

УДК 553.96:551.762(571.54)

## ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ

© 2007 г. Ю. Г. Цеховский, М. Г. Леонов

Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;  
E-mail: tsekhovsky@ginras.ru

Поступила в редакцию 19.06.2006 г.

В статье охарактеризованы верхнемеловые и кайнозойские осадочные формации, развитые на территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья, в числе которых ранее выделялись молассы и молассоиды. Однако, по мнению авторов, в данных районах представлены следующие формации: равнинная фэновая с терригенной (поздний мел) и угленосной (поздний олигоцен–ранний плиоцен) подформациями, а также равнинная тонкообломочная формация (палеоген, включая поздний олигоцен) и орогенная молассовая (поздний плиоцен–голоцен) с нижней красноцветной и верхней сероцветной подформациями. Рассмотрены основные черты строения формаций, реконструированы палеогеографические и палеотектонические обстановки во время их образования. Показано, что грубообломочные отложения фэновых формаций возникали в грабенах среди древних денудационных равнин за счет разрушения пород, слагающих прибортовые уступы. На этих равнинах, возможно, лишь местами существовали небольшие островки горного рельефа. Главным геологическим событием позднего мела и кайнозоя явилось заложение и развитие на территории Прибайкалья Байкальской рифтовой зоны. На примере Юго-Восточного Прибайкалья, где расположены наиболее мощные и представительные разрезы кайнозоя, охарактеризованы предрифтовая и рифтовая стадии образования этой зоны, а также коррелятивные им события на сопредельной относительно более стабильной территории Западного Забайкалья.

В пределах Забайкалья и Прибайкалья разрезы мезозоя и кайнозоя слагаются мощными толщами континентальных осадочных отложений (местами, с участием вулканитов). Большинство геологов выделяют здесь две формации: 1) молассовую и 2) молассоидную [Логачев, 1968; Нагорья ..., 1974 и др.]. В публикациях отмечается, что обогащенная грубообломочным материалом межгорная моласса слагает основную часть разреза мезо-кайнозойского осадочного чехла. После раннемезозойского вулканогенного этапа развития ее формирование происходило на данной территории с ранней юры по голоцен включительно и временно прекратилось лишь в палеогене – начале и середине неогена. В это время, в условиях преимущественно равнинного рельефа, накапливались тонкообломочные отложения, выделяемые в формацию молассоидов.

Предпринимались попытки подразделить многокилометровые толщи континентальных отложений Забайкалья на более дробные формационные единицы, которые позволяли бы установить различные этапы в длительной мезо-кайнозойской истории геологического развития Забайкалья и Прибайкалья. При этом, в зависимости от гранулометрического состава, предлагалось выделять формации: псефитовые, псефито-псамми-

товые, алевро-псаммитовые, алевро-пелитовые [Писцов, 1982]. Большое число формационных подразделений было предложено для кайнозойских отложений Прибайкалья (таблица) [Мац и др., 2001]. К их числу относят следующие формации (или формационные комплексы): I – кварц-каолиновой коры выветривания, II – терригенно-полимиктовая бескарбонатная зеленоцветная, III – грубообломочно-полимиктовая охристая, IV – песчаная, V – экстрополимиктовая сероцветная, VI – карбонатно-монтмориллонитовая зеленоцветная, VII – мезомиктовая зелено- и пестроцветная, VIII – красноцветная карбонатно-каолинит-гидрослюдистая, IX – лессовая, X, XI – ледниковые.

Как видно, для выделения дробных формаций геологи использовали гранулометрический состав пород, или сочетание гранулометрического состава, цвета, минерального состава глин и обломков, а также генетические признаки (например, ледниковая). Однако выделенные подобным образом парагенезы по сути являются толщами или пачками, обычно невыдержанными по простиранию. Они сменяют друг друга при прослеживании на небольших расстояниях как по латерали, так и в вертикальных разрезах и отражают наличие в пределах характеризуемой территории



различных фаций и питающих провинций. Это не согласуется с термином формация, принятым в отечественной геологии. Обычно к данным образованиям, вслед за Н.С. Шатским, относят закономерно построенные комплексы парагенетически связанных друг с другом горных пород (или фаций, согласно П.П. Тимофеева), отражающие важные этапы истории геологического развития региона.

Такие критерии для выделения формаций были приняты авторами при изучении мезозойских и кайнозойских отложений Западного Забайкалья. На примере юрских и нижнемеловых отложений этого региона было показано, что развитые здесь толщи пород, обогащенные грубообломочным материалом и относимые предшественниками к молассам (индикаторам горного рельефа), часто таковыми не являются [Цеховский и др., 2005, 2006]. Эти комплексы заметно отличаются от молассы строением, составом, условиями образования и принадлежат к фэновой формации. Последняя заполняла многочисленные узкие удлиненные впадины (обычно линейные рифтогенные полуграбены, грабены или грабенсинклинали шириной от 3–5 до 20–30 км при длине от первых десятков до 100–300 км), возникавшие в равнинных ландшафтах в обстановках преобладающего растяжения земной коры.

Установлено, что во впадинах, окруженных холмистым равнинным рельефом, массовое накопление грубообломочного материала (придающего толщам черты сходства с молассой) было связано с разрушением пород, слагающих крутые бортовые уступы грабенов. При этом в составе обломков доминируют неокатанные или плохо окатанные, часто несортированные разности, образующие узкие шлейфы вдоль прибортовых уступов грабенов. В строении данных отложений доминируют коллювиальные, делювиальные, пролювиальные, селевые фации. Они часто образуют хаотично построенные комплексы – гравитационные микститы [Леонов, 1981]. По направлению к осевым частям сравнительно нешироких удлиненных впадин (грабенов) эти грубообломочные породы обычно сменяются тонкообломочными, нередко угленосными, отложениями. Последние представляют собою фации транзитной равнинной реки, пересекавшей впадины с широким развитием в пределах характеризуемых отрицательных структур подпрудных пойменных озер и болот.

Термин фэновый комплекс был впервые применен для юрских терригенно-угленосных отложений Монголии [Полянский, 1992], сходных с однотипными отложениями Западного Забайкалья. Отметим, что в геоморфологии (в отличие от морской геологии) фэновые (fan) – это мощные кластогенные плохо сортированные отложения

конусов выноса и дельт в местах лавинной разгрузки осадков узкими потоками на контрастных перегибах рельефа при выходе на плоские поверхности [Dictionary ..., 1962; Толковый словарь..., 1977].

Необходимо подчеркнуть, что выделяемая авторами данной статьи в грабенах среди равнинного рельефа фэновая формация не идентична собственно грубообломочным фэновым отложениям. Наряду с последними (для рассматриваемых объектов, приуроченных к прибортовым уступам грабенов), она включает в себя парагенетически связанные комплексы тонкообломочных аллювиально-озерно-болотных осадков, развитых в осевых частях характеризуемых структур. По мнению авторов, именно широкое развитие отложений фэновых потоков объясняет главную особенность фэновых формаций: появление в равнинных ландшафтах мощных грубообломочных комплексов пород на контрастных перегибах рельефа, в местах возникновения грабенов. Это и послужило основанием для выделения фэновых формаций, в строении которых, в отличие от фэновых комплексов, широко представлены как грубообломочные, так и фациально сменяющие их тонкообломочные (нередко угленосные) толщи пород.

Было установлено, что примерами собственно моласс в разрезах мезозоя и кайнозоя Западного Забайкалья служат нижнеюрские и верхнеплиоцен-четвертичные отложения [Цеховский и др., 2005, 2006]. В отличие от фэновых формаций, в них широкое развитие получают фации горного аллювия с хорошо окатанными и сортированными обломками пород. Важно также отметить, что при накоплении моласс в узких межгорных грабенах не создавались обстановки, благоприятствующие активному углеобразованию из за интенсивного привноса терригенного материала, обычно препятствующего торфонакоплению.

