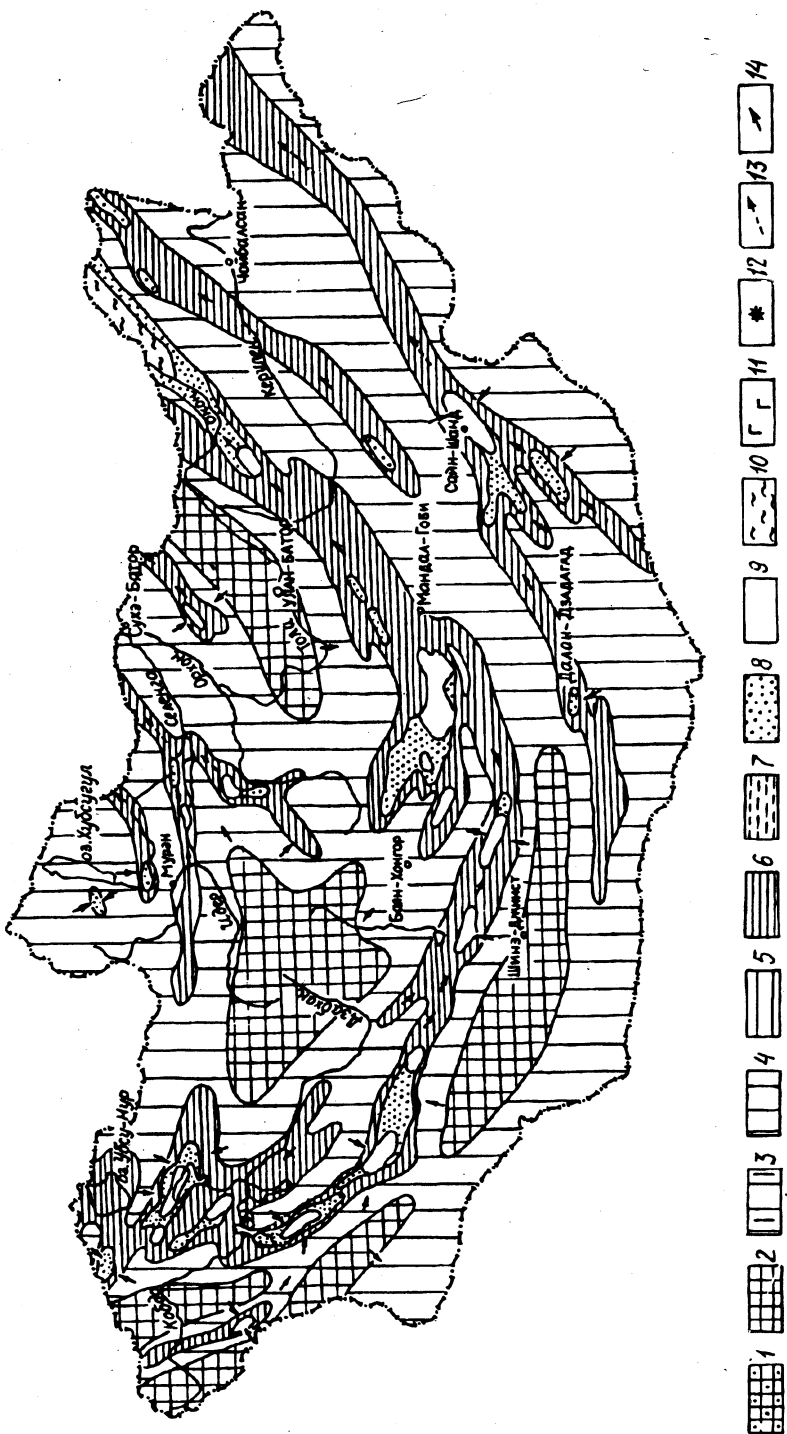


Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема Монголии. Равнина и средняя юра Денудационно-тектонический рельеф: 1 — высокие горы, 2 — средневысотные горы, 3 — средневысотные и низкие горы, 4 — низкие горы, 5 — мелкосопочник с «островами» низких гор; денудационный рельеф: 6 — холмисто-равнинный и равнинно-мелкосопочный рельеф, 7 — пластовые и пологие равнины (преимущественно низкие); аккумулятивный рельеф и бассейны аккумуляции: 8 — аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные равнины, 9 — озерные бассейны, 10 — морские бассейны; вулканогенный рельеф: 11 — базальтовые плато, 12 — центры вулканических извержений; 13 — предпологаемые реки, 14 — направления сноса

В среднеюрское время тектоническая активность территории резко снизилась, что отразилось на снижении высоты поднятий, уменьшении контрастности, появлении зон переходного рельефа от хребтов к впадинам в виде холмистого и мелкосопочного рельефа. Осадконакопление — накопление тонкообломочного материала — происходило лишь в остаточных озерных бассейнах, окруженных выровненным рельефом.

