

О. В. КАШМЕНСКАЯ, З. М. ХВОРОСТОВА

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ
ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПЕЙ**

НОВОСИБИРСК

1965

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е
И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И

О. В. КАШМЕНСКАЯ, З. М. ХВОРОСТОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПЕЙ

(НА ПРИМЕРЕ ЭЛЬГИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА
В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ИНДИГИРКИ)

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ОТДЕЛ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1965

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в ряде золотоносных районов страны, в связи с уменьшением возможности обнаружения легко открываемых россыпей, резко снизилась эффективность поисковых и разведочных работ. В этих условиях большое значение приобретает научное прогнозирование. Отсутствие его ведет к огромным непроизводительным затратам на геологоразведочные работы. Основой прогноза размещения россыпных месторождений является наряду с металлогеническим анализом анализ развития рельефа.

Настоящая работа ставит своей целью показать на примере территории золотоносного бассейна р. Эльги значение геоморфологического анализа при прогнозе и поисках россыпных месторождений. Естественно, что многие проблемы в истории развития рельефа Эльгинского бассейна, являющиеся до сих пор предметом оживленных дискуссий о количестве ледниковых эпох, характере и методике выявления кайнозойских тектонических движений, ряд вопросов стратиграфии рыхлых отложений, не могут быть разрешены на небольшой территории бассейна р. Эльги. Поскольку исследуемая территория входит в горную часть бассейнов рек Колымы и Индигирки, обладающих общностью основных черт тектоно-геоморфологического развития, в настоящей работе используются материалы, собранные авторами в верхней части колымского бассейна и главным образом в бассейне р. Берелеха. Значительно большая геолого-геоморфологическая изученность последнего позволила выявить ряд закономерностей в развитии рельефа, методика установления которых была затем использована при изучении рельефа бассейна р. Эльги.

В работе использован обширный материал, накопленный в процессе деятельности Якутского геологического управления, Северо-Восточного геологического управления, Якутского филиала Академии наук и Магаданского Всесоюзного научно-исследовательского института.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Река Эльги является одним из верхних левых притоков р. Индигирки длиной 325 км. Ее бассейн расположен главным образом в пределах юго-восточной части Яно-Оймяконского нагорья, которая заключена между юго-восточным ответвлением Нижне-Ленской горной системы — хребтом Сунтар-Хаята с одной стороны и системой Черского, в том районе, где от нее отходит юго-западное ответвление — цепь Матюшкина — с другой. Небольшую северо-восточную часть бассейна Эльги составляют отроги горной системы Черского. Все упомянутые горные сооружения являются орографическими единицами второго порядка, входящими в Яно-Чукотскую горную страну (Васьковский, 1956). В рассматриваемых частях Яно-Оймяконского нагорья и системы Черского с одних и тех же горных групп, массивов и хребтов наряду с р. Эльги берут начало такие крупные речные системы, как Яна и Алдан. Небольшие части бассейнов этих рек, представленные верховьями р. Адычи — правого притока Яны и правобережьем верхнего субширотного колена р. Томпо — правого притока Алдана, будут рассматриваться в настоящей работе (рис. 1). Площадь бассейна Эльги занимает 23760 км², а рассматриваемые части бассейнов рек Яны и Алдана составляют около 1800 км² каждая. По административному делению изучаемая территория относится к Оймяконскому району ЯАССР.

К л и м а т бассейна Эльги континентальный и исключительно суровый. Это объясняется положением района в высоких географических широтах и влиянием северо-восточного отрога высокого атмосферного давления, отходящего от Байкальского антициклонального центра. Средние годовые температуры колеблются от —12 до —15°. Характерны очень низкие зимние температуры при устойчивой штилевой стратификации воздуха. Отрицательную среднесуточную температуру имеют 250 дней в году, причем в течение трех месяцев — в декабре, январе и феврале — температура воздуха падает ниже —45°. 25—28 дней этих зимних месяцев характеризуются температурой ниже —50°. Средние положительные температуры от 3 до 13° присущи всего трем месяцам, от июня до августа включительно. Летняя погода чрезвычайно непостоянна и, хотя средняя температура самого теплого месяца — июля равняется 13,5°, случается, что температура воздуха летом достигает 25—30°.

Количество осадков невелико и составляет 230—300 мм в год. В течение года осадки выпадают неравномерно, наибольшее количество их

приходится на летний период. Первый снег выпадает в сентябре и стаивает во второй половине мая. Мощность снежного покрова колеблется около 30—35 см на междуречьях и значительно увеличивается в распадках и долинах, где она иногда достигает 2 м.

Суровые климатические условия способствуют развитию вечной мерзлоты. Последняя, по-видимому, объясняется не только активным



Рис. 1. Орографическая схема верховьев рек Индигирки и Колымы:

1 — горная система Черского: хр. Боронг (I), Няндельгинская гряда (II), Улахан-Чистайский хребет (III), горный массив Оханджа (IV), хр. Чьорго (V), Сялялский хребет (VI); 2 — цепь Матюшкина: хр. Сарычева (VII); 3 — Нижне-Ленская горная система: хр. Сунтар-Хаята (VIII); 4 — гряда Аяба; 5 — Яно-Оймяконское нагорье; 6 — Верхне-Колымское нагорье; 7 — наиболее крупные внутригорные впадины: Верхне-Адычанская (X), Верхне-Эльгинская (XI); Верхне-Нерская (XII); 8 — крайняя юго-восточная часть Центральной Якутской низменности; 9 — Момо-Сеймчанская депрессия и ее ответвление — Дарпирская впадина (IX); 10 — граница рассматриваемого района; местоположения высокогорных массивов: а — Верхне-Муннычанского, б — Верхне-Тобычанского, в — Талалахского.

образованием современной мерзлоты, но и устойчивым сохранением реликтовой мерзлоты, образовавшейся в суровую климатическую эпоху ледникового времени. Наличие вечной мерзлоты оказывает большое специфическое влияние на целый ряд процессов, определяющих характер физико-географических ландшафтов. Глубина летнего оттаивания очень небольшая и колеблется от 0,6—1,0 м на склонах северной экспозиции до 2—3 м в галечниках речных долин.

Речная сеть состоит главным образом из р. Эльги с разветвленными притоками, наиболее протяженные из которых реки Аяба, Аяма, Утачан, Тирехтях, Тобычан, Арангас и Большой Селерикан. Перечисленные реки во второй половине октября, а их притоки в сентябре покрываются льдом, и только в конце мая — начале июня начинается ледоход. Речной сток исключительно неравномерный. Зимний расход воды крайне мал из-за недостаточного грунтового питания рек в условиях

вечной мерзлоты. Основное количество годового стока падает на 4,5 месяца, когда сбрасываются все талые снеговые и летние дождевые воды. Водоупорный слой вечной мерзлоты препятствует просачиванию дождевых и талых снеговых вод вглубь и благоприятствует быстрому стоку их по склонам прямо в прилегающие водотоки. Это способствует возникновению бурных паводков, часто сопровождаемых наводнениями. Скорость течения рек значительно меняется от межени к паводкам. Если скорость течения р. Эльги в межень составляет 4,5 км в час, то в паводки она достигает 10—12 км в час.

Растительность рассматриваемого района относится к лесотундровой зоне. Наиболее широко распространены такие породы, как лиственница, кедровый стланик, кустарничковая березка, полярная ива, а также различные вересковые, из которых наиболее часто встречаются багульник, голубика и брусника. Основная часть трав представлена осоками и злаками. Широко развиты болота, где значительные площади покрыты сфагновыми мхами. В бассейне р. Эльги отчетливо наблюдается смена вертикальных поясов растительности. Значительные площади днищ речных долин и нижние части их склонов покрыты лиственничными лесами с кустарничковой березкой и полярной ивой в подлеске. Только в более благоприятных условиях, главным образом в средней и нижней частях бассейна р. Эльги, в местах более глубокого сезонного оттаивания почвы встречаются заросли тальника и тополевые рощи с подлеском из красной и черной смородины. Выше по склонам лиственничные леса сменяются зарослями из кедрового стланика, часто труднопроходимыми. Еще выше кедровый стланик постепенно разрежается и уступает место горным каменистым тундрам с широким развитием накипных лишайников.

Орографические особенности рассматриваемой территории в разных ее частях различны. Прежде всего это различие объясняется тем, что изучаемый район, как уже отмечалось выше, располагается в пределах двух различных орографических единиц: Яно-Оймяконского нагорья и горной системы Черского. Последняя представлена отрогами Сияльского хребта, горной группой Чен и отрогами хребта Боронг с Няндельгинской грядой. Отличительными особенностями системы Черского, прилегающей к бассейну р. Эльги, являются вытянутость и ориентированность всех хребтов и гряд в северо-западном направлении, близкое расположение хребтов и гряд, разделенных чаще всего узкими межгорными понижениями, а также большая абсолютная высота всех горных сооружений, колеблющаяся около 2000—2150 м. Для Яно-Оймяконского нагорья характерно почти полное отсутствие ориентированности орографических элементов более низких порядков, чередование которых иногда создает мозаичную картину распределения отдельных горных групп. Абсолютные высоты вершин таких групп колеблются в значительных пределах. Если самые низкие горные группы характеризуются высотой около 1000—1200 м, то самые высокие горные массивы имеют высоту около 2000—2150 м. Самую обширную по площади часть Яно-Оймяконского нагорья в бассейне Эльги представляют горы с преобладающими абсолютными высотами от 1300 до 1500 м.

Такие различия в высотах и принадлежность к указанным высотным интервалам определенных горных сооружений позволяют выделять на рассматриваемой территории высокогорные, среднегорные и мелкогорные районы, отмечавшиеся всеми исследователями.

К высокогорью относятся отроги системы Черского и такие массивы Яно-Оймяконского нагорья, как Верхне-Муннычанский, Нижне-Муннычанский, Верхне-Тобычанский, Талалахский и Ольчан-Арагасский. Наи-

более значительная вершина в системе Черского в пределах изучаемой территории расположена почти в юго-восточном конце хребта Боронг и достигает 2307 м. Самая высокая отметка высокогорных массивов Яно-Оймьяконского нагорья расположена в Верхне-Муннычанском массиве и находится на высоте 2193 м. Однако число вершин, превышающих 2150 м, крайне мало, в то время как подавляющее большинство господствующих высот характеризуется отметками 2000—2150 м. Высокогорные районы представляют собой альпинотипные горы с зубчатыми гребневидными водоразделами и пирамидальными вершинами. Исключение составляет лишь Талалахский массив, крутые склоны которого срезаются плоскими выровненными вершинами, резко контрастирующими с прилегающими склонами. Значительная крутизна склонов часто почти не уменьшается до самых подножий, где имеются лишь узкие шлейфы осыпей. Глубина расчленения высокогорья современными реками колеблется от 900 до 1200 м. Для всех высокогорных районов характерно наличие следов ледниковой деятельности. Обрывистые склоны каров делают более диким и без того суровый ландшафт гор. Следы ледниковой деятельности выражены значительно ярче в хребте Боронг, Няньдельгинской гряде, Верхне-Муннычанском, Нижне-Муннычанском и Талалахском массивах, чем в отрогах Силяпского хребта и в Верхне-Тобычанском массиве.

Среднегорье представлено значительным числом горных групп и массивов, с преобладающей высотой 1300—1500 м. Чаще всего это горы с умеренно крутыми склонами и куполообразными вершинами. Среди них своеобразно выделяются бассейны рек Малого и Большого Селериканов, где склоны до самых вершин ступенчатые, а вершины плоские и ровные. В этом районе, где горные породы залегают почти горизонтально, проявляется бронирующее действие пластов, более устойчивых по отношению к процессам денудации. В пределах среднегорья имеются тесно связанные с ним горные группы, которые отличаются несколько большими абсолютными высотами, превышающими 1600 м, а иногда достигающими 1800 м. Такие повышенные участки среднегорья наиболее распространены в Утачан-Тобычанском междуречье. Часто отчетливо видно, что границы более высоких горных групп проходят по зонам тектонических нарушений. Примером может служить гряда Аяба, которая, в сущности, состоит из трех гряд: Томпо-Эльгинской, Сейкимнян-Аябинской и Сейкимнян-Селериканской. Все они являются приподнятыми по тектоническим разломам участками среднегорья.

Мелкогорные районы представляют собой либо изометричные, либо долинообразно вытянутые, гипсометрически более низкие, горные группы. Высота вершин мелкогорья колеблется от 1000 до 1300 м, но наиболее часто встречаются горы высотой менее 1200 м. Значительная часть мелкогорья состоит из горных групп с куполообразными вершинами и постепенно снижающимися к днищам речных долин склонами. Некоторые мелкогорные районы характеризуются плоскими ровными водораздельными участками, поднявшись на один из которых можно видеть, как все они сливаются в единую равнину, поднятую на высоту от 1000 до 1300 м и расчлененную современными реками на глубину 150—200 м. Представителями таких плосковершинных мелкогорных групп являются мелкогорья, расположенные в пределах Верхне-Адычанской и Верхне-Эльгинской впадин. Последние представляют обширные понижения внутри среднегорья, занятые плосковершинными мелкогорьями и расширенными участками днищ долин современной речной сети.

Значительную часть рельефа изучаемого района составляют днища долин и террасы. Даже при беглом знакомстве с картой бассейна Эльги поражает почти геометрический рисунок его долин в плане. Река Эльги

несет свои воды с запада на восток, однако неоднократно меняет на своем пути направление таким образом, что отдельные участки ее имеют то северо-восточное, то перпендикулярное к нему юго-восточное направление. Следовательно, отдельные отрезки долин либо параллельны, либо соединяются друг с другом под прямым углом. Впечатление геометричности усугубляется прямолинейностью большинства притоков и приуроченностью их к двум господствующим направлениям: северо-восточному и северо-западному. Для бассейна Эльги чрезвычайно характерно широкое распространение открытых долин, которые, как правило, располагаются по тем же господствующим направлениям. Это приводит к разделению междуречий на отдельные горные группы, часто прямоугольных очертаний. На левобережье Эльги, в районе нижних частей бассейнов рек Аямы, Утачана и Тирехтяха, долины расположены настолько густо и количество открытых долин настолько велико, что междуречья представлены рядом небольших горных групп изометричных очертаний, изолированных друг от друга. Ширина днищ долин с террасами значительной части рек Эльги, Адычи и Томпо в пределах рассматриваемого района колеблется около 4—7 км, в некоторых случаях достигая 10 км и уменьшаясь в долинах притоков до нескольких десятков метров. Днища долин представляют собой равнинные полосы, вытянутые вдоль рек и ручьев. Над ними возвышается серия террас, нижние из которых относительной высотой до 50 м, большей частью аккумулятивные. Наиболее распространенной, хорошо выраженной на всей территории, является терраса высотой 25—40 м. В районах распространения ледников позднечетвертичного времени на ее поверхности лежат ледниковые аккумулятивные формы, представленные дугами конечных морен и холмистой основной мореной. В некоторых районах ледниковые формы рельефа находятся непосредственно на днищах речных долин.

Характер водораздела между р. Эльги и другими системами разнообразен. Отсутствие на значительных расстояниях четко выраженных водораздельных гряд привело к тому, что последние заменялись открытыми водоразделами на уровне мелкогорья. Это относится как к междуречьям Эльги и других притоков Индигирки, так и к междуречью Эльги и Адычи, принадлежащей системе р. Яны. Левые притоки Адычи и левые притоки Эльги в районе верхней части бассейна р. Аямы (левого притока Эльги) берут начало на единой выровненной поверхности; сколько-нибудь возвышающегося гребня между ними нет. Кроме того, существует система открытых долин из бассейна Эльги в бассейны рек Адычи и Томпо, что еще более усиливает впечатление отсутствия на больших расстояниях водораздела между ними. Наряду с этим существуют отчетливые водораздельные гряды, с разных сторон которых стекают реки различных речных систем.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое изучение территории бассейна р. Эльги началось в 1923 г., когда в верховье Индигирки прибыла экспедиция Геолкома под руководством С. В. Обручева. Один из ее отрядов, при личном участии Обручева, прошел по долинам левых притоков р. Эльги — ручьев Тобычана, Ненгчана, Арангаса и по левобережью Эльги вышел в долину Индигирки. В результате работ экспедиции была составлена геологическая карта и схема тектонического строения бассейна Индигирки, была установлена золотоносность рыхлых отложений р. Эльги (Обручев, 1931). После этой экспедиции район не изучался геологами в течение 12 лет.

Планомерное изучение его было начато после организации в 1937 г. Индигирской экспедиции Дальстроя, которая впоследствии была преобразована в Верхне-Индигирское районное геологоразведочное управление (ВИРГРУ). К этому периоду относится бурное освоение Северо-Востока СССР, когда одно за другим открывались крупные месторождения золота, блестяще оправдывая глубоко научные прогнозы, сделанные Ю. А. Билибиным в начале тридцатых годов на основании рекогносцировочных маршрутов и самого общего знакомства с геологией края. В 1938 г. территория бассейна р. Эльги почти полностью была покрыта рекогносцировочной геологической съемкой, что позволило несколько детальнее изучить геологическое строение, определить положение отдельных массивов интрузивных пород и сделать ряд геоморфологических выводов. С 1939 по 1952 г. более перспективные нижняя и средняя части бассейна р. Эльги были покрыты поисковой съемкой, после чего Верхне-Индигирское ГРУ приступило к крупномасштабной съемке отдельных участков территории с целью выявления рудных и россыпных месторождений и уточнения геолого-геоморфологического строения. Верхняя часть бассейна оказалась изученной значительно хуже, что объясняется широким развитием в верхней части ледниковых отложений, усложняющих поиски и разведку россыпей.

Геоморфологические наблюдения проводились попутно с геологическими при всех полевых исследованиях, в результате чего был накоплен большой и интересный фактический материал и сделан ряд выводов по истории развития рельефа.

Первые общие представления о геоморфологическом строении рассматриваемой территории связаны с именами Н. И. Ларина, Ф. И. Холя, Д. С. Булаевского, А. И. Бородянского и А. А. Лукашова. Ценные сведения по стратиграфии рыхлых отложений содержатся в отчетах Г. П. Дорошенко, В. М. Родионова, Е. П. Данилогорского, В. Г. Миллера и И. Ю. Байрон. Вопросами оледенения и связанной с ним перестройкой гидросети занимались Б. И. Акулов, Э. С. Басилян, А. И. Бородянский, Д. С. Булаевский, Б. Г. Бычок, В. Г. Камалян, А. И. Милай, И. Н. Скорина, К. И. Сусидко, А. П. Хохалев и некоторые другие исследователи.

Однако, работая в различных частях территории и обладая различными возможностями для решения тех или иных вопросов геоморфологии, геологи приходили часто к противоречивым выводам, выделяя различное число ледниковых эпох, эрозионных циклов и т. д. Поэтому очень большое значение имели предпринятые в середине пятидесятых годов специальные геоморфологические исследования М. Е. Мельник и М. Д. Эльянова.

М. Е. Мельник составлены для верхней части бассейна Индигирки две геоморфологические карты. Последняя являлась картой геоморфологического районирования. При составлении карт был широко использован материал аэрофотосъемки, а также в какой-то степени обобщены различные по качеству и ценности геоморфологические сведения, накопленные в процессе деятельности геологического управления. Карты сопровождалась объяснительной запиской, в которой обосновывалось геоморфологическое районирование и излагались представления автора по вопросам истории развития рельефа. Большое внимание уделено характеру неотектонических движений и проблемам четвертичного оледенения.

М. Е. Мельник выделяет три оледенения. Из них первое, ранне-четвертичное, выделено проблематично на основании находок эрратических валунов на поверхностях водораздельных гряд; ко второму,

среднечетвертичному, оледенению, она относит большую часть ледниковых отложений, представленную в виде холмисто-моренного рельефа, конечно-моренных дуг, замыкающих большие трого и часто выходящих в межгорные равнины; наконец, к третьему, позднечетвертичному, оледенению М. Е. Мельник относит четко выраженные в рельефе небольшие конечно-моренные дуги, замыкающие малые трого, не выходящие обычно за пределы высокогорья.

