

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4 : 553.492.1 (571.53)

О. М. АДАМЕНКО, А. А. КУЛЬЧИЦКИЙ, Р. С. АДАМЕНКО

**МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ПОВЕРХНОСТИ
ВЫРАВНИВАНИЯ, КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И ПРОБЛЕМЫ БОКСИТОНОСНОСТИ
ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА**

Геолого-геоморфологические исследования предгорных впадин, прилегающих с запада к Байкальской горной области и образующих выразительный в рельефе кайнозойский Предбайкальский прогиб, позволили выявить здесь несколько разновозрастных полигенетических поверхностей выравнивания и оценить перспективы этой территории на бокситы и другие гипергенные полезные ископаемые. Поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье, частью которого является Предбайкальский прогиб, известны давно (С. В. Обручев, 1932—1933), хотя многие исследователи долгое время ставили под сомнение их существование, объясняя ярко выраженную ступенчатость рельефа либо литоморфными факторами (Воскресенский, 1962), либо своеобразием денудационного снижения поверхности в условиях пластовой равнины (Козловская, Краснов, 1962). В настоящее время большинство исследователей (Галушко, 1958; Золотарев, 1964; Исаева, Крауш, 1969; Тимофеев, 1968; Коржуев, 1959; Адаменко и др., 1971; Адаменко, Селиверстов, 1972) выделяют на Сибирской платформе несколько разновозрастных денудационных уровней, разделенных ярусами расчлененного рельефа. В исследованном районе намечено не менее четырех таких уровней (Адаменко, Кульчицкий, 1972; Адаменко, 1973): раннемезозойский, мелпалеогеновый, миоцен-среднеплиоценовый и позднеплиоценовый. Кроме того, выявлены также уровни более низкого таксономического ранга — плейстоценовые педименты, гласисы и террасы (рис. 1, 2).

Проблема раннемезозойской поверхности выравнивания. Раннемезозойская (среднетриасово-раннеюрская) денудационная поверхность, сформировавшаяся в условиях относительного тектонического покоя, разделяющего эпохи позднепалеозойской и ранне-среднеюрской активизаций, сохранилась в погребенном состоянии под юрскими осадками в отдельных впадинах Прибайкалья (рис. 2), где она фиксируется доюрскими корами выветривания. Отдельные останцы этой поверхности можно наблюдать в верховьях р. Куленги, в зоне сочленения Предбайкальского прогиба с Лено-Ангарским плато (гора Лиственничная, 1008 м), где над мелпалеогеновым пенепленом на 50—100 м поднимаются отдельные плоские вершины. Очевидно, и в других районах Предбайкальского прогиба имеются реликты раннемезозойской выровненной поверхности. Погребенные раннемезозойские денудационные поверхности в