В течение средней и самого начала поздней юры в Монголии преобладали процессы денудации и выравнивания — за более короткий промежуток времени по сравнению с эпигерцидским пенеплом формировалась допозднеюрская поверхность выравнивания. Реликты этой поверхности сохранились в погребенном состоянии.

Конец юрского времени ознаменовался новым усилением тектонической деятельности, проявившейся в ряде районов Монголии в виде интенсивных дифференцированных горообразовательных движений. На фоне плосковершинных горных массивов обособились предгорные и межгорные прогибы. На западе Монголии кроме прежних возникла новая система впадин Озерной зоны (в котловине Больших озер). В то же время, главным образом на западе Монголии, некоторые впадины предшествующего этапа попали в зоны поднятий (Хиргиснурская, Эгингольская и др.) и прекратили свое существование. Другие же впадины Предальтайской зоны, претерпев внутреннюю тектоническую перестройку, отделились друг от друга перемычками (выступами фундамента). Одна из них, например, четко фиксируется к западу от Бэгэрской впадины.

Окружавший впадины горный рельеф был достаточно высоким и в краевых частях расчлененным. В Озерной зоне Западной Монголии горы были менее контрастны, более пологосклонны и расчленены впадинами, глубина которых не превышала первых сотен метров. Наиболее крупное и слаборасчлененное Хангайское поднятие на севере сочленялось с Прихубсугульским, а на северо-западе с Алтайским поднятиями. Высота наиболее крупных хребтов составляла не менее 2000—3000 м.

Увеличились некоторые впадины Восточной Гоби. Возникает ряд горных поднятий на юге (Дзолэнское, Ноянское и др.), юго-востоке (наиболее крупное — Мантах-Сайхандуланское) страны, также ограниченных впадинами. Эти поднятия и впадины имели длину около 200 км при ширине 50—100 км. Наиболее крупными впадинами на юго-востоке были Дзунбаинская и Ундуршилнская. Впадины заполнялись красноцветными грубообломочными молассами, т. е. осадконакопление происходило преимущественно по типу современных конусов выноса, но при несколько большей влажности и температуре [1]. Образовывались пролювиальные равнины, а на севере — аллювиально-озерные.

Позднеюрское время отличалось интенсивной эффузивной и интрузивной деятельностью. На северо-востоке страны (особенно в Прикеруленском регионе) вдоль разломов происходило обильное излияние базальтоидов, формировался вулканогенный рельеф как во впадинах, так и на поднятиях. В заключение вулканической деятельности в пределы базальтовых полей и массивов внедрились различные интрузивные тела гранитоидов, возникли кольцевые и линейные субвулканические тела, вулканические постройки центрального типа. По данным М. С. Нагибиной, интрузивная деятельность была характерна только для востока Монголии и полностью отсутствовала на западе.

В конце юры в Монголии заложились те структурные элементы, которые развивались и далее в течение почти всего раннего мела. Некоторые из них находят отражение и в кайнозое, вплоть до современности, в частности такие, как Хангайское или Алтайские поднятия.

В начале раннемелового времени (в неокоме) структурный план территории Монголии по сравнению с позднеюрским почти не изменяется. В результате тектонических движений начала неокома лишь усложнилась внутренняя структура отдельных поднятий и впадин и возникли небольшие новые впадины на востоке, юго-востоке и в центре Монголии. На западе, наоборот, в результате поднятий в некоторых впадинах прекратилось осадконакопление (например, в Убсунурской).

В начале неокома во впадинах формировались аккумулятивные аллювиальные и озерные равнины; в конце повсеместно преобладали озерные равнины, нередко занимающие всю площадь впадины. Рельеф областей денудации в начале и конце раннего неокома не был одинаковым. В начале он оставался еще достаточно контрастным, о чем свидетельствуют сероцветные конгломераты, залегающие в основании неокома в Дзунбаинской, Улугейской и некоторых других впадинах Гоби. Хорошая окатанность и сортированность гальки конгломератов указывает на значительную эрозионную расчлененность не только краевых, но и центральных частей поднятий. К концу эпохи горный рельеф сохранился лишь в наиболее приподнятых осевых частях поднятий. Крайние их зоны были заняты мелкосопочниками и равнинами (рис. 2).

