

10. Дебольский В.К., Долгополова Е.Н., Орлов А.С., Сеземан В.И. Статистическое описание изменчивости русла Нижней Волги // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985. С. 181–185.
11. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
12. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
29.09.98

MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF VOLGA-AKHTUBA FLOOD PLAIN

V.N. KOROTAYEV, A.V. CHERNOV

S u m m a r y

The Volga-Akhtuba flood plain is the area of long-term constant accumulation. In the result of multiannual positive balance of deposits the rise of the river bed takes place as well as growth of valley altitudes. The superimposed flood plain and regressive growth of islands are the evidences of recent accumulation. Paleogeomorphological analysis leads to conclusion that Volga channel is moving to the right flange of the valley. Comparison of ancient and recent channel forms reveals the more water content of Akhtuba at early stages of chanel formation.

УДК 551.435.1(571.6)

© 2000 г. Е.В. ЛЕБЕДЕВА

ВРЕМЯ И ПРИЧИНЫ ПЕРЕСТРОЕК РЕЧНОЙ СЕТИ ПРИМОРСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Речные системы как наиболее динамичный элемент геоморфологического ландшафта весьма чутко реагируют на колебание любых параметров внешней среды – будь то темпы и направленность тектонических движений, количество осадков, температурный режим и многое другое. Изменения в развитии речных систем выражаются не только в чередовании эпох углубления или выполнения долин, но и в перестройке плановой конфигурации речной сети – ее перестройках.

В приморской части Западного Приохотья – достаточно активном в геоморфологическом плане регионе, включающем серию относительно небольших речных бассейнов (реки Мутэ, Немуй, Лантарь имеют шестой порядок), перестройки речной сети в позднем кайнозое были весьма многочисленны. Что же послужило причинами этих перестроек, каковы были особенности их временной и пространственной приуроченности, связь с этапами развития рельефа в целом?

Хребет Джугджур является водоразделом Северного Ледовитого и Тихого океанов. Поперечный профиль хребта асимметричный: северо-западный склон полого снижается к плоскогорьям Сибирской платформы, а юго-восточный крутыми уступами спускается к Охотскому морю. Реки северо-западного склона (бассейн р. Алдан) протяженные, имеют слабые уклоны, их широкие корытообразные долины с обширными террасами, как правило, преобразованы склоновыми процессами в пологие террасовалы. Реки юго-восточного склона (а именно их бассейны и будут нас интересовать) имеют горный и полугорный характер, они короткие и порожистые. В верховьях их долины имеют вид ущелий (глубина расчленения в пределах хребтов достигает 1000 м), у подножий и в депрессии они становятся U-образными и трапцевидными.

Линия водораздела охотоморского и алданского бассейнов часто не совпадает с максимальными высотными отметками хр. Джугджур. Здесь прослеживаются следы многочисленных перехватов реками охотоморского бассейна верховьев рек алданского бассейна, в результате которых произошло смещение линии водораздела к северо-западу (рис. 1). Многочисленные следы перестроек и в пределах межгорной Лантаро-Немуйской депрессии, отделенной от моря хребтом Прибрежным. Фрагменты древних долин сохранились здесь в

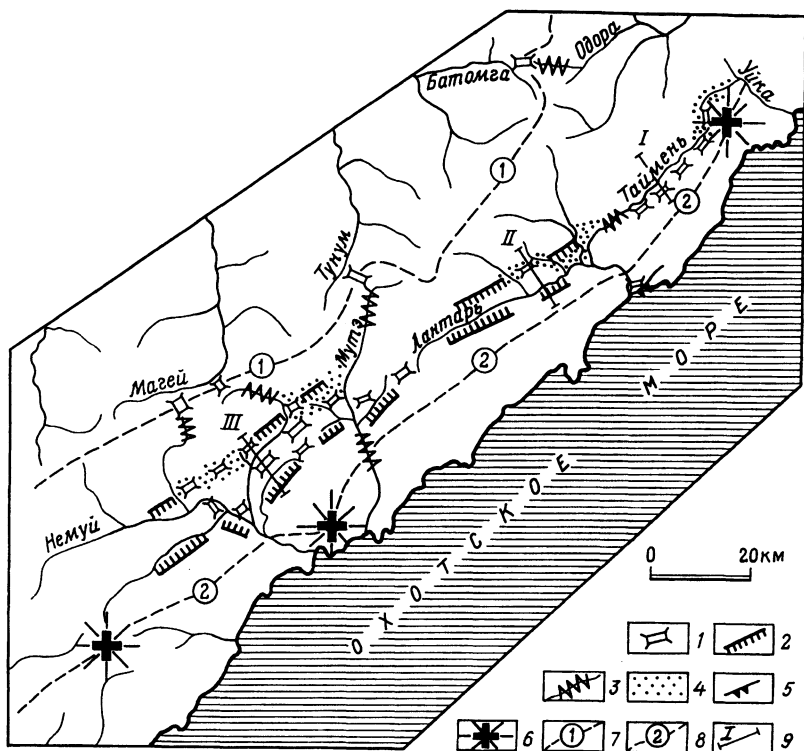


Рис. 1. Современная речная сеть и фрагменты древних долин Лантаро-Немуйской депрессии
1 – седловины с аллювиальными отложениями (фрагменты древних речных долин), 2 – комплексы речных террас, 3 – участки перехватов речных долин в результате регрессивной эрозии, 4 – области аккумуляции ледниковых и водно-ледниковых отложений, 5 – перехват реки морем в результате абразии 6 – воздымающиеся купольные структуры (гранитные массивы), 7 – осевая часть хребта Джугджур, 8 – осевая часть хребта Прибрежного, 9 – линии профилей и их номера