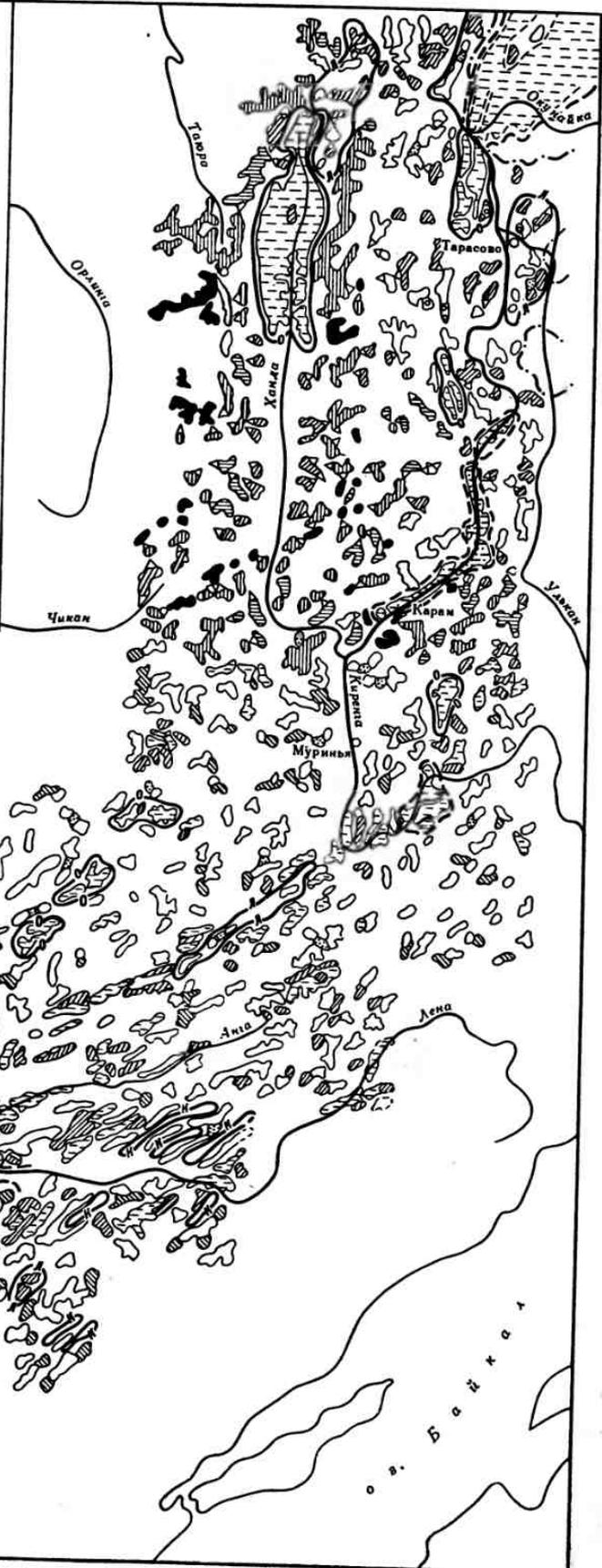
Прибайкалье, Присянье и других участках Сибирской платформы фиксированы корами выветривания, которые обычно датируются средним — поздним триасом (Бессолицын, Файнштейн, 1963) или средним триасом — ранним лейасом (Чекин, 1973). С каолиновой корой выветривания доюрского возраста, образовавшейся в условиях теплого переменного-влажного климата, генетически связаны месторождения каолина, кварцевых песков, россыпи ильменита, маломощные горизонты монтмориллонитовых глин (Бессолицын, Файнштейн, 1963).

Мел-палеогеновая полициклическая денудационная поверхность выравнивания и коррелятные отложения. Мел-палеогеновая поверхность выравнивания (реликты исходного пенеплена) сохранилась в водораздельной части увалов, разделяющих кайнозойские впадины. Ее реликты в плане имеют извилистые очертания, обусловленные последующей эрозией. Их размеры — от первых сотен м² до нескольких десятков км². На ответвлениях главных междепресссионных водоразделов мел-палеогеновая поверхность развита ограниченно. Здесь она снижена на 100—200 м, что связано как с неровностями исходного рельефа, так и с последующими тектоническими деформациями.

Мел-палеогеновая поверхность обычно имеет абс. отметки от 700—800 м до 1000—1200 м, а по окраинам Предбайкальского прогиба (Верхнеленское поднятие, Олотская возвышенность) она поднята до 1400—1800 м. Наиболее доступные для ее изучения участки приурочены к бассейнам рек Манзурки, Куленги, Анги. Исходная поверхность иногда отпарирована («откопана») по периферии кайнозойских впадин, что связано с более поздними (чем заполнение впадин) поднятиями. Полупогребенную мел-палеогеновую поверхность, фиксированную каменистыми и «бобовыми» бокситами, можно наблюдать на невысокой перемычке между Корсаковской и Жуинской впадинами и по юго-восточному склону последней. Здесь на известняках нижнего кембрия, срезанных слабо наклоненной в сторону Жуинской впадины денудационной поверхностью, развит древний карст. Глубина некоторых карстовых полостей, почти не различимых на поверхности, достигает 120 м. Они заполнены брекчией известняков, связанной каолиновыми глинами, переходящими выше по разрезу в бокситы. Карстовые воронки на исходном пенеплене установлены на Киренгско-Ульканском водоразделе, в 5—6 км юго-восточнее пос. Тарасова. В одной из них М. А. Кулаковым скважиной на глубине 9—10 м вскрыты светло-серые каолиновые глины с обломками пород палеозоя, содержащие споры и пыльцу теплолюбивой субтропической растительности палеогена.