Ранний неоком — это время максимального развития вулканических процессов на территории Монголии за всю ее мезозойско-кайнозойскую историю [1]. Обширные пространства Восточной, Северо-Восточной и прилегающие к ним части Центральной, Юго-Восточной и Южной Монголии представляли собой зону практически сплошного вулканизма. Отдельные излияния базальтов и кислых лав в рассматриваемое время происходили и в некоторых других местах Монголии. Всюду формировался вулканогенный рельеф: базальтовые плато, кальдеры, стратовулканы и другие формы. В ряде впадин плато были погребены под покровом осадочных образований [2]; иногда излияния базальтов носили подводный характер и не способствовали возникновению плато вообще [3]. В современном рельефе вулканические формы рассматриваемой эпохи преобразованы.

К концу неокома сформировалась поверхность выравнивания. В широких пологосклонных впадинах, существовавших во время ее образования, окруженных равнинами либо холмистым слаборасчлененным рельефом, накапливались тонкообломочные породы (песчаники, пески, глины, аргиллиты, «бумажные сланцы», бурые угли и др.). Впадины были заняты озерами и впадающими в них широкими долинами. Эта поверхность хорошо выражена в разрезах мезозоя впадин как поверхность регионального несогласия; она является границей, разделяющей более сильно дислоцированные отложения нижнего мела и слабонарушенные слои верхнего мела. Среди равнинно-мелкосопочного рельефа неомкомской поверхности выравнивания возвышались сглаженные низкие горы и холмогорья, разделенные пологосклонными внутригорными прогибами, во впадинах которых происходила озерная и озерно-аллювиальная аккумуляция.

В начале апт-альба бассейны осадконакопления предшествующего этапа в целом сохранили свое положение. Несмотря на некоторое их перераспределение, общая тенденция поднятия северных и западных, равно как и опускание южных и юго-восточных районов Монголии сохранилась. Среди вновь сформировавшихся впадин следует отметить такие крупные, как Ингэни-Ховурская и Ширэгингашунская в Заалтайской Гоби, и ряд других. Конфигурация многих впадин несколько усложнилась. Увеличились размеры впадин на северо-востоке, юго-востоке и юге Монголии, а на западе и севере ее многие впадины прекратили свое существование за счет расширения поднятий. Активные тектонические движения начала апт-альба местами способствовали возрождению расчлененного горного рельефа, особенно на западе и севере Монголии, где высота поднятий достигала среднегорного уровня; на остальной территории их высота обычно укладывалась в рамки низких гор (1000—1500 м, реже до 2000 м). Во впадинах Озерной и частично Предалтайской зон сформировались пластовые денудационные равнины. Во впадинах гумидной зоны образовывались озерные и речные равнины, а в аридной — озерные.

Конец апт-альба ознаменовался весьма существенным событием в структурно-геоморфологической жизни Монголии — отчетливо обособилась область активного прогибания Южной и Юго-Восточной Монголии, включавшая в себя Гоби и Тамцагскую впадину (Гобийский прогиб), от области обширного поднятия Западной, Северной и Северо-Восточной Монголии (Северо-Монгольское поднятие). В это время заложились основные элементы платформенной структуры,

получившие дальнейшее оформление в позднем мелу и палеогене [4]. Однако созданный в Гоби рельеф конца апт-альба был еще достаточно дифференцированным, о чем свидетельствуют грубообломочные красноцветные, преимущественно аллювиальные и пролювиальные толщи осадков (конглобрекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и щебнистые глины) мощностью до 200—250 м. Размеры впадин и поднятий в Гоби достигали 150—300 км в длину и 80—100 км в ширину. Ориентировка их была субширотная (на западе и юго-западе), либо северо-восточная (на юго-востоке и востоке). Накопление основной массы обломочного материала происходило в субаэральных условиях по типу образования современных конусов выноса в аридном и жарком климате. Шло формирование пролювиальных равнин.

Прогибание гобийских районов Монголии местами сопровождалось разрывами земной коры и излияниями базальтовой лавы. При этом преобладали трещинные излияния, поскольку достоверные вулканические конусы этого времени не известны. Реликты базальтовых плато конца апт-альба встречены в Заалтайской Гоби и северо-восточнее г. Сайн-Шанд, где они были, вероятно, откопаны из-под более молодых отложений.