виде корытообразных седловин на сниженных междуречьях (нередко с остатками древних аллювиальных толщ), их положение также реконструируется по аномальному рисунку речной сети. В прибрежной части территории установлены участки перехватов рек морем. Среди причин указанных перестроек могут быть названы дифференцированные неотектонические движения, формирование и деградация оледенений, аккумуляция в долинах аллювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений, регрессивная эрозия, абразия, а также совокупность нескольких факторов.

Восстановление истории развития рельефа региона и анализ особенностей формирования рыхлых отложений (их состава, возраста и условий залегания) позволили установить пространственные и временные закономерности распределения различных типов перестроек речной сети исследуемой территории.

Наиболее древние фрагменты речной сети региона относятся к **олигоцену**. Согласно имеющимся на настоящий момент материалам [1–3 и др.], рельеф исследуемой территории в этот период был близок равнинному с фрагментами низкогогорного в осевых частях хр. Джугджур. Речная сеть имела равнинный характер, водотоки были перегружены тонким материалом, поступавшим с пологих склонов. Единичные фрагменты олигоценовой речной сети с протидрированными аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями сохранились на современных водоразделах южной оконечности хребта Джугджур, а также в пределах Учуро-Батомгского и Юдомо-Майского нагорий (в бассейнах рр. Кун-Маньё, Учур, Кандык и др.), однако, это не позволяет провести детальную реконструкцию палеосети исследуемой территории для этого временного интервала.

Приуроченность низкогогорного рельефа в этот период к осевой части современного хр. Джугджур дает возможность предполагать относительно близкое современному положе-

ние линии водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами. В то же время протяженность и конфигурация долин восточного склона хр. Джугджур в значительной степени отличалась от нынешней. По сути дела, в настоящее время сохранились лишь верхние звенья речной сети бассейна Тихого океана – бывшей единой системы пра-Уды, так как ее средние и нижние звенья располагались в пределах современного шельфа и оказались затоплены из-за последовавшего позднее общего прогибания впадины Охотского моря [1, 4–6].

Восстановление этой речной сети в той или иной мере происходило во времена плейстоценовых регрессий морского бассейна в периоды оледенений, когда уровень моря опускался до 100 и более метров ниже современного [7–9]. Изучение рельефа охотоморского шельфа и опробование донных отложений позволили И.Г. Вейнбергу [5, 6] провести частичную реконструкцию затопленной речной палеосети. При повышении уровня моря в межледниковья среднего и позднего плейстоцена на шельфе шли активные абразионные процессы, размыв и переотложение накопившихся ледниковых и флювиогляциальных осадков, переформирование речных долин и при длительном стоянии уровня моря – образование характерных береговых форм (валов, кос и др.).

В случае превышения морем современного уровня активная абразия шла и на побережье. Правда, возможность такого превышения в плейстоцене отрицается такими исследователями Охотского моря и Западного Приохотья как А.П. Кулаков [8] и Ю.Ф. Чемяков [2, 10]. Однако материалы наших полевых работ [11, 12], а также данные А.М. Короткого и Г.П. Скрыльника [13] по Приморью и результаты глобальных обобщений изменения уровня Мирового океана в плейстоцене и голоцене, проведенных А.О. Селивановым [9], свидетельствуют о превышении современного уровня моря для Приохотья не только в голоцене (до +4–6 м), но и в межледниковье начала позднего плейстоцена (Q_3^1) – до +10–12 м, а также, вероятно, и в первой половине среднего плейстоцена.

Таким образом, на протяжении позднего кайнозоя происходили значительные колебания уровня морского бассейна, и хотя изучение динамики Охотского моря и не является целью нашей работы, однако мы не могли не коснуться этого вопроса, так как положение морского бассейна в кайнозое во многом определило характер и тенденции развития рек восточного склона хребта Джугджур.