Одновременно с работой М. Е. Мельник вышла работа М. Д. Эльянова по геоморфологии предпорожного участка р. Индигирки. В ней, на основании личных наблюдений и по материалам, полученным в соседних районах бассейнов рек Индигирки и Колымы, в частности, опираясь на работы А. П. Васьковского (см. ниже), он разработал схему стратиграфии четвертичных отложений верхней части бассейна р. Индигирки. Работы М. Е. Мельник и М. Д. Эльянова сыграли значительную роль в формировании представлений по истории развития рельефа исследуемой территории.

Начиная со второй половины сороковых годов по территории Северо-Востока публикуется ряд статей и монографий, в которых разбираются основные проблемы геологии и геоморфологии края. Приводим те из них, которые представляют наибольший интерес в свете предпринятых исследований.

В 1947 г. вышла монография Д. М. Колосова, посвященная вопросам древнего оледенения и геоморфологического районирования Северо-Востока СССР. Разбирая основные этапы развития рельефа, автор отмечает широкое развитие поверхности выравнивания в рельефе, формирование которой он относит к верхнемеловому — нижнетретичному времени. Им принимается схема трехкратного оледенения в четвертичный период, причем первое он относит к покровному, второе и третье — к горно-долинным. В работе отмечается неблагоприятная роль оледенения по отношению к россыпным месторождениям, вследствие чего автор ориентирует поисковые работы на изучение, главным образом, послеледникового аллювия. Вместе с тем отмечается, что из-за неравномерности ледниковой эрозии местами может сохраняться древний, доледниковый аллювий, который также представляет интерес с точки зрения его золотоносности.

В 1948 г. появилась работа В. Н. Сакса «Четвертичный период в Советской Арктике», сыгравшая большую роль при составлении схемы стратиграфии четвертичных отложений на всей территории Северо-Востока СССР.

В начале пятидесятых годов появляются статьи А. П. Васьковского по вопросам палеонтологии и палеогеографии четвертичного периода на Северо-Востоке, материалы которых он обобщил в сводных работах (1959, 1963). Необходимо подчеркнуть огромное значение этих работ, явившихся следствием изучения лично А. П. Васьковским и сотрудниками Северо-Восточного геологического управления большого количества палеонтологических находок и палеонтологических анализов. Выводы из этого фактического материала чрезвычайно интересны для нас еще и по той причине, что большинство их основывается на материалах горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки. А. П. Васьковскому принадлежит создание первой схемы стратиграфии четвертичных отложений для горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки и северного побережья Охотского моря, значение которой во многих чертах не устарело и до сих пор. Однако недостаток фактического материала приводит иногда этого автора к значительным колебаниям во взглядах на отдельные этапы развития рельефа Северо-Востока. Так, в более ран-

них работах (1959) им приводятся доказательства трехкратного четвертичного оледенения, в последнее же время (1963) А. П. Васьковский склонен вместе с И. П. Карташовым признавать пять и более четвертичных ледниковых эпох на Северо-Востоке.

Начиная с 1949 г. публикуется ряд работ Н. А. Шилов, касающихся вопросов истории развития рельефа, стратиграфии четвертичных отложений и россыпеобразования в пределах Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности, обобщенных позднее в монографии (1961). В отличие от предыдущих исследователей Н. А. Шило выделяет лишь два оледенения, имевших место в конце нижнего и верхнего плейстоцена, причем отрицает покровный характер максимального оледенения. В работах указанного исследователя высказывается мнение о том, что отрицательное влияние оледенения на россыпи сильно преувеличено и рекомендуется разведка доледникового и межледникового аллювия, а также отложений межгорных впадин. Не останавливаясь детально на проблеме ярусности рельефа, Н. А. Шило полагает, что в современном рельефе существуют следы только одной поверхности выравнивания.

Последнее мнение разделяется И. П. Карташовым, который считает, что различный гипсометрический уровень выровненных поверхностей в горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки объясняется неотектонической перестройкой поверхности единого пенеплена палеоцен-эоценового возраста. Помимо проблемы ярусности рельефа, И. П. Карташов изучал процессы речной деятельности (1957) и вопросы стратиграфии четвертичных отложений (1963). Заслуживает пристального внимания также его статья о составлении прогнозных карт россыпей (1958), касающаяся вопроса, разработанного до настоящего времени чрезвычайно слабо.

Разногласия в схемах стратиграфии четвертичных отложений были вскрыты на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, проходившем в г. Магадане в 1957 г. На совещании были изложены принципы стратиграфической схемы А. П. Васьковского (Эльянов, 1959) и Н. А. Шилов (1959) и были приняты рабочие схемы стратиграфии четвертичных отложений. На этом совещании Р. А. Баскович сделала доклад о характере споровопыльцевых комплексов четвертичных отложений, увязав характеристику их со схемой стратиграфии четвертичных отложений А. П. Васьковского (Баскович, 1959).

В 1958 г. вышла большая работа К. Я. Спрингиса «Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области», в которой разбираются главным образом доконтинентальные этапы развития этой территории, а также, в меньшей степени, влияние структурно-тектонического строения на характер рельефообразования. В этом же году вышла работа С. И. Гаврикова (1958), посвященная детальному изучению тектонических движений в верхней части бассейна р. Индигирки.

По вопросам металлогении наибольший интерес представляет работа В. Т. Матвеевко «Краткий металлогенический очерк Северо-Востока» (1955), в которой разбираются этапы развития Яно-Колымской геосинклинали.

Наконец, в последние годы появились три работы, имеющие региональное значение и территориально перекрывающие бассейн р. Эльги.

В 1961 г. была закончена коллективная работа группы сотрудников ЯФ АН СССР под руководством Б. С. Русанова «Геоморфологическое строение и основные этапы развития рельефа восточной Якутии», в которой дается геоморфологическое районирование и разбирается формирование рельефа в пределах каждого района. Бассейн Эльги входит в

Яно-Оймяконскую и Индигирскую геоморфологические области, описанные З. Ф. Бороденковой и П. А. Лазаревым. Помимо этих разделов большой интерес представляют последние две части работы, посвященные выявлению основных закономерностей в развитии рельефа восточной Якутии, написанные Б. С. Русановым. Указанные авторы считают, что в развитии рельефа горной части восточной Якутии имелись, при общем восходящем направлении движений, два периода стабилизации, приведшие к выравниванию территории: палеогеновый и миоцен-нижнеплейстоценовый. Кроме того, выделяются два периода значительного ослабления движений: во второй половине среднего плейстоцена и во второй половине верхнего плейстоцена. Указанные этапы стабилизации и ослабления неотектонических движений разделены этапами активных восходящих движений и эрозийного вреза. Авторы устанавливают две эпохи долинного оледенения, считая вслед за М. Е. Мельник, что наиболее широко распространенные в рельефе следы ледниковой деятельности в виде крупных трогов, замыкающихся большими холмами конечно-моренных дуг, относятся к среднечетвертичному времени. Однако, в противоположность М. Е. Мельник, ими признается для горной части межледниковый врез в 150—250 м. Значительное внимание в работе уделяется изучению блоковых неотектонических движений и вопросам перестройки речной сети.

В работе И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1962) разбирается характер неотектонических движений на территории Северо-Востока. Отрицая большую контрастность кайнозойских движений, они выделяют три поверхности выравнивания: позднемиоценовую-раннепалеогеновую, миоценовую и позднелистоценовую.

В 1962 г. была закончена работа Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ «История развития рельефа Северо-Востока СССР», являющаяся критическим обобщением имевшихся к этому времени материалов по развитию рельефа и сводкой личных исследований авторов. В ней, как и в работе Д. М. Колосова, дается геоморфологическое районирование этой территории, сделанное, однако, на более высоком уровне геолого-геоморфологической изученности. Согласно Ю. П. Барановой, в верховьях Колымы и Индигирки имели место два этапа выравнивания: датско-палеогеновый и плистоценовый. Упомянутые авторы также, как и Н. А. Шило, выделяют две эпохи долинного оледенения. В работе излагаются представления авторов о перестройке речной сети и содержатся новые ценные сведения по стратиграфии рыхлых отложений.

В заключение отметим работу, сыгравшую огромную роль в освоении россыпных богатств Северо-Востока СССР. Речь идет о монографии Ю. А. Билибина «Геология россыпей». Появившись в 1938 г., эта книга стала настольной для многих геологов, обладавших очень слабой специальной геоморфологической подготовкой, в их трудной деятельности первооткрывателей россыпных богатств края. «Геология россыпей» — первый значительный труд в Советском Союзе, в котором геоморфология была поставлена на службу поискам и разведке россыпных месторождений. Несмотря на то, что на новом уровне познания закономерностей образования и размещения россыпей некоторые выводы Ю. А. Билибина сейчас критически пересматриваются, книга до сих пор не потеряла своей яркой актуальности и значимости.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ

Территория Эльгинского бассейна сложена осадочными породами триасового верхоянского комплекса преимущественно позднеэриасового возраста. Осадочный комплекс прорван многочисленными малыми и батолитового типа интрузиями и интенсивно дислоцирован.

В структурном отношении исследуемая территория является частью Яно-Колымского складчатого пояса, входящего в обширную Верхояно-Чукотскую область мезозойской складчатости. С северо-востока пояс ограничен крайними глыбовыми поднятиями срединного Колымского массива — Тас-Хаяхтаским и Момским блоками; с юго-запада — окраинной частью Сибирской платформы; с юга — Охотским остаточным массивом. Яно-Колымский складчатый пояс имеет весьма сложное строение. В верхней части бассейна Индигирки в пределах Яно-Колымского складчатого пояса выделяются, согласно тектонической схеме С. И. Гаврикова (1958), две зоны: Иньяли-Нерская зона линейной складчатости и Брюнгадэ-Агаяканская зона сундучно-щелевидных и брахиформных складок. Последняя расположена в краевой зоне геосинклинали и является переходной от геосинклинали к платформе. К. Я. Спрингис (1958) выделяет ее как Эльгинский район слабых дислокаций.

Бассейн р. Эльги расположен на стыке Иньяли-Нерской и Брюнгадэ-Агаяканской зон. На прилагаемой схеме тектонического строения, составленной С. И. Гавриковым (рис. 2), видно, что большая — в основном левобережная — часть исследуемой территории располагается в пределах Нерского антиклинория, являющегося юго-западной структурой Иньяли-Нерской зоны линейной складчатости; меньшая, в основном правобережная, — в пределах Аяба-Селериканской подзоны сундучно-щелевидной складчатости, являющейся северо-восточной частью Брюнгадэ-Агаяканской зоны слабых дислокаций.

В пределах Нерского антиклинория в бассейне р. Эльги могут быть выделены с северо-востока на юго-запад следующие структуры: Тобычанская антиклиналь, пересекающая речки Арангас и Тобычан в их среднем течении, Тордочанская синклинали, Талалахская антиклиналь, пересекающая речки Утачан и Сюрампы, Эльгинская и Тирехтяхская антиклинали. Структуры, как и весь антиклинорий, имеют северо-западное простирание и осложнены более мелкими складками второго и третьего порядков. Ширина антиклиналей и синклиналей равняется 15—20 км, протяженность колеблется от 60 до 200 км. Характерной особенностью Нерского антиклинория является то, что его северо-восточное крыло дислоцировано значительно интенсивнее. Причиной асимметрии антиклинория явилось затухание напряжения складкообразова-

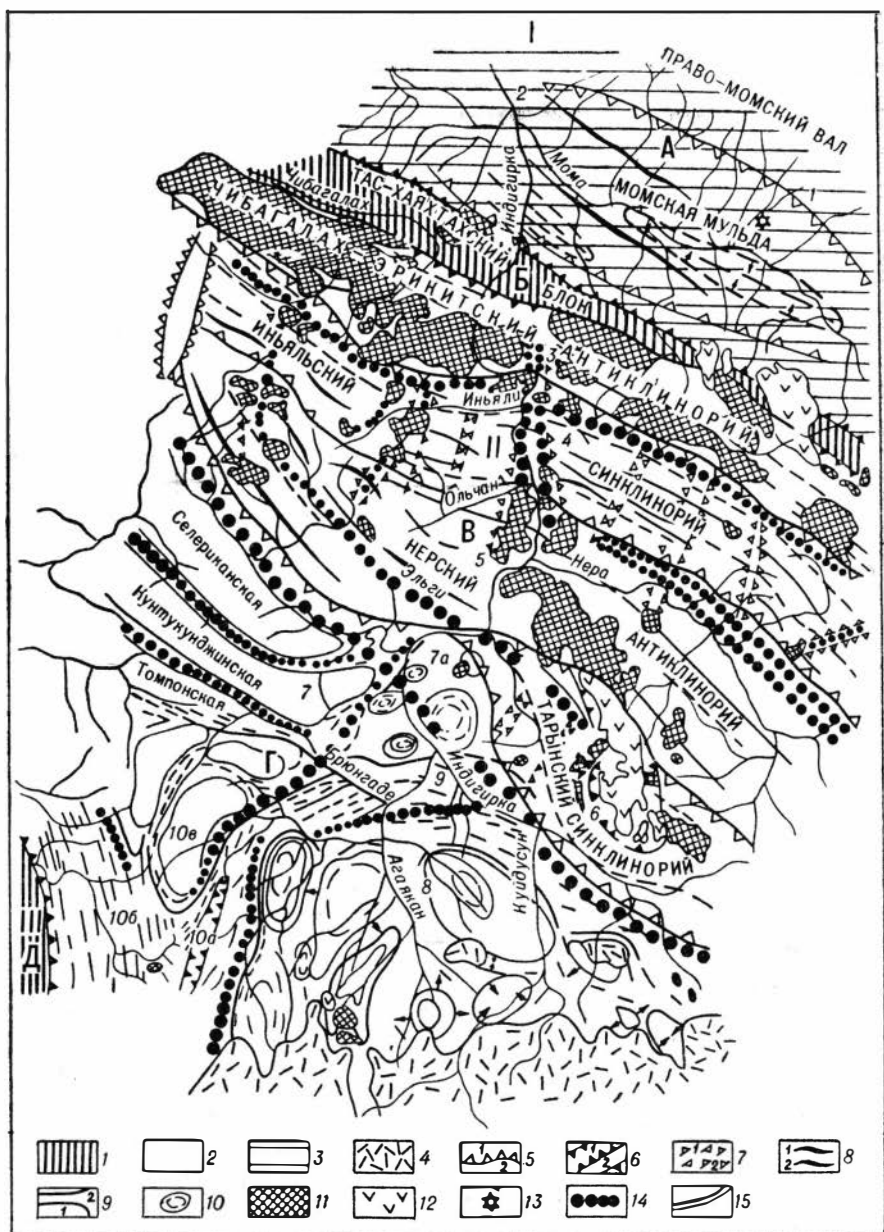


Рис. 2. Схема тектонического строения бассейна верхнего течения р. Индигирки. Составил С. И. Гавриков.

Условные обозначения: 1 — докембрийские и средне-нижнепалеозойские породы; 2 — область распространения верхоянского комплекса; 3 — меловые прогибы; 4 — верхнемеловые эффузивы; 5 — контуры синклиналиев (1) и антиклиналиев (2); 6 — грабены (1) и горсты (2); 7 — контуры поперечных антиклинальных (1) и синклиналиных (2) зон; 8 — антиклиналы и антиклинали (1), синклинали и синклинали (2); 9 — сундучные антиклиналы (1) и щелевидные синклинали (2); 10 — куполовидные структуры и мульды; 11 — интрузии кислого состава; 12 — субвулканы; 13 — потухшие вулканы; 14 — зоны глубинных разломов; 15 — границы зон, подзон и блоков.

Цифровые и буквенные обозначения: 1 — Колымский средний массив, А — Момо-Зырянский прогиб; 1 — Право-Момский вал; 2 — Момская

ция при приближении к окраине геосинклинали. Следствием этого явилась нечеткость границы между Иньяли-Нерской и Брюнгадэ-Агаяканской зонами, в результате чего К. Я. Спрингис (1958) относит к зоне слабых дислокаций несколько большую территорию, чем С. И. Гавриков.

Аяба-Селериканская подзона на территории Эльгинского бассейна включает три антиклинали сундучного типа: Селериканскую, Кунтукунджинскую и Томпонскую, разделенные узкими синклиналями — Мугурдахской, Аябинской и Сейкимнянской. Ширина антиклиналей 20—30 км, синклиналей — до 6 км. На сводах антиклиналей породы имеют очень малые, до горизонтальных, углы падения, в синклиналях они, напротив, сильно дислоцированы с углами падения до 60°. В 1951 г. Л. В. Фирсов установил, что около половины площади этой территории занято породами, угол падения которых составляет не более 5°. Детально изучавшая этот район Е. Н. Спрингис считает, что структурное значение сундучных складок, окаймленных резко дислоцированными породами, сходно со структурным значением жестких глыб Оймаконо-Охотского массива. С. И. Гавриков полагает, что щелевидные синклинали повторяют разломы фундамента и нижнего структурного этажа геосинклинали, вследствие чего их следует считать приразломными.

Таково в общих чертах тектоническое строение Эльгинского бассейна. Из сказанного очевидно, что северо-восточная, в основном левобережная, часть его, входящая в Нерский антиклинорий, резко отличается по структурным особенностям от юго-западной части сундучно-щелевидной складчатости. Это отличие сформировалось в ходе развития Яно-Колымской геосинклинали.

Яно-Колымская геосинклинали, представляющая часть обширной Верхояно-Чукотской мезозойской геосинклинали, возникла в конце мезозоя вследствие тектонической перестройки Сибирской платформы. Последняя, по предположению К. Я. Спрингиса (1958), В. Т. Матвеевко (1955) и других исследователей, простиралась в нижнем и среднем палеозое значительно дальше на северо-восток, приблизительно до современной западной окраины Колымского срединного массива. Следы ее присутствия на этой территории, занятой в настоящее время мезозойской складчатостью, В. Т. Матвеевко видит в остаточных и срединных массивах, а также в районах с неглубоким залеганием фундамента. По мнению В. Т. Матвеевко, перестройка Сибирской платформы в конце палеозоя носила сбросово-глыбовый характер. Неравномерное опускание отдельных блоков привело к тому, что в различных районах фундамент оказался лежащим на различной глубине, что обусловило в значительной степени дальнейшую специфику развития отдельных частей территории. Участки наиболее глубокого залегания фундамента по своему последующему развитию ближе всего стоят к типично геосинклинали типу развития, районы неглубокого залегания фундамента превратились в дальнейшем в районы слабых дислокаций, остаточные же и срединные массивы представляют собой останцы платформы, играющие роль жестких глыб во вновь сформировавшейся структурно-тектонической области.

мульда; Б — Тас-Хаяхтахский блок. II — Яно-Колымский (мезозойский) складчатый пояс; В — Иньяли-Нерская складчатая зона; 3, 5 — Чигагалах-Эриикитский и Нерский антиклинорий; 4, 6 — Иньяльский и Тарынский синклинорий; Г — Брюнгадэ-Агаяканская парагеосинклинали зона; 7 — Аяба-Селериканская подзона сундучно-щелевидной складчатости. 7а — Тыэллахский участок мульдообразной складчатости. 8 — Сунтар-Куйдусунская подзона брахикуполовидной складчатости. 9 — Кюентинская дуговая подзона линейной складчатости. 10 — Восточно-Верхоянский прогиб. 10а — Колтахинская и 10б — Дыбинская дуговые складчатые полосы. 10в — Кобюминский складчато-глыбовый клин; Д — Сетте-Дабанский блок; Е — Платформенный чехол эффузивов. III — Алданский массив Сибирской платформы.