Говоря о рельефе поднятий Монголии, можно предположить, что там в конце апт-альба господствовали денудационные равнины и мелкосопочки и лишь в наиболее крупных из них (Хангай, Хэнтэй, Алтай, Прихубсугулье) рельеф местами достигал низкогорного и, возможно, даже среднегорного уровня. Краевые части этих поднятий в основном, видимо, и явились источником обломочного материала, сносимого реками и временными потоками в гобийские впадины. Конседиментационные поднятия прогиба на востоке не превышали уровня низкогорий, а в основном имели мелкосопочный и равнинный облик; преобладал денудационный рельеф. Неокомская поверхность выравнивания оказалась нарушенной апт-альбскими тектоническими движениями. Она опущена во впадинах и поднята в окружающих горах.

В позднем мелу тектонические движения на территории Монголии приобрели сугубо платформенный характер [4], определив области общего плавного погружения и поднятия. Это время начала формирования главной полигенетической поверхности выравнивания Монголии, шире других представленной в современном рельефе.

В область опускания были втянуты краевые части апт-альбского Северомонгольского поднятия, а также некоторые внутренние поднятия Гобийского прогиба (рис. 3). Рельеф последнего в позднем мелу претерпел наиболее существенные изменения по сравнению с апт-альбом. В течение большей части позднего мела (до кампана) ввиду медленного опускания Гоби здесь господствовали процессы аккумуляции. Наиболее низкого гипсометрического уровня, временами близкого к морскому, южные и юго-восточные районы Монголии достигли в сантоне. В это время здесь и в Тамцагской впадине возникли обширные озерные бассейны, занимавшие свыше 50% их территории. В озерных впадинах шло накопление преимущественно песчано-глинистых, маломощных, пестроцветных и красноцветных осадков. В областях опускания повсеместно преобладал аккумулятивный рельеф озерных равнин, в меньшей степени — аллювиальных и пролювиальных. Вулканогенный рельеф для Гобийского прогиба в позднем мелу не был характерен. Локальные трещинные излияния покровных базальтов небольшой мощности лишь способствовали общему выравниванию рельефа областей аккумуляции и денудации.

Центральные части Хангай, Алтая и других крупных поднятий характеризовались низкогорным и мелкосопочным рельефом с абсолютными высотами до 1000 м (реже выше); в остальных местах рельеф был либо мелкосопочным, либо равнинным (денудационные равнины). Основной снос обломочного материала был с севера на юг.

В конце кампана начинается общее поднятие территории Монголии, включая и ее гобийские регионы. Озерные бассейны в конце мела резко сокращаются по