Вопрос о границах морского бассейна в неогене изучен пока слабо. Полагают, что **к миоцену** западная граница моря располагалась еще близ внешней границы шельфа, а сам "шельф" представлял собой, как и исследуемая территория в целом, единую поверхность выравнивания [2]. Тектоническая активизация территории с воздыманием отдельных крупных блоковых структур (в том числе хребтов Джугджур и Прибрежный) и оформлением Лантаро-Немуйской межгорной депрессии сопровождалась постепенным дальнейшим прогибанием впадины Охотского моря и втягиванием в это прогибание окружающей ее с запада и северо-запада суши с образованием шельфового мелководья, о чем свидетельствует наличие переслаивающихся морских и континентальных осадков миоценового возраста в Охотской и Мареканской впадинах [2, 6]. При этом происходило оживление Джугджурского разлома и образование серии новых нарушений северо-восточного простирания, отграничивающих погружающиеся структуры охотоморского шельфа от поднимающихся структур Джугджура.

Дифференцированность рельефа возрастала, увеличивалась площадь низкогорных массивов. В долинах западного склона хребта врезание и размыв начала раннего миоцена сменились аллювиальным, аллювиально-пролювиальным осадконакоплением в условиях динамичных потоков равнинного и полугорного типа, возникали подпружные аллювиально-озерные бассейны. У подножий воздымающихся структур формировались аллювиально-пролювиальные шлейфы [14]. На участках выходов карбонатных пород увеличилось влияние карстовых процессов (углубление и усложнение карстовых полостей) на развитие долинной сети.

В плиоцене граница морского бассейна также располагалась гораздо восточнее современной: море занимало центральную часть современной акватории, морские осадки этого времени обнаружены на возвышенности Академии наук (–943 м). Однако положение границы на протяжении плиоцена, по-видимому, очень менялось: на это указывают находки в приустьевой части р. Уды на глубине около –20 м относительно современного уреза отложений, содержащих морские плиоценовые диатомеи. А так как Удская депрессия, согласно геологическим материалам, в мезо-кайнозое имела устойчивую тенденцию к прогибанию, что подтверждается и современными данными повторного нивелирования [15],

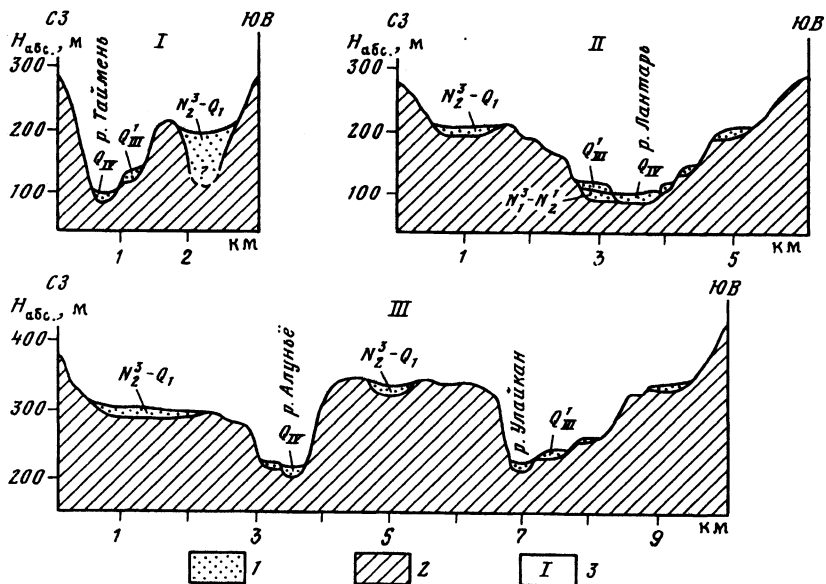


Рис. 2. Строение долин СВ-ЮЗ простираения в пределах Лантаро-Немуйской депрессии
1 – рыхлые аллювиальные отложения, 2 – коренные породы, 3 – номер линии профиля (см. рис. 1)

то положение моря могло быть и выше отметки "–20 м" – например, уже близ современного уреза.

К раннему плиоцену в пределах оформившейся Лантаро-Немуйской депрессии существовали водотоки равнинного типа, а в центральной ее части – полупроточные водоемы. Здесь в условиях спокойного гидродинамического режима шло накопление тонкого аллювиального, аллювиально-озерного и склонового материала.

Активная перестройка рельефа территории, в процессе которой он приобрел черты близкого современному низко-среднегорья, произошла в **среднем – начале позднего плиоцена** [3]. Она сопровождалась также значительным перестроением долинной сети с врезанием ее на отдельных участках на глубину до нескольких сот метров. Сформировавшаяся в этот период речная сеть по своей конфигурации в целом была близка современной, о чем свидетельствует положение аллювиальных осадков конца позднего плиоцена – начала раннего плейстоцена, как правило, уже в пределах современных долин.

Последующее развитие территории характеризовалось затухающими дифференцированными тектоническими движениями небольшой амплитуды и интенсивности. Шло воздымание осевых частей хребтов и их прогрессирующее расширение за счет депрессий, а в пределах самой депрессии – разнонаправленные блоковые движения. Все это обусловило неоднократную смену процессов врезания водотоков аккумуляцией рыхлых отложений в долинах. Глубина расчленения территории на отдельных участках достигла 1000 м (при максимальных абсолютных отметках едва превышающих 1900 м). Тектонические движения происходили на фоне значительных колебаний климата с общим его похолоданием и континентализацией [12], что также не могло не сказаться на развитии речных систем территории и обусловило неоднократные их реорганизации.