Подразделение обогащенных грубообломочным материалом толщ на молассы и фэновые формации в значительной мере уточнило традиционные представления об истории геологического развития Западного Забайкалья в мезозое (до раннего мела включительно). В настоящей статье приведены результаты формационных исследований более молодых верхнемеловых и кайнозойских толщ Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья, которые выделялись здесь ранее в составе молассоидов и моласс. Важно отметить, что район Юго-Восточного Прибайкалья является одним из ключевых объектов Байкальской рифтовой зоны, где представлены наиболее полные и представительные разрезы кайнозоя. Основываясь на результатах проведенных исследований, авторы уточнили историю

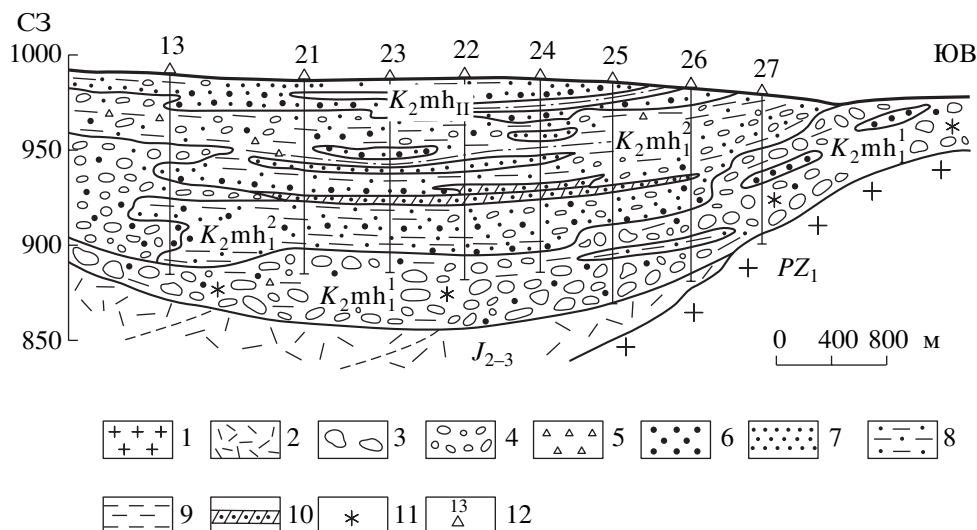


Рис. 1. Разрез верхнемеловой мохейской свиты в Нижнемохейской впадине [Скобло и др., 2001].

1 – палеозойские граниты; 2 – средне-верхнеюрские эффузивы; 3–11 – верхнемеловые отложения: 3 – валунники, 4 – конгломерат, 5 – дресвяники, 6 – гравелиты, 7 – песчаники, 8 – алевропесчаники, 9 – алевролиты, 10 – аргиллиты, 11 – красочетная окраска пород; 12 – буровые скважины; индексы толщ мохейской свиты:  $K_2mh_{II}$  – нижняя пестро-красная толща;  $K_2mh_{I1}$  – пролювиально-коллювиальная и  $K_2mh_{I2}$  – озерно-пролювиальные пачки;  $K_2mh_{II}$  – верхняя серо-красная аллювиально-пролювиальная толща.

геологического развития характеризуемых регионов в позднем мелу и кайнозое.

#### СТРАТИГРАФИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО МЕЛА–КАЙНОЗОЯ

Строение, состав и условия образования континентальных верхнемеловых и кайнозойских отложений Западного Забайкалья и Прибайкалья рассматриваются в многочисленных публикациях [Логачев, 1968, 2003; Литология ..., 1972; Антощенко-Оленев, 1975; Базаров, 1986; Нагорья ..., 1974; Мац и др., 2001; Резанов, 1988, 2000; Флоренсов, 1960 и др.]. Общие сведения о их стратиграфии в Витимском и Джиде-Селенгинском районах Западного Забайкалья, а также на территории Юго-Восточного Прибайкалья приведены в таблице. Все исследователи отмечали в этих районах закономерную смену осадконакопления в диапазоне времени от позднего мела до кайнозоя включительно. Ниже кратко охарактеризуем строение верхнемеловых и кайнозойских отложений и главные этапы осадконакопления на рассматриваемой территории.

##### Поздний мел

В это время территория Западного Забайкалья и прилегающие районы Прибайкалья представляли собою преимущественно область денудации. Лишь в единичных небольших впадинах – грабенах (Еравнинской, Нижнемохейской, Верх-

неудинской) на юге Витимского района происходило накопление отложений мохейской свиты (см. таблицу) [Скобло и др., 2001; Резанов, 2000]. Их мощность достигает 160 м, отложения нередко залегают с размывом на каолиновой коре выветривания. В прибортовых разрезах здесь широко представлены грубообломочные породы, которые сменяются тонкообломочными в центральной части впадин. В верхах мохейской свиты на территории Еравнинской депрессии Ф.К. Волколаковым отмечаются линзы каолиновых глин – продуктов перемыва кор выветривания. Здесь же происходили небольшие излияния базальтов (абсолютный возраст –  $78 + 6.6$ ;  $72.8 + 2.9$ ;  $70.8 + 6.6$  млн лет) [Базаров, 1986].

Раньше отложения мохейской свиты в пределах Еравнинской впадины подразделялись на нижнюю красочетную, среднюю пестроцетную и верхнюю красочетную толщи и датировались в диапазоне верхний мел–палеоген. Позже к верхнему мелу была отнесена лишь нижняя красочетная толща, а вышележащие отложения стали датировать палеогеном [Резанов, 2000].

Возраст мохейской свиты на основании палеонтологических данных определен в диапазоне от сеномана до маастрихта [Скобло и др., 2001]. Ее полный разрез представлен в Нижнемохейской впадине (рис. 1). Здесь в строении свиты преобладают красочетные и пестроцетные грубообломочные отложения – конгломератобрекчии представленные коллювиальными и пролювиальными фациями. Они слагают нижнюю часть

свиты и ее прибортовые разрезы. Обломки пород в большинстве случаев неокатаны или плохо окатаны и слабо сортированы. Заполнителем служит красноцветный несортированный гравелитистый песчаник либо галечно-гравийно-глинистый хлидолит.

В средней и верхней частях свиты центральных участков впадины грубообломочные отложения сменяются преимущественно сероцветными песчаниками с линзами алевролитов и аргиллитов, местами углистых, озерно-пролювиального или пролювиально-аллювиального генезиса. Наибольшее развитие здесь имеют крупнозернистые и гравелитистые псаммиты (обычно плохо сортированные) и хлидолиты, реже встречаются сортированные средне-мелкозернистые песчаники и галечники. Установлены многократные латеральные переходы между озерным и пролювиальными или пролювиально-аллювиальными фациями (при преобладающей роли отложений временных потоков).

В.М. Скобло с соавторами [2001] считают, что в Нижнемохейской и других впадинах Южно-Витимского региона красноцветная, пестроцветная и сероцветная толщи связаны между собой фациальными переходами по латерали, и, следовательно, различия цветовой окраски пород не всегда могут быть положены в основу выделения разновозрастных стратиграфических подразделений.

Особенности осадконакопления и формационный анализ верхнемеловых отложений. С учетом широкого развития в строении позднемеловой мохейской свиты грубообломочных пород она традиционно относилась предшественниками к межгорной молассе [Логачев, 1968; Резанов, 1988; Скобло и др., 2001 и др.]. Используя методику литолого-фациальных и формационных исследований терригенных отложений, примененную ранее для юрско-меловых толщ Западного Забайкалья [Цеховский и др., 2005, 2006], авторы считают, что характеризуемые отложения следует относить к терригенной подформации фэновой формации, заполнявшей впадины (грабены) среди равнинного рельефа. Поэтому в центральной части этих небольших удлиненных структур, которые в условиях гумидного климата и равнинного рельефа наследовались реками, отсутствуют фации горного аллювия с окатанными обломками. Их место занимают здесь тонкообломочные пойменно-озерные отложения подпрудных равнинных рек, которые по направлению к крутым прибортовым уступам двухстороннего грабена сменяются грубообломочным коллювием и пролювием.

Преобладание неокатанных или плохо окатанных обломков в разрезах свиты связано с невысокой гидродинамической активностью транзит-

ных равнинных рек, пересекавших грабены. В этих условиях грубые обломки, сносившиеся с крутых бортовых уступов, не перебивались и не окатывались при их дальнейшей транспортировке горной рекой (что характерно для небольших межгорных впадин), а оставались на месте, образуя коллювиально-пролювиальные шлейфы. Установлено, что развитые также в характерном районе отложения средне-верхнеплиоценовой джиллиндинской свиты (типичной молассы), в отличие от мохейской свиты (фэновой формации), часто содержат скопления более крупных обломков, нередко хорошо окатанных и сортированных, что свидетельствует о их накоплении в русловых фациях (очевидно, горной реки) или в проточных горных озерах [Скобло и др., 2001].

Из приведенного разреза (см. рис. 1) видно, что породы мохейской свиты приурочены к двустороннему грабену. По этому признаку они отличаются от юрско-меловых фэновых формаций, которые обычно заполняли односторонние грабены с высоким и крутым одним бортом и противоположным – низким и пологим. При небольшой ширине грабенов (до 3–5 км, см. рис. 1) грубообломочный делювиально-пролювиальный материал, поступавший с обоих крутых бортовых уступов характеризуемых структур, нередко достигал осевой части впадины, где подавлял масштабное накопление тонкообломочных (пойменно-озерных) отложений и препятствовал углеобразованию.