В окраинных приподнятых зонах Предбайкальского прогиба мел-палеогеновая поверхность становится полициклической. Она распадается на 2—3 самостоятельных уровня (рис. 2), разделенных склонами или ярусами расчлененного рельефа. Верхний уровень (1250—1460 м) можно наблюдать на узких древовидных водоразделах центральной части Верхнеленского поднятия. Ширина останцов не превышает 1—2 км, а длина достигает нескольких км. Особенно хорошо выражен верхний уровень на водоразделе речек Нючи и Кислой, где идеально плоская равнина осложнена развалами крупных глыб, отдельными пятнами курумов, каменными многоугольниками и редкими нагорными террасами со стенами забоя высотой до 5—8 м. Средний уровень (1000—1200 м) развит по периферии Верхнеленского поднятия, главным образом на боковых водоразделах (рис. 1). Нижний уровень (900—1000 м) исходного пенеплена развит ниже по склонам тех же боковых водоразделов, в верховьях речек Нючи, Букунай, Когонай, Имери и др. Средний и нижний уровни по характеру рельефа несколько отличны от верхнего, так как они обычно располагаются ниже зоны действия гольцовой денудации, в горно-таежном поясе; и на них отсутствуют нагорные террасы и обширные курумы. Однообразие выровненной поверхности на-

- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 8 |
|  | 2 |  | 9 |
|  | 3 |  | 10 |
|  | 4 |  | 11 |
|  | 5 |  | 12 |
|  | 6 |  | 13 |
|  | 7 |  | 14 |



На исходном пенеппене часто встречаются реликты изолированных западин и древних долин, возможно с коррелятными осадками или корами выветривания. Они имеют площадь в сотни м², иногда до первых км², и морфологически представлены отдельными замкнутыми или открытыми с одной стороны блюдцеобразными западинами, с которыми обычно совпадают верховья падей и речек. Наиболее типичные древние западины наблюдались нами на Лено-Куленгском междуречье, между Кырминской депрессией и долиной р. Манзурки. Очень интересная древняя долина хорошо выделяется на северо-западном борту Очаульской впадины, между речками Улуном и Гербилеком. Верховья древней долины Улуна имеют очень «дряхлый» вид: это неглубокая плоская заболоченная западина, постепенно повышающаяся с юго-запада на северо-восток. Вершина этой долины висячая, «обезглавленная» соседней глубоко врезанной долиной рч. Гербилек. Попытки обнаружить какие-либо осадки в древней долине не имели успеха.

К сожалению, днища древних долин заболочены и задернованы, труднодоступны для любого транспорта и поэтому до сих пор практически не исследованы. Лишь в Лапхайской впадине, юго-восточнее пос. Тухум (устное сообщение В. А. Цобина), мелкими скважинами вскрыты белые каолиновые глины, видимо верхней зоны коры выветривания. В связи с этим есть все основания полагать, что древние западины и реликты палеогидросети на исходном пенеппене могут оказаться «хранителями» уцелевших от последующих размывов кор химического выветривания или продуктов их ближайшего переотложения. Поэтому именно эти участки мел-палеогенового рельефа представляют наибольший интерес для поисков бокситов.

На исходной поверхности иногда встречаются пятна площадью до 2—3 км² водораздельных галечников — преимущественно аллювиальных отложений русел и озеровидных расширений палеодолин. Этот древний белоцветный или охристый аллювий состоит из напластования отдельных косослоистых пачек песка мощностью по 0,5—2 м, отличающихся между собой содержанием гравия, гальки и валунов, которые, кроме кварца и кварцитов, иногда представлены серыми кремнистыми породами и белыми окремненными доломитами. Судя по положению фрагментов палеодолин, рисунок древней гидросети был сложным и местами, очевидно, приближался к ортогональному.

Возраст исходной поверхности определяется по комплексу геолого-геоморфологических данных, главным образом по корам выветривания, фиксирующим отдельные ступени этой поверхности, и по коррелятным осадкам, сформировавшимся в процессе выравнивания и расчленения рельефа древнего пенеппена. Мел-палеогеновые коры выветривания Предбайкальского прогиба изучались многими исследователями (Логачев и др., 1964; Бессолицын, Файнштейн, 1963; Чекин, 1973). Особенно богатые материалы получены С. Ф. Павловым, С. А. Кашиком, Т. К. Ломоносовой, В. Н. Мазилковым и др. в процессе исследований бокситоносности кайнозойских впадин Прибайкалья в 1971—1973 гг. (Ломоносова, 1972). Минеральный состав кор, условия их залегания, характер спорово-пыльцевых комплексов в коррелятных и перекрывающих отложениях позволили С. Ф. Павлову и его сотрудникам выделить здесь три возрастных уровня корообразования: позднемеловой, позднепалеоценово-раннеэоценовый и позднеолигоценно-раннемиоценовый.