В **позднеплиоцен-раннеплейстоценовое** время развитие речных долин характеризовалось неоднократным чередованием эпох их углубления (до современного уровня) и выполнения (до 40–60 и даже до 100–120 м), обусловленным как климатическими причинами (чередование сухих и влажных периодов), так и тектоникой: дифференцированными блоковыми движениями в пределах депрессии и соседних хребтов (включая "всплытие" гранитных массивов).

К этому времени относятся многочисленные как внутри-, так и межбассейновые перестройки рек, принадлежащих бассейнам рек Мутэ и Немуй (см. рис. 1). Неравномерное воздымание отдельных фрагментов хребтов, обрамляющих депрессию, друг относительно друга или относительно блоков центральной части депрессии вызвало постепенное

смещение долин к одному из ее бортов, а также обусловило асимметричное строение долин параллельных им рек (Улайкан, Авляякан и др.) с формированием лестницы террас на прилегающем к хребту склоне (рис. 2) [16]. С ростом купольных структур (например, г. Мотон) связано центробежное строение речной сети на этих участках, а также постепенное смещение обрамляющих их дугообразных фрагментов водотоков к периферии поднятия с формированием асимметричных долин с аналогичной лестницей террас. Поднятие отдельных блоков в центральной части депрессии, возникновение порогов стока при опережающем росте хр. Прибрежного (по сравнению со скоростью врезания пересекающих его рек), также приводило к межбассейновым перестройкам. Сохранились следы неоднократного перераспределения стока между реками Мутэ и Немуй, Мутэ и Лантарь с формированием подпружных озерно-аллювиальных водоемов.

Пока однозначно не установлено происхождение резкого сужения долины р. Мутэ ниже впадения р. Орого: является ли этот участок antecedentным или же это место перехвата бывшего притока р. Немуй одним из водотоков западного склона хр. Прибрежного в результате регрессивной эрозии по тектонически ослабленной зоне на периферии купольного массива Мотон. Судя по характеру планового рисунка притоков р. Мутэ, последнее предположение кажется нам более вероятным, однако, время разделения бассейна пра-Немуя на два самостоятельных – Мутэ и Немую – однозначно определить пока не представляется возможным. Данные петрографического анализа галечников из базального горизонта террасового аллювия р. Мутэ у входа в это сужение свидетельствуют о том, что по крайней мере ко второй половине среднего плейстоцена долина уже имела свою нынешнюю конфигурацию и по ней осуществлялся вынос материала с Джугджурского анортозитового массива. Не исключен и более древний возраст этой пачки галечников, подстилающей осадки конца среднего плейстоцена, – об этом свидетельствует хорошая окатанность материала ($K_{окат} = 2,1$) и наличие плотных омарганцованных и ожелезненных глинистых корок на поверхности гальки, что характерно для отложений раннего и начала среднего плейстоцена. Однако вследствие малочислости пачки и бедности ископаемой палеофлоры более точная возрастная привязка горизонта невозможна.

В начале среднего плейстоцена в верхних звеньях речной сети шло интенсивное врезание и размыв, приводившие к повсеместному уничтожению и переотложению рыхлых образований, еще сохранявшихся в приводораздельных частях хребтов: древних кор выветривания, аллювиальных и ледниковых толщ. Накопление полигенетических осадков, образовавшихся в результате перемеыва и переотложения этих разнородных и разновозрастных отложений происходило в нижних и средних звеньях речной сети, что обусловило дальнейшие перестройки речной сети на этих участках. Последовавшее за мощной аккумуляцией углубление водотоков нередко пространственно не совпадало с положением древних врезов, благодаря чему в прибортовых частях современных долин сохранились отдельные фрагменты более древних, выполненных 40–70-метровыми толщами осадков начала среднего плейстоцена (среднее течение р. Немуй, низовья р. Киран).

Следующий этап активного переформирования речной сети относится к **концу среднего – началу позднего плейстоцена**. Он был связан с развитием и последующей деградацией полупокровного алданского оледенения. Основными причинами перестроек были, во-первых, выполнение долин мощными толщами ледниковых и водно-ледниковых отложений и массовые накопления этих осадков у подножия хребтов, а во-вторых, перегораживание речных долин ледниками. В зависимости от соотношения параметров водотока и ледника происходило: а) отжимание водотока к противоположному борту и формирование характерного изгиба коренного борта долины (нижнее течение р. Немуй); б) перегораживание долины с формированием подпружных озер иногда весьма солидных размеров, что нередко приводило к значительным перестройкам гидросети. Так, глубина подобного озера в среднем течении р. Немуй достигала 200 м, а его площадь составляла не менее 400 км².