#### *Палеоцен, эоцен и ранний олигоцен*

В данный отрезок времени территория Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья продолжала оставаться преимущественно областью денудации (нередко с чехлом каолиновых кор выветривания), а осадконакопление было приурочено лишь к двум впадинам – Еравнинской и Южнобайкальской.

В Еравнинской впадине на юге Витимского района позднепалеоцен-среднеэоценовый возраст имеют отложения ирингинской свиты (см. таблицу), в строении которой участвуют две пачки [Резанов, 2000]. Нижняя (средней мощностью 70 м) сложена серовато-коричневыми глинами, содержит прослойки песков, гравийников, галечников и зеленовато-серых алевритистых глин. В верхней пачке (средней мощностью до 100 м) преобладают сероцветные алевриты с прослоями гравелитистого песка. В ее кровле местами присутствуют пласты базальтов.

Верхнеэоцен-нижеолигоценовые отложения приурочены к основанию разреза вулканогенно-осадочной кулариктинской свиты. Они представлены песками с прослоями алевритов и редкими пропластками мелкого щебня или галечников.

Общая мощность этой свиты достигает 90 м, а ее кровля датируется средним миоценом [Базаров, 1986].

Обычно считают, что в Прибайкалье и Забайкалье накоплению характеризующихся отложений часто предшествовало (и сопровождалось) образование мел-палеогеновой коры выветривания в областях денудации. Позже она в большинстве случаев была размыва и сохранились лишь ее реликты [Нагорья ..., 1974; Мац и др., 2001]. В обрамлениях Еравнинской впадины остатки каолиновой коры выветривания изучались Ф.К. Волколаковым С.И. Макаровым и другими геологами. Предполагают, что ее интенсивный размыв осуществлялся в неогене, и поэтому базальные горизонты последнего нередко обогащены каолинитом. Однако, по данным [Резанов, 2000], в изученных разрезах палеоцен-эоценовой ирингинской свиты Еравнинской впадины установлено преобладание смектитов и гидрослюд в составе глинистых минералов. Это свидетельствует о наличии в областях питающих провинций, обрамляющих впадину, обширных участков с маломощным незрелым по составу гидрослюдисто-смектитовым элювием, наряду с охарактеризованными выше мел-палеогеновыми каолиновыми корами выветривания.

Учитывая ареалы распространения грубообломочного материала, И.Н. Резанов считает, что горный рельеф ограничивал северный борт палеогеновой Еравнинской впадины, а у ее южного обрамления располагалась поверхность выравнивания педикулярного типа.

#### *Поздний олигоцен–ранний плиоцен*

Согласно данным [Логачев, 1968; Литология ..., 1972; Нагорья ..., 1974], в этот временной интервал на территории Западного Забайкалья и Прибайкалья продолжалось накопление преимущественно тонкообломочных отложений (молассоидов). Однако по сравнению с предшествующим этапом площади их осадконакопления значительно разрастались и охватывали новые районы (см. таблицу).

В Юго-Восточном Прибайкалье (см. таблицу) их типовые разности выделяют в составе верхнеолигоцен-нижнеплиоценовой танхойской свиты [Логачев, 1968]. Она слагается преимущественно зеленоцветными или сероцветными глинами, алевролитами или песками, слабо сцементированными, нередко угленосными, которые накапливались в составе озерных, озерно-болотных, реже аллювиальных фаций. Толщина пластов бурых углей обычно колеблется в интервале от первых десятков сантиметров до 3–5 м и достигает максимальных значений (15 м) в танхойской свите Бодонской котловины Баргузинской впадины.

Раньше считали, что при формировании существенно тонкообломочных ниже-среднеогеновых отложений, относимых к формации молассоидов, не происходило масштабного накопления грубообломочных пород, как и при формировании охарактеризованных ранее палеогеновых толщ [Логачев, 1968]. Однако при более детальных исследованиях в Южнобайкальской впадине установлено широкое присутствие грубообломочных комплексов в ряде прибортовых разрезах миоцен-раннеплиоценовой осиновской свиты [Мац, 1985; Мац и др., 2001]. Было также показано, что эти грубообломочные отложения ранее ошибочно включались в состав верхнеплиоценовой молассы – аносковской свиты, в том числе и в ее стратотипическом разрезе у реки Аносковка.

В Усть-Селенгинской мульде Южнобайкальской впадины (см. таблицу) к отложениям характеризующего временного интервала, вероятно, можно отнести верхнюю толщу эоцен-миоценовой усть-селенгинской свиты. Она достигает мощности 1500 м, слагается песками, глинами, гравийниками [Шелгачев, Шатковская, 2002].

В Витимском районе позднеолигоцен-неогеновый возраст имеют верхи вулканогенно-осадочной кулариктинской свиты, а также вышележащая джилдиндинская свита (см. таблицу), суммарная мощность которых достигает нескольких сотен метров [Базаров, 1986]. Среди осадочных пород здесь доминируют слабо сцементированные пески, алевролиты, супеси; встречаются также прослой щебней и галечников.

В пределах Джиды-Селенгинского района отложения характеризующего возраста выделяют в составе средне-верхнемиоценовой иволгинской свиты (см. таблицу). В одноименной впадине они представлены аллювиальными или озерно-аллювиальными зеленовато-серыми рыхлыми или слабо сцементированными песками и алевролитами с тонкими прослоями бурого угля и достигают мощности 70 м [Базаров, 1986; Шелгачев, Шатковская, 2002]. Подобный комплекс тонкообломочных пород, датируемый миоценом, накапливался и в других впадинах этого района. Однако в их строении участвуют и грубообломочные отложения. В частности, у северо-западного борта Удинской впадины (в районе г. Улан-Удэ) последние выделены в составе верхнеолигоцен-миоценовой большеречинской толщи мощностью более 50 м. Она слагается пролювиально-селевыми фангломерато-хлидолито-песчано-глинистыми отложениями и озерно-аллювиальными глинистыми алевролитами с прослоями рыхлых песчаников и линзами мелкого галечника [Шелгачев, Шатковская, 2002].

*Особенности осадконакопления и формации в палеогене и раннем-среднем неогене*

Согласно данным [Логачев, 1968; Нагорья..., 1974], в диапазоне времени, охватывающем палеоген, миоцен и первую половину плиоцена на территории Забайкалья и Прибайкалья, преимущественно в равнинных ландшафтах произошло накопление, главным образом, тонкообломочных отложений, выделяемых в формацию моласоидов. К этой формации относился нетипичный для орогенных ландшафтов парагенез, предваряющий появление здесь собственно межгорной грубообломочной молассы. Во время его формирования на характеризуемой территории господствовали холмистые денудационные равнины нередко с палеогеновыми каолиновыми корами выветривания и, местами, с небольшими участками горного рельефа. Установлено, что в палеогене накопление моласоидов происходило лишь в Еравнинской и Южнобайкальской впадинах, а начиная с миоцена (или местами с позднего олиоцена), они распространились и на другие районы Прибайкалья и Западного Забайкалья.

По мнению Н.А. Логачева [1968, 2003], палеоген-неогеновые моласоиды, слагающие нижний структурный этаж в Байкальской рифтовой зоне, достигают максимальной мощности 7000–8000 м в Южнобайкальской впадине. Их накопление охватывает здесь интервал времени не менее 40–50 млн лет и отражает этап “медленного рифтинга”. В это время вертикальные движения были умеренными, поднятие плечей рифта незначительное, а опускание впадин по скорости и размаху превосходило воздымание плечей в несколько раз. Большинство авторов полагают, что смена тонкообломочных моласоидов грубообломочной молассой произошла на границе раннего и позднего плиоцена. В последнее время за этот рубеж иногда предлагается принять границу между миоценом и плиоценом [Логачев, 2003].