Формационный анализ мел-палеогеновых толщ, представленных во впадинах Прибайкалья несколькими осадочными ритмами (таблица), позволяет нам приблизительно оценить возраст намеченных выше ступеней мел-палеогенового пенеппена. При этом мы связываем эпохи расчленения рельефа с активизацией тектонического прогибания котловин и началом их заполнения, которым отвечают базальные грубообломочные слои осадочных ритмов. Эпохи выравнивания рельефа соответству-

ют завершающим фазам аккумуляции тонкообломочного материала в котловинах и сопровождаются формированием кор выветривания. Исходя из этих позиций, можно предположить, что верхний наиболее древний уровень исходного пенеплена сформировался в позднем мелу, до начала образования тулонского осадочного ритма. Затем последовала некоторая активизация прогибания котловин, которой отвечало расчленение верхнего уровня.

К концу тулонского этапа относится формирование среднего уровня, который следует датировать поздним палеоценом — ранним эоценом. В это время были сформированы позднепалеоценово-раннеэоценовые коры выветривания с гиббситовой зоной. С новой активизацией прогибания котловин связаны выработка склонов-педиментов между средним и нижним уровнями мел-палеогеновой поверхности и образование базальных слоев каменского ритма. Значит, нижний уровень образовался в позднекаменское время и должен датироваться поздним эоценом — ранним олигоценом.

Начало следующей эпохи расчленения отмечено базальными слоями булусинской свиты, часто состоящими из песков. Этот размыв был значительным и отвечал рубежу между двумя регионально развитыми поверхностями — мел-палеогеновой и миоцен-среднеплиоценовой.

Миоцен-среднеплиоценовая (баяндайская) полигенетическая поверхность выравнивания. В синклинальных впадинах Предбайкальского прогиба широко развиты аккумулятивные (озерные, аллювиальные, делювиально-пролювиальные) поверхности, которые отвечают завершающим этапам формирования позднеолигоценово-среднеплиоценового (карлукского) осадочного ритма (таблица). По периферии впадин им соответствуют одновозрастные денудационные уровни, возвышающиеся над днищем впадин на несколько десятков м и имеющие абсолютные высоты от 600—700 до 800 м. От исходной мел-палеогеновой поверхности они отделены ярусами расчлененного рельефа или простыми склонами олигоцен-миоценового возраста (рис. 1, 2). Максимальные превышения исходной поверхности над неогеновой приурочены к положительным морфоструктурам (Качугский, Божеханский и др. валы) и достигают 200 м. Очевидно, только в таких случаях можно говорить о большой (100—150 м) глубине средне — позднеолигоценовых врезов. Обычно же эти врезы незначительны, что подтверждается также фаціальным и гранулометрическим составом неогеновых осадков (тонкообломочный, в основном пелитовый материал и преимущественно озерные фации указывают на отсутствие крупных водотоков).

По периферии впадин Предбайкальского прогиба мел-палеогеновая и неогеновая поверхности настолько сближены между собой, что их невозможно расчленить. То же самое можно наблюдать в небольших депрессиях, типа Тыльгейской или Лапхайской, где обе поверхности совмещены. Такие участки можно рекомендовать в качестве перспективных на поиски бокситов латеритного типа, где коры выветривания в условиях стабильного тектонического режима могли формироваться длительное время и сохраниться от последующих размывов.

Время формирования этой поверхности определяется миоценом — средним плиоценом, так как она расположена выше уровней самых высоких террас в долинах крупных рек, а значит, ее формирование закончилось до начала образования высоких террас. Последние обычно датируются серединой или концом плиоцена (Коржуев, 1959; Равский, 1972; Адаменко, Долгушин и др., 1971) или же началом эоплейстоцена. По-видимому, активизация неотектонического поднятия в середине олигоцена вызвала бурную вспышку эрозии, благодаря которой ниже мел-палеогеновой поверхности выравнивания довольно быстро сформировался ярус расчлененного рельефа. В разрезах впадин этой эпохи расчленения соответствуют отложения булусинской свиты (таблица). Сред-