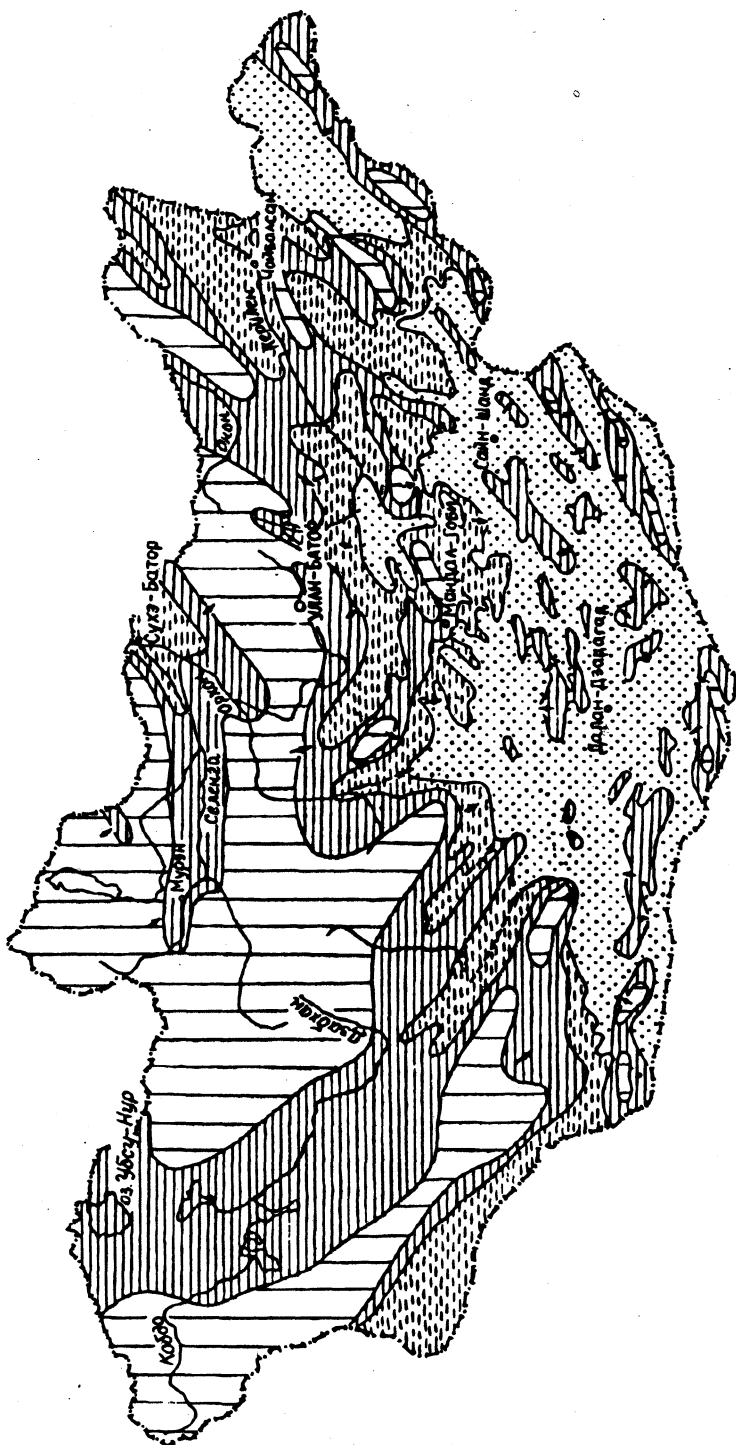


Рис. 3. Палеогеоморфологическая схема Монголии. Поздний мел, сангон
 условные обозначения см. рис. 1

площади и сохраняются лишь в некоторых районах Заалтайской, Северной и Юго-Восточной Гоби. Дальнейшее сокращение озерных бассейнов юга Монголии и общее выравнивание ее территории происходило в палеогене. К этому времени и климат стал еще более аридным [1, 5 и др.].

В палеогене, особенно в палеоцене и эоцене, структурно-геоморфологический план территории Монголии практически не изменился. Лишь в связи с продолжавшимся общим поднятием площадь бассейнов осадконакопления в гобийских районах сократилась еще больше, чем в конце позднего мела. К концу палеогена (точнее до среднего олигоцена) на большей части территории Монголии закончилось формирование поверхности выравнивания, начавшееся в позднем мелу. На востоке, в пределах Гобийского прогиба, господствовали пластовые денудационные равнины на позднемеловых и более древних отложениях, а на западе — в основном денудационные цокольные и пластовые (в некоторых впадинах) равнины.

В олигоцене на западе Монголии и частично в ее центре в результате проявления начальных фаз новейшего горообразования вновь оформляются региональные поднятия (Хангайское, Алтайское) и область прогибания между ними. Особенно четко это выразилось в среднем — позднем олигоцене [6, 7]. В центральных частях поднятий рельеф в это время почти не изменился.

Вулканические проявления палеогенового времени отмечались на ограниченных площадях по краям зон прогибания [5, 8, 9]. Существенного влияния на характер рельефа Гоби и прилегающих к ней территорий этот вулканизм не оказал. Повсеместно он способствовал лишь общему выравниванию территории.

В неогене в Монголии (как считают все ее исследователи) продолжался процесс новейшей тектонической активизации, по-разному протекающий в ее западной и восточной частях. Более интенсивные и контрастные горообразовательные процессы на западе Монголии, в котловине Больших озер, Долине озер и Предалтайской зоне впадин, а также на севере страны, в Дархатии, Прихубсугулье привели к образованию горного рельефа с четким обособлением Хангайского, Монголо-Алтайского, Гоби-Алтайского и Прихубсугульского поднятий и впадин между ними, указанных выше. Рельеф приобрел черты, близкие к современному. По данным Е. В. Девяткина [5], масштабы осадконакопления здесь были выше, чем в плейстоцене и в настоящее время. Поднятия Западной и Северной Монголии достигали в центральных частях среднегорного, а возможно, и высокогорного уровня; по окраинам рельеф был низкогорным, а чаще — мелкосопочным и равнинным (рис. 4).

В Гоби продолжались процессы общего медленного поднятия, слабо дифференцированного на области поднятия и опускания. Осадконакопления практически не происходило; формировались денудационные равнины различного облика и на различающихся по возрасту породах, включая пластовые на верхнемеловых и палеогеновых образованиях. И лишь на крайнем востоке Монголии, в Тамцагской впадине, близ оз. Буир-Нур, накапливались осадочные породы.

В неогене в Монголии отмечались проявления эффузивной деятельности, наиболее широко развитые в районе Дариганги и представленные излияниями базальтовой лавы [5, 7, 10], на юго-западном и северном склонах Хангая; базальтовые плато в конце миоцена возникли также восточнее оз. Угей, в бассейне р. Харуухингол и в долине Толы [10].