Третьей причиной послужили особенности деградации оледенения на приморских и внутриконтинентальных склонах хребта Джугджур, обусловленные экспозицией склонов, характером атмосферной циркуляции и различием параметров рельефа (его расчлененности и уклонов) на западном и восточном склонах хребта. В силу особенностей экспозиции и рельефа деградация ледников юго-восточного склона началась раньше и шла более интенсивно благодаря большему притоку солнечной радиации, большим уклонам поверхности и, следовательно, большей эрозионной активности водотоков, а также большему количеству осадков в жидкой фазе, концентрировавшихся тоже преимущественно на юго-восточном склоне. Все это привело к постепенному смещению линии ледового водораздела

по сравнению с линией орографического водораздела к северо-западу, что в свою очередь обусловило массовые перехваты верховьями рек охотоморского бассейна верховьев рек алданского бассейна. Следы этих перехватов прослеживаются на всем протяжении хребта Джугджур (рр. Етара-Магей, Мутэ-Тунум, Одора-Батомга и др.).

Многие исследователи Приохотья и сопредельных регионов Сибири и Дальнего Востока – Г.И. Худяков с коллегами [17], С.С. Коржуев и Г.Ф. Уфимцев [18] связывают формирование этих и других перехватов в приводораздельной части вершинного пояса гор и в частности, Джугджура, с активной регрессивной эрозией рек охотоморского бассейна и существованием поперечных тектонических нарушений, что, с одной стороны, ослабляет прочность коренных пород, а с другой, – способствует дополнительному питанию верховьев водотока подземными водами, что в совокупности и позволяет осуществить перехват. В целом, с этими исследователями нельзя не согласиться, однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы полевых наблюдений, результаты анализа вещественного состава отложений, выполняющих перехваченные долины, и данные палинологического анализа, проведенного И.А. Каревской, свидетельствуют о непосредственной связи перехватов с этапом деградации алданского оледенения ($Q_2^4 - Q_3^1$), что и позволяет нам предложить иную модель осуществления перехватов в приводораздельной части хребта Джугджур.

Трансгрессия морского бассейна в наступившее затем межледниковье, достигавшая, по нашим данным, не менее +10–12 м выше современного уреза, вызвала усиление абразии и перехваты рек морем в прибрежной части территории. Наиболее ярким примером подобного перехвата является долина р. Нигай (бывший приток Лантаря). В приустьевой части современной долины р. Нигай вдоль берега моря прослеживается террасовидная поверхность, которая постепенно переходит в седловину, сложенную песчаными и галечно-валунными осадками. На аллювиальный генезис террасы указывал Г.Ф. Уфимцев [19], наши детальные исследования седловины и террасы привели к заключению об идентичности слагающих их толщ, литолого-минералогический состав которых позволяет однозначно определить их как древний аллювий р. Нигай [3, 12].

Одна из наиболее крупномасштабных и впечатляющих перестроек долинной сети исследуемой территории, приведшая к смещению водораздела между бассейнами рек Лантарь и Уйка почти на 30 км к северо-востоку, произошла благодаря сочетанию ряда факторов. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что 980 ± 200 тыс. лет назад (здесь и далее ТЛ-датировки получены О.А. Куликовым [12]) самый крупный приток Лантаря – р. Таймень принадлежал бассейну р. Уйка. Опробование разновозрастных аллювиальных и водно-ледниковых отложений в нижнем течении современной долины р. Таймень (рис. 3) подтверждает значительные изменения области питания реки на протяжении позднего кайнозоя. Так, в верхнеплиоценовом аллювии (возраст отложений 980 ± 200 тыс. лет) доминировал (58%) материал, поступавший в результате размыва анортозитового массива, слагающего центральную часть хребта Джугджур. Аналогичные по петрографическому составу осадки были вскрыты и на седловине на междуречье правых притоков Тайменя в его нижнем течении – руч. Анях и Светлый (см. таблицу). В современном же аллювии р. Таймень существенно преобладают (60–87%) выходящие северо-восточнее породы гранитного ряда (граниты, гранодиориты и др.), слагающие верховья нынешней долины р. Таймень – отроги хребтов Прибрежного и Промежуточного. Осадки конца среднего плейстоцена (140 ± 45 тыс. лет) по своему петрографическому составу занимают промежуточное положение.

**Петрографический состав галечного материала из разновозрастного аллювия
р. Таймень (нижнее течение)**

Опробованные отложения, их возраст (ТЛ-датировки)	Петрографический состав галечного материала, %	
	анортозиты	гранитоиды
1. Современный аллювий	2–8	60–87
2а. Аллювий III террасы (140 ± 45 тыс. лет)	32	40
2б. Аллювий в цоколе III террасы (980 ± 200 тыс. лет)	58	14
3. Древний аллювий на междуречье руч. Анях – Светлый	50–56	16