Система	Отдел	Подотдел	Стратиграфические подразделения (серия, свиты, толщи, террасы)		Формации	
					Остаточные (коры выветривания)	Осадочные
Четвертичная	Современный		Аллювий четырех — пяти надпойменных и одной — двух пойменных террас, озерно-болотные, ледниковые, эоловые отложения мощностью до 100 м		Физического выветривания	Терригенно-экстраполимитковая грубообломочная плейстоценовых эрозивно-аккумулятивных циклов
			Перерыв			
	Средний	Верхний			Сналитнокарбонатная (лессовая)	Орогенные молассовые
Нижний		Гарыньская толща 5—10 м		Железистогидроглисто-монтмориллонитовая Красноземная		
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Манзурская, ангинская и гарбичская свиты 10—120 м		Каолинит-монтмориллонитовая зеленоцветная	Терригенно-монтмориллонитовая красноцветная
			Подтоковская (охристая) свита 80 м			
		Средний	Перерыв			
	Нижний	Байшинская свита 30—70 м		Карлукская толща (серия)		
		Перерыв				
	Миоцен	Верхний	Баяндайская свита 30—100 м			
Нижний		Перерыв				
Олигоцен	Верхний	Булусинская свита 30—200 м		Платформенные молассоидные	Терригенно-мезомитковая угленосная	
	Средний	Перерыв				

Поверхности выравнивания и ярусы расчленения рельефа	Климат	Тектонический режим	Фазы роста складок в осадочном чехле	Циклы развития карста	Циклы тектонического развития		
					I порядка	II порядка	III порядка
Плейстоценовые педименты, глассы, разделенные врезам 40, 30, 15, 10 и 5 м	Близкий к современному, с периодическими похолоданиями и потеплениями	Общее прерывистое поднятие	Рост складок (7 фаза)	VI			
Манзурская	Полуаридный, умеренно теплый с редкими фазами увлажнения	Стабильный	Затухание	V	Кайнозойский	Позднелайнозойский (необайкальский)	Манзурский
Расчленение (до 50—150 м)		Общее опускание	Рост складок (6 фаза)				
	Общее поднятие						
	Семиаридный перемно влажный	Стабильный	Затухание роста	IV		Раннелайнозойский	Карлукский
Баяндайская		Общее опускание	Рост складок (5 фаза)				
Расчленение (до 50—100 м)	Умеренно теплый и влажный (гумидный)	Локальные поднятия					

Система			Поддел			Стратиграфические подразделения (серии, свиты, толщи, террасы)		Формации	
								Остаточные (коры выветривания)	Осадочные
Палеогеновая	Эоцен	Нижний	Каменская свита до 200 м		Латеритная (гипбсит-гетит- каолининовая пестроцветная	Кварц-каолини- товая бокситоно- сная, слабо угле- носная, пестроцвет- ная			
		Верхний	Перерыв						
Палеоцен	Верхний	Нижний	Харанурская свита до 40 м	Тулонская толща (серия)	Каолининовая	Кварц-каолини- товая угленосная сероцветная			
		Верхний	Муромцевская свита до 10 м						
Меловая	Нижний	Верхний	Перерыв		?	?			
		Нижний	Перерыв						
Юрская	Средний	Нижний	Черемховская свита и Гарбитканс- кая толща до 200 м		Каолининовая	Молассовая по- лимиктовая угле- носная сероцветная			
		Верхний	Перерыв						
Триасовая	Средний	Нижний	Перерыв		Каолининовая				
		Верхний	Перерыв						

Поверхности выравнивания и ярусы расчленения рельефа	Климат	Тектонический режим	Фазы роста складок в осадочном чехле	Циклы развития карста	Циклы тектонического развития			
					I порядка	II порядка	III порядка	
Мел-палеогеновая исходная	Нижний уровень		Стабильный	Затухание роста	III			Каменный
	Расчленение (до 50 м)	Близкий к субтропическому перемененно влажный	Общее опускание Локальные поднятия	Рост складок (4 фаза)				
	Средний уровень		Стабильный	Затухание роста	II			Тулонский
	Расчленение (до 50 м)		Общее опускание Локальные поднятия	Начало роста синклиналей и антиклиналей (3 фаза)				
	Верхний уровень	?	Стабильный	Денудация валов	I			Мезозойский
	Интенсивное расчленение рельефа в обрамлении прогиба	Умеренно теплый и влажный (гумидный)	Общее опускание прогиба, особенно интенсивное в ЮЗ части	Рост частных валов и прогибов (2 фаза)				
	Раннемезозойская	Умеренно теплый перемененно влажный	Поднятие Стабильный	Затухание роста, денудация валов				
		Поднятие	Рост валов и прогибов (1 фаза)				Раннемезозойский	

неолигоценовые поднятия были кратковременными. Уже в миоцене вновь установились равновесные условия между тектоникой и денудацией и эрозийное расчленение рельефа уступило место денудационному выравниванию, которое продолжалось вплоть до середины среднего плиоцена.