К началу плейстоцена основные черты рельефа территории Монголии уже были сформированы, и дальнейшее его развитие и усложнение были связаны прежде всего с продолжающимися новейшими тектоническими движениями, проявившимися по-разному на всей территории Монголии [11, 12, 14—18]. Именно в плейстоцене до настоящего времени происходит формирование большинства передовых горных поднятий как на западе, так и в центре и на юге страны. В частности, в это время были сформированы практически все передовые хребты Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая, вытянутые в северо-западном направлении, а также обособленный хребет Хан-Хухэй и многие другие. На крыльях

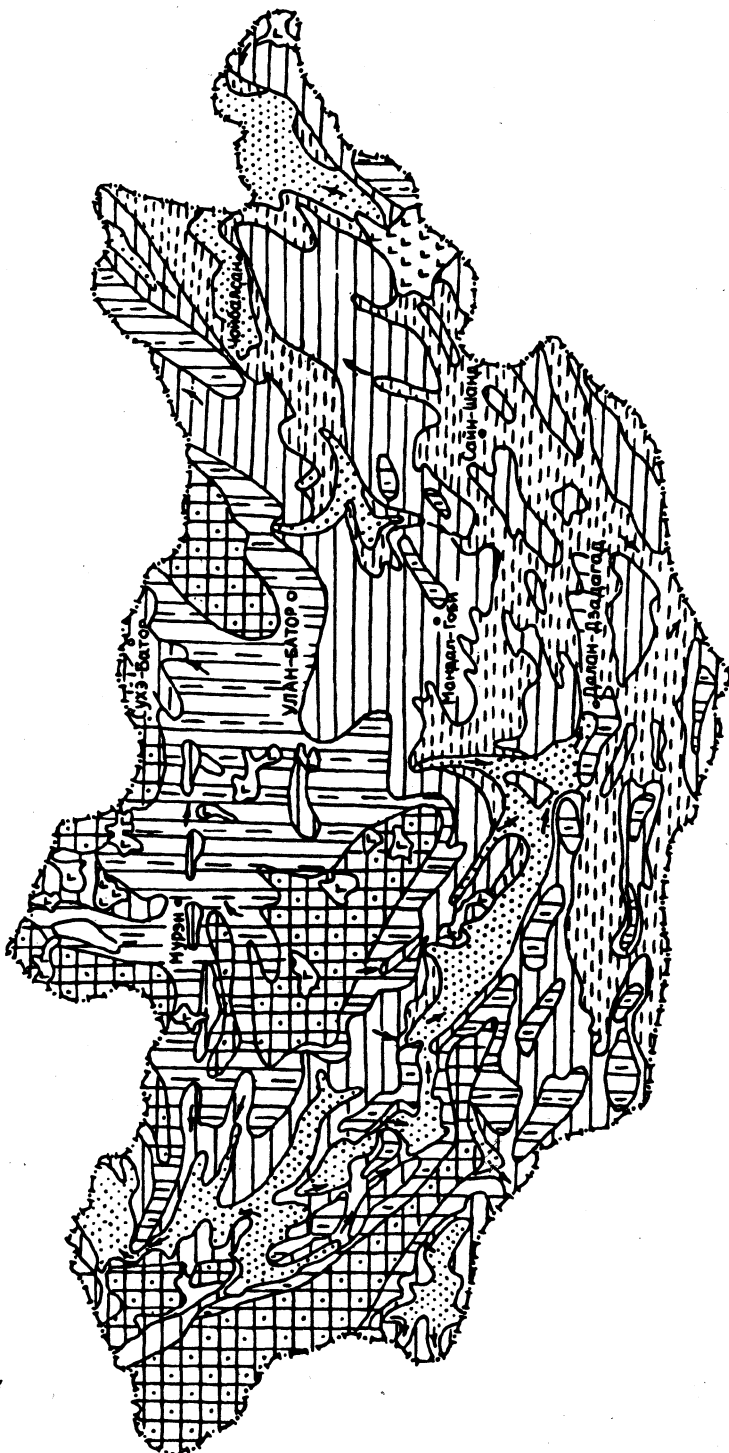


Рис. 4. Палеогеоморфологическая схема Монголии. Неоген (с использованием данных Е. В. Девяткина [18])
 Условные обозначения см. рис. 1

новейших поднятий образуются зоны молодых внутригорных впадин (например, Баян-Хонгорская на южном склоне Хангая). Оформляются в рельефе молодые тектонические уступы. Продолжает формироваться и озерно-речная сеть страны, хотя в основных своих чертах она заложилась еще в конце неогена [5, 15, 18]. Современная речная сеть очень молодая и находится в стадии постоянной перестройки, что связано с современными тектоническими движениями, проявляющимися как в горах, так и на равнинах.