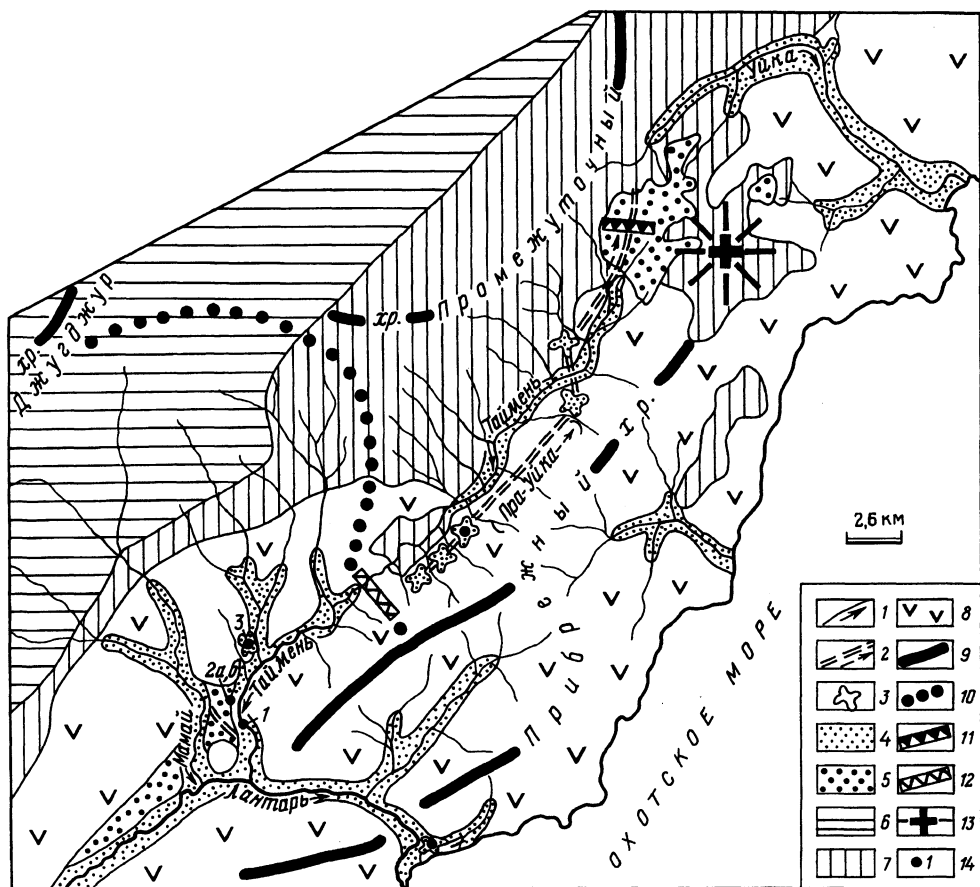


Рис. 3. Схема геоморфологического строения бассейнов рек Таймень и Уйка

Положение русел рек и направление их течения: 1 – современные, 2 – древние; 3 – фрагменты древней долинной сети, сохранившиеся в виде террас и корытообразных седловин; 4 – аллювиальные отложения; 5 – ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_2^4 и Q_2^3 возраста); 6 – анортозиты; 7 – гранитоиды; 8 – прочие породы; 9 – осевые части хребтов; 10 – фрагмент границы палеобассейна р. Лантаре; положение водораздельной седловины между бассейнами Лантаре и Уйки; 11 – современное, 12 – древнее; 13 – воздымающаяся купольная структура (массив г. Нядалы); 14 – точки опробования рыхлых отложений (указанные номера соответствуют таковым в таблице)

Древний водораздел Лантаре и Уйки проходил к северо-востоку от устья современного правого притока р. Таймень – р. Джагдажинды, который вместе с Анняхом и формировал пра-Таймень, размывавший преимущественно поля развития анортозитов. В настоящее время месту древнего водораздела соответствует резкое сужение долины р. Таймень, обрамленное отрогами хр. Прибрежного (925 м) и Промежуточного (588 м), глубина самой долины превышает здесь 400 м. Далее к северо-востоку (выше по течению) долина р. Таймень вновь расширяется до 2–5 км, вдоль ее юго-восточного борта прослеживается серия пологих корытообразных седловин, на которых вскрываются сильно выветрелые отложения с преобладанием гальки и мелких валунов преимущественно гранитов и гранодиоритов. Седловины нередко отделены от русла небольшими эрозийными останцами в виде округловершинных сопок. Современный водораздел бассейнов Лантаре (Тайменя) и Уйки представляет собой широкую седловину у подножья горы Унычья (или Нядалы) – одного из высоких (1416 м) гранитных массивов в пределах хр. Прибрежного с прекрасно сохранившимися формами экзарационного рельефа и мощными полями ледниковой

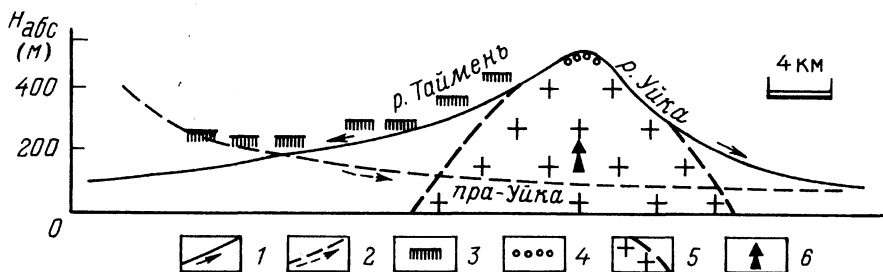


Рис. 4. Деформация продольного профиля пра-Уйки в результате роста массива г. Нядалы
Продольный профиль и направление течения рек: 1 – современные, 2 – древние; 3 – корытообразные седловины – фрагменты древней долинной сети; 4 – ледниковые отложения; 5 – гранитный массив г. Нядалы; 6 – воздымание гранитного массива

аккумуляции по периферии. Эти аккумулятивные образования спускаются в долины как р. Таймень, так и Уйки, в значительной степени перекрывая их.