Выразителем другого мнения является К. Я. Спрингис. Отмечая, что в настоящее время среди геологов нет четкого представления о процессе переработки платформенных областей в геосинклинальные, он все же считает, что «отсутствие заметных разломов девонского и каменноугольного периодов на всей описываемой территории позволяет предполагать, что переработка восточной части Сибирской платформы произошла не в результате раскалывания ее основания на отдельные глыбы, соприкасающиеся по плоскостям разломов, а вследствие общей потери платформенных и приобретения геосинклинальных свойств всем основанием этой части платформы, в силу чего стало возможным образование складчатых структур геосинклинального типа. Лишь отдельные небольшие участки внутри вновь образующихся геосинклинальных областей сохранили неполностью переработанный платформенный фундамент, наглядно свидетельствующий о свойствах земной коры, ранее характерных для данного района» (1958, стр. 353). К таким участкам К. Я. Спрингис относит срединные и остаточные массивы, а также районы слабых дислокаций, в том числе и Эльгинский.

В приведенных представлениях общим является то, что Яно-Колымская геосинклиналь обязана своим возникновением процессу перестройки Сибирской платформы, причем в результате ли сочетания колебательных движений со складчатыми (К. Я. Спрингис) или сбросово-глыбовых движений (В. Т. Матвеевко) фундамент ее в различных частях опущен на различную глубину.

После того, как в конце каменноугольного — начале пермского периодов сформировалась новая структурная зона — Яно-Колымская геосинклиналь, — начинается ее развитие, приведшее в конечном результате к созданию Яно-Колымского складчатого пояса. Проследим кратко этапы развития Яно-Колымской геосинклинали, руководствуясь исследованиями В. Т. Матвеевко (1955), К. Я. Спрингиса (1958) и С. И. Гаврикова (1958), определяя по возможности место Эльгинского района в общем плане ее развития.

Ранний этап развития геосинклинали, от перми до начала поздней юры включительно, является периодом преимущественного прогибания и накопления осадочной толщи терригенного верхоянского комплекса общей мощностью 10—12 тыс. м. В течение перми и триаса складчатые движения, по-видимому, не были развиты, колебательные же носили сложный характер. На фоне общего преобладающего опускания, приведшего к накоплению верхоянской толщи — чередования глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, имелись движения более мелких ритмов, в результате которых образовались отдельные свиты, с преобладанием то сланцев, то песчаников. Наконец, на эти движения накладывались еще более частые и мелкоамплитудные колебания, приведшие к чередованию слоев различной крупности зерен. Кроме того, колебания имели разную амплитуду в пространстве, что приводило к возникновению отдельных первичных прогибов на фоне общего опускания. Прогибы эволюционировали во времени, превращаясь местами в валы, при общей миграции области накопления к северо-востоку. Все это усложняло процесс накопления осадков, приводя к их чрезвычайной литологической пестроты. К. Я. Спрингис, характеризуя осадки верхоянского комплекса, пишет: «С самого начала пермского периода началось накопление почти исключительно мелкозернистых кластических пород, представленных бесконечным чередованием обычно небольших линзовидных прослоев песчаников и глинистых сланцев. Ни один слой, даже наиболее мощный, не имеет сколько-нибудь выдержанного простирания и, как правило, не является в соседних обнажениях. Количественное соотношение песчани-

ков и сланцев в разных районах и в разных частях разреза различно» (К. Я. Спрингис, 1958).

Большую работу по изучению мощностей и характера осадочной толщи провел С. И. Гавриков для верхней части бассейна р. Индигирки. Согласно его данным, колебательные движения раннего этапа развития Яно-Колымской геосинклинали были на территории эльгинского бассейна довольно сложными. На основании изучения пермских отложений в соседних районах (на территории Эльги они перекрыты более молодыми осадками) С. И. Гавриков предполагает существование здесь первичного пермского прогиба с амплитудой в 2,5—4,0 км. Для характеристики движений ранне- и среднетриасового времени в районе р. Эльги данных также мало. Возможно, эта часть геосинклинали испытывала восходящие движения, характерные в раннем и среднем триасе для большей части Яно-Колымской геосинклинали, тем более, что в соседнем районе Мало-Тарынского бассейна возникает в этот период поднятие, фиксируемое минимальными мощностями осадков. Вместе с тем район междуречья Большого Тарына и Неры, также примыкающий к Эльгинскому бассейну, продолжает испытывать погружение, унаследованное с пермского периода. Отсутствие выходов отложений нижнего и среднего триаса в бассейне р. Эльги не позволяет однозначно решить вопрос о характере тектонических движений в этот период. Значительно лучше обстоит дело с изучением поздне-триасовых движений. В то время уже достаточно четко наметилось различие в характере тектонических движений, связанное с различием в глубине погружения фундамента. Говоря о Эльгинском и Янском районах слабых дислокаций, К. Я. Спрингис отмечает, что начиная с позднего триаса «указанные участки чаще поднимались выше уровня моря и медленнее погружались при общем погружении территории геосинклинальной области. Этим обусловлена меньшая мощность верхнетриасовых отложений на них, более длительные размыты ранее отложенных пород, более грубозернистые отложения и частые прослой конгломератов на их поверхности и по окраинам. В дальнейшем участки стали выделяться еще больше» (1958, стр. 360).

Следует, однако, отметить, что уменьшение накопления осадков в поздне-триасовое время фиксируется главным образом в юго-западной части Брюнгадэ-Агаяканской парагеосинклинальной зоны слабых дислокаций. В правобережной же части бассейна р. Эльги, примыкающей к Иньяли-Нерской зоне линейной складчатости, в течение позднего триаса все еще существовал прогиб и накапливались отложения значительной мощности (суммарной мощностью до 3500 м): более глинистые — карнийские и более песчаные — норийские. Лишь в ранне- и среднеюрское время нисходящие движения сменились на исследуемой территории восходящими, что привело к превращению прогиба в вал того же северо-западного простирания. Прогиб же сместился к северо-востоку в бассейны рек Иньяли и Ольчана (левые притоки р. Индигирки). Мощности отложений нижней и средней юры составляют в бассейне р. Эльги 400—600 м. В бассейне Малого Селерикана отдельные участки, по-видимому, выходили на поверхность и являлись областями сноса. К. Я. Спрингис полагает, что поднятие территории произошло вследствие колебательных и складчатых движений первой фазы тихоокеанского тектоногенеза. С. И. Гавриков присоединяется к этому мнению, считая, что подобные движения, преобразующие прогибы в валы, «можно рассматривать как крупные первичные складки, которые в определенной степени уплотнили осадки». Отсутствие верхнеюрских отложений в бассейне р. Эльги позволяет предполагать, что к этому времени территория его была выведена из области осадконакопления. Общее погружение геосинклинали,

имевшее место после среднеюрской фазы складчатости, не захватывало бассейна Эльги, распространившись лишь на центральную и северо-восточную части этой структуры.

Проявления магматизма на первом этапе развития Яно-Колымской геосинклинали были очень слабыми. С ними в рассматриваемом районе связаны пластовые диабазовые и габбро-диабазовые тела, несущие иногда слабое оруденение в виде редких вкрапленников сульфидов.

Средние этапы развития геосинклинали охватывают значительно меньший период времени: позднюю юру и ранний мел. Однако это период наиболее активных фаз тихоокеанской складчатости и разрывных нарушений, период наиболее напряженного магматизма, обусловившего основные черты металлогении Яно-Колымского складчатого пояса. Позднеюрская и раннекиеммерийская фазы складчатости окончательно вывели территорию геосинклинали из-под уровня моря. Благодаря различию в положении фундамента складчатость в различных районах геосинклинали проявилась в создании различного типа структур. Именно в этот период сформировались структурные различия в тектоническом строении левобережной геосинклинальной и правобережной парагеосинклинальной частей бассейна р. Эльги. В пределах Иньяли-Нерской зоны образовались типичные для геосинклинали крутые сильно вытянутые складки, осложненные пликативными структурами меньших амплитуд; сравнительная близость фундамента правобережной части привела к развитию сундучно-щелевидных складок, длина которых лишь в 3—4 раза превышает ширину.

Складчатость сопровождалась разломами, которые, по-видимому, были заложены еще в ранние этапы развития геосинклинали на стыках участков фундамента различного погружения. Позднее они были закрыты отложениями верхоянского комплекса, а в период интенсивной складчатости снова проявили себя как зоны глубинных разломов, окаймляющие срединные и остаточные массивы и контролирующую магматическую деятельность. Последнее подтверждается линейно-зональным распространением интрузий.

Со средним этапом развития геосинклинали связано, согласно В. Т. Матвеевко (1955), два комплекса интрузий: добатолитовый комплекс так называемых малых интрузий типа даек и штоков и комплекс колымских батолитов. Малые интрузии связаны с складчатыми разрывами. Время внедрения их — поздняя юра. Состав — главным образом кварцевые порфиры, порфириты и диорит-порфириты. Наибольшее распространение в этом комплексе имеют дайки, объединенные в мощные, до сотен тел, серии. Протяженность даек достигает нескольких километров при мощностях, редко превышающих первые десятки метров. Структурное положение даек, секущих складки, и линейная вытянутость районов их распространения указывают на приуроченность этих тел к зонам разрывов и нарушений. В Яно-Колымском складчатом поясе выделяются четыре полосы даек. С гидротермами комплекса малых интрузий, по мнению большинства исследователей, пространственно и генетически связана основная золотоносность Яно-Колымской структурно-металлогенической зоны (Матвеевко, 1955; Гавриков, 1958, и др.). Поэтому П. И. Скорняков, дав в 1951 г. описание четырех полос распространения дайковых серий, назвал их Главной, Центральной, Юго-Западной и Адыча-Эльгинской золотоносными зонами.

С. И. Гавриков, расчленивший более детально добатолитовый комплекс малых интрузий, находит, что с последними связана лишь незначительная по масштабу золотая минерализация. Главную фазу минерализации он относит к поздним этапам развития геосинклинали.

В позднеюрское – раннемеловое время произошло внедрение батолитовых интрузий гранитов, которые Ю. А. Билибин назвал колымскими в отличие от крупных интрузий более позднего времени. Колымские батолиты по составу довольно однообразны: большинство их представлено кислыми лейкократовыми разностями. Их размещение также, как и малых интрузий, контролируется глубинными соскладчатыми разломами, окаймляющими жесткие глыбы срединных и остаточных массивов, а также районы слабых дислокаций. В. Т. Матвеевко (1955) выделяет три пояса гранитных батолитов: Северный протяженностью до 600 км, окаймляющий Колымский срединный массив с севера; Главный протяженностью в 1100 км, расположенный на стыке юго-западного края Колымского массива и Яно-Колымской геосинклинали, и Таскыстабытский, огибающий Охотский массив и Эльгинский район слабых дислокаций. Все три пояса приурочены к глубинным разломам на стыках структур. С колымскими гранитами связано оловянное и вольфрамовое оруденение.

В Эльгинском бассейне малые добатолитовые интрузии связаны с Адыча-Эльгинской полосой разрывов и малых интрузий. Она начинается в бассейне рек Большого и Малого Тарынов и тянется через бассейн р. Эльги в верховье р. Адычи. В отличие от остальных трех зон, упоминаемых выше, Адыча-Эльгинская содержит сравнительно малое количество даек и штоков. Будучи представлена главным образом зонами нарушений и дробления пород с гидротермальными проявлениями, она располагается на стыке зоны линейной складчатости с районом слабых дислокаций. С ней связаны золотоносные узлы Эльгинского бассейна: Диринь-Юряхский, Талалахский, Базовский и Жданнинский.

Батолитовые интрузии колымских гранитов в бассейне р. Эльги В. Т. Матвеевко связывает с Таскыстабытским поясом. Последний состоит из нескольких крупных интрузивов: Таскыстабытского, Одонканского, Усть-Нерского и Нельканского и целого ряда более мелких. Направление пояса севернее Усть-Нерского массива не совсем ясно. Возможно, он изменяет северо-западное направление на субмеридиональное и соединяется в районе Порожнинского батолита с Главным поясом. Однако, с точки зрения В. Т. Матвеевко, более вероятным является его продолжение на северо-запад вдоль стыка линейной зоны складчатости с Эльгинским районом слабых дислокаций, пересекающее территорию эльгинского бассейна с юго-востока на северо-запад. Последнее подтверждается наличием в этом районе до десятка относительно мелких интрузивов: Арангасских, Талалахского, Тобычанского, Мунычанского и др.

К. Я. Спрингис (1958) несколько расходится с мнением В. Т. Матвеевко о принадлежности гранитных массивов бассейна р. Эльги к Таскыстабытскому гранитному поясу, считая, что последний (К. Я. Спрингис называет его Нельканским поясом) отворачивает от бассейна Эльги, принимая направление, близкое к меридиональному. Гранитные же интрузии бассейна р. Эльги К. Я. Спрингис относит к двум поперечным зонам распределения интрузий. Одна из них, Чен-Арангасская, начинается в среднем течении р. Иньяли и идет далее на юг к устью руч. Арангаса (левый приток р. Эльги). Она имеет длину около 100 км и включает десять линейно расположенных штоков гранитоидов. Другая поперечная зона примерно такой же длины, как первая, Буркат-Тирехтяхская, протягивается от массива Буркат Главного пояса батолитов до Талалахского массива на левобережье р. Эльги, включая в себя 8 штоков. Обе зоны имеют юго-восточное простирание, секущее вкрест складчатые структуры. Это обстоятельство, а также линейное расположение и бли-

зость интрузий друг к другу указывают на связь поперечных зон интрузий с зонами тектонических нарушений. Интересно отметить, что обе эти зоны резко обрываются в южной части у границы более жесткого района слабых дислокаций, где не было благоприятных условий для внедрения интрузий. В связи с этим все батолитового типа интрузии гранитов в бассейне р. Эльги расположены в его левобережной части (см. рис. 2).

Поздние этапы развития геосинклинали. Начиная с раннего мела и до палеоцена происходит постепенная консолидация территории Яно-Колымского складчатого пояса и превращение его в молодую эпимезозойскую платформу. Характер тектонических движений меняется. Складчатые движения затухают или же получают особое выражение в виде кливажа структур, который является, согласно К. Я. Спрингису (1958), особой фазой складчатости в условиях уже консолидированной области. Большое значение приобретают колебательные движения и разрывные нарушения. Магматическая деятельность довольно интенсивна. С ней связано излияние магмы андезитового состава, а также Охотский ($Cr_1 - Cr_2$) и Омсукчанский ($Cr_2 -$ палеоцен) интрузивные комплексы гранодиоритов, включающие главным образом послескладчатые интрузии. Согласно В. Т. Матвеевко, на территории бассейна р. Эльги интрузивная деятельность поздних этапов не проявилась, в то время как С. И. Гавриков относит к поздним этапам ряд мелких штоков и дайки постбатолитового возраста, с гидротермами которых он связывает основную фазу золотого и олово-вольфрамового оруденения Тарыно-Эльгинской золотоносной полосы.

Конечные этапы развития геосинклинали, от палеогена до четвертичного периода включительно, знаменуются дальнейшей стабилизацией и глыбовой перестройкой эпимезозойской платформы. Продолжаются колебательные, преимущественно восходящие движения, проявившиеся в образовании поверхностей выравнивания и серии речных террас. Колебательные региональные движения сочетаются с дифференциальными блоковыми подвижками, приводящими, в частности, к образованию межгорных впадин. Осадконакопление продолжается в этих впадинах и в краевых участках платформы — районе приморских низменностей, которые начинают погружаться. Поскольку неотектонические движения конечных этапов развития геосинклинали в сочетании с экзогенными факторами привели к созданию современного рельефа бассейна р. Эльги, они будут детально рассматриваться в следующей части работы.

Бассейн р. Эльги расположен во внешней части Тихоокеанского металлогенического пояса и относится к Яно-Колымской структурно-металлогенической зоне. Золотоносность на исследуемой территории связана с Адыча-Эльгинской золотоносной полосой малых интрузий общей протяженностью в 500 км. Золотое оруденение генетически связано с гидротермами малых интрузий, образовавшими кварцевые жилы различной мощности, секущие осадочные породы и дайки, и минерализовавшими зоны тектонических нарушений земной коры. В пределах этой золотоносной полосы выделяется несколько золотоносных зон, из которых Эльгинский бассейн пересекают Мугурдах-Селериканская, Тарыно-Эльгинская, Муннычан-Буркатская. Большинство разведанных рудных и россыпных месторождений золота расположено в пределах Тарыно-Эльгинской золотоносной зоны. Возраст основной золоторудной фазы определяется большинством исследователей как позднеюрский. С. И. Гавриков считает его раннемеловым. Кроме золотого оруденения, в бассейне р. Эльги имеет развитие также редкометальное оруденение, связанное с интрузиями колымских гранитов ($I_3 - Cr_1$).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

На территории бассейна р. Эльги основными экзогенными факторами, формирующими рельеф, являются процессы склоновой денудации, работа рек и ледниковая деятельность. Последняя, в отличие от остальных, ограничена во времени ледниковыми эпохами и в пространстве — ареалом распространения льдов.

Экзогенные процессы протекают в сложной неотектонической обстановке сочетания региональных колебательных и локальных блоковых движений, которые контролируют характер и интенсивность экзогенных процессов, выражаясь в рельефе главным образом через взаимодействие с ними. Рельеф формируется в результате одновременного действия эндогенных и экзогенных процессов, вступающих между собой в сложные связи.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Для континентального этапа развития рассматриваемой территории характерны региональные колебательные, преимущественно восходящие, движения, определившие основное направление развития рельефа и проявившиеся в создании главных черт его строения — его ярусности. Ярусность рельефа — одна из наиболее характерных особенностей гор верхних частей двух соседних бассейнов рек Индигирки и Колымы. Она обнаруживается даже при самом беглом знакомстве с рельефом и отмечалась многими исследователями, выделявшими здесь высокогорье, среднегорье и мелкогорье.

Полевые исследования, тщательное изучение карт разных масштабов, материалов аэрофотосъемки и, наконец, составление крупномасштабных геоморфологических карт как в бассейне р. Эльги, так и в верховьях р. Колымы, произведенные авторами в период с 1951 по 1962 гг., подтверждают представление о ярусном строении рельефа гор в верховьях рек Индигирки и Колымы. Каждый ярус отчетливо выражен в рельефе благодаря приуроченности большого количества принадлежащих ему вершин к определенным, мысленно проводимым по этим вершинам плоскостям. Эти плоскости не всегда горизонтальны, местами они полого повышаются или, напротив, понижаются. Впечатление распределения вершин по трем уровням усиливается еще и тем, что в пределах каждого из них имеются обширные выровненные, иногда совершенно плоские, участки, часто переходящие с одного междуречья на другое,

которые при изучении рельефа прежде всего обращают на себя внимание благодаря разительному контрасту их рельефа с рельефом крутых склонов.

Наиболее широко распространен среднегорный ярус рельефа, к которому относится едва ли не половина всех вершин междуречий. Над этим ярусом в форме громадных останцов, изометричных или вытянутых в виде цепей, возвышаются высокогорные участки, сложенные в основном батолитовыми гранитоидными интрузиями, которые образуют высокогорный ярус рельефа.

В среднегорный ярус в виде широких долинообразных, а иногда обширных межгорных понижений, неправильных очертаний, вложен более низкий мелкогорный ярус. Как среднегорный, так и мелкогорный ярусы рельефа сложены глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами верхоянского комплекса.

Среднегорный и высокогорный ярусы в верховьях р. Колымы и в бассейне р. Эльги выражены различно. Если на р. Колыме оба яруса представлены выровненными междуречьями на значительных пространствах, то в бассейне р. Эльги обширные выровненные вершины высокогорного яруса встречаются лишь на Талалахском массиве, а среднегорного яруса — в бассейне р. Селерикана. Расчленение остальных частей среднегорного и высокогорного ярусов бассейна р. Эльги зашло настолько далеко, что о существовании их здесь можно судить только по сравнительно одновысотному положению подавляющего большинства вершин. Имея в виду сказанное выше и учитывая, что проблема ярусности рельефа на большей территории разрешается полнее, авторы в этой части работы особенно широко привлекают материалы по верхней части бассейна Колымы и междуречью Колымы и Индигирки. Что касается мелкогорного яруса, то последний как в бассейне р. Эльги, так и в верховьях р. Колымы широко представлен выровненными междуречьями.