Существенное влияние на формирование рельефа оказали климатические изменения, приведшие к оледенениям и неоднократному обводнению засушливых в настоящее время территорий [5, 13, 18].

Таким образом, рельеф Монголии формировался в течение всего периода континентального развития страны, но наиболее отчетливо этапы его развития прослеживаются с начала юры, когда горообразовательными движениями на большей части страны был нарушен и преобразован эпигерцинский пенеплен. В дальнейшем в результате неоднократной смены тектонического режима эпохи активизации и горообразования чередовались с периодами относительного тектонического покоя и выравнивания. Эпохи активизации и горообразования приходятся на раннюю юру, вторую половину поздней юры и начало неокома, апт-альб и плиоцен-четвертичное время, а периоды относительного тектонического покоя и выравнивания — на среднюю и начало поздней юры, неоком, поздний мел — палеоген и миоцен — ранний плиоцен.

Тектонические движения плиоцен-четвертичного времени, характеризующиеся большей интенсивностью и контрастностью в западной части Монголии и значительно меньшей в восточной, привели к формированию двух геоструктурных областей — области эпиплатформенного горообразования (на денудированном рифейском и палеозойском складчатом основании) и области континентальной платформы, расположенной в пределах позднемезозойской платформы. Они различаются тектоническим режимом, особенностями новообразованных структурных форм и рельефом. В пределах области горообразования преобладает контрастный горный рельеф, меняющийся в пространстве; в области платформы — равнинно-мелкосопочный рельеф и слаборасчлененные низкогорья и холмогорья в пределах внутриплатформенных горных поднятий.

Разнообразный рельеф Монголии широко освещен в опубликованной литературе [11—20] и на геоморфологической карте [19], поэтому его характеристика в настоящей статье не приводится.

Подчеркивая молодость рельефа Монголии, следует отметить и то, что современный рельеф несет в себе и следы более древних эпох рельефообразования, выражающиеся в унаследованности тектонического режима, определяющего основные черты рельефа, планового расположения основных геоморфологических элементов, положения осей горных поднятий и впадин. От раннеюрской эпохи, например, в новейшее время был унаследован орогенический режим, проявившийся только в Западной и Северной Монголии, но с меньшей интенсивностью. С юрского времени устойчиво существуют, резко меняя во времени высоту (от среднегорий до мелкосопочников), размеры по ширине и простираению, но сохраняя преобладающие простираения длинных осей, основные горные поднятия Западной Монголии и Хэнтэй. Местоположение более мелких хребтов менялось во времени. Существенной перестройке подверглись юрские впадины — их отложения в настоящее время образуют передовые хребты современных гор. От позднемелового времени унаследован в новейшее время платформенный тектонический режим на территории Восточной Монголии. Незначительная амплитуда и дифференцированность движений и малый их градиент способствовали сохранению широко развитых в этом регионе, оставшихся от позднемеловой-палеогеновой эпохи, денудационных и пластовых равнин. Оси современных мелкосопочных поднятий чаще совпадают с осями выступов фундамента, а ориентировка холмистого рельефа на молодых породах часто беспорядочна.

Непосредственно в современный рельеф включены в виде самостоятельных

элементов древние поверхности выравнивания (главным образом позднемеловая-палеогеновая и более древние, если они откопаны), фрагменты древних речных долин, реликты базальтовых плато, отпрепарированные мезозойские интрузии и др. Выделяемые некоторыми исследователями реликтовые, остаточные мезозойские горы Монголии вряд ли сохранились. В эпохи выравнивания они были неоднократно срезаны до разных уровней процессами денудации и в новейшее время возрождены.

К сожалению, небольшой объем журнальной статьи не позволяет рассмотреть все эти интересные закономерности.

В заключение отметим, что, несмотря на относительно хорошую в целом изученность рельефа Монголии и истории его развития, ряд принципиальных вопросов до сих пор решен либо не полностью, либо вообще не решен. К их числу следует отнести такие спорные вопросы, как начало эпохи новейшего горообразования. По мнению Е. В. Девяткина [7 и др.], эпоха началась в миоцене, что нашло отражение и на геоморфологической карте [19]. В то же время широкое развитие олигоценовых отложений в центре и на западе Монголии между двумя крупнейшими современными поднятиями (Алтаем и Хангаем) и связанные с этим излияния базальтов позволили нам [14, 15 и др.] высказать предположение, что именно олигоцен явился рубежом начала новейшей активизации в Монголии, как и во многих других регионах Азии и мира.