Механизм этой межбассейновой перестройки представляется нам следующим. В результате "всплывания" гранитного массива г. Унычья (Нядалы) в позднелигоцен-раннеплейстоценовое время происходила постепенная деформация продольного профиля долины древней Уйки. В конце среднего плейстоцена во время максимального алданского оледенения ледники, спускавшиеся с этого массива, полностью перекрыли долину, а после их отступления здесь сохранились толщи ледникового материала мощностью до 20–30 м. Это и явилось той самой "последней каплей", которая привела к изменению направления стока в верхней части долины пра-Уйки на противоположное, что и обусловило смещение водораздела между бассейнами Уйки и Лантаря почти на 30 км к северо-востоку. Оледенение в данном случае, однако, лишь ускорило процесс перехвата, основной же причиной перестройки явилось "всплывание" гранитного массива, что привело к постепенному расчленению долины на два самостоятельных участка (рис. 4). Не исключен, однако, и такой вариант, что перестройка произошла несколько ранее – еще до оледенения.

Величина деформации высотного положения фрагментов палеодолины р. Уйки, сохранившихся в виде корытообразных седловин с аллювием, с определенной долей условности позволила рассчитать приблизительную скорость воздымания купольного массива Нядалы. Высотные отметки седловин в верховьях древней Уйки (близ древнего водораздела) составляют около 230 м над у.м., а высота современной водораздельной седловины Таймень-Уйка близ купольного массива – 530 м. Очевидно, что высота этого участка в долине пра-Уйки не могла превышать 230 м, а при "нормальном" продольном профиле реки она должна была составлять около 80 м. Следовательно, к моменту расчленения долины на два самостоятельных фрагмента приблизительно 140 ± 45 тыс. лет назад (или несколько ранее) этот участок долины (современная водораздельная седловина), располагавшийся на периферии гранитного массива, должен был быть поднят по крайней мере до высоты 230 м, то есть на 150 м, на что потребовалось около 840 тыс. лет или более. Таким образом, скорость воздымания за это период может быть приблизительно оценена как порядка $\sim 0,18$ мм/год. За последующие 140 тыс. лет эта седловина поднялась еще на 300 м (до своего нынешнего положения), то есть скорость ее поднятия составила около 2,14 мм/год. Эти величины мы можем рассматривать как приблизительные оценки скорости всплывания гранитного массива в позднем кайнозое (рис. 4).

По данным повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений, результаты которых описаны С.Б. Золотарской с соавторами [15], воздымание хребта Прибрежного в районе массива г. Нядалы составляет в настоящее время около 5,3 мм/год, а хребта Джугдур – 4,3 мм/год. Но нельзя забывать, что все эти движения носят сложный колебательный характер и суммарная их величина за более длительный этап имеет гораздо меньшее абсолютное значение, чем данные единичных кратковременных замеров.

Процесс переформирования долинной сети исследуемой территории продолжается и в настоящее время. В прибрежной части территории, например, намечаются перехваты морем правых притоков р. Немуй в его нижнем течении, что со временем (при наличии определенных благоприятных условий) может спровоцировать и более крупную перестройку, например, отсечь современные низовья р. Немуй. Небольшой ручей, бывший приток

р. Авляякан (бассейн Северного Ледовитого океана) в приводораздельной части хр. Джугджур в настоящее время бифуркирует, и один из его рукавов впадает по-прежнему в Авляякан, а другой – уже в Киранкан (бассейн Охотского моря). Однако неизбежно, что со временем рукав, впадающий в Киранкан, за счет регрессивной эрозии углубится сильнее, сконцентрирует в себе весь сток и, следовательно, водораздел между Тихим и Северным Ледовитым океанами сместится еще к северо-западу.

Выводы

1. На протяжении **миоцена** и **раннего плиоцена** речная сеть региона претерпела сложные преобразования, обусловленные, с одной стороны, горообразованием в северо-западной части территории, а с другой – затоплением ее юго-восточной части в связи с прогибанием впадины Охотского моря. В настоящее время сохранились лишь верхние звенья этой речной сети, которая частично восстанавливалась в периоды ледниковых регрессий морского бассейна.