Высокогорные участки представлены отрогами горной системы Черского. Характерной особенностью их является однообразное гипсометрическое положение большинства господствующих вершин в пределах интервала абсолютных высот от 2000 до 2150 м. Исключение составляют только юго-восточная часть хребта Боронг и северо-восточная часть цепи Чьорго, для которых наиболее характерны абсолютные высоты господствующих вершин порядка 2300 м. В бассейне Эльги самый верхний ярус рельефа представлен главным образом вершинным уровнем высокогорья, тогда как в верховьях р. Колымы к нему приурочен целый ряд выровненных поверхностей. Большая часть вершин цепи Чьорго, массива Оханджа и южной части цепи Сарычева (см. рис. 1) на абсолютных отметках 2000—2150 м представлена плоскими и ровными участками. Эти столовые поверхности, ограниченные со всех сторон крутыми, часто скалистыми склонами, протягиваются на 3—6 км в длину при ширине от 1 до 3 км. На южном окончании цепи Сарычева они несколько обширнее. На отмеченных выровненных участках сейчас идут процессы планации, определяющие их микрорельеф, но едва ли достаточные для того, чтобы обусловить расположение обширных выровненных поверхностей на одном гипсометрическом уровне. Такая характеристика вершин высокогорного яруса в бассейне Эльги относится лишь к вершинам Талалахского массива.

Высокогорный ярус от среднегорного яруса отделяется большей частью четким уступом, который наиболее определенно выражен в местах причленения выровненных поверхностей среднегорного яруса к подножью высокогорных участков. Примером служит место сочленения высо-

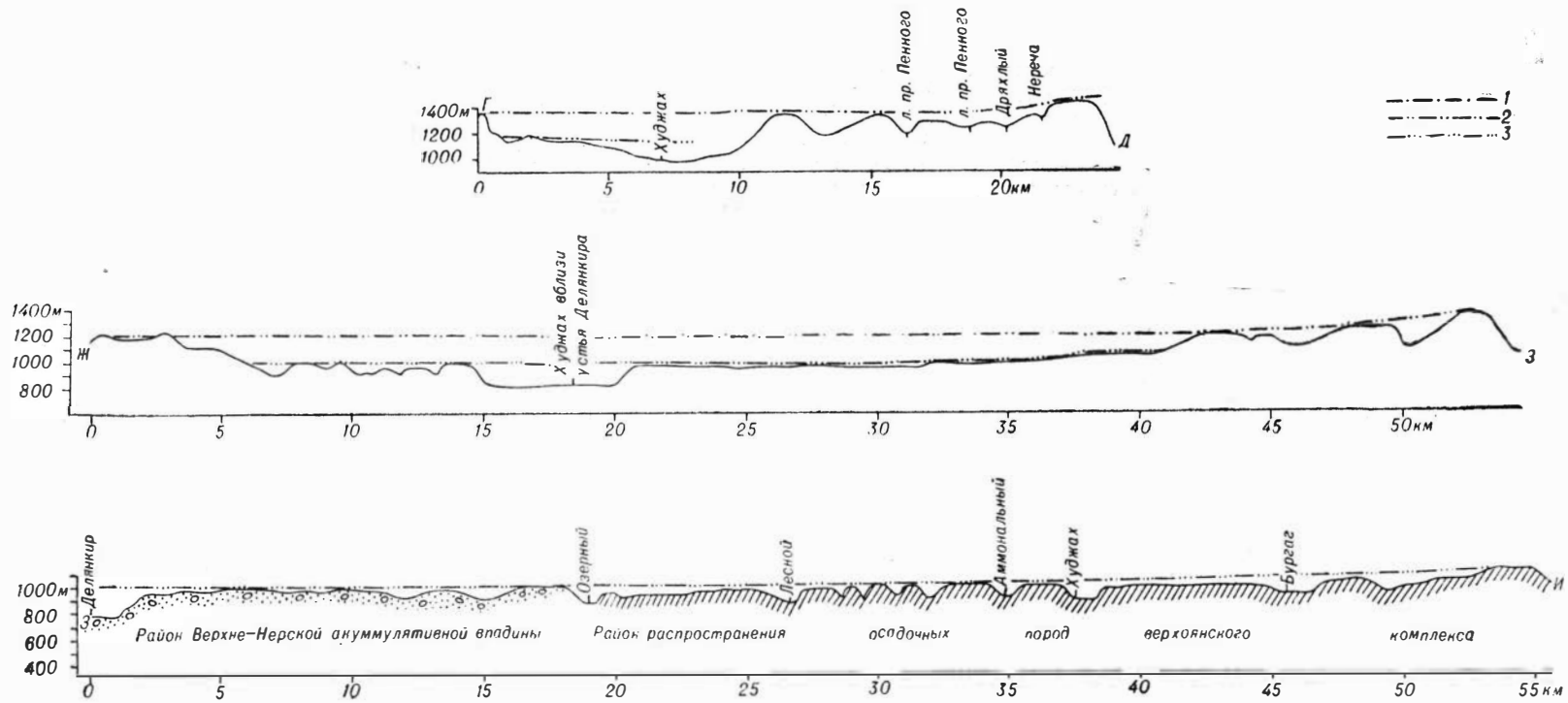


Рис. 5. Профили рельефа через поверхности выравнивания в верховьях р. Колымы:

1 — уровень первого этапа выравнивания (высокогорного яруса); 2 — уровень второго этапа выравнивания (среднегорного яруса); 3 — уровень третьего этапа выравнивания (мелкогорного яруса).

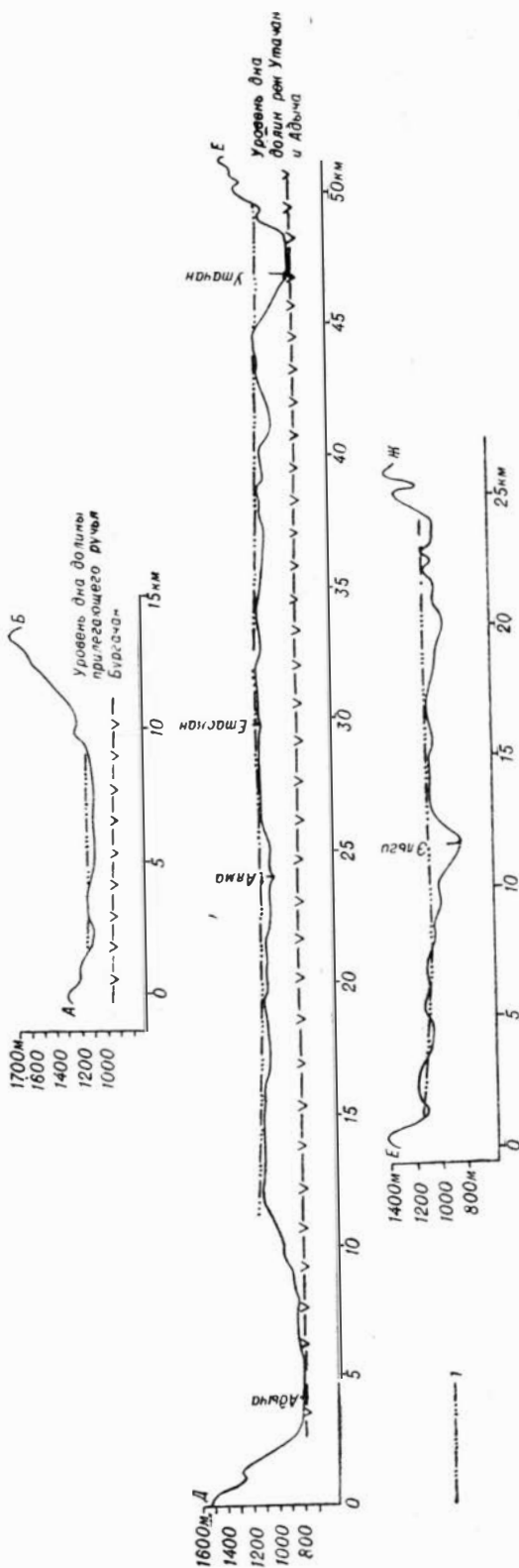


Рис. 6. Профили рельефа через поверхность выравнивания в бассейне р. Эльги:
 1 — уровень третьего этапа выравнивания (мелкогорного яруса рельефа).

не, в том числе в ее южном и юго-западном продолжениях, расположенных восточнее и севернее цепи Чьорго в бассейне р. Колымы (см. рис. 3). На профилях рис. 5 (БВ и ВГ) довольно хорошо видно взаимное сочетание всех трех ярусов рельефа. Профиль АБ рис. 6 пересекает поверхность мелкогорного яруса на междуречье Утачан-Тирехтях. Пожалуй, не менее характерно долинообразное очертание поверхности мелкогорного яруса в верховьях р. Худжах (см. профиль ГД рис. 5). Межгорные равнины мелкогорного яруса особенно хорошо выделяются на междуречье Утачана и Адычи, на правом и левом междуречьях р. Эльги, в районе ее притоков — рек Аямы и Утачана (см. рис. 4) и в районе Верхне-Нерской впадины (см. рис. 3). На профилях ДЕ, ЕЖ (см. рис. 6) и ЖЗ (см. рис. 5) видно строение поверхности мелкогорного яруса в этих районах и сочетание ее со среднегорным ярусом.

Поверхность мелкогорного яруса рельефа по способу ее образования является деструктивной. Необходимо отметить, однако, что в районе Верхне-Нерской впадины эта поверхность срезает рыхлую толщу, которая, по мнению Ю. П. Барановой (1964), имеет миоцен-плиоценовый возраст. В отличие от этого в других районах срезаются дислоцированные породы верхоянского комплекса. Характер перехода одной

и той же гипсометрической поверхности мелкогорного яруса из района дислоцированных осадков верхоянского комплекса в район рыхлых отложений Верхне-Нерской впадины миоцен-плиоценового возраста виден на продольном профиле ЗИ (см. рис. 5), пересекающем эту поверхность сначала по левобережью р. Худжах, затем по его правобережью в районе Верхне-Нерской впадины вплоть до долины р. Делянكير.

Мелкогорный ярус рельефа во многих местах перекрыт среднечетвертичными ледниковыми отложениями. Особенно явно это обнаруживается на многих участках распространения этого яруса в бассейне р. Эльги (Хворостова, Кашменская, 1962), в Дарпирской впадине, а также в верховьях рек Хинике и Булунга (бассейн р. Колымы).

Современная речная сеть активно врезается в этот сложно построенный рельеф, образуя целую серию террас. Из них особенно широко распространены 25—40-метровые террасы. В настоящее время формируется пойменная терраса, которая на крупных реках достигает большой ширины. Расположенные рядом, эти две террасовые поверхности иногда составляют довольно обширные выровненные пространства, которые условно мы объединяем в нижний уровень рельефа — в уровень днищ современных долин и низких террас.

Проблема происхождения ярусности рельефа тесно связана с проблемой поверхностей выравнивания. Общепринято представление о том, что эти выровненные вершинные поверхности являются сохранившимися участками древнего выровненного рельефа, который в настоящее время перерабатывается речными и денудационными процессами при ином, качественно отличном, тектоническом режиме. Вместе с тем существуют различные мнения о возрасте и количестве поверхностей выравнивания, сохранившихся в современном рельефе рассматриваемого района.

Д. М. Колосов (1947) полагал, что в горах Северо-Востока в целом имеются следы лишь одной поверхности выравнивания. Он писал: «Для территории Северо-Востока не устанавливается той многоярусности древних поверхностей, которая отмечается для некоторых других горных стран», но одновременно считал, что вопрос о единстве или множественности поверхностей выравнивания не может считаться окончательно разрешенным. Время образования поверхности выравнивания Д. М. Колосов связывал с заложением и развитием Тихоокеанской геосинклинали и определял его в широких пределах — от середины мела до второй половины третичного периода. Что касается ярусности рельефа, то в работе Д. М. Колосова сказано о среднегорном, высокогорном и низкогорном рельефах, хотя вопрос о происхождении этих ярусов не разбирается.

Н. А. Шилов (1961) склонен считать, что в современном рельефе Яно-Колымского золотоносного пояса имеются следы только одной поверхности выравнивания, «сформировавшейся в последний этап тектонической стабильности складчатой зоны, т. е. в палеоген-неогеновое время». Однако он, по-видимому, допускает существование и нескольких этапов выравнивания, поскольку пишет: «Преимущественно грубо кластический состав отложений, выполняющих впадины и интенсивный наземный вулканизм в области современного Охотского склона указывает на наличие в это время горообразовательных процессов, которые сменялись периодами выравнивания...». Описывая геоморфологические черты Яно-Колымского золотоносного пояса, Н. А. Шилов выделяет зоны высокогорного, среднегорного и мелкогорного рельефа и отмечает, что вершины этих зон находятся на «более или менее одинаковых уровнях» и нередко представляют собой выровненные площадки, а «в северо-восточном секторе области мелкогорный рельеф постепенно сменяется равниной Верхне-Нерской впадины». Однако различие гипсометрических уровней этих

ярусом он объясняет тем, что остатки единой поверхности выравнивания в результате интенсивных тектонических деформаций в течение четвертичного времени были выведены на разную высоту.

Б. С. Русанов (Русанов, Борисов, Бороденкова и др., 1961) считает, что история развития рельефа восточной Якутии находилась в теснейшей зависимости от фаз динамической активности Тихоокеанского пояса, сменявшихся периодами ослабления тектонической деятельности. За время континентального развития он выделяет пять этапов относительно спокойного в тектоническом отношении развития рассматриваемой горной страны. Первый этап относится к нижнемеловому времени и в современном рельефе не выражен. В течение третичного и четвертичного периодов горная страна четыре раза подвергалась процессам выравнивания, и следы этого выравнивания сохранились в современном рельефе. К первому — палеогеновому — этапу выравнивания относятся реликты поверхности, расположенные в обрамлении хребтов Черского. Ко второму — миоцен-нижнеплейстоценовому этапу относится поверхность выравнивания, выработанная в палеогеновой поверхности, сохранившаяся значительно лучше в современном рельефе и расположенная на высоте около 1200 м. Из описания Б. С. Русановым названных поверхностей видно, что в первом случае речь идет о среднегорном ярусе рельефа, во втором — о мелкогорном. Третья поверхность выравнивания начала формироваться к началу среднечетвертичного оледенения, и ее развитие продолжалось во время этого оледенения до начала ранневерхнеплейстоценового тектогенеза, после которого наступило новое ослабление тектонических напряжений, относящееся ко второй (ледниковой) эпохе верхнего плейстоцена. Можно предполагать, что к этой эпохе Б. С. Русанов относит формирование широкой террасовой поверхности, находящейся сейчас на высоте около 30 м. Тридцатиметровый врез относится к началу голоцена, когда наблюдалось усиление тектонической активности.

И. П. Карташов (1962, устное сообщение) выделяет в истории развития тектонических движений Яно-Колымского пояса лишь одну эпоху стабилизации и относит ее к палеоцен-эоцену. Он считает, что в результате была образована поверхность выравнивания, отдельные участки которой, поднятые на различную высоту, наблюдаются в современном рельефе, а в районах кайнозойских тектонических впадин палеоцен-эоценовая поверхность выравнивания захоронена под толщей рыхлых отложений. Как видно, И. П. Карташов отрицает наличие какой-либо закономерности в высотном распределении наблюдаемых в рельефе выровненных поверхностей, поскольку считает, что «одновысотное положение остатков поверхностей выравнивания на огромных расстояниях или крайне медленное увеличение этих высот, в действительности, совсем не свойственно Яно-Колымскому поясу».

К представлению о неодинаковом возрасте выровненных поверхностей, находящихся на различных высотах, пришли И. А. Резанов и Н. Н. Зарудный (1962). Они выделяют три поверхности выравнивания, выраженные в современном рельефе. Первая, самая древняя из них, формировалась в позднемеловое и раннепалеогеновое время и представлена «выровненными площадками на вершинах наиболее крупных интрузивов». В миоценовую эпоху завершилось формирование «наиболее широко развитой на Северо-Востоке второй поверхности выравнивания». И, наконец, в позднеплиоценовое время формируется третья поверхность выравнивания, «вложенная в миоценовую поверхность иногда в виде днищ долин». Выделенные И. А. Резановым и Н. Н. Зарудным поверхности выравнивания соответствуют высокогорному, среднегорному и мелкогорному ярусам рельефа.

Ю. П. Баранова в сводной работе по истории развития рельефа Северо-Востока СССР (Баранова, Бискэ, 1964) для Полоусненско-Верхнеколымской и Яно-Оймяконской областей выделяет два этапа выравнивания. Возраст первого этапа выравнивания она определяет как датско-палеогеновый, второго — как плиоценовый. Поверхность первого этапа выравнивания, по мнению Ю. П. Барановой, в современном рельефе почти не сохранилась. Что касается поверхности второго этапа, то в современном рельефе она представлена чрезвычайно широко. Из описания Ю. П. Барановой можно сделать вывод, что к этапу плиоценового выравнивания она относит поверхности как среднегорного, так и мелкогорного ярусов рельефа. Поверхности мелкогорного яруса рассматриваются как днища речных долин эпохи плиоценового выравнивания.

Мы полагаем, что три упомянутых яруса рельефа являются эрозионно-денудационными, своего рода базисными уровнями, выше которых в эпохи стабилизации тектонических движений формировался выровненный рельеф. Следы первого этапа выравнивания сохранились в современном рельефе в виде вершинного уровня высокогорий лишь в пределах выхода на поверхность наиболее стойких к денудации, преимущественно гранитоидных, пород. Местами к отмеченному уровню приурочены плоские выровненные участки. По-видимому, период выравнивания был настолько длителен, что пенеplanation подвергались не только породы верхоянского комплекса, но и гранитоидные интрузии. Конечным результатом этого процесса явилось образование обширной слабовсхолмленной равнины типа пенеplanation.

Следует отметить, что некоторые исследователи считают образование ровных водораздельных поверхностей в пределах высокогорья Полоусненско-Верхнеколымской области (Баранова, Бискэ, 1964) следствием альтипланации. Однако, чтобы принять такое представление, необходимо допустить продолжающееся развитие описываемых плоских участков и в настоящее время, когда морозное выветривание протекает чрезвычайно интенсивно благодаря суровому климату, длительно сохраняющемуся снежному покрову и наличию вечной мерзлоты. В действительности же в настоящее время наблюдается обратное явление. Площадь равнинных участков не расширяется, а быстро сокращается под воздействием интенсивного уничтожения ее наступающими со всех сторон «разъедающими» склонами. Во многих случаях противоположные склоны уже встретились, уничтожив полностью бывшую на этом месте выровненную вершину.

Мы склонны предполагать, что существование ровных поверхностей в пределах высокогорного яруса, равно как и приуроченность большинства вершин к единому высотному уровню, является причинно-взаимосвязанным явлением, которое обусловлено наличием на этом уровне следов поднятой на высоту 2000—2150 м и сильно расчлененной поверхности выравнивания.

Второй этап выравнивания был менее продолжительным. В это время пологая, слегка всхолмленная равнина была выработана, по-видимому, только в пределах осадочных пород верхоянского комплекса. Над ней в виде островных массивов и отдельных цепей возвышались более стойкие по отношению к процессам денудации батолитовые гранитоидные интрузии. В современном рельефе эта выровненная страна сохранилась в виде описанного выше среднегорного яруса.

Еще менее продолжительным был третий этап выравнивания. Тектонические условия, обеспечивающие развитие процессов выравнивания, были изменены раньше, чем выравнивание смогло распространиться на все междуречья даже в пределах пород верхоянского комплекса, и об-

разованная в конце этого этапа поверхность в виде днщ широких долин и межгорных равнин была приурочена к районам наименее устойчивых по отношению к процессам денудации пород. В рельефе поверхность третьего этапа выравнивания представлена мелкогорным ярусом, расчлененным современными реками.