В последнее время было установлено, что в прибортовых разрезах ряда впадин в строении верхнеолигоцен-нижнеплиоценовых тонкообломочных отложений присутствуют мощные пачки или толщи грубообломочных пород [Мац, 1985; Мац и др., 2001]. Это свидетельствует о существенных изменениях палеогеографических и палеотектонических обстановок во время образования моласоидов. Накопление более древних палеогеновых их разностей осуществлялось при стабилизации вертикальных тектонических движений в плоских впадинах в окружении равнинного рельефа, где местами широко были развиты коры выветривания. Формирование верхнеолигоцен-нижнеплиоценовых моласоидов происходило при активизации тектонических движений и сопровождалось заложением грабенов Байкаль-

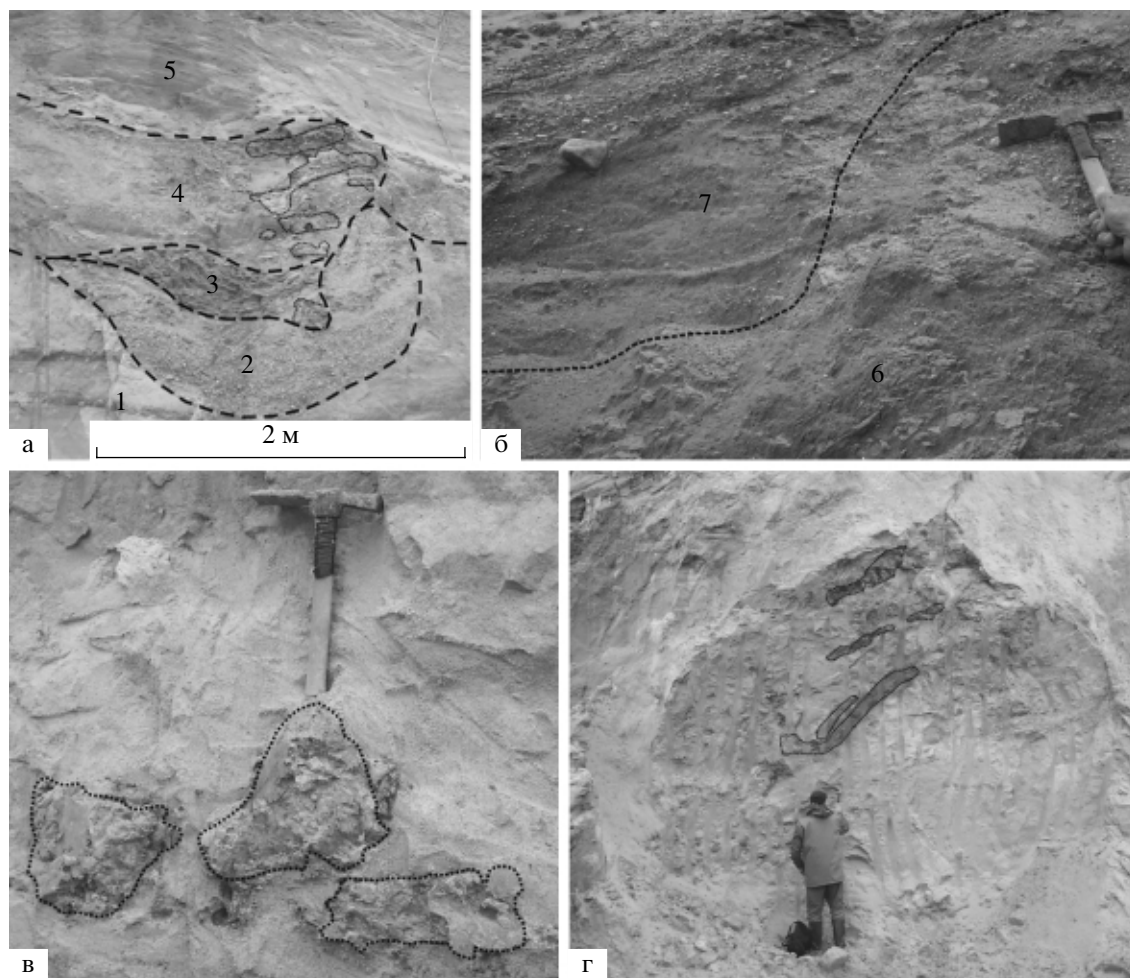
ской рифтовой зоны, а также многочисленных эрозионно-тектонических впадин за ее пределами.

В пользу вывода об активизации тектонических движений во время образования неогеновых моласоидов свидетельствует и участие в их строении эндоолистостромов (гравитационных микститов). Такие образования наблюдались авторами в разрезе миоцен-нижнеплиоценовой осиновской свиты, вскрытой карьером у г. Бабушкин (Южно-Байкальская впадина). В основании разреза здесь обнажаются вязкие зеленые глины видимой мощности 0.5 м (типичные для танхойской свиты). Выше залегают слоистые пески, преимущественно мелко- и среднезернистые, местами углистые, хорошо сортированные, с горизонтальной или волнисто-горизонтальной слоистостью, окрашенные в серые и желтые тона (мощность 1.8 м).

Еще выше появляется толща эндоолистостромов. В ее строении участвуют скопления хаотично расположенных песчаных блоков, размер которых меняется от 0.5–1 до 5–6 м. Блоки различаются зернистостью слагающих их песков, цветовыми окрасками (серыми, желтыми, коричневыми), а также нарушением однородной первичной горизонтальной или косоволнистой слоистости, углы наклона которой в перемещенных блоках становятся разнонаправленными (вплоть до крутонаклонных и местами вертикальных).

В песках отмечаются линзы плохо сортированного гравия, обломки которого состоят из кварца и глинистых пород по составу сходных с глинами основания разреза. Отмечаются линзы сортированного гравия с обломками того же состава (рис. 2а, слой 2). Но чаще (см. рис. 2а, участки 2–5, рис. 2б, в, г) наблюдаются беспорядочно расположенные включения глин в песчаном или гравийно-песчаном матриксе. Глины образуют мелкие зерна или обломки размером от первых сантиметров до 0.3–0.5 м, а также тела неправильной либо удлинённой линзовидной формы размером до 2–2, 5 м в длину и 0.1–0.5 м в ширину. Мощность олистостромовой толщи осиновской свиты составляет 8 м. Выше с размывом залегают четвертичные галечники мощностью 1.5 м.

Образованию характеризуемых эндоолистостромов предшествовало накопление толщи неогеновых тонкообломочных прибрежно-озерных песков и глин. Затем прибортовой разлом грабена разделил эту толщу на две части. Одна ее часть (в западном блоке) испытала опускание, другая (в восточном блоке) оказалась приподнятой и обнажилась в вертикальном уступе, фиксирующем зону разлома. Выход на поверхность рыхлых осадочных пород в крутом прибортовом уступе впадины способствовал их активной денудации с широким развитием в зоне осадконакопления об-



**Рис. 2.** Строения эндоолисто Stromовой толщи танхойской свиты в стенке карьера у г. Бабушкина на юго-восточном побережье оз. Байкал.

а – залегание на слоистых песках (1) олисто Stromовой пачки (2 – гравийные глинистые обломки с зернами кварца в песчаном матриксе, 3 – линза глины с нарушенной структурой, 4 – контуры глинистых блоков в гравийно-песчаном матриксе, 5 – пески с редкими мелкими глинистыми обломками; б – блоки: обломков глин, сцементированных песками (6), и песчано-гравийных с обломком кварцита пород (7); в, г – контуры глин в песчаном матриксе: в – мелких обломков, г – крупных линзовидных тел.

вально-оползневых и делювиально-пролювиальных фаций.

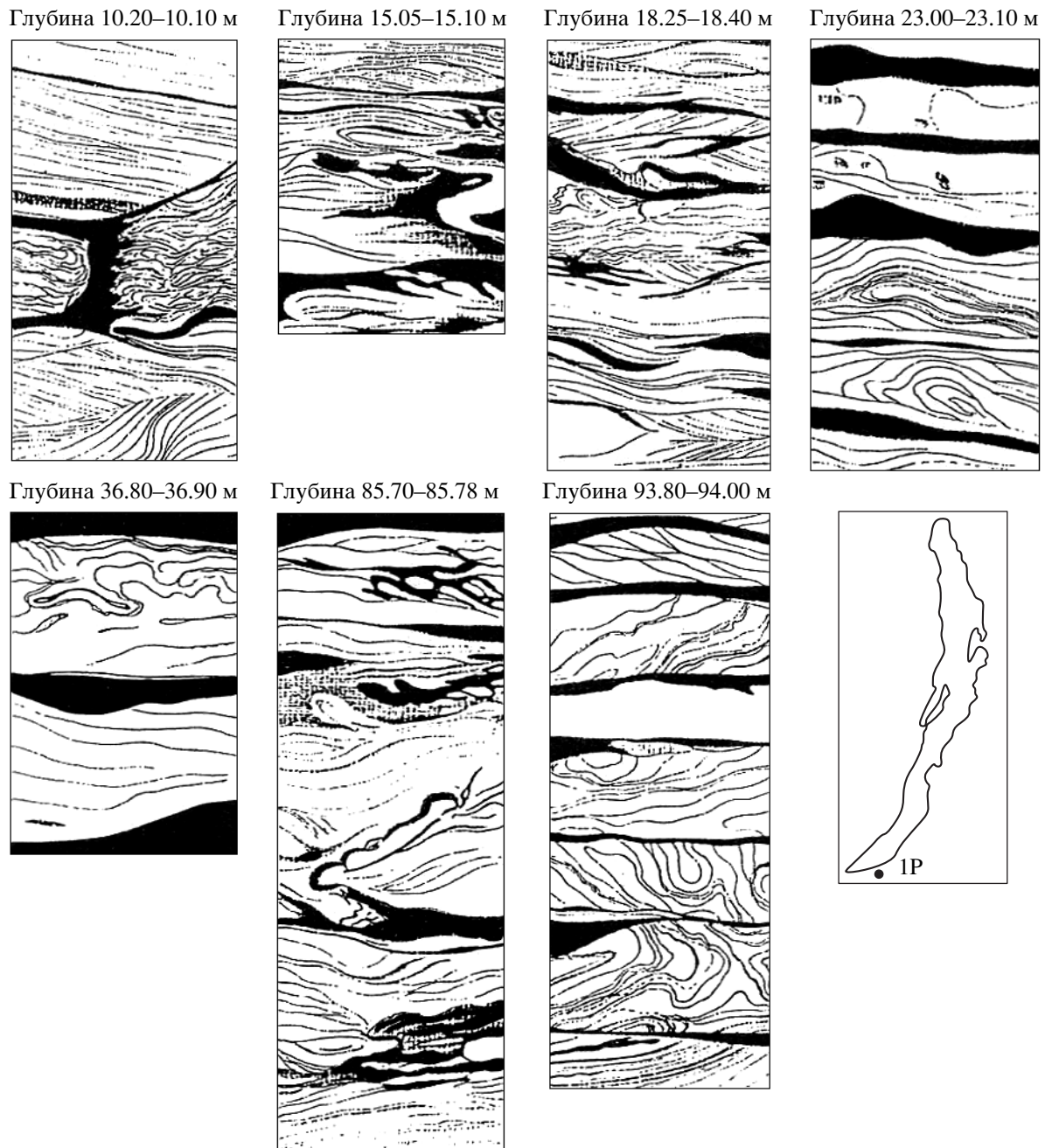
Важно отметить, что циклическое опускание блоков и периодическое подновление прибортовых уступов грабен способствовало неоднократному формированию олисто Stromов, чередующихся с обычными прибрежно-озерными отложениями. Например, оползневые текстуры широко представлены на разных глубинах в танхойской свите скважины 1Р, пробуренной в Южнобайкальской впадине (рис. 3) [Мац и др., 2001].