2. Для **позднеплиоцен-плейстоценового** этапа развития рельефа исследуемой территории был характерен ряд эпох с активным переформированием речной сети. Мы можем выделить по крайней мере три таких эпохи. **Позднеплиоцен-раннеплейстоценовая**, обусловленная главным образом тектоникой (активные блоковые движения в пределах депрессии и по ее периферии) и колебаниями влажности климата; преобладали широкомасштабные внутри- и межбассейновые перестройки. В **начале среднего плейстоцена** в верхних звеньях речной сети доминировала активная эрозия, обусловленная воздыманием и, по-видимому, возросшей влажностью климата. Происходило наращивание протяженности долин за счет регрессивной эрозии, а в нижних звеньях речной сети перестройки были обусловлены аккумуляцией. В **конце среднего – начале позднего плиоцена** переформирование речной сети было связано с развитием мощного полупокровного оледенения, а также обусловлено спецификой его деградации и трансгрессией морского бассейна в последующее за ним межледниковье.

3. Пространственно перестройки были приурочены преимущественно к Лантаро-Немуйской депрессии, где преобладали блоковые движения разного знака, а меньшая глубина расчленения рельефа (редко превышавшая 100–120 м) позволяла водотокам, долины которых оказывались заполнены рыхлыми отложениями, легко покидать их пределы и "блуждать" по депрессии. В пределах хребтов, испытывавших устойчивое воздымание, положение долин было более стабильным.

4. Особый вклад в переформирование долинной сети внесло полупокровное алданское оледенение конца среднего плейстоцена. Наличие мощных ледниковых покровов, а затем полей и толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений существенно изменило топографию исходной поверхности, что обусловило и разномасштабные изменения речного стока.

5. Перестройки в прибрежной части территории, обусловленные затоплением обширных территорий и(или) активной абразией, были приурочены к периодам трансгрессий морского бассейна, превышавших уровень моря, характерный для более ранних этапов формирования речной сети. Подобные явления наиболее широко были распространены в миоцен-плиоценовое время, сохранились следы активизации абразии в начале позднего плейстоцена (Q_3^1), вполне вероятно, что она была характерна и для начала среднего плейстоцена (Q_2^1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скотаренко В.В. Новейшая тектоника Учуро-Майского района и некоторые вопросы анализа формы склонов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН, 1968. 25 с.
2. Чемяков Ю.Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 123 с.
3. Лебедева Е.В. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1991. 28 с.
4. Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 335 с.
5. Вейнбергс И.Г. Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря) // Геоморфология и палеогеография шельфа: М-лы XII пленума Геоморфологической комиссии. М.: Наука, 1978. С. 37–42.

6. Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР: Особенности распространения, генезиса и сохранности. Рига: Зинатне, 1986. 168 с.
7. Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана // Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964. С. 149–156.
8. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.
9. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т водных проблем РАН, 1996. 268 с.
10. Чемяков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана // Морские берега. Таллин: Изд-во АН Эст. ССР, 1961. С. 155–174.
11. Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур юго-западного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 36–52.
12. Каревская И.А., Лебедева Е.В., Куликов О.А. Последовательность и условия накопления кайнозойских отложений и тенденции морфолитогенеза в Западном Приохотье // Геоморфология. 1994. № 2. С. 115–124.
13. Короткий А.М., Скрыльчик Г.П. Природные катастрофы и корреляции геоморфологических событий // Проблемы геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 152–161.
14. Васютина Л.Г. Структурно-геоморфологический анализ и золотоносность Станового нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1976. 30 с.
15. Золотарская С.Б., Никитенко Ю.П., Уфимцев Г.Ф. Современные вертикальные движения земной коры: Восточная Сибирь и Дальний Восток // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 116–121.
16. Бредихин А.В., Лебедева Е.В., Фишкин О.Н. К вопросу об асимметрии долин областей неотектонической активизации (на примере Западного Приохотья) // Геоморфология – наука и практика. М.: МГУ, 1986. С. 6–12. Деп. в ВИНТИ 06.02.86 № 871-В.
17. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Короткий А.М. Позднекайнозойские перестройки гидрографической сети в Южной части Советского Дальнего Востока // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 419–430.
18. Морфоструктурный анализ речной сети СССР. М.: Наука, 1979. 304 с.
19. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа на примере Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
20.11.98

THE TIME AND SOURCE OF LATE CENOZOIC DRAINAGE NETWORK ALTERATION IN THE SEASIDE PART OF THE WEST PRIOKHOTYE

E.V. LEBEDEVA

S u m m a r y

During Late Cenozoic numerous alterations of the drainage network in the seaside part of the West Priokhotye took place. Different types of alterations are revealed on the basis of loose sediment analysis and relief formation history. In the Miocene and Early Pliocene alterations happened due to orogenic movements of land and Okhotsk Sea basin deepening. In the Late Pliocene-Pleistocene epoch three stages of alteration took place: Late Pleistocene- Early Pleistocene, the beginning of Middle Pleistocene and Middle Late Pleistocene. The Aldan glaciation (Q_2^4) and sea level changes strongly affected this process. The alterations were situated by the most part in the Lantaro-Nemuyskaya basin, where differential block movements prevailed.