Не располагая фактическим материалом для того, чтобы определить возраст двух более древних этапов выравнивания, мы находим возможным присоединиться к мнению Ю. П. Барановой и, следовательно, для первого этапа выравнивания принимаем возраст датско-палеогеновый, а для второго — плиоценовый (Баранова, Бискэ, 1964). Вместе с тем мы, однако, считаем, что в современном рельефе Северо-Востока сохранились следы первого этапа выравнивания в виде вершинного уровня высокогорья, часть которого составляют выровненные поверхности.

Мы не можем, однако, присоединиться к мнению М. Е. Мельник, позднее разделенному Ю. П. Барановой, согласно которому поверхности третьего этапа выравнивания рассматриваются как днища долин плиоценового пенеплена. В пределах пенеплена, безусловно, существовали пологие понижения — широкие долины рек. Такие понижения в условиях замирания денудационно-эрозионных процессов плавно сочленялись с водоразделами, не нарушая выположенного и сглаженного характера рельефа. Но плиоценовый (среднегорный) пенеплен и вложенная в него поверхность третьего этапа выравнивания отделены друг от друга крутым уступом, относительная высота которого колеблется от 150—200 м в районах поднятий умеренных амплитуд до 300—400 м в районах больших поднятий. В ряде случаев такой уступ заменяется зоной расчлененного рельефа, общий уклон местности которой значительно больше уклонов, наблюдаемых в пределах каждой поверхности выравнивания. Вследствие этого мы считаем, что названные поверхности не могут рассматриваться как одновозрастные, относящиеся к единому этапу выравнивания. На профилях БВ, ВГ и ГД (см. рис. 5) хорошо видно, что мелкогорный и среднегорный уровни вложены друг в друга, но не образованы в результате выравнивания единого цикла.

Что касается возраста поверхности третьего этапа выравнивания, то, поскольку мы полагаем, что эта поверхность является результатом самостоятельного, более молодого, чем плиоценовый, этапа выравнивания, возраст ее, во всяком случае, моложе плиоценового. Эрозионный врез, предшествующий формированию мелкогорного яруса рельефа, явился следствием позднеплиоцен-раннечетвертичной тектонической активности (Баранова, Бискэ, 1964). Выравнивание рельефа, произошедшее в результате новой стабилизации тектонических движений, имело место, по-видимому, в начале среднечетвертичного времени, так как к началу среднечетвертичного оледенения поверхность третьего этапа выравнивания была уже сформирована. Среднечетвертичный доледниковый возраст поверхности мелкогорного уровня подтверждается тем, что на эту поверхность, как мы покажем в следующей главе, спускались ледники среднечетвертичного оледенения как на выровненную поверхность, тогда как ледники позднечетвертичного оледенения заполняли долины, врезанные в поверхность среднечетвертичного выравнивания на глубину 150—300 м (Хворостова, Кашменская, 1962).

Следует отметить, что Ю. П. Баранова при характеристике среднечетвертичного оледенения отмечает следы его на той же поверхности, что и мы, но возраст этой поверхности определяет плиоценовым. В то же время ею отмечается неотектоническая активность позднеплиоцен-раннечетвертичного времени, следствием которой было расчленение

плиоценового пенеуплена. При таком решении вопроса остается неясным, почему среднечетвертичные ледники не воспользовались долинами, расчленившими рельеф плиоценовой поверхности выравнивания. Очевидно, все дело в том, что результатом расчленения плиоценового пенеуплена и явилась поверхность, которая ныне покрыта отложениями среднечетвертичных ледников и которую Ю. П. Баранова считает днищами долин плиоценового пенеуплена, а мы — поверхностью среднечетвертичного выравнивания. Расчленение же среднечетвертичной поверхности выравнивания произошло позднее, уже в позднечетвертичное время, и к долинам, расчленившим ее, было приурочено позднечетвертичное оледенение, следы которого наблюдаются повсюду.

Итак, мы считаем, что в верховьях р. Колымы и в бассейне р. Эльги имели место три периода относительной стабилизации неотектонического режима, которые чередовались с периодами активизации тектонических движений. Периоды стабилизации определяются по трем выраженным в рельефе поверхностям выравнивания, совпадающим с уровнями высокогорья, среднегорья и мелкогогорья. По-видимому, наиболее длительным этапом выравнивания был первый, во время которого пенеупленизации подвергалась вся территория независимо от литологии слагающих пород. В конце второго, более позднего этапа выравнивания, была создана обширная, очевидно, слегка всхолмленная выровненная страна, над которой возвышались на 500—800 м отпрепарированные денудацией цепи гранитных интрузий горной страны Черского. Третий этап выравнивания начался после того, как речная сеть была врезана в поверхность второго этапа выравнивания в среднем на 200—300 м. Это выравнивание не было таким продолжительным, как предыдущее, и образованная в конце этого этапа поверхность в виде межгорных равнин и равнин долинообразных очертаний была приурочена к районам наименее устойчивых пород. Возраст первого пенеуплена принимается как датско-палеогеновый. Во время плиоценового выравнивания сформировалась поверхность среднегорного яруса, а в эпоху кратковременной стабилизации тектонических движений в среднечетвертичное время была образована поверхность третьего, незавершенного этапа выравнивания, представленная мелкогорным ярусом рельефа.

В дополнение к изложенным представлениям о характере поверхностей выравнивания следует сказать о сложности неотектонических движений, обусловивших строение современного рельефа гор в верховьях рек Колымы и Индигирки. В процессе послегеосинклиального развития рельефа региональные колебательные движения сочетались с дифференцированными блоковыми подвижками. Различная активность блоковых движений обусловила различную степень сохранности в рельефе поверхностей выравнивания. В районах, где сохранились большие участки древних выровненных поверхностей (например, на междуречье рек Берелех, Худжах и Делянкир), активность блоковых движений была, по-видимому, сравнительно небольшой, тогда как в районах, где выровненные участки этих поверхностей не сохранились, а наблюдаются только вершинные уровни гор как свидетели древних поверхностей выравнивания (например, в значительной части бассейна р. Эльги), активность дифференцированных движений была значительно больше. Кроме того, в результате проявления местных блоковых движений некоторые блоки, увенчанные выровненными участками, оторваны от материнских выровненных поверхностей настолько сильно, что возникает сомнение в генетическом единстве их с тем или иным ярусом рельефа. При крупномасштабном геоморфологическом картировании выровненные участки таких блоков мы выделяем как несопоставимые.

Колебательные региональные движения, обусловившие подъем и расчленение поверхностей выравнивания, не были однообразными на всем протяжении. Изменялась в пространстве амплитуда поднятия, и это обусловило различные абсолютные высоты единых поверхностей выравнивания вблизи центров поднятия и вдали от них, а также различные относительные превышения между поверхностями выравнивания. Если в районах умеренных поднятий мелкогорный и среднегорный ярусы характеризуются, соответственно, абсолютными высотами 1050—1150 м и 1250—1400 м, то в областях более интенсивных поднятий эти же ярусы имеют высоты 1200—1300 м и 1500—1600 м. Превышение между ними соответственно характеризуется величинами порядка 150—200 м и 250—300 м.

Из изложенного выше видно, что авторы не разделяют представления о существовании в горах верховьев рек Колымы и Индигирки лишь одной поверхности выравнивания, нарушенной впоследствии тектоническими движениями. В самом деле, трудно представить, чтобы в подобных условиях образования различных уровней рельефа сохранились одинаковые взаимозависимость и взаимосочетание трех ярусов рельефа в различных частях рассматриваемой территории, которую отмечают все упомянутые исследователи, за исключением И. П. Карташова. Несмотря на то, что деформация поверхностей выравнивания дифференцированными неотектоническими движениями имеет место, она не нарушает общей картины ярусности рельефа, так как имеет подчиненное значение. Основные же черты строения рельефа обусловлены неотектоническими движениями регионального характера, интенсивность которых неоднократно менялась во времени.

Интересно заметить также, что каждый более высокий уровень сложен породами, более устойчивыми по отношению к процессам денудации. Высокогорный ярус представлен батолитовыми интрузиями гранитоидного состава. Если в состав высокогорного рельефа и входят местами осадочные породы, то большей частью они метаморфизованы. Среднегорный ярус сложен преимущественно массивными равномерно-зернистыми плотно сцементированными слабо рассланцованными песчаниками, в то время как мелкогорный ярус представлен чаще всего тонким переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, разбитых плоскостями кливажа на тонкие плитки, легко поддающиеся выветриванию.

Совпадение меньших абсолютных высот с районами распространения пород слабой устойчивости являлось бы закономерным проявлением избирательной денудации, протекавшей при расчленении поднимающейся горной страны, если бы каждый из этих ярусов не был увенчан выровненными поверхностями, остатки которых, значительные по протяженности, сохранились в современном рельефе. Вероятнее всего, мы имеем дело с расчленяющейся горной страной, процесс расчленения которой прерывался эпохами более или менее широкого развития выравнивания. Выравнивание прежде всего начиналось в районах более податливых пород и если оно продолжалось достаточно длительное время, то распространялось и на более устойчивые породы. Необходимо также заметить, что очертания границ между ярусами в большинстве случаев таковы, что трудно предположить их тектоническое происхождение, в то же время эти очертания, как отмечалось нами при полевых исследованиях 1952—1956 гг., зачастую совпадают с очертаниями литологических границ.

Критикуя представления ряда исследователей о наличии в рельефе гор нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания, И. П. Кар-

ташов (1962, устное сообщение) считает, что сторонники такого мнения должны допустить образование хотя бы нижней поверхности путем педиplanation, т. е. допустить расширение этой поверхности путем отступления крутых склонов, отделяющих ее от верхней поверхности, параллельно самим себе. Вместе с тем возможность проявления педиplanation в климатических условиях Северо-Востока, ни разу не становившихся аридными за время континентального развития, И. П. Карташов считает маловероятной.

Относя все разновысотные участки выровненного рельефа к единой поверхности выравнивания, И. П. Карташов ссылается на представления В. М. Дэвиса о выравнивании рельефа путем постепенного снижения междуречий и выколаживания их склонов. Необходимо отметить, однако, что В. М. Дэвис неоднократно подчеркивал сложность процесса выравнивания, в течение которого страна из горной превращается в равнинную путем постепенного перехода из одной стадии развития в другую.

Сопоставляя эрозионные и денудационные процессы в гумидном и аридном климатах, В. М. Дэвис в 1930 г. (1962а) находил, что цикл аридной эрозии может рассматриваться как климатическая разновидность цикла гумидной эрозии и писал: «... хотя многие черты (развития процессов в этих двух климатах — **З. Х.** и **О. К.**) в определенных отношениях действительно достаточно не сходны, их различие скорее количественное, чем качественное».

Рассматривая образование «наклонного коренного ложа долин» в гумидном климате, которое, по В. М. Дэвису, является аналогом педиментов аридного климата, В. М. Дэвис находил возможным считать, что оно «расширяется вследствие отступления склонов долины».

В цитируемой статье В. М. Дэвис показал, что при определенных условиях возможно одинаковое развитие процессов выравнивания в гумидном и аридном климатах.

Необходимо отметить также, что в 1899 г. В. М. Дэвис (1962б) в горах Пенсильвании выделял две поверхности выравнивания, причем более поздняя поверхность образовалась в результате того, что «менее устойчивые породы, слагающие ее, были, так сказать, вытравлены, а более устойчивые сохранились в рельефе». Эти более устойчивые породы слагают «необычайно ровный гребень горного хребта, представляющий собой памятник низменности мелового базиса эрозии». Нужно сказать, что на рисунке, сделанном В. М. Дэвисом (1962б, стр. 135), хорошо видно, что более молодая поверхность непосредственно примыкает через крутой склон к меловой поверхности выравнивания и что переходной зоны расчлененного рельефа между этими двумя поверхностями нет.

Такое сочетание выровненных поверхностей наблюдается в некоторых случаях и в верховьях рек Индигирки и Колымы, хотя в других случаях одна поверхность от другой отделяется зоной расчлененного рельефа.

Если учесть, что одним из наиболее благоприятных условий для развития склонов путем педиplanation является резкое преобладание процессов физического выветривания над химическим, то к сказанному выше следует добавить, что условия рельефообразования в суровом климате предледникового времени, в котором формировалась поверхность третьего этапа выравнивания, в этом отношении были очень благоприятными.

И, наконец, в 1924 г. В. Пенк (1961) показал, что параллельное отступление склонов зависит главным образом от равновесного балан-

са материала, поступающего со склона в связи с его разрушением, и материала, выносимого от подножий склона. Возможность такого равновесия зависит от взаимодействия целого ряда факторов — таких, как структура, литология, климат, обуславливающий характер растительности и выветривания, активность тектонических движений и др. Нам представляется, что из этого положения В. Пенка можно сделать вывод, что при благоприятном сочетании перечисленных выше факторов процесс педиplanationции может иметь место в любой климатической зоне. В связи с этим примечательно, что Твидейл (С. R. Twidale, 1960) наблюдал параллельное отступление склонов в Австралии и на Лабрадоре.

Мы далеки от того, чтобы согласиться с заявлением Л. Кинга (L. King, 1953), который считает, что представление В. М. Дэвиса о непрерывном уменьшении уклонов склонов является неправильным и что нигде нельзя рассматривать непрерывное уменьшение уклонов как общий процесс развития выравнивающегося ландшафта, за исключением районов горных стран, сложенных породами настолько слабыми, что они не могут сохранить крутые обнаженные склоны. Однако нам представляется, что выравнивание гор Северо-Востока происходило при таких физико-географических условиях, которые обеспечивали возможность педиplanationции. Попутно отметим, что и в развитии современного рельефа Северо-Востока имеет место явление педиplanationции. Оно выражается в образовании широких днищ долин и в превращении высоких террас в широкие эрозионно-денудационные поверхности. И те и другие часто ограничены крутыми бесшлейфовыми склонами, на водоразделах же сохраняются поверхности выравнивания одного из описанных этапов, что возможно только при параллельном отступлении склонов.

В заключение мы должны отметить, что вопрос о количестве и возрасте поверхностей выравнивания в горах Северо-Востока СССР, а следовательно, и вопрос о количестве и возрасте эпох относительных стабилизаций тектонических движений является одним из наиболее дискуссионных вопросов геоморфологии этих гор. Из приведенного выше изложения взглядов разных исследователей видно, что часть из них, к которой относятся Д. М. Колосов и И. П. Карташов, считает, что в течение послегеосинклинального развития рельефа гор Северо-Востока выравнивание происходило только однажды, следы его наблюдаются в современном рельефе в виде деформированной и поднятой на разную высоту единой поверхности выравнивания. Другая часть исследователей полагает, что описываемая горная страна подвергалась выравниванию дважды (Ю. П. Баранова) или даже многократно (Н. А. Шило), причем в рельефе сохранилась поверхность лишь последнего этапа выравнивания. Б. С. Русанов выделяет в континентальный период развития пять этапов выравнивания. Следы первого этапа в современном рельефе не сохранились. О последующих трех этапах можно судить по реликтовым поверхностям выравнивания. Существование последнего этапа отразилось на строении долинного рельефа. Наконец, часть исследователей, в которую входят И. А. Резанов и авторы статьи, допускает существование трех этапов выравнивания, следы которых сохранились в современном рельефе в виде описанных выше трех ярусов.

Еще большие разногласия существуют по вопросу о возрасте поверхностей выравнивания. Даже среди тех исследователей, которые видят в современном рельефе гор Северо-Востока лишь одну поверхность выравнивания, нет единого мнения в отношении времени ее формирования. Д. М. Колосов (1947) считал, что образование единого пенеплена началось в позднем мелу и закончилось в конце третичного времени. Н. А. Шило высказывает близкое к этому мнение, определяя

возраст поверхности выравнивания, выраженной в современном рельефе, как палеоген-неогеновый. В то же время он предполагает существование допалеогеновых этапов выравнивания. И. П. Карташов определяет возраст пенепленации как палеоцен-эоценовый. Ю. П. Баранова считает, что хотя в палеогене и имело место выравнивание (датско-эоценового возраста), следы его в целом почти не сохранились в рельефе. Выровненная поверхность, которая наблюдается в современном рельефе, по мнению Ю. П. Барановой, имеет плиоценовый возраст. Эту же поверхность, имеющую наиболее широкое распространение на Северо-Востоке, И. А. Резанов считает миоценовой, выделяя, кроме того, еще две поверхности в современном рельефе: более древнюю позднемеловую-раннепалеогеновую и более молодую — плиоценовую. Б. С. Русанов самую распространенную поверхность выравнивания относит к палеогеновому возрасту, а более молодую к миоцен-нижнеплейстоценовому, находя место в истории развития рельефа еще трем этапам выравнивания; раннемеловому, раннесреднеплейстоценовому и ранневерхнеплейстоценовому.

К плиоценовому этапу выравнивания, который выделяют И. А. Резанов и Ю. П. Баранова, мы относим поверхность среднегорного яруса рельефа, время же формирования поверхности третьего этапа выравнивания определяется нами как среднечетвертичное.

Такое разнообразие мнений, когда на один и тот же геохронологический интервал у одних исследователей приходится активизация неотектонических движений и энергичное расчленение рельефа, а у других — относительная стабилизация тектонических движений и формирование поверхности выравнивания, когда одни и те же существующие в природе реликты поверхностей выравнивания часто относятся к разному возрасту, является следствием слабой изученности данной проблемы.

Еще менее изученным на Северо-Востоке СССР является вопрос о механизме выравнивания. Нам представляется, что сейчас трудно говорить о его характере во время формирования двух первых поверхностей выравнивания. Вероятно, тогда имели место как постепенное снижение водоразделов и выполаживание склонов, так и процессы педипланации, сменяющие друг друга во времени и пространстве, в зависимости от изменения тектоно-геоморфологических условий. Третий этап выравнивания характеризовался такими тектоно-геоморфологическими условиями, при которых выравнивание происходило путем параллельного отступания склонов. К тому же продолжительность третьего этапа выравнивания была очень небольшой по сравнению с двумя первыми. Последним объясняется меньшая степень охвата выравниванием описываемых горных районов в течение третьего этапа.

Очевидно, потребуются еще новые дополнительные исследования, касающиеся непосредственно происхождения и возраста поверхностей выравнивания, прежде чем эти вопросы будут разрешены окончательно.

ЛЕДНИКОВАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Первые работы, в которых рассматривается проблема четвертичного оледенения Верхне-Колымского нагорья, появились в тридцатых годах. Это работа С. В. Обручева (1931), написанная по материалам личных исследований автора, и работа П. И. Скорнякова и Н. В. Тупицына (1936), обобщающая, помимо личных исследований авторов, результаты

сравнительно небольшого количества полевых работ, которые имелись в их распоряжении. Несколько позднее вышла монография Д. М. Колосова (1947). Авторы указанных работ устанавливают следы нескольких (от трех до четырех) оледенений в четвертичное время на Северо-Востоке СССР, а также приходят к выводу о значительных масштабах их развития. При этом за максимальное оледенение было принято первое, раннечетвертичное, которое, по мнению этих исследователей, имело покровный характер с развитием межгорных котловинных ледников.

В течение последующих лет был накоплен большой фактический материал о развитии рельефа в четвертичное время и о характере оледенений. В последнее десятилетие основные представления по проблеме четвертичного оледенения были изложены в работах М. Е. Мельник (1955), А. П. Васьковского (1959а), Н. А. Шило (1961), Б. С. Русанова (1961) и Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ (1964), которые охватывают значительные по площади территории и обобщают как материалы личных наблюдений авторов, так и фактический материал, собранный коллективом геологов, работавших на Северо-Востоке.