#### *Палеоландшафты и формации в палеогене и раннем-среднем неогене*

Результаты последних исследований свидетельствуют, что на протяжении длительного времени образования палеогеновых, миоценовых и

нижнеплиоценовых отложений, относящихся к молассоидам, характер древних равнинных ландшафтов не оставался постоянным. В палеогене (исключая поздний олигоцен), согласно последним палеогеографическим реконструкциям [Мац и др., 2001], на месте современного Байкало-Патомского нагорья и северной части Байкальской впадины располагалось слабо приподнятое денудационное плато с останцовыми мезозойскими возвышенностями и сводовыми поднятиями и происходило формирование пенеплена с латеритно-каолиновой корой выветривания. Восточнее, в районах современного Забайкальского среднегорья, господствовала низменная равнина. Накопление тонкообломочных молассоидов происходило локально – в Южнобайкальской и Еравнинской впадинах.





**Рис. 3.** Горизонты с оползевыми текстурами в верхней части танхойской свиты (скважина № 1 р) зарисовки по фотографиям [Мац и др., 2001].

В конце олигоцена, миоцене и раннем плиоцене усиливалась общая контрастность рельефа древних равнин, и местами образовались горные участки [Мац и др., 2001]. На месте центральной и южной части Байкала возникла обширная рифтовая впадина с озерным бассейном. В центральной части Западного Забайкалья предполагают образование денудационно-аккумулятивной равнины Селенгино-Витимского перирифтового прогиба, ограниченной с юга, юго-запада и юго-востока

низкорным рельефом. В областях денудации сформировалась маломощная гидрослюдисто-сметитовая кора выветривания.

Важно отметить, что в рассматриваемый интервал времени (особенно в миоцене) на территории Витимского и Хамар-Дабанского регионов активизировался базальтовый вулканизм. В это время вулканическая деятельность достигла в Западном Забайкалье максимума, сравнительно с

другими эпохами позднего мела и кайнозоя [Нагорья ..., 1974; Базаров, 1986] )

С учетом вышеприведенной характеристики рассматриваемых отложений, относящихся предшественниками к молассоидам, мы предлагаем подразделять их на 2 равнинные формации: тонкообломочную терригенную, развитую в палеогене (за исключением позднего олигоцена), и фэновую (угленосную подформацию), датируемую в диапазоне от позднего олигоцена до раннего плиоцена. Обе эти формации, различающиеся строением, литолого-фациальным составом и условиями образования, возникли в равнинных ландшафтах, но они отражают принципиально различные этапы истории геологического развития характеризующей территории.

Во время образования нижней тонкообломочной формации происходила стабилизация вертикальных тектонических движений, пенепленизация рельефа, и нередко формировались латеритно-каолиновые коры выветривания. При этом на денудационной равнине возникали небольшие единичные плоские впадины, дно которых испытывало, главным образом, плавное и медленное погружение.

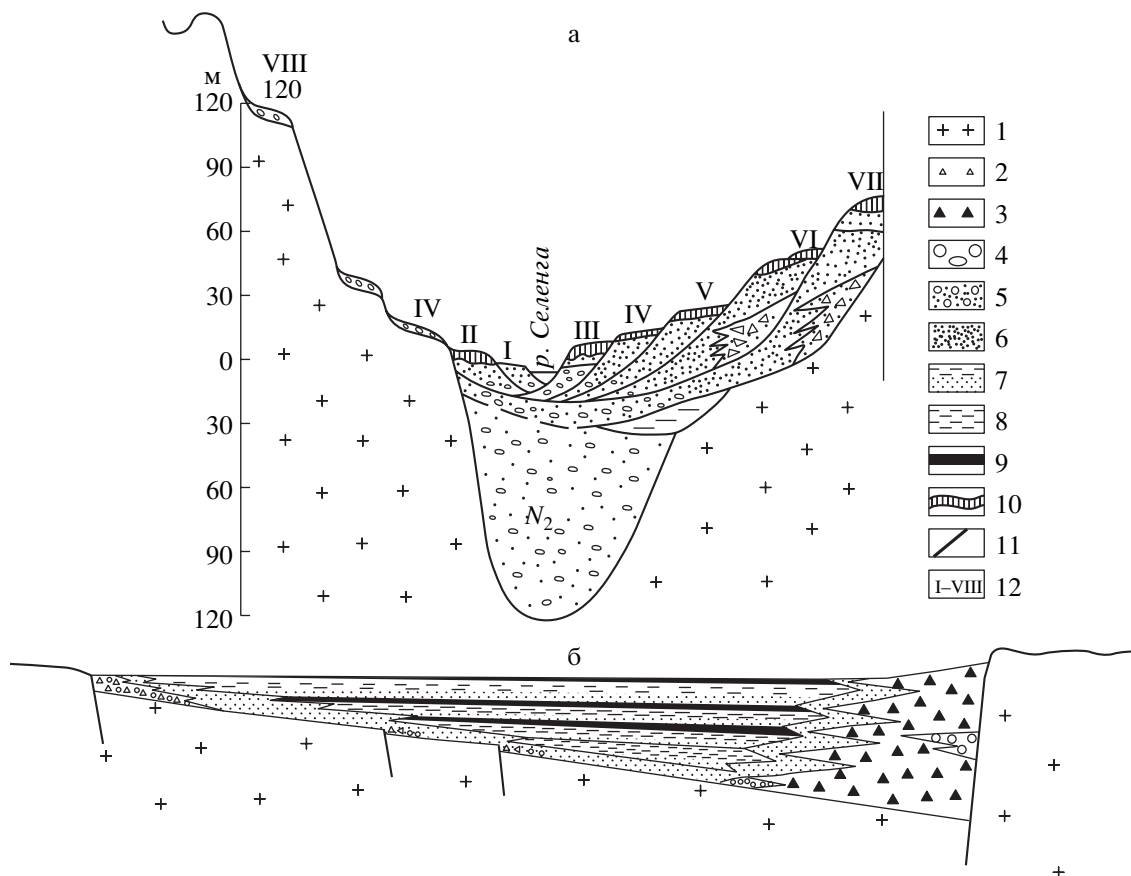
Для верхней фэновой формации характерна фациальная смена в прибортовых разрезах ряда впадин тонкообломочных (с пластами углей) отложений на грубообломочные. Она заполняла активно прогибающиеся впадины (грабены), а развитые в ней грубообломочные отложения часто были связаны с разрушением пород, слагающих крутые прибортовые уступы. В составе формации обычно широко развиты коллювиальные, делювиально-пролювиальные и селевые фации, нередко образующие хаотично построенные комплексы – гравитационные микститы.