Позднеплиоценовая (манзурская) полигенетическая поверхность выравнивания. Эта внутриваловая поверхность развита локально в виде ступенчатых педиментов и аллювиальных равнин, возвышающихся над урезами современных рек на 80—100 м. Она соответствует завершающим фазам формирования манзурской и ангинской свит, поэтому мы называем ее манзурской. Аккумулятивные участки рассматриваемой поверхности наиболее широко распространены вдоль левого склона долины р. Манзурки от Подтока до Харбатова, по обоим склонам долины р. Лены от устья Иликты до пос. Качуга и ниже. Останцы манзурской денудационной поверхности можно наблюдать между поселками Подток и Капцыгай, где р. Унгура глубоким (до 120 м) антецедентным ущельем прорезает северо-восточное окончание хр. Черем-Хаем с высотами до 680 м. Здесь хребет сложен аллювием манзурской свиты, которая вскрыта карьерами у самого перевала между долинами Унгуры и Карлука. Под уровень конечных фаз манзурской аккумуляции «срезано» северо-восточное окончание хребта, сложенное известняками нижнего кембрия.

Манзурская поверхность в районе с. Харбатова глубоко, в виде «заливов» заходит в пределы мел-палеогеновой поверхности, «разъедая» ее (верховья падей Хохонской, Игнашихи, Булагской, Бухойской, Исегской, Хархируры и др.). Здесь на манзурской поверхности можно наблюдать останцы почти полностью уничтоженной миоцен-среднеплиоценовой поверхности, возвышающиеся на 20—30 м. Такие же останцы встречаются и в долине р. Лены. Склоны останцов вогнуты и представляют собой типичные педименты. Манзурские педименты по правобережью Лены ниже Качуга образуют широкую (до 2—3 км) увалисто-волнистую равнину, распаханную и занятую посевами. На поверхности ее кое-где встречаются гальки различных пород палеозоя, в том числе и экзотические для этого района. Манзурский педимент постепенно переходит в 100-метровую надпойменную террасу, служившую базисом денудации для позднеплиоценовой поверхности выравнивания.

О возрасте рассматриваемой поверхности можно судить, исходя из стратиграфического положения подтоксской (охристой) свиты, а также аллювия манзурской и ангинской свит. Нами получены новые палеонтологические материалы, позволяющие уточнить возраст этих стратиграфических уровней. При специальном просеивании и промывке песков, гравия и илов Р. С. Адаменко удалось обнаружить и изучить богатые комплексы мелких млекопитающих из трех горизонтов ангинской свиты (Малые Голы, Мыс, Рыково), из верхней и нижней частей манзурской свиты (Качуг, Никилей, Манзурка, Черем-Хаем), а также из охристой свиты у бывшего пос. Подток.

Мимомисная фауна из красноцветных отложений подтоксской (охристой) свиты по уровню эволюционного развития главнейших ее компонентов близка хапровской фауне Европы, что позволяет датировать верхи этой свиты первой половиной позднего плиоцена, а всю свиту условно концом среднего — первой половиной позднего плиоцена. Манзурская свита и ее фацальные аналоги — ангинская и гарбичская свиты — формировались длительное время (таблица). Нижняя часть ее, судя по хапровской фауне микромаммалий, начала отлагаться в первой половине позднего плиоцена. Верхи манзурского аллювия и ангинский аллювий сформировались в самом конце позднего плиоцена, что доказывается обильной фауной мелких млекопитающих, близких по уровню эволюционного развития позднеаманским фаунам Европы.

Таким образом, манзурская поверхность выравнивания сформировалась в самом конце позднего плиоцена. Не исключено, что выравнивание продолжалось и в раннем плейстоцене, однако этот вопрос еще требует специальных исследований.

Плейстоценовые педименты, гласисы и террасы. В долинах Лены, Манзурки и их притоков, а также в некоторых впадинах (например, в Карлукской) локально развиты молодые долинные педименты, а иногда гласисы, опирающиеся на высокие (20—60 м) террасы р. Лены и формирующиеся за счет отступления склонов, а также за счет уничтожения более высокого манзурского аккумулятивного уровня. Особенно впечатляющие педименты наблюдались в верховьях падей Игнашихи и Хохонской. Глубина вреза в манзурскую поверхность колеблется от 20 до 60 м, что связано с несколькими этапами развития долин, в течение которых были сформированы четыре надпойменные террасы (50—60 м, 30—35 м, 12—18 м и 6—8 м).