Однако единство взглядов по целому ряду вопросов не достигнуто до настоящего времени. Не говоря уже о расхождении во взглядах по менее крупным вопросам (возраст тех или иных отложений, возраст конкретных террас и морен), эти исследователи расходятся по основным принципиальным проблемам о количестве ледниковых эпох и возрасте ледниковых отложений.

А. П. Васьковский и М. Е. Мельник признают нижнечетвертичное оледенение, в то время как Н. А. Шило, а также Б. С. Русанов и Ю. П. Баранова с С. Ф. Бискэ его отрицают. Эпиратические валуны на водоразделах, которые, по мнению А. П. Васьковского и М. Е. Мельник, являются следами нижнечетвертичного оледенения, Н. А. Шило относит к среднечетвертичному (нижнеплейстоценовому) оледенению.

Наиболее широко распространенные и хорошо сохранившиеся ледниковые отложения больших троговых долин, приуроченные в настоящее время к поверхностям низких террас, а местами к днищам долин, Н. А. Шило и А. П. Васьковский относят к отложениям верхнечетвертичного оледенения (третье оледенение, согласно А. П. Васьковскому, второе — согласно Н. А. Шило), однако М. Е. Мельник, Б. С. Русанов и З. Ф. Бороденкова считают их отложениями среднечетвертичного возраста.

Ледниковые отложения, лежащие на уровне долин древней речной сети, приподнятом над днищами долин современных рек на 150—200 м, все исследователи относят к среднечетвертичному оледенению. В то же время взгляды М. Е. Мельник по существу значительно отличаются от взглядов других авторов. Если А. П. Васьковский и Н. А. Шило считают, что вышеуказанный уровень является эрозионной ступенью более древней, чем днища долин, на которых лежат морены последнего оледенения, то М. Е. Мельник находит, что оба эти уровня также, как и лежащие на них отложения, одновозрастны (среднечетвертичного возраста). Различие же в высоте она объясняет неотектоническими нарушениями единой поверхности уже после отложения морен ледниками больших трогов.

Наконец, отложения того оледенения, которое М. Е. Мельник считает самостоятельным третьим оледенением, А. П. Васьковский и Н. А. Шило рассматривают лишь как отложения одной из последних стадий верхнечетвертичного оледенения.

Прежде чем изложить представление авторов по вопросу об оледенении, необходимо сказать, что следы различных оледенений приуроче-

ны к различным уровням рельефа, рассмотренным в предыдущей главе. На поверхностях всех, кроме верхнего, уровней рельефа имеются ледниковые отложения, причем каждый уровень характеризуется своими, присущими главным образом ему, чертами сохранившихся следов ледниковой деятельности. Уровень днищ современных долин и низких террас несет на себе ледниковые отложения больших трогов. В районах развития 25—40-метровых террас они обычно расположены на поверхности последних, и в этих местах днища долин свободны от ледниковых отложений. Местами, в районах относительного опускания, ледниковые отложения ложатся прямо на днища долин. На поверхности третьего этапа выравнивания наряду с эрратическими валунами часто встречается беспорядочно-холмистый рельеф основной морены с незакономерно расположенными озерами неправильной формы. Поверхности второго этапа выравнивания несет на себе лишь эрратические валуны.

Все исследователи, работавшие в областях, подвергавшихся оледенению, отмечают широкое распространение эрратических валунов на водоразделах. С одной стороны, ареал их распространения, как указывает Н. А. Шило (1961), тесно связан с возвышенностями, являвшимися центрами оледенения, с другой — не имеет геоморфологической связи с теми путями движения долинных ледников, которые можно проследить в рельефе современных долин. Это дало основание ряду исследователей выделить наиболее древнее раннечетвертичное оледенение, носившее локально покровный характер (Колосов, 1947, Васильковский, 1959 и др.). Такого мнения придерживались до последнего времени и авторы, которые теперь склонны присоединиться к выводу Н. А. Шилов, считающего, что валуны на поверхностях водоразделов не являются следами раннечетвертичного самостоятельного оледенения, а остались от ледников среднечетвертичной (нижнеплейстоценовой) эпохи.

Прежде всего, говоря о распространении эрратических валунов на водораздельных пространствах, следует четко представлять, какие междуречья имеются в виду. Как видно из описания урсовой рельефа, часть их представлена расчлененной поверхностью второго этапа выравнивания, часть — поверхностью третьего этапа выравнивания. Большая часть эрратических валунов связана как раз с последней поверхностью, по которой, как мы увидим ниже, распространялось среднечетвертичное оледенение. Однако часть валунов, несомненно, приурочена к поверхности второго этапа выравнивания. Особенно широко распространены они в привысокогорных участках (например, в районе пьедесталов гранитных батолитов), реже, но все же встречаются в районах, сравнительно отдаленных от центров оледенения.

Примером распространения эрратических валунов на нескольких уровнях служит район правобережья рч. Тирехтях вблизи впадения ее в р. Эльги, где ледниковые отложения лежат внизу, на уровне днища долины и нижних террас, затем на площадках с относительной высотой в 260 м и, наконец, на выровненных водораздельных поверхностях второго пенемена на высоте 460 м относительно днища долины.

Сопоставление районов распространения эрратических валунов в бассейнах рек Берелех и Эльги показывает, что интервал их распределения по высоте сравнительно невелик. Эрратические валуны располагаются всего на 200—300 м выше днищ среднечетвертичных трогов, и рассеивание их вполне может быть объяснено деятельностью льдов среднечетвертичной ледниковой эпохи.

Эрратические валуны на больших абсолютных отметках (до 1750 м) встречаются лишь вблизи центров оледенения и, вероятно, занесены туда сползающими вниз по склонам льдами.

На территории Северо-Востока не обнаружены палеонтологические документы, свидетельствующие о значительном похолодании в начале четвертичного периода, которое могло бы привести к оледенению. Таким образом, ледниковые отложения, расположенные на уровне второго пенеппена, вряд ли являются остатками самостоятельной ледниковой эпохи.

Следующим уровнем, с которым большинство исследователей связывает отложения среднечетвертичного оледенения, является поверхность третьего этапа выравнивания.

Пока имеется очень мало палеонтологических документов, относящихся к эпохе среднечетвертичного оледенения Северо-Востока. К ним принято относить спорово-пыльцевые анализы отложений 115-метровой левобережной террасы р. Колымы близ устья рч. Ухамыт. Кроме того, Н. А. Шило отнес к этому времени отложения 22-метровой террасы р. Аркагалы в районе руч. Знатного (1960, 1961).

Описание отложений 115-метровой террасы р. Колымы приводится в статье О. В. Кашменской (1958), касающейся четвертичных отложений бассейна р. Берелёх. Они представлены чередующимися прослоями глины и ила с включением линз льда; в нижней части близ коренных пород лежит горизонт мелкого хорошо отсортированного песка с примесью глинистых частиц. Общая мощность отложений составляет 11,6 м. Для спорово-пыльцевого спектра отложений этой террасы характерно приведенное ниже процентное содержание основных компонентов. В верхней части отложений: пыльцы древесных — 54%, пыльцы кустарничковых и трав — 31%, спор — 15%. В нижней части отложений увеличивается содержание спор за счет пыльцы древесных и недревесных растений: древесной пыльцы — 34%, недревесной — 15%, спор — 51%. Древесная часть спектра представлена пыльцой кедрового стланника (до 56%), пыльцой более теплолюбивых хвойных: сосны обыкновенной (единичные зерна) и ели секций *Euricea* и *Omorica* в сумме до 20%. Кроме того, обнаружена пыльца сережкоцветных: ольхи — 10% и березы (кустарниковых видов) — до 54%. Пыльца ели и обыкновенной сосны наблюдается главным образом в нижней части разреза. Среди недревесных растений господствующая роль принадлежит вересковым (70—80%). Пыльца трав отличается малым количеством и малым разнообразием. Среди спор преобладают споры сфагнового мха, селягинелл и папоротников; спор зеленых мхов почти нет. В отложениях этой же террасы относительной высотой 110 м несколько выше по рч. Ухамыт обнаружен спорово-пыльцевой спектр, очень близкий к описанному. Добавляются лишь единичные зерна пыльцы пихты и тсуги.

Сравнение спорово-пыльцевых спектров отложений террас, расположенных стратиграфически ниже и выше 115-метровой террасы р. Колымы, со спорово-пыльцевыми спектрами последней указывает на более холодолюбивый характер растительности времени формирования 115-метровой террасы р. Колымы. Это позволило авторам в 1952 г. предположить, что отложения описываемой террасы относятся ко времени среднечетвертичного оледенения. Основанием для такого вывода послужило также и то, что спорово-пыльцевые спектры межледниковых отложений характеризовались, как считалось в то время, наличием пыльцы широколиственных, которая впоследствии была признана переотложенной. В настоящее время авторам кажется, что, хотя спектр отложений 115-метровой террасы р. Колымы и фиксирует какой-то этап похолодания, наличие в нем большого количества пыльцы ели, а также единичных зерен других более теплолюбивых хвойных не позволяет относить отложения этой террасы к эпохе среднечетвертичного оледенения.

Не представляется бесспорным и определение возраста аллювия 22-метровой террасы р. Аркагалы. Основанием для отнесения этих отложений ко времени среднечетвертичного (нижнеплейстоценового, по Н. А. Шило) оледенения послужило то, что в отложении более молодой террасы в устье руч. Знатного был получен споровопыльцевой спектр, характеризующий, по мнению Н. А. Шило, межледниковые отложения. По нашему мнению, единичное зерно пыльцы ели и два зерна пыльцы сосны подрода *Diploxylon* на фоне холодолюбивого в целом спектра (Шило и Орлова, 1960) не дают возможности предполагать, что отложения террасы руч. Знатного формировались в межледниковое время. Нужно сказать, что спектры обеих описываемых террас имеют очень большое сходство и содержат холодолюбивый комплекс растительности.

Кроме того, описываемую террасу р. Аркагалы, по нашему мнению, нельзя назвать IV террасой. В самом деле, суммарная ширина, занимаемая поверхностями I, II, III террас, равна всего 300 м. Относительные превышения этих террас друг над другом равняются 3—5 м. Очевидно, эти уступы не являются цикловыми террасами и не могут быть сопоставлены с террасами соответствующей номенклатуры в бассейнах рек Колымы и Индигирки. На основании тщательного изучения аэрофотоснимков этого района можно заключить, что здесь имеются лишь две надпойменные террасы: I — 10—15 м и II — 22—25 м высоты (IV, согласно Н. А. Шило). Это подтверждается и поперечным разрезом террас р. Аркагалы, приводимым в работе Н. А. Шило (1960, стр. 117).

На рис. 7 показана схема пространственного соотношения сохранившихся поверхностей выравнивания в районе р. Аркагалы, на которой отчетливо видно, что здесь, за исключением самого высокого уровня, т. е. первого пенеплена, сохранились остатки всех уровней рельефа, которые наблюдаются в горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки. Самый высокий для этой части уровень представлен выровненными водораздельными поверхностями с абсолютной высотой 1300—1400 м, которые являются сохранившимися остатками второго пенеплена. Более низкий имеет абсолютную высоту 1000—1100 м и сохранился в виде ровных обширных поверхностей, представляющих собой остатки поверхности третьего этапа выравнивания, с которой в ледниковых районах связаны следы среднечетвертичного оледенения. В эту поверхность врезана на 250—300 м долина р. Аркагалы, днище и поверхность нижних террас которой (включая поверхность 22-метровой террасы) являются нижним, самым молодым уровнем рельефа.

По своим морфологическим особенностям и высоте 22—25-метровая терраса р. Аркагалы очень хорошо сопоставляется с террасами этой же высоты в других районах верховьев рек Колымы и Индигирки и отвечает времени последнего позднечетвертичного оледенения.

Н. А. Шило, сопоставляя по возрасту 25-метровую террасу р. Аркагалы со 115-метровой террасой р. Колымы, объясняет несоответствие высот «приуроченностью бассейна р. Аркагалы к древней впадине, развивающейся в пределах мобильной зоны крупного, ныне живущего разлома». Однако рассматриваемая часть бассейна р. Аркагалы являлась впадиной лишь в конце мезозоя, о чем свидетельствуют толщи верхнемеловых конгломератов, отложившихся на ее территории. Нельзя утверждать, что даже в третичном периоде эта территория имела тенденцию к погружению, так как предположительно палеоценовые отложения (Тумаков, 1959) обнаружены лишь южнее, в бассейне руч. Долгого. Что касается четвертичного времени, то анализ рельефа (высоко поднятые, лишь частично сохранившиеся остатки поверхностей различных этапов четвертичного выравнивания и крутые горные склоны, расчленяющие

эти поверхности) позволяет говорить об активных неотектонических положительных движениях, создавших на месте верхнемеловой впадины горный рельеф. Цокольный характер описываемых террас р. Аркагалы и руч. Знатного также указывает на то, что в настоящее время этот район не испытывает погружения. О развитии рельефа в условиях недавнего и, может быть, современного тектонического погружения в какой-то мере можно говорить, лишь касаясь самой нижней части течения

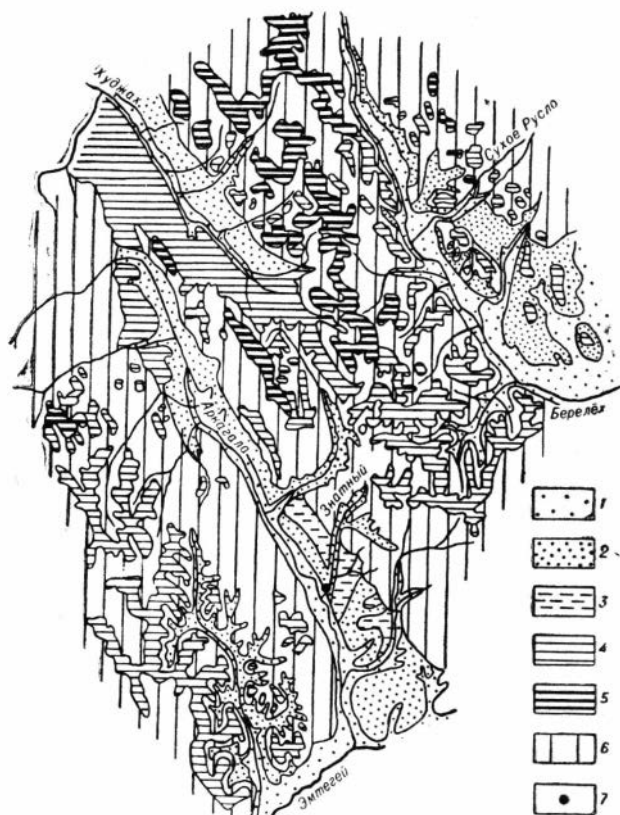


Рис. 7. Схема пространственного соотношения сохранившихся поверхностей различных этапов выравнивания в районе р. Аркагалы:

1 — днища современных долин; 2 — поверхность 25-метровой террасы рек Аркагалы и Берелёх; 3 — сильно размытая поверхность третьего этапа выравнивания в районе руч. Знатного; 4 — хорошо сохранившиеся участки поверхности третьего этапа выравнивания; 5 — хорошо сохранившиеся участки поверхности второго пенеплена; 6 — горные склоны, образованные в результате расчленения поверхностей выравнивания; 7 — место опробования разреза 25-метровой террасы р. Аркагалы на мыльцу и споры Н. А. Шилов и З. В. Орловой.

р. Аркагалы (ниже впадения руч. Кадыкчан и в рядом расположенных устьевых частях левых притоков р. Эмтегей — руч. Талон-Юрях и Долгого). Малые же высоты IV (по Н. А. Шилов) террасы р. Аркагалы в районе руч. Знатного являются результатом образования ее в более позднее, чем среднечетвертичное, время.

Таким образом, вопрос о возрасте отложений описанных выше разрезов, которые до сих пор относились к эпохе среднечетвертичного оледенения, на наш взгляд, не решен окончательно. В этих условиях

особое значение приобретают геоморфологические методы доказательства самостоятельности среднечетвертичного оледенения.

Как уже отмечалось, распространение среднечетвертичного оледенения связывается с поверхностью третьего этапа выравнивания. В нее врезаны трогг более молодого оледенения, оставившего свои отложения на нижнем уровне рельефа — уровне днищ долин и низких террас. Как бы, имеется картина двух оледенений, отложения которых связаны с двумя уровнями рельефа (А. П. Васьковский, 1959). Дело, однако, в том, что в подавляющем большинстве случаев моренные отложения ледников последнего оледенения непрерывно прослеживаются по склонам до поверхности, связываемой со среднечетвертичным оледенением. Пространственная непрерывность в ледниковых отложениях этих двух уровней, а также тождественный по составу валунов моренный материал, как следствие неизменяемости центров оледенения обских ледниковых эпох, не позволяют однозначно определить возраст ледниковых отложений, перекрывающих поверхность третьего этапа выравнивания. Можно говорить о различном возрасте уровней, но не ледниковых отложений, расположенных на них. Даже при сравнительно небольшой мощности ледников последнего оледенения (150—250 м) они могли переваливать на расположенную выше ступень рельефа и, растекаясь по ней, оставлять там свои отложения.

Кроме этого, существует мнение М. Е. Мельник, которая считает, что разновозрастными являются не только ледниковые отложения двух описываемых уровней, но и самые уровни, на которых находятся эти отложения. Нарушение же единой ровной поверхности произошло уже после того оледенения, которое отложило морены на данной поверхности, и объясняется местами неотектонической деформацией, местами же такими явлениями, как перехваты речной сети. В частности, создание 150—200-метровой ступени рельефа в районе оз. Долонья, ручьев Туманного и Някуньи М. Е. Мельник объясняет именно перехватом рч. Тирехтах притоков р. Утачан. Однако, врез в поверхность третьего этапа выравнивания произошел не только в районе перехвата. Врезана на 150—200 м вся гидросеть бассейна р. Эльги. Очевидно, возникновение этой ступени рельефа можно объяснить лишь неотектоническими движениями.

С другой стороны, отчетливая картина вреза долин больших трогов в поверхность третьего этапа выравнивания доказывает, что днища больших трогов и поверхность, которую последние разрезают, никак не могут являться единым деформированным уровнем, а представляют собой разновозрастные поверхности.

Следовательно, по нашему мнению, разновозрастность двух нижних уровней, связанных со следами ледниковой деятельности, является очевидной. О разном возрасте ледниковых отложений, перекрывающих описываемые уровни, говорят некоторые геоморфологические данные, которые мы приводим ниже на примере трех районов развития ледниковой деятельности.