Завершая формационный анализ палеоген-неогеновых отложений, более подробно рассмотрим характер равнинных палеоландшафтов во время их образования. Несомненно, что активное заложение грабенов и усиление вулканизма в конце олигоцена, миоцене и начале плиоцена увеличивало контрастность рельефа в пределах древних холмистых равнин на территории Прибайкалья и ряде участков Западного Забайкалья. Возникает вопрос: сопровождалась ли опускания блоков в это время активизацией вертикальных тектонических движений и образованием обширных горных массивов в пределах этих равнин. Основываясь на присутствии в молассоидях грубообломочных пород, этот вопрос в последнее время В.Д. Мацем с соавторами [2001] стал решаться положительно. Поэтому на палеогеографических схемах эти геологи для конца олигоцена, миоцена и раннего плиоцена в южных районах Западного Забайкалья наряду с древними равнинами выделяют обширные площади с горным рельефом.

Однако на примере юрско-меловых грабенов, сформировавшихся на древних равнинах, было установлено, что накопление в них мощных толщ грубообломочных отложений происходило за счет разрушения пород, обнажающихся в крутых и высоких бортовых уступах [Цеховский и др., 2005, 2006]. Показано также, что среди грубообломочных пород однозначными индикаторами горного рельефа являются лишь скопления хорошо окатанных и сортированных обломков, слагающие фации горного аллювия или аллювио-пролювия. Сейчас степень изученности грубообломочных разностей молассоидов пока в большинстве случаев не позволяет однозначно решить вопрос о наличии горного аллювия (и соответственно горного рельефа) в древних областях денудации, окружающих впадины. Судя по присутствию скоплений галечников в молассоидах, можно допустить существование горных участков, с которых на неогеновые равнины стекали реки. Однако, по мнению авторов, площадь их распространения, вероятно, была значительно меньше, чем это обычно предполагается.

В этой связи остановимся на палеогеографических реконструкциях в районе хребта Хамар-Дабан, на месте которого в раннем неогене предполагают существование горного рельефа [Мац и др., 2001]. Однако, по данным [Нагорья..., 1974], многократные излияния миоценовых базальтов законсервировали здесь древний рельеф, который представлял собой пологоволнистое холмистое плато с отдельными останцовыми холмами и горами высотой до 400 – 500 м. Было установлено, что в миоценовых вулканитах этого района содержатся прослой осадочных, преимущественно тонкообломочных пород (гравелитов, песков, глин, обогащенных обугленными растительными остатками), что может свидетельствовать о преимущественно равнинном рельефе во время их накопления. Наряду с этим здесь местами отмечается наличие прослоев валунно-галечных пород, что может указывать на существование гор в областях денудации. Однако локальное развитие этих грубообломочных отложений и их небольшие мощности позволяют предполагать наличие лишь небольших островков гор на фоне древних возвышенных или низменных холмистых равнин этой территории.

Следует также остановиться на выделяемых в пределах неогеновых равнин ряда районов Прибайкалья “пограничных прихребтовых депрессий” [Мац и др., 2001] . Последние, судя по их наименованию и палеогеографическим схемам, отделялись от равнин узкой лентой гор, протягивающихся на сотни километров. По нашему мнению, выделение подобных (ленточных) горных сооружений весьма проблематично. Более вероятно считать, что данные грубообломочные породы формировались в форме шлейфа вдоль прибортовых уступов грабенов, заложившихся в равнинном рельефе.



**Рис. 4.** Схемы строения осадочных толщ в Западном Забайкалье: а – межгорная моласса, выполняющая эрозионную долину (на примере верхнеэоценов-четвертичных отложений долины р. Селенги) [Базаров, 1986], б – фэновая формация, заполняющая односторонний грабен среднеюрско-нижнемелового возраста (по материалам авторов).

1 – породы фундамента; 2 – щебень и дресва; 3 – брекчии, брекчии с глыбами и валунами, конгломерато-брекчии, конгломераты с плохо окатанными и плохо сортированными обломками; 4 – галечники, конгломераты; 5 – гравийники, гравелиты; 6 – пески, песчаники; 7 – переслаивание алевролитов (или алевролитов) и глин; 8 – глины; 9 – угли; 10 – четвертичные почвенные горизонты; 11 – разломы; 12 – номера четвертичных террас р. Селенги.

фе. Такие образования были широко развиты в юрско-нижнемеловых ландшафтах на территории Западного Забайкалья при накоплении здесь фэновых формаций [Цеховский и др., 2005].

#### *Поздний плиоцен и четвертичный период*

Полной и всесторонней характеристике строения и условий образования верхнеплиоцен-четвертичных отложений Забайкалья и Прибайкалья посвящены публикации многих геологов [Флоренсов, 1960; Логачев, 1968, 2003; Нагорья..., 1974; Антощенко-Оленев, 1975; Иметханов, 1985; Базаров, 1986; Мац, 1985; Резанов, 1988; Мац и др., 2001 и др.]. Основные их выводы, касающиеся строения, состава и реконструкции обстановок осадконакопления этих отложений, обоснованы обильным фактическим материалом и не требуют уточнений. Поэтому ниже приведем лишь их общую характеристику.

На характеризуемой территории рассматриваемые отложения имеют двучленное строение. В нижней их части (позднеплиоцен – раннеплейстоценового или эоплейстоценового возраста) обычно преобладают охристые или красноцветные породы. В различных районах они выделяются в составе свит (см. таблицу): аносовской, шаханхаинской, толгойской, чининской и др. В строении данных отложений участвуют песчаные глины, суглинки, пески, гравийники, валунники, галечники (местами с валунами), дресвяники, щебни. Начиная со второй половины эоплейстоцена и до голоцена включительно, на характеризуемой территории стали накапливаться сероцветные толщии пород. В их составе широко представлены пески, супеси, суглинки гравийники, галечники, валунники.

Рассматриваемые верхнеплиоцен-четвертичные отложения, обогащенные грубообломочным материалом, традиционно выделяются предшественниками в составе межгорной молассы (ниж-

ней – охристой или красноцветной и верхней – сероцветной). Ее суммарная мощность меняется от первых и десятков метров до сотен метров в Юго-Восточном Прибайкалье, достигая 900 м в Усть-Селенгинской мульде Южнобайкальской впадины. Формирование молассы сопровождалось существенным изменением климата и колебаниями тектонического режима, что привело к появлению большого набора толщ, отличающихся строением и литолого-фаціальным составом. В частности, климат менялся от сухого и теплого в конце неогена и начале плейстоцена до умеренного и холодного в среднем-позднем плейстоцене и голоцене, когда чередовались эпохи увлажнения и аридизации [Базаров, 1986].

Широкое развитие на территории Западного Забайкалья и Прибайкалья позднеплиоцен-четвертичных горных ландшафтов способствовало накоплению здесь грубообломочных отложений (делювиальных, пролювиальных фаций, а также горного аллювия). Следует отметить, что в отличие от охарактеризованных выше фэновых формаций, в которых преобладали фации равнинных рек, в составе рассматриваемых отложений главенствующую роль играли фации горного аллювия. Они были представлены не только в центральных частях долинообразных депрессий, но и в прибортовых участках вместе с коллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями. Кроме того, эпохи четвертичного горного оледенения сопровождалась формированием грубого материала в составе морен на территории Саяно-Байкало-Становой горной области, а также широким проявлением солифлюкционных процессов.

Тонкообломочные породы (пески, алевриты, суглинки), наряду с грубообломочными, играют важную роль в строении характеризуемых отложений. При этом роль песчаных фаций временами резко возрастала за счет подпруживания рек в горных долинах, где возникали своеобразные озера (обычно небольшие, узкие и удлинённые). Наиболее ярким примером отложений подобных озер служат толщи песков среднеплейстоценовой кривояровской свиты [Базаров, 1986; Резанов, 1985]. Кроме того, в эпохи похолодания и при сухом климате на характеризуемой территории формировались эоловые лессовидные суглинки и пески.

В рассматриваемый интервал времени активное поступление в области аккумуляции терригенного материала (за счет эрозии окружающих горных областей), а также продолжительные эпохи аридизации климата и сильного похолодания, сопровождавшиеся горным оледенением и возникновением вечной мерзлоты, препятствовали торфообразованию. Но и в голоцене при существовании на значительной части характеризуе-

мой территории влажного умеренного климата условия для массового торфообразования оставались неблагоприятными. В это время в межгорных долинах с небольшими впадинами оно подавлялось большим объемом терригенного материала, поступающего из горных областей денудации. Слои торфяников небольшой мощности (до 3–5 м) возникали лишь в удалении от гор на заболоченных участках вдоль побережья озера Байкал.