Не менее интересными геоморфологическими объектами являются гласисы — педименты, выработанные в рыхлых песчано-гравийных отложениях манзурской свиты. Они наблюдались нами вблизи слияния рек Манзурки и Лены, между селами Харбатово, Худой и Исеть. В толще манзурской свиты, кровля которой достигает здесь отметок 600—634 м, выработаны очень широкие (до 3—4 км) понижения слабо вогнутой чашеобразной формы, по дну которых (560—580 м абс. выс.) проложили себе путь ручьи Черкесов, Бухой, Хальский и др. Их временные русла, действующие только в период весеннего снеготаяния или во время ливневых дождей, имеют вид узких (2—3 м), но глубоких (до 2 м) канав, по которым происходит вынос в реки Манзурку и Лену рыхлого материала. Ручьи не имеют своих долин и являются своеобразными эрозионными бороздами, дренирующими обнаженную, сложенную манзурским аллювием поверхность гласиса. Формирование гласисов, их углубление и расширение идет за счет плоскостного смыва. Очень интересна особенность гласисов — одностороннее их развитие в южном направлении, что связано с различным режимом инсоляции склонов. На склонах северной экспозиции снег тает очень медленно, что способствует выработке крутых, резко выраженных уступов высотой до 20—30 м, возвышающихся над плоской поверхностью гласиса. Эти уступы являются своеобразными «забоями», где идет максимальное разрушение субстрата, благодаря чему склоны отступают на юг, оставляя после себя ровную поверхность гласиса. Такие «забои» можно наблюдать вдоль тракта Иркутск — Качуг, в 3 км севернее с. Харбатово, в урочище Большой Сосновый Бор и других местах.

Описанные выше педименты и гласисы опираются на уровни четвертой, третьей и второй надпойменных террас р. Лены и поэтому датируются средним — поздним плейстоценом (Равский, 1972).

Геоморфологические аспекты прогноза бокситоносности. Геоморфологические исследования Предбайкальского прогиба показали, что здесь могут быть выявлены бокситы по крайней мере трех морфогенетических типов: остаточные, осадочные и трещинно-карстовые. В качестве рекомендаций для дальнейших исследований можно предложить следующее.

1. Остаточные (латеритные) бокситы могут быть выявлены либо под кайнозойскими осадочными толщами впадин, либо в пределах западин и древних долин на мел-палеогеновом пенеппене (рис. 1). В первую очередь должны быть изучены западины на благоприятном для латеритизации субстрате — верхнекембрийских песчаниках и алевrolитах нижней подсвиты верхнеленской свиты. Необходимо также учитывать благоприятную структурную обстановку: наиболее широкие и протяженные западины расположены на продолжении осей кайнозойских депрессий. Особого внимания заслуживает увал, разделяющий Очеул-Тыркин-

скую и Шоно-Бирилейскую депрессионные зоны (рис. 1). Здесь исходная поверхность имеет минимальные абс. отметки (720—800 м), что указывает на стабильность этого участка в эпоху неотектонической активизации. Не исключено, что в баяндайское время этот увал перекрывался осадками, благодаря чему коры выветривания здесь лучше всего сохранились от размыва при последующих очень слабых поднятиях.

2. Осадочные бокситы (типа Тулонского месторождения) могут быть обнаружены в крупных, но еще совершенно не исследованных на глубину Хандинской и Нюрутканской впадинах, несомненно заслуживающих тщательного изучения. Не исключено, что под покровом морен максимального оледенения и под озеровидными расширениями долин Киренги, Тонгоды, Лены и других (рис. 1) могут скрываться кайнозойские впадины с невыясненными перспективами бокситоносности. Исходя из того, что на Лено-Ангарском плато мел-палеогеновый пенеплен занимает обширные площади, можно предположить, что области сноса крайней северо-западной полосы кайнозойских впадин Предбайкальского прогиба (Берикульская, Тутурская, Эконорская и др.) были по площади значительно больше, чем области сноса других полос. Поэтому следовало бы изучить осадки, выполняющие депрессии этой полосы в первую очередь, ибо здесь могут быть обнаружены более значительные скопления бокситов осадочного происхождения, чем во внутренних впадинах.