В районе оз. Долонья, р. Утачан и ручьев Туманного и Някуньи имеются два разновозрастных уровня рельефа, перекрываемые, по мнению авторов, разновозрастными ледниковыми отложениями. На прилагаемой схеме (рис. 8) видно, что молодой Утачанский трог рассекает поверхность третьего этапа выравнивания и заканчивается дугами конечных морен, лежащими на нижнем уровне рельефа. Как и во многих местах, ледниковые отложения последнего оледенения прослеживаются по склонам до поверхности третьего этапа выравнивания и, очевидно, перекрывают ее в части, прилегающей к Утачанскому трогг. Однако остатки

Между крутыми склонами Улахан-Чистайского хребта и Омuleвского среднегорья в бассейне р. Колымы вытянулась в северо-западном направлении Дарпирская впадина (рис. 9). Она представляет собой сочетание поверхностей трех уровней, из которых верхний (поверхность второго пенеplена) сохранился на небольших площадях и прижат к Улахан-Чистайскому хребту в виде узкой полосы. Ниже расположен уровень третьего этапа выравнивания, который занимает основную часть Дарпирской впадины. Наконец, к самому нижнему уровню приурочены днища долин современных водотоков, которые прорезают поверхности двух вышележащих уровней, главным образом в крест их простираия. На поверхности второго пенеplена находятся лишь эрратические валуны, никаких других следов ледниковой деятельности на ней не сохранилось. На поверхности третьего этапа выравнивания следы ледниковой деятельности сохранились более полно: наряду с чрезвычайно большим количеством эрратических валунов встречаются участки рельефа основной морены, имеются ледниковые озера. Описанные уровни разрезаются трогами последнего оледенения, берущими начало в Улахан-Чистайском хребте и приуроченными к долинам Хейкачана, Геркулеса и Улахан-Нагаина. Эти трогирезрезали вкрест простираия не только Дарпирскую впадину, но и лежащее к северо-востоку от нее Омuleвское среднегорье, выйдя из которого, ледники заняли небольшое межгорное понижение, уперлись в следующую низкогорную цепь водораздела и отложили валы конечных морен. Вертикальный врез ледниковых трогов в поверхность третьего этапа выравнивания колеблется от 300 до 400 м. Троги последнего оледенения оформлены в поверхностях второго пенеplена и третьего этапа выравнивания настолько четко (во многих местах до настоящего времени хорошо сохранились даже боковые морены ледников), что трудно предположить широкое площадное перетекание льда из трога на поверхность третьего этапа

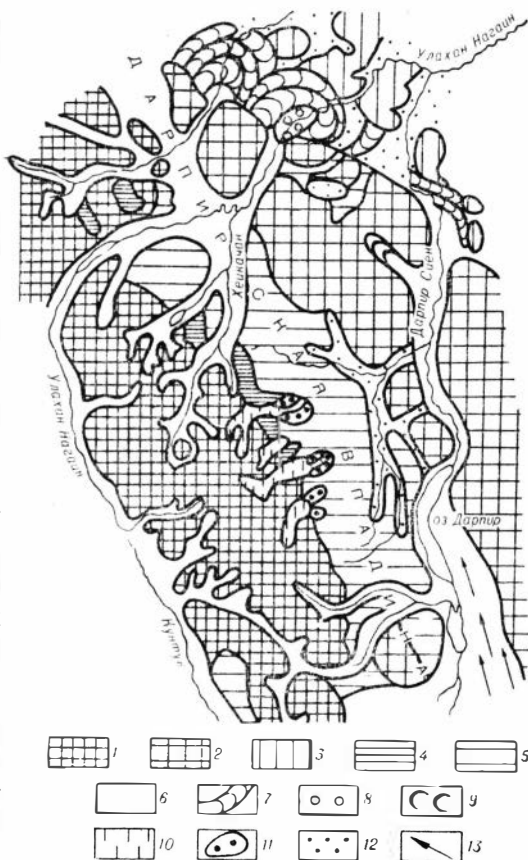


Рис. 9. Схема соотношения форм и отложений различных оледенений в районе Дарпирской впадины:

1 — Улахан-Чистайский хребет; 2 — Омuleвское среднегорье; 3 — низкогорные останцы; 4 — сохранившиеся участки поверхности второго пенеplена с эрратическими валунами, оставшимися от первого оледенения; 5 — сохранившиеся участки поверхности третьего этапа выравнивания с неравномерно распределенной основной мореной первого оледенения; 6 — ледниковые долины последнего оледенения; 7 — коренные валы последнего оледенения; 8 — озерно-ледниковые отложения последнего оледенения; 9 — узкие, отчетливо выраженные моренные гряды последнего оледенения; 10 — ледниковые долины последней стадии последнего оледенения; 11 — валы конечных морен последней стадии последнего оледенения; 12 — широкие днища современных долин; 13 — направление движения ледника из долины р. Омuleвки в трог Дарпир-Снен.

выравнивания, хотя мощность ледника была для этого достаточна. Авторы предполагают, что на большом удалении от трогов последнего оледенения ледниковые следы на поверхности третьего этапа выравнивания относятся к самостоятельному оледенению. Леды этой эпохи заполняли Дарпирскую впадину, а также далее на юг все обширное пространство поверхности третьего этапа выравнивания, заключенное между цепью

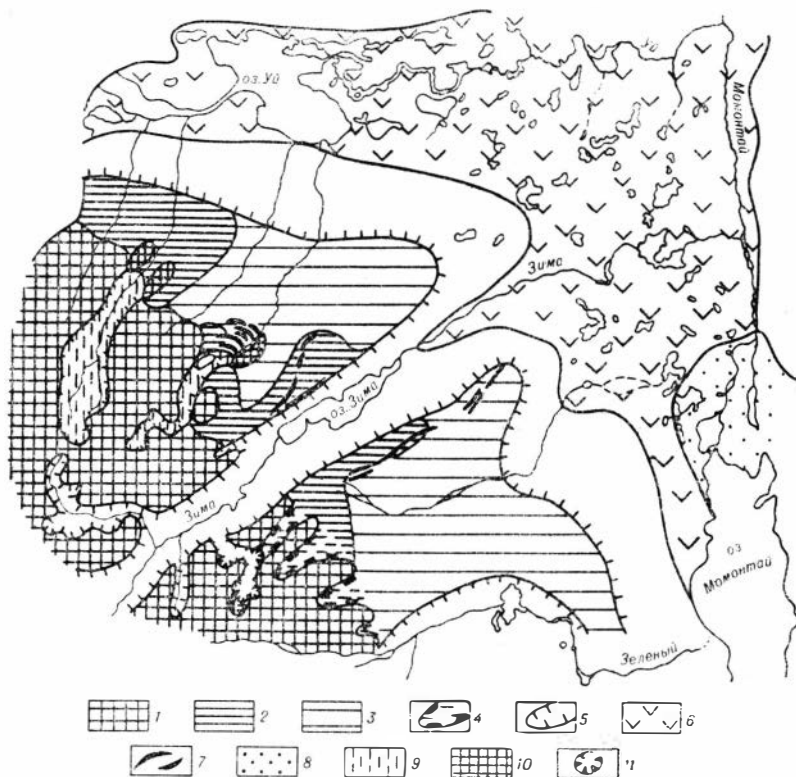


Рис. 10. Схема пересечения двух разновозрастных трогов на северо-восточном склоне высокогорного массива Оханджа:

1 — высокогорный массив Оханджа; 2 — сохранившиеся участки поверхности второго этапа с эрратическими валунами, оставшимися от первого оледенения; 3 — сохранившиеся участки поверхности третьего этапа выравнивания с неравномерно распределенной основной мореной первого оледенения; 4 — трог первого оледенения; 5 — трог последнего оледенения; 6 — холмисто-озерная мерса последней стадии оледенения; 7 — узкие, отчетливо выраженные моренные гряды последнего оледенения; 8 — водно-ледниковые отложения; 9 — ледниковые долины последней стадии последнего оледенения; 10 — вали конечных морен последней стадии последнего оледенения; 11 — хорошо сохранившиеся кары последнего оледенения.

Чьорго и массивом Оханджа с одной стороны и южной частью Омудевского среднегорья и гор Момонтай с другой стороны.

В районе нижнего течения руч. Зима в системе р. Омудевки наблюдается пересечение двух разновозрастных трогов (рис. 10). Из массива Оханджа по долине руч. Зима спускался в эпоху последнего оледенения ледник, который превратил речную долину в типичный трог, прекрасно сохранившийся до настоящего времени. В 5 км от устья, собственно уже в долине р. Момонтай, ледник руч. Зима сливался с другим долинным ледником, спускавшимся со стороны оз. Уй, и оба они отложили мощную морену с типичным холмисто-озерным рельефом, которая перекрывает дно долины р. Момонтай и вложена в поверхность третьего этапа

выравнивания. Трог правого нижнего притока руч. Зима разрезает более древний трог, имеющий иное направление и сочленяющийся сначала с поверхностью второго пенеппена, а затем с поверхностью третьего этапа выравнивания. Врез молодого трога в более древний достигает 150—200 м. Днище основного трога руч. Зима в этом месте углублено по сравнению с днищем более древнего трога на 500 м. Такой врез, разделяющий днища разновозрастных трогов, позволяет предполагать, что эти трог относятся к различным ледниковым эпохам.

Авторам представляется, что первое, среднечетвертичное (Эльгинское) оледенение на Северо-Востоке происходило в условиях достаточно выровненного рельефа второго пенеппена, в который были вложены на глубину 150—250 м межгорные равнины третьего этапа выравнивания. Над этим рельефом возвышались горы с редкими останцами поверхности первого пенеппена, которые являлись центрами накопления льда. Из центров оледенения льды растекались по прилегающим равнинам типа Адыча-Эльгинской или по широким долинообразным равнинам типа Утачан-Някуньинской и Дарпирской. Обладая мощностью, превышающей величину вреза в поверхность второго пенеппена, льды растекались по последней, захватывая в первую очередь те ее части, которые примыкали к трогам первого оледенения, и те, которые в силу различного неотектонического режима были менее приподняты над днищами трогов. Таким образом, во время первой ледниковой эпохи имело место сочетание долинного оледенения с локально-покровным.

Следы последнего, позднечетвертичного (бохапчинского) оледенения сохранились в современном рельефе очень хорошо. Большую часть ледниковых долин можно проследить от их истоков, где они часто начинаются карами и цирками, до конечно-моренных дуг максимальной стадии развития. В этом отношении особенно характерен бассейн р. Эльги. На прилагаемой схеме (см. рис. 8) виден долинный характер оледенения и ареал распространения ледниковых отложений, на рис. 11 — путь распространения и стадийность отступления ледников. Во время позднечетвертичного оледенения значительная часть долин бассейна р. Эльги была заполнена ледниками. Последние двигались по днищам долин доледниковой речной сети и откладывали на них как плащ осевшие морены, так и конечно-моренные образования. Основные ледниковые центры располагались в хребте Боронг, а также в Верхне-Муннычанском, Талалахском и Верхне-Тобычанском массивах. Самым значительным из них был хребет Боронг, многочисленные долины которого превращались в долинные ледники. Сокращение площади позднечетвертичного оледенения происходило в несколько стадий, в каждую из которых ледники продвигались на все меньшие расстояния от центров. Таких стадий в бассейне Эльги мы насчитываем четыре. Отложения первых трех распространены очень широко, а их конечные морены приурочены к трем крупным поясам, расположенным на разных географических широтах.

Во время первой максимальной стадии позднечетвертичного оледенения ледники двигались по трем главным направлениям: Адыча-Аямо-Эльгинскому, Утачан-Эльгинскому и Тобычан-Черняйскому (см. рис. 8 и 11).

Граница распространения следов максимальной стадии оледенения является в то же время границей площади распространения ледников позднечетвертичного оледенения. Мы полагаем, что в эту эпоху ледники по р. Эльги не продвигались ниже устья левого притока Эльги — р. Делюгеняха. Наблюдавшаяся в 1950 г. Е. П. Данилогорским, а позднее авторами штриховка на валунах в устье р. Эгелях (правого притока Эльги) может быть объяснена деятельностью речного льда. На рис. 8 и

И видно сокращение позднечетвертичного оледенения во время последующих стадий.

Конечно-моренные дуги последней стадии оледенения значительно отличаются от конечно-моренных образований трех предшествующих стадий меньшими размерами и более четким морфологическим обликом. Это узкие, серповидные по очертаниям гряды, четко пересекающие

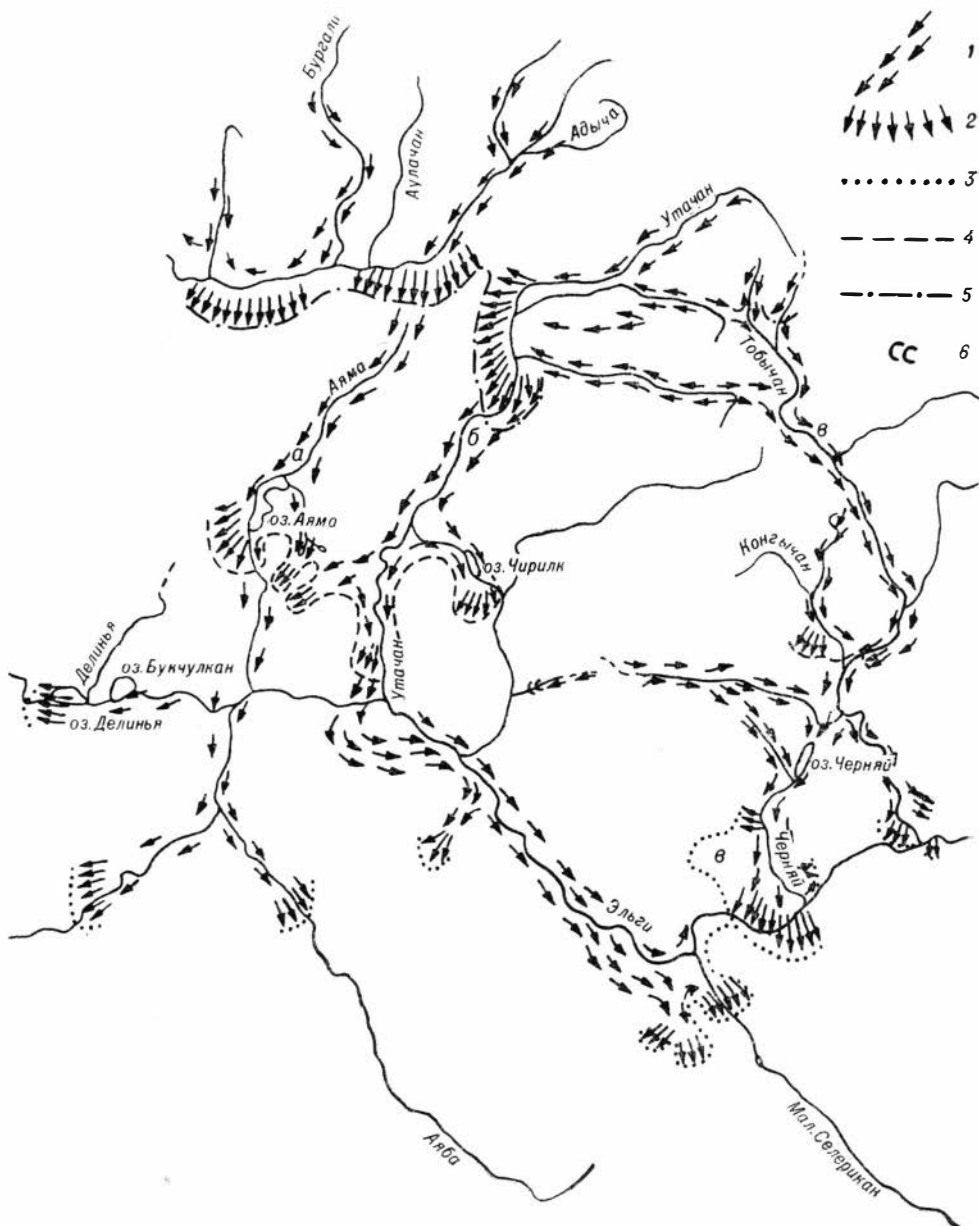


Рис. 11. Схема стадийности проявления позднечетвертичного оледенения в бассейне р. Эльги:

1 — пути движения основных ледников: а — Адыча-Аяма-Эльгинского, б — Утачан-Эльгинского, в — Тобычан-Черняйского; 2 — районы стадийных остановок ледников; 3—6 — границы максимального продвижения долинных ледников: 3 — в первую стадию позднечетвертичного оледенения, 4 — во вторую стадию, 5 — в третью стадию, 6 — в четвертую стадию.

днища ясно выраженных трогов. Кроме того, они нигде не выходят за пределы высокогорного рельефа, располагаясь вблизи областей питания ледников. Особые закономерности в характере и распространении этих отложений, впервые отмеченные М. Е. Мельник в 1955 г., позволили последней рассматривать их как отложения самостоятельной ледниковой эпохи, отложения же предыдущих стадий этого оледенения относить к среднечетвертичному возрасту.

Мы считаем, что все четыре пояса морен являются стадияльными отложениями одного и притом последнего оледенения. Об этом свидетельствует анализ спорово-пыльцевых проб, взятых в долине руч. Углого В. М. Родионовым в 1948 г. В этом районе, вследствие неотектонического опускания, мощность четвертичных отложений достигает 30 м. Отложения включают в себя три горизонта: межледниковый аллювий, комплекс ледниковых отложений и отложения послеледниковые, до современных включительно (Гавриков и Родионов, 1961). Комплекс ледниковых отложений синхронен отложениям морен последнего оледенения. Ни внутри его, ни в отложениях более молодого возраста не зафиксированы спорово-пыльцевые спектры, которые бы свидетельствовали о существовании в этот отрезок времени флоры более тепло- и влаголюбивой, чем современная, т. е. о климате межледниковья. Очевидно, оледенение, оставившее при отступании четыре пояса конечных морен, было единым и последним.

Уже в послеледниковое время в результате неотектонических движений произошел врез, который образовал уступ 25—40-метровой террасы. Таким образом, ледниковые отложения оказались приподнятыми над днищами современных долин на 25—40 м, а днища долин свободны от ледниковых отложений (например, район конечно-моренных дуг Черняйского ледника). В тех районах, которые не были охвачены неотектоническим поднятием, ледниковые отложения лежат прямо в днищах долин (например, конечно-моренные дуги в верховьях р. Эльги, несколько ниже устья р. Аябы). То, что отложения всех стадий оледенения лежат на нижнем уровне рельефа, в который гидросеть врезана не более чем на 25—40 м, подтверждает мнение о позднечетвертичном возрасте последнего оледенения. Трудно допустить, что тектонически активная территория верховьев рек Колымы и Индигирки поднялась со среднечетвертичного времени на такую малую величину.

РЕЧНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Задачей настоящей главы является изучение эрозионной и аккумулятивной рельефообразующей деятельности рек бассейна р. Эльги на основании изучения террас и аллювиальных отложений различных эрозионных циклов. В главе излагаются представления авторов по вопросам стратиграфии аллювиальных отложений этого района с отдельным описанием бассейна руч. Промежуточного, как наиболее интересного участка. На основании изучения стратиграфии устанавливается возраст комплексов террас и проводится сопоставление последних с террасами верхней части бассейна р. Колымы. В заключение разбирается характер перестройки речной сети Эльгинского бассейна на протяжении четвертичного периода.

Как уже указывалось в первой главе этого раздела, при формировании рельефа бассейна р. Эльги чередовались периоды стабилизации движений с периодами неотектонической активности. Последние складывались из колебательных движений более мелких ритмов, приведших,

при взаимодействии с эрозией, к созданию серии эрозионных уступов, имеющих различную сохранность в современном рельефе.

Между вторым пенепленом плиоценового возраста и поверхностью третьего этапа выравнивания наблюдаются эрозионно-денудационные ступени относительной высотой до 400 м, большей частью лишенные аллювиальных отложений. Расположение их не обнаруживает связи с очертаниями современных речных долин. Ниже поверхности третьего этапа выравнивания располагается серия террас современной речной сети; верхние из них являются смешанными с высоким цоколем, нижние же — начиная от уровня на высоте 25—40 м — преимущественно аккумулятивные.

Различная степень разрушения террас, изменение неотектонического режима во времени и пространстве, а также недостаточная обеспеченность палеонтологическим материалом не позволяют производить детальное сопоставление возраста отдельных террас. Нам удалось выделить лишь комплексы эрозионных уровней, а также проследить две маркирующие поверхности, несущие на себе следы оледенений различного возраста. Последнее обстоятельство позволяет проследить эти поверхности в разных частях описываемой территории, несмотря на некоторое колебание в их относительных высотах.

В предыдущей главе отмечалась приуроченность отложений двух ледниковых эпох — среднечетвертичной (эльгинской) и позднечетвертичной (бохапчинской), имевших место на Северо-Востоке СССР и, в частности, в бассейне р. Эльги, к двум уровням: уровню третьего этапа выравнивания, имеющего относительную высоту 150—220 м над днищами долин, и к поверхности террасы высотой 25—40 м. В дальнейшем первый из них (150—220 м) — денудационный — с отложениями более древнего, среднечетвертичного оледенения, мы будем называть долоньинским, по названию оз. Долонья, близ которого отмеченный уровень имеет широкое распространение; второй же (25—40 м) — эрозионный — разведчинским по названию расположенного на нем приискового поселка Разведчик.