По мнению авторов, выделение предшественниками на территории Забайкалья и Прибайкалья верхнеплиоцен-четвертичных отложений в составе межгорной молассовой формации вполне оправданно. Они заполняли здесь грабены, а также эрозионные и эрозионно-тектонические депрессии. В настоящее время (как и раньше) большинство этих небольших отрицательных структур пересекается горными реками (местами образуются подпрудные озера). И лишь в районе Байкальского рифта располагается крупный озерный бассейн.

Формирование этих отложений происходило в орогенный этап развития характеризуемой территории, который сопровождался “быстрым рифтингом” в Прибайкалье под влиянием усиливающегося растяжения литосферы и активизации вертикальных тектонических движений [Логачев, 2003]. Характерным являлось некомпенсированное погружение впадин, особенно ярко выраженное в образовании глубоководного озера Байкал, сменившего озерные водоемы малых и средних глубин (первые сотни метров) предшествующих эпох. Обосновано также подразделение этого парагенеза на две подформации: нижнюю – охристую или красноцветную (позднеплиоцен-раннеплейстоценовую) и верхнюю – сероцветную (раннеплиоцен-голоценовую).

Возникновение красноцветной молассовой подформации было связано с накоплением продуктов разрушения маломощного аридного красноцветного гидрослюдисто-сметитового элювия, формировавшегося в областях денудации при теплом сухом палеоклимате в конце неогена и начале плейстоцена. Позже в конце раннего – среднем и позднем плейстоцене, а также в голоцене при холодном засушливом или влажном умеренном палеоклимате из областей денудации происходило поступление сероцветного терригенного материала – продуктов преимущественно физического выветривания пород фундамента, и – таким образом возникла сероцветная молассовая подформация.

Типовое строение орогенной молассы в пределах Западного Забайкалья можно видеть на примере разреза верхнеэоцен-четвертичных отложений в долине р. Селенги (рис. 4а). На рис. 4б для сравнения показано схематическое строение юрско-нижнемеловой фэновой формации [Це-

ховский и др., 2006], заметно отличающейся от молассы. Эта же схема может также иллюстрировать строение охарактеризованных в настоящей статье верхнемеловой и верхнеолигоцен-нижнеплиоценовой фэновых формаций. Правда, первая из них, представленная терригенной подформацией, является безугольной. Во второй, угленосной подформации, объемы распространения бурых углей и толщина их пластов, обычно достигающая 3–5 м, по сравнению с юрско-нижнемеловыми отложениями, заметно снижаются. Лишь в Бодонской котловине Баргузинской впадины мощность пластов угля в миоценовой танхойской свите местами достигает 11–15 м [Угольная ..., 2001].

### ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ

На основе изложенных выше результатов формационных исследований можно выделить следующие крупные рубежи истории геологического развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое. Известно, что главным ее содержанием было заложение и развитие Байкальской рифтовой зоны, в образовании которой можно выделить предрифтовую и рифтовую стадии.

Эта структура возникла на месте древней холмистой равнины, господствующей в средней-поздней юре и раннем мелу на характеризуемой территории [Цеховский и др., 2005, 2006].

**Предрифтовая стадия** (тектонически относительно стабильная) продолжалась с конца апта по ранний олигоцен включительно. В данный отрезок времени территория Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья представляла собою денудационную равнину, в ряде участков которой формировался пенепплен с корами выветривания. Обычно считают, что наиболее благоприятным интервалом для образования последних является конец мела и первая половина палеогена. Имеется определение абсолютного возраста коры выветривания Прибайкалья с использованием К-Аг метода – 59 + 5 млн лет (палеоцен) [Логачев и др., 2002].

**В позднем мелу** (по сравнению с юрой и ранним мелом) зона активного образования грабенов из центральных и юго-восточных районов Забайкалья начинает перемещаться на северо-запад по направлению к Прибайкалью. Вероятно, уже в это время на древних холмистых равнинах начинает закладываться Байкальское сводовое поднятие, на периферии которого локально, в пределах Витимского района, формируются первые грабены с отложениями фэновой формации (мохейской свиты). Здесь же, в Еравнинской впадине происходили небольшие излияния базальтов.

В целом поздний мел следует рассматривать как равнинный этап развития характеризуемой территории в условиях стабилизации тектонических движений и пенеппенизации рельефа, осложненный на одном из участков (на юге Витимского района) образованием грабенов.

Можно отметить, что в конце позднего мела и раннем кайнозое пенепплены с покровами кор выветривания распространились на огромных площадях всех континентов Земли, включая Евразию, что связывается с активизацией процессов растяжения земной коры [Цеховский и др., 2003]. При этом в пределах жестких и стабильных участков платформ процессы растяжения имели небольшую амплитуду. Здесь они способствовали лишь образованию пенеппленов с площадными корами выветривания и стимулировали поступление восходящих минерализованных растворов (холодных или термальных) из нижних в верхние горизонты платформенного осадочного чехла. На тектонически более активных участках платформ, к числу которых относится и Западное Забайкалье, активизировались образование грабенов и базальтовый вулканизм.

**В палеогене** (до раннего олигоцена включительно) отмечается максимальная стабилизация вертикальных тектонических движений. Область медленных прогибаний фундамента и накопления тонкообломочных отложений локализовалась в пределах нескольких небольших участков. В частности, на юго-востоке Прибайкалья (на месте возникшей позже Байкальской рифтовой зоны) в начале кайнозоя закладывается плоская Южнобайкальская впадина. Подобная небольшая впадина образуется в это же время на одном из участков раннемеловой Еравнинской депрессии на юге Витимского района. Здесь накапливались терригенные тонкообломочные отложения, формирование которых временами сопровождалось излиянием базальтов.

Небольшие тела базальтов, датируемых в диапазоне с маастрихта по ранний олигоцен, были также установлены и в других участках Западного Забайкалья – в бассейнах рек Хилок, Уды, Иркут [Базаров, 1986; Мац и др., 2001; Логачев и др., 1996]. В ряде случаев предполагается приуроченность продуктов вулканизма к грабенам, например, Хилокскому и Удинскому [Ярмолук, Иванов, 2000].

Следовательно, палеоген (без позднего олигоцена) представляет собою равнинный этап развития Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в условиях стабилизации тектонических движений с накоплением тонкообломочных осадков в единичных небольших плоских впадинах и местами со слабым проявлением вулканической деятельности. При этом образование Южнобайкальской впадины следует рассматри-

вать как первый предвестник пока еще слабой активизации тектонических процессов в одном из участков на месте Байкальской рифтовой зоны. Эта впадина, возникшая, вероятно, еще в палеоцене (или в самом конце мела?), является “историческим ядром рифтогенеза” [Логачев и др., 1996; Логачев, 2003]. Здесь максимальная мощность кайнозойских отложений достигает 8000–10000 м. В остальных впадинах Байкальской рифтовой зоны, расположенных к северо-востоку и юго-западу от вышеотмеченной, мощность кайнозойских отложений снижается, а их возраст омолаживается.

В целом для рассматриваемого этапа было характерно доминирование процессов растяжения земной коры (при еще небольшой их амплитуде), что способствовало пенепленизации рельефа, заложению единичных медленно прогибающихся впадин и локальному проявлению базальтового вулканизма на фоне древних холмистых равнин.

**Рифтовая стадия**, с которой связано образование Байкальской рифтовой зоны, началась в Прибайкалье в позднем олигоцене-миоцене и продолжается до настоящего времени. Эта стадия состоит из двух этапов: равнинного и орогенного.

**Равнинный этап** охватывает диапазон времени от позднего олигоцена до раннего плиоцена включительно. В это время в пределах древней холмистой возвышенной равнины, простиравшейся на территории Прибайкалья и Западного Забайкалья, в условиях доминирования процессов растяжения земной коры начинается активное заложение и разрастание грабенов на месте Байкальской рифтовой зоны. В этих грабенах накапливаются отложения угленосной подформации фэновой формации в составе осиновской и танхойской свит. Подобные по составу отложения образуются и за пределами Прибайкалья – в Витимском и Джиде-Селенгинском районах Западного Забайкалья. Здесь в единичных небольших впадинах (грабенах или эрозионно-тектонических депрессиях) формируются отложения кулариктинской (верхняя часть), а также джилиндинской, чандинской, иволгинской и других свит или толщ (см. таблицу). Характерным для данного этапа является накопление в равнинных ландшафтах двух парагенетически связанных комплексов пород: тонкообломочного, нередко угленосного в осевых частях впадин и грубобломочного (часто с развитием микститов) в прибортовых участках.

Для рассматриваемого этапа характерна активизация вулканической деятельности. Мощные излияния миоценовых базальтов происходят в Витимском районе, а также занимают обширные площади на месте хребта Хамар-Дабан [Нагорья..., 1974; Базаров, 1986]. Одновременно увеличивается контрастность холмистого равнинного

рельефа, в котором появляются сравнительно небольшие островки гор.