Нуждаются в уточнении возраст доорогенной поверхности выравнивания и ее гипсометрический уровень. Дискуссионным является вопрос об обоснованности выделения новейших геоструктурных областей в Монголии (горообразования и платформенных) и о границе между ними. Требуется дальнейшего изучения проблемы возраста современного рельефа Монголии и установления многоплановых связей современного и древнего рельефа. По-разному оценивают количество и время эпох пенепленизации.

Не совсем ясны вопросы плейстоценового обводнения Гоби, развития здесь речной сети и озерных бассейнов в плейстоцене, хотя предположение это весьма вероятное, особенно для эпохи горных оледенений. До конца не решен и вопрос о времени наибольшего обводнения впадин Монголии (в эпохи оледенений или в межледниковья). Существенно разнятся точки зрения на количество и особенности оледенений в горах Монголии в плейстоцене и на целый ряд других важных проблем [18]. Многие из этих вопросов обусловлены слабой изученностью четвертичных отложений и рядом других причин объективного и субъективного характера.

И одним из важнейших, требующих обязательного решения, является вопрос о геоморфологическом районировании территории Монголии. Большинство существующих схем [20, 21] носит физико-географический характер, хотя основным критерием при выделении районов служит рельеф. Необходимо многоступенчатое районирование с установлением и показом таксонов разного ранга (геоморфологических стран, провинций, областей, районов и т. д.), при выделении которых следует учитывать геотектонические особенности территории, характер новейших тектонических движений (их тип, интенсивность, контрастность), особенности подстилающего субстрата, характер и интенсивность денудационных и аккумулятивных процессов и другие признаки. Восстановление истории развития рельефа поможет точнее и объективнее провести районирование.

Необходимо подчеркнуть практическую значимость геоморфологических исследований Монголии — важность их для решения задач геологической службы страны, для целей водоснабжения, прогноза развития и использования территорий и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—80.
2. Девяткин Е. В., Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 25—41.

3. *Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. и др.* Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
4. *Шувалов В. Ф.* Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел — палеоген)//Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 243—259.
5. *Девяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 200 с.
6. *Девяткин Е. В., Николаева Т. В.* Структуры новейшего этапа активизации Монголии (неоген — антропоген)//Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 262—286.
7. *Девяткин Е. В.* Неоген — антропоген (этап неотектонической активизации)//Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 230—245.
8. *Шувалов В. Ф., Николаева Т. В.* О возрасте и распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии//Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1985. № 14. С. 52—59.
9. *Чичагов В. П.* Проблемы геоморфологии Монголии//Геоморфология и палеогеография: XXIII Междунар. геогр. конгресс. М.: Наука, 1976. С. 32—35.
10. *Шувалов В. Ф., Николаева Т. В.* О возрасте и геоморфологическом положении кайнозойских платобазальтов в Центральной, Северной и Юго-Восточной Монголии//Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1989. № 7. С. 102—106.
11. *Флоренсов Н. А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии//Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.
12. *Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
13. *Николаева Т. В., Шувалов В. Ф.* Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая//Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1967. № 6. С. 130—139.
14. *Николаева Т. В., Шувалов В. Ф.* Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое//Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1969. № 3. С. 129—139.
15. *Николаева Т. В.* Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л.: Изд-во ЛГУ. 1971. 152 с.
16. *Тимopheев Д. А., Чичагов В. П.* Бэли Монголии//Геоморфология зарубежных стран. М.: Наука, 1974. С. 109—123.
17. *Тимopheев Д. А.* Пьедестальные горы — начальная стадия развития возрожденных гор//Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 51—57.
18. Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. 258 с.
19. Геоморфологическая карта Монгольской Народной Республики, м-б 1 : 1 500 000/Отв. ред. С. С. Коржуев, Н. А. Флоренсов. М.: ГУГК, 1989.
20. *Мурзаев Э. М.* Монгольская Народная Республика. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1952. 470 с.
21. *Цегмид Ш.* Физико-географическое районирование Монгольской Народной Республики//Изв. АН СССР. Сер. География. 1962. № 5. С. 34—41.

RELIEF EVOLUTION IN MONGOLIA DURING THE MESOZOIC AND CENOZOIC

T. V. NIKOLAEVA, V. F. SHUVALOV

Summary

The paper describes the relief of Mongolia and main stages of its evolution (Early-Middle Jurassic, Late Jurassic, Neocomian, Aptian-Albian, Late Cretaceous, Paleogene, Neogene, Pleistocene). An extreme youthfulness of the Mongolian topography is stressed, as well as importance of the neotectonic and climatic control. Evidences of former epochs of relief-formation are found in the present-day topography.