Эрозионно-денудационные ступени, расположенные выше долоньинской поверхности и являющиеся первым комплексом террас, изучены слабо. Аллювиальные отложения этого комплекса высоких террас и днищ древних долин почти полностью уничтожены денудацией и могли сохраниться, очевидно, лишь в понижениях рельефа — каньонах, синхронных этим древним уровням, или в притыловых впадинах террас. Обнаружить их возможно лишь при проведении горных работ. Поскольку эти уровни по большей части не представляют интереса для разведчиков, количество искусственных выработок на их поверхностях ничтожно мало. Исключением является поверхность Базовской седловины, находящаяся на водоразделе между ручьями Базовским и Промежуточным и приподнятая над днищем р. Эльги на 370 м. Здесь в 1952 г. пройдена шурфовочная линия № 13, вскрывшая каньон глубиной 40 м. По данным Г. П. Дорошенко (1952), в рыхлых отложениях каньона под растительным слоем наблюдается следующий разрез (шурф № 10):

- | | |
|--|--------|
| 1. Слой супеси желтовато-серого цвета со щебнем, линзами торфа и слабо окатанной галькой осадочных пород | 19,1 м |
| 2. Темнобурый торф с прослойками ила и остатками слабо лигнитизированных стволов деревьев | 10,6 м |
| 3. Щебень песчаников с илом и песком серого цвета | 4,2 м |
| 4. Торф с илом и прослойками льда | 2,0 м |
| 5. Слабо окатанная галька и щебень песчаников с илом и песком серого цвета | 2,7 м |
| 6. Трещиноватые песчаники. | |

Нижние 20 м отложений, вскрытые шурфом № 10, были опробованы В. М. Родионовым и Г. П. Дорошенко. В пробах обнаружены остатки древесины, шишки и пыльца, определенные А. П. Васьковским и Р. А. Баскович. Приводим состав палеонтологических остатков из отложений каньона Базовской седловины (по А. П. Васьковскому) (1959а), который включает в себя *Tsuga sp.* (древесина), хорошей сохранности шишки: *Picea anadyrensis* Krysht, *Larix sibirica* Ldb., *L. dahurica* Turcz, обломки шишек: *Picea e sect. omorica*, *Pinus e sect. eupitus*, хвою *Picea e sect. eupicea* и соцветие *Betula sp.* В пыльцевых спектрах определена пыльца тех родов и секций, которые были обнаружены в макроостатках и, кроме того, большое количество пыльцы *Pinus* п/р *Haploxyton*, *Alnus*, *Salix* и *Corylus*. В недревесной части спектра А. П. Васьковский отмечает большое количество пыльцы вересковых, а среди спор — сфагнум.

Анализируя геоморфологическое положение этого уровня по отношению к поверхностям со следами оледенений и исходя при этом из схемы трех оледенений, А. П. Васьковский относит отложения каньона Базовской седловины к первому межледниковью, т. е. к первой половине среднечетвертичного времени (1959).

Мы согласны с А. П. Васьковским, что отложения эти древнее среднечетвертичного (первого, по нашим представлениям) оледенения. Однако значительное (около 200 м) превышение уровня седловины над долоньинским уровнем, перекрытым отложениями первого оледенения, позволяет предполагать более древний, раннечетвертичный возраст отложений. Некоторое обеднение состава флоры по сравнению с флорой, изученной в раннечетвертичных отложениях бухты Нагаево и Западной Камчатки, может объясняться более северным положением бассейна р. Эльги, а также возможной неполнотой палеонтологической характеристики, поскольку разрез каньона Базовской седловины представляет лишь часть разреза раннечетвертичных отложений.

Таким образом, мы можем пока говорить достаточно уверенно лишь о доледниковом возрасте комплекса высоких террас и их отложениях, предполагая возраст нижних из них — среднечетвертичным (Q_2^1), верхних — раннечетвертичным (Q_1^{1-2}).

Отложения, синхронные образованию долоньинской поверхности, не обнаружены. Исходя из того, что выше этой поверхности расположен комплекс доледниковых террас, а на ней лежат отложения среднечетвертичного оледенения, возраст ее определяется как конец Q_2^1 — начало Q_2^2 .

Второй комплекс террас вложен в долоньинскую поверхность и уже тесно связан с современной речной сетью. Снизу он ограничивается поверхностью разведчинской террасы высотой 25—40 м, на которой лежат отложения позднечетвертичного оледенения.

Смешанные, с высоким цоколем, террасы этого комплекса мало распространены. К ним относятся терраса у устья руч. Артык высотой 120—130 м, а также террасы выше устья руч. Широкого высотой 180 м, близ устья руч. Горностаха высотой 160—180 м, по левобережью руч. Мугурдаха высотой 100—120 м и некоторые другие.

Поскольку поверхность разведчинской террасы выработана в аккумулятивных отложениях, мы считаем, что в период между первым и вторым оледенениями, т. е. во время, заключенное между формированием долоньинского и разведчинского уровней, неотектонические движения и соответственно речная деятельность имели в бассейне р. Эльги сложный характер. Сначала было энергичное поднятие, врез и создание нескольких уровней цокольных террас. Эрозионный врез доходил до

уровня современного коренного ложа долины р. Эльги и сопряженных долин ее притоков. Затем в заключительный этап межледникового века произошло опускание и накопление аккумулятивной толщи мощностью 60—70 м. В дальнейшем эту толщу мы будем называть эльгинской. На образовавшуюся аккумулятивную поверхность (разведчинскую) легли отложения второго оледенения. Новое поднятие, проявившееся уже после отступления льдов позднечетвертичного оледенения, сопровождалось врезом рек на глубину 25—40 м в эту межледниковую толщу, что привело к созданию уступа разведчинской террасы. Мощность эльгинской толщи, как и высота уступа разведчинской террасы, испытывают некоторые колебания вдоль по долине Эльги в связи с неотектоническими блоковыми подвижками и различной интенсивностью денудационных процессов. Таким образом, к первой половине позднечетвертичной эпохи (к межледниковью) мы относим отложения высоких террас, заключенных между долоньинской и разведчинской поверхностями, а также аккумулятивные отложения, слагающие разведчинскую террасу и нижнюю часть аллювиальных отложений, скрытую под днищами долин Эльги и нижних частей ее притоков (верхняя часть аллювиальных отложений, включая и отложения современной поймы, имеет, очевидно, более молодой, послеледниковый и современный возраст).

Следует отметить, что аллювий высоких террас межледникового комплекса в бассейне р. Эльги не охарактеризован палеонтологически. Это объясняется малым числом пройденных здесь горных выработок и отсутствием каких-либо обнажений. Там же, где аллювий высокой террасы был вскрыт (руч. Артык, линия № 10), он, к большому сожалению, не был опробован на споры и пыльцу.

Завершающая межледниковье эльгинская толща была опробована нами в нескольких пунктах, как в пределах уступа разведчинской террасы, так и в нижней ее части, близ коренного ложа долин. Палинологический анализ проб производился в спорово-пыльцевых лабораториях Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР А. И. Поповой, Якутского геологического управления Л. А. Римша и Института геологии и геофизики СО АН СССР Е. Е. Гуртовой и В. Н. Яковенко. Приводим описание некоторых наиболее характерных разрезов и их палинологическую характеристику.

Разрез № 1. Левая терраса р. Аябы (вершина р. Эльги), ниже устья руч. Козерог. Относительная высота — 22 м.

Сверху вниз:

- | | |
|--|--------|
| 1. Галечник с небольшим количеством супесей и суглинков.
Состав гальки разнообразный, встречены небольшие валунчики (до 10 см) гранитоидов. Окатанность хорошая, реже средняя | 5,0 м |
| 2. Песок однородный мелкозернистый, косослойный, серого цвета | 5,0 м |
| 3. Галечник мелкий с прослоями суглинков мощностью 0,05—0,06 м.
Встречаются растительные остатки плохой сохранности | 0,85 м |
| 4. Песок мелкозернистый косослойный | 0,2 м |
| 5. Галечник мелкий, преимущественно из осадочных пород верхоянского комплекса с мелкозернистым серым песком и небольшими линзами суглинков, слегка гумусированных | 1,0 м |
- Ниже и до уреза воды — осыпь галечника и песка.

Из 3 и 5-го горизонтов, на глубинах 10,5 и 11,0 м от поверхности террасы, взяты пробы, спорово-пыльцевой анализ которых показал следующее соотношение основных компонентов спектра: пыльцы древесных растений — 31—33%, трав и кустарничков — 21—23%, спор — 46%. В древесной части спектра наряду с пылью холодоустойчивых пород, характерных для современной растительности этого района (*Betula nana*, *Alnaster*, *Pinus* подрода *Haploxyton*), присутствует пыльца более тепло-

любивых растений: *Pinus* подрода *Diploxylon* (13% в третьем горизонте), древовидной березы 40—57%, а также зерно *Corylus* хорошей сохранности, обнаруженное в 5-м горизонте.

Среди пыльцы травянисто-кустарничковых растений значительная роль принадлежит пыльце злаковых, полыней, вересковых; пыльца сложноцветных, гвоздичных и онаграциевых встречается в виде единичных зерен. Среди спор преобладают принадлежащие сфагновым и зеленым мхам. Селагинелловые и *Polypodiaceae* — в подчиненном количестве.

Разрез № 2. Левая терраса р. Эльги относительной высоты 20 м выше устья руч. Чагачаннаха.

Сверху вниз:

- | | |
|--|-------|
| 1. Галечник с суглинком. Размер гальки — 5—8 см.
Окатанность хорошая | 2,0 м |
| 2. Чередование прослоев песка, хорошо сортированного, тонкозернистого, косослонистого, желтовато-серого мощностью 40—50 см с прослоями темно-серого суглинка мощностью в 10—20 см | 3,0 м |
| 3. Чередование прослоев темносерого суглинка мощностью в 30—50 см с тонкими (5—10 см) прослоями тонкозернистого песка. Слоистость в суглинках горизонтальная, иногда волнистая, в слоях песка часто наблюдается косая слоистость. Встречаются редкие маломощные (5—8 см) прослойки суглинка светлосерого цвета, дающего при высыхании тонколитчатые (1,0—1,5 см) отдельности | 4,0 м |
| 4. Тонкозернистый косослонистый песок желтовато-серого цвета с маломощными (5—15 см) и редкими прослоями суглинка серого цвета | 4,5 м |

Ниже, вплоть до уреза воды, — осыпь высотой 1,5 м

Второй, третий и четвертый горизонты были опробованы на споры и пыльцу. Спорово-пыльцевой анализ показал содержание пыльцы древесных — 38—44%, травянисто-кустарничковых — 9—28%, спор — 34—47%.

В древесной части спектра, кроме пыльцы, характерной для рецентных спектров рассматриваемого района, встречается пыльца растений, свидетельствующих о более мягком и влажном климате: *Pinus* подрода *Diploxylon* — до 14%, древовидной березы — до 65%, ели — до 2% и лещины — до 4%. Встречены также 2 зерна пыльцы *Pterocarya*, которые, очевидно, являются переотложенными. Среди травянисто-кустарничковой части приблизительно в равных количествах встречается пыльца злаковых, вересковых, сложноцветных, гвоздичных, полыни и осоковых.

Среди мхов преобладают споры сфагнума, зеленых мхов.

Разрез № 3. Левая аккумулятивная терраса р. Эльги, выше устья руч. Широкого. Относительная высота — 20,0 м.

Описание разреза производится сверху вниз.

- | | |
|---|--------|
| 1. Слабоожеженный галечник осадочных пород, обогащенный валунами гранитов | 3,5 м |
| 2. Песок среднезернистый, слабоожеженный | 0,2 м |
| 3. Галечник из сильно ожеженных слабоокатанных галек осадочных пород с включением хорошо окатанных валунов гранитов размером в 10—15 см | 1,0 м |
| 4. Чередование серых песчано-глинистых отложений мощностью до 0,25 м с прослоями ожеженного среднезернистого песка мощностью до 0,06—0,08 м и гравелистого песка, также ожеженного, с галькой глинистых сланцев, кварца и биотитовых гранитов мощностью до 0,25 м | 1,8 м |
| 5. Песок среднезернистый, слабоожеженный с галькой кварца, глинистых сланцев и биотитовых гранитов размером до 5 см | 0,25 м |
| 6. Суглинок серый с небольшой примесью песка | 0,8 м |
| 7. Песок среднезернистый, слабоожеженный с мелкой галькой глинистых сланцев и кварца размером до 2 см — видимая мощность | 0,5 м |
| 8. Осыпь галечника и песка | 12,0 м |

Спорово-пыльцевой анализ отложений разреза № 3 показал, что из пяти взятых проб четыре имеют спектр растительности, близкой к современной, в одной же пробе, взятой из пятого слоя, была обнаружена

пыльца более теплолюбивой растительности. По количеству определенных зерен первое место в ней принадлежит пыльце трав и кустарничков (43%), второе — спорам (36%) и третье — пыльце древесной растительности (21%). В древесной части спектра (общее количество сосчитанных зерен — 120) наряду с пыльцой кустарничковых форм березы (20%), сосны подрода *Haploxyton* (17%), лиственницы (7%) и ольхи (33%) было обнаружено также значительное количество пыльцы хвойных, экзотических для современной растительности Северо-Востока СССР: *Pinus sp.* (8%) и *Picea* (10%). В травянисто-кустарничковой части спектра резко преобладает пыльца вересковых (85%), среди спор — *Polypodiaceae* — 27% и *Selaginella aff. sibirica* — 52%.

Нижняя часть верхнечетвертичной аллювиальной толщи, скрытая под днищем современной долины р. Эльги, была опробована нами в районе правобережья последней, близ устья руч. Талалах. Нам удалось опробовать только нижние 2 м аллювия (при общей мощности аллювия в 28,0 м), так как ствол шахты был закрыт срубом до продуктивного приплотикового горизонта.

Опробованный горизонт представлен галечником преимущественно осадочных пород верхоянского комплекса. Встречаются валуны диаметром до 25 см и крупная галька биотитовых гранитов. Мелкая фракция представлена серым среднезернистым песком, составляющим 20—25% общей массы аллювия. Спорово-пыльцевой анализ отложений показал преобладание пыльцы древесных пород (49—60%), при значительном содержании спор (31—40%) и подчиненном количестве пыльцы травянисто-кустарничковых пород (9—11%).

В древесной части спектра среди 200 определенных пыльцевых зерен наряду с пыльцой холодолюбивых видов сосны (*Pinus pumila* — 3—5% и *P.* подрода *Haploxyton* — 4—7%), кустарничковых видов березы (44%), ивы (0,5—1,0%), ольхи (2—5%), *чозении* (4%) встречена пыльца более теплолюбивых видов сосен — *Pinus* подрода *Diploxyton* и *P. silvestris* (в общей сложности 5,5%), значительное количество пыльцы древовидных форм березы (до 17%), а также единичные зерна пыльцы ели. Встречено одно зерно *Tsuga*, очевидно, переотложенное.

В травянисто-кустарничковой части спектра значительная роль принадлежит пыльце вересковых (до 62%). Кроме того, отмечены осоковые (до 15%), злаковые (3—9%), полыни (1—9%), гвоздичные (4—6%), разнотравье (4—6%). Встречены также единичные зерна пыльцы семейства крестоцветных и некоторых других.

Среди спор главное место принадлежит сфагновым (70%), зеленым мхам (7—13%), а также *Polypodiaceae* (9—20%). Встречены также единичные зерна плауновых (1—2%) и селажинелловых (*S. sibirica* — до 3%).

Другими разрезами, характеризующими нижнюю часть эльгинской толщи, являются разрезы по руч. Угловому. Результаты опробования их приводятся в работе С. И. Гаврикова и В. М. Родионова (1961). Здесь в отложениях, скрытых под днищем современной долины руч. Углового, общей мощностью 25,0—30,0 м, по шурфовой линии № 40 в шурфе № 62 на глубине 15—18 м, в илах, были взяты пробы, спорово-пыльцевой анализ которых показал наличие пыльцы *Pinus pumila* (2—8%), *Pinus* подрода *Haploxyton* (17—38%), *Picea* (13—32%), *Abies* (2%), *Betula* (25—40%), *Alnus* (10—25%), *Salix* (1%), *Corylus* (2%); травянистые представлены семействами *Compositae*, *Carex*, *Cruciferae*, *Onagraceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*; среди спор отмечены *Sphagnum* (10—51%), *Lycopodium* (5—12%), *Polypodium* (51—90%). Встречены были также единичные зерна пыльцы *Podocarpus* и *Pterocarya*, очевидно, переотложенные из более древних (третичных?) отложений.

Приведенные палинологические данные свидетельствуют о более мягком и теплом, чем современный, климате в период образования как верхней, так и нижней частей эльгинской толщи. Доказательством являются присутствие в флоре, синхронной этим отложениям, таких представителей, как ель, сосна подрода *Diploxylon*, лещина, древовидная береза, не растущих в настоящее время в верховьях Индигирки и Колымы.

Поскольку эльгинская толща перекрыта отложениями позднечетвертичного оледенения и залегает на днищах долин, врезанных на 150—220 м в поверхность, синхронную среднечетвертичному оледенению (долоньинскую), мы считаем эту толщу межледниковой. Это подтверждается и тем, что внутри ее не обнаружены горизонты, синхронные более древнему оледенению. Выше мы высказали предположение о том, что накопление этих отложений происходило в конце межледниковья незадолго до начала второго позднечетвертичного оледенения. Палинологический анализ, показавший сравнительно небольшое количество пыльцы пород деревьев, произрастающих в условиях более теплого и мягкого климата, подтверждает наши представления о позднемежледниковом возрасте эльгинской толщи.

Наиболее молодыми голоценовыми отложениями в бассейне р. Эльги являются отложения низких террас относительной высотой 10—15 м, аллювий пойм в долинах с нормальной мощностью отложений и верхняя часть аллювия в долинах с отложениями повышенной мощности.

По-видимому, к поздне- или послеледниковому времени относятся отложения руч. Дирина-Юрх и его притока руч. Струйки (нижняя часть бассейна Эльги), в которых в 1948 г. при проведении поисковых работ на глубине 9—12 м были обнаружены кости и части трупов животных мамонтового комплекса: *Bison priscus*, *Boj.*, *Rhinaceros sp.*, *Equus caballus fossilis* Сув., описанные Ю. Н. Поповым (1948). Там же были обнаружены три совершенно целых трупа сусликов, которые относятся к особому виду *Citellus glacialis* В. Vinogr., до сих пор нигде больше не обнаруженному.

Поскольку сохранились не только кости, но и мягкие ткани животных, очевидно, что со времени их захоронения вечная мерзлота не исчезала на данной территории. В связи с новыми сведениями о голоценовом климатическом оптимуме, установленном З. В. Орловой для Северо-Востока (Карташов, 1963), следует, по-видимому, предположить незначительность потепления во время этого оптимума, которое не привело к сколько-нибудь значительной деградации вечной мерзлоты.

Заканчивая характеристику отложений различных комплексов террас и определяя возраст последних, отметим, что мы не можем согласиться с мнением А. П. Васьковского (1959а) и М. Д. Эльянова (1959) о том, что отложения в долине руч. Дирина-Юрх и эльгинская толща являются синхронными, образованными во время последнего оледенения. Район Дирина-Юрха, в той части, где были найдены остатки фауны, являлся в позднечетвертичное время районом преобладающих поднятий, о чем свидетельствует характер рельефа, террас (смешанных с высоким цоколем) и, в особенности, малые мощности аллювия, не превышающие 4—8 м. Район накопления эльгинской толщи испытывал, напротив, погружение. Отсюда очевидно, что нижняя часть эльгинской толщи должна быть древнее отложений руч. Дирина-Юрха и может быть сопоставлена лишь с аллювием террас последнего. Как видно из вышеизложенного, более ранний, межледниковый возраст эльгинской толщи подтверждается палинологическими данными.