В целом, в позднеолигоцен-раннеплиоценовое время усиление процессов растяжения земной коры способствовало массовому образованию грабенов в равнинных ландшафтах (местами с небольшими островками горного рельефа) на территории Прибайкалья и частично Западного Забайкалья. При этом происходило накопление угленосных отложений фэновой формации, а в Западном Забайкалье (на восточном обрамлении Байкальской рифтовой зоны) активизировалась вулканическая деятельность.

**Горный этап** начался в верхнем плиоцене и продолжается до настоящего времени. Он характеризуется широким распространением горных ландшафтов на территории Прибайкалья и Западного Забайкалья. Одновременно происходит активное дальнейшее развитие Байкальской рифтовой зоны – углубление грабенов и разрастание занятых ими площадей. За ее пределами в Западном Забайкалье также возникает множество мелких эрозионных или эрозионно-тектонических впадин. На этом этапе образуется моласовая формация с нижней красноцветной и верхней сероцветной подформациями, что связано с изменением климата и процессами выветривания: красноцветного в условиях теплого аридного климата конца плиоцена – начала плейстоцена и более холодного переменного-влажного с фазами горных оледенений в среднем плейстоцене-голоцене.

Вулканическая деятельность во время рассматриваемого этапа в пределах Западного Забайкалья резко сократилась и проявлялась в позднем плиоцене и плейстоцене лишь на территории Витимского района [Базаров, 1986; Логачев и др., 1996; Рассказов и др., 2000]. Самые молодые базальты имеют здесь возраст 1.1–0.6 млн лет.

По данным [Лукина, 1988; Трифионов, Макаров, 1988], для горных обрамлений Байкальской рифтовой зоны на рассматриваемом неотектоническом этапе характерно наличие близгоризонтальных сжимающих усилий. В самой этой зоне отмечается сложный геодинамический режим: наличие растягивающих усилий, осложненных косым сжатием. Это привело к возникновению кулисообразно расположенных впадин.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных исследований, верхнемеловые и кайнозойские отложения на территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья предлагается подразделять на следующие формации (см. таблицу): 1) равнинную фэновую с терригенной (верхнемеловой) и угленосной (верхнеолигоцен-нижнеплиоценовой) подформации-

ями, 2) равнинную тонкообломочную палеоцен-нижнеолигоценую, 3) орогенную молассовую с красноцветной (верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовой) и сероцветной (нижнеплейстоцен-голоценовой) подформациями.

Показано, что отложения фэнов и тонкообломочной формаций накапливались в позднем мелу, палеогене и раннем-среднем неогене, преимущественно в равнинных ландшафтах (местами, возможно, с небольшими участками горного рельефа), в обстановках преобладания процессов растяжения земной коры. Их индикаторами являлись не только грабены и проявления базальтового вулканизма, но и пенепленизированный рельеф с корами выветривания. Последний, как показано в публикациях [Никонова, Худяков, 1982; Никонова, 1987; Цеховский, Ахметьев, 2003], возникал при небольших амплитудах растягивающих усилий и нередко предшествовал образованию рифтов или рифтогенных грабенов. В позднем неогене, плейстоцене и голоцене образование молассовой формации происходило в горных ландшафтах с продолжающимся активным образованием байкальских грабенов в условиях сложного геодинамического режима (сочетание обстановок сжатия и растяжения земной коры).

Авторы согласны с мнением [Мац, 1985; Мац и др., 2006] о наличии двух различных этапов образования байкальских грабенов: 1) преимущественно равнинном (в диапазоне от позднего олигоцена до раннего плиоцена и 2) горном (с позднего плиоцена вплоть до настоящего времени). По мнению Н.А. Логачева [2003], за рубеж, разграничивающий эти этапы и отразившийся в смене молассоидов, молассовой формацией, следует принять границу миоцена и плиоцена. При этом он отмечает, что накоплению молассы на характерной территории предшествовало проявление фазы сжатия со смятием нижележащих отложений в пологие складки и выводом окраинных котловин из сферы устойчивой аккумуляции.

В целом, приведенные в настоящей статье данные и материалы более ранних исследований авторов [Цеховский и др., 2005, 2006] не подтвердили традиционные представления [Белоусов, 1976; Милановский, 1987 и др.] о преимущественно эпиплатформенном орогенном (или дейтероорогенном) этапе развития в мезозойско-кайнозойское время территории Западного Забайкалья и Прибайкалья.

С учетом особенностей строения и формационного состава осадочных парагенезов пород можно считать, что во время их образования равнинные ландшафты (возможно, с небольшими участками горного рельефа) как в мезозое, так и в кайнозое, на территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья были доминирующими. При их образовании ослабевали вертикальные

тектонические движения, способствующие горообразованию, но зато усиливались горизонтальные растягивающие усилия, благоприятствующие выравниванию рельефа, накоплению отложений равнинных формаций и, местами, эффузивной деятельности. По мнению авторов дейтероорогенные этапы развития характеризуемой территории проявлялись лишь в ранней юре и в позднеоген-четвертичное время.

В заключение авторы выражают признательность сотрудникам Бурятгеоцентра: Г.П. Потрашину, Ю.П. Гусеву, Е.М. Шатковской, В.А. Лбову, В.С. Платову, А.А. Савченко, И.Г. Кременецкому и Т.Ф. Явирской за помощь в сборе фактического материала и ценные консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04-05-64148 и 04-05-64045).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антощенко-Оленев И.В.* Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 125 с.
- Базаров Д. Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 180 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 333 с.
- Иметхенов А.Б.* К палеогеографии неогена юго-восточного побережья оз. Байкал // Геология кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1985. С. 55–63.
- Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.
- Литология третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Под ред. Мазилова В.Н., Ломоносовой К.Т., Климановой В.Н. и др. М.: Наука, 1972. 120 с.
- Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 71–101.
- Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Логачев Н.А., Брандт И.С., Рассказов С.В. и др.* Определение К-Аг возраста палеоценовой коры выветривания Прибайкалья // ДАН. СССР. 2002. Т. 385. № 6. С. 797–799.
- Логачев Н.А., Рассказов С.В., Ивашиов Н.А. и др.* Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.
- Лукина Н.В.* Байкальская внутриконтинентальная рифтовая зона // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 294–326.
- Мац В.Д.* Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1985. С. 36–53.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологи-

- ческая история. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 249 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 295 с.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Под ред. Логачева Н.А., Антощенко-Оленева И.В., Базарова Д.Б. и др. М.: Наука, 1974. 252 с.
- Никонова Р.И.* Рифтогенные зоны Евразийской окраины как зоны деструктивного эндо- и экзогеоморфогенеза // Геодинамика морфоструктур. Владивосток: Дальневосточный филиал СО АН СССР, 1987. С. 20–31.
- Никонова Р.И., Худяков Г.И.* Структурно-тектонические условия формирования пенепплена // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: Дальневосточный филиал СО АН СССР, 1982. С. 13–23.
- Писцов Ю.П.* Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Сов. геология. 1982. № 8. С. 59–69.
- Полянский Б.В., Бадамгарав Ж.* Фэновые комплексы юрских континентальных бассейнов Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 133–139.
- Расказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 282 с.
- Резанов И.Н.* Об условиях накопления песчаной и песчано-алевритовой толщи VI террасы юго-восточного Прибайкалья // Геология кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во АН СССР, 1985. С. 16–25.
- Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 126 с.
- Резанов И.Н.* История формирования палеогеновых осадков Еравнинской впадины и ее горного обрамления // Проблемы литологии, геохимии и рудогенез осадочных процессов. Т. II. М.: ГЕОС, 2000. С. 158–163.
- Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 329 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1. М.: Мир, 1977. 586 с.
- Трифонов В.Г., Макаров В. И.* Сравнительный анализ новейших структур Альпийско-Азиатского орогенического мегаполиса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 324–327.
- Угольная база России. Т. 4. М.: ЗАО Геоинформмарк, 2001. 499 с.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.
- Флоренсов Н.А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56.
- Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Ст. 1. Ларамийская эпоха. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 3–16; Ст. 2. Пиренейская эпоха и ее сравнение с ларамийской. 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 13–21.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В., Гусев И.М.* Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620–636.
- Цеховский Ю.Г., Янаскурт О.В., Леонов М.Г.* Фэновые и молассовые формации как индикаторы палеоландшафтов и геодинамических режимов // Осадочные процессы (седиментогенез, литогенез, рудогенез) Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 213–223.
- Шелгачев К.М., Шатковская Л.В.* Совершенствование рабочей легенды Селенгинской серии госгеолкарты. Улан-Удэ: Государственное федеральное унитарное предприятие, Бурятгеоцентр, 2002. 80 с.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
- Dictionary of geological terms. Amer. geol. Inst. N. Y.: Dolphin books Edition, 1962. 175 p.