3. Бокситы трещинно-карстового типа могут быть обнаружены в узких линейных впадинах, приуроченных к антиклинальным структурам в карбонатных толщах кембрия, к зонам контактов пород различного литологического состава или к трещинам типа межпластовых срывов. Попутно с производством детальных геологосъемочных работ следует изучить структурную позицию этих впадин и вскрыть выполняющие их осадки. В первую очередь заслуживают изучения наиболее типичные впадины этого типа — Запарская, Больше- и Мало-Тылтыканские, Чинонгская, Кодогонская и Курунгульская.

В заключение следует подчеркнуть, что изучение бокситоносности Прибайкалья только началось. Учитывая сложность проблемы, почти полную «закрытость» района, трудную проходимость и другие геолого-экономические особенности этой перспективной территории, можно выразить надежду, что решению этой проблемы будет уделено достаточно серьезное внимание.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Геоморфологические исследования предгорных впадин Прибайкалья в связи с проблемами бокситоносности. В сб. «Геолого-геофиз. исслед., 1972 г.». ИЗК СО АН СССР, Иркутск, 1973.
- Адаменко О. М., Долгушин И. Ю., Ермолов В. В., Исаева Л. Л., Козловская С. Ф., Леонов Б. Н., Цейтлин С. М. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Адаменко О. М., Кульчицкий А. А. Поверхности выравнивания Южной части Предбайкальского прогиба. В сб. «Геология Восточной Сибири». Иркутск, 1972.
- Адаменко О. М., Селиверстов Ю. П. Эпохи выравнивания и расчленения рельефа Сибирской платформы и запада Африканской платформы. «Геоморфология», № 3, 1972.
- Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. В сб. «Кора выветривания», вып. 6, М., «Наука», 1963.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
- Галушко А. Я. Поверхности выравнивания в трапповой зоне Средне-Сибирского плоскогорья. «Изв. АН СССР, сер. географ.», № 1, 1958.
- Золотарев А. Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири. В сб. «Пробл. поверхн. выравнивания». М., «Наука», 1964.

- Исаева Л. Л., Крауш М. А. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. «Изв. АН СССР, сер. географ.», № 4, 1969.
- Козловская С. Ф., Краснов И. И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье? «Изв. АН СССР, сер. географ.», № 2, 1962.
- Коржув С. С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Литологическая и палинологическая характеристика верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Западного Прибайкалья. В сб. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». М., «Наука», 1967а.
- Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы. В сб. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». М., «Наука», 1967б.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964.
- Ломоносова Т. К. Минералогия и генезис глин раннекайнозойских отложений Прибайкалья. Автореф. канд. диссертации, Иркутск, 1972.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Части I и II. «Труды Всес. геолого-разв. объединения НКТП СССР», вып. 164 и 178, М.—Л., 1932—1933.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
- Тимофеев Д. А. Эпохи выравнивания рельефа Евразии в мезозое и кайнозое. В сб. «Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья». Чита, вып. 3(5), 1968.
- Чекин С. С. Нижнемеозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1973.

Институт земной коры
СО АН СССР

Поступила в редакцию
21.III.1974

**MESO — CENOZOIC PLANATION SURFACES,
CORRELATIVE DEPOSITS AND PROBLEMS OF BAUXITE — CONTENTS
AT THE FORE-BAIKALIAN TROUGH**

O. M. ADAMENKO, A. A. KULCHITSKY, R. S. ADAMENKO

Summary

The Cenozoic Fore-Baikalian Trough consists of a series of foredeeps which border the Baikalian mountain area at the West and correspond to depressions of the present-day topography. Geological-geomorphological studies of the depressions revealed 4 polygenetic planation surfaces of different age, the latter being defined on weathering crusts and correlative sediments as Early Mesozoic (Trias-Early Jurassic), Cretaceous — Paleogenic, Miocene — Middle Pliocene and Late Pliocene respectively. At elevated margins of the Fore-Baikalian trough the Cretaceous — Paleogenic surface becomes polygenetic one and can be divided into three separate levels with interjacent slopes or zones of dissected topography. The lower intermediate and upper levels are dated Late Cretaceous, Late Paleocene — Early Eocene and Late Eocene — Early Oligocene respectively. Some surfaces of lower rank (e. g. Pleistocene pediments, glacises and terraces) have been also studied. The Cretaceous-Paleogenic polygenetic surface considered to be the most prospective with regard to lateritic bauxites, especially hollows and ancient valleys at the upper and middle levels. Criteria of the bauxite prospects are discussed in connection with topographic features of the territory and some recommendations have been made for search of bauxites of relict (lateritic), sedimental and fissure-karstic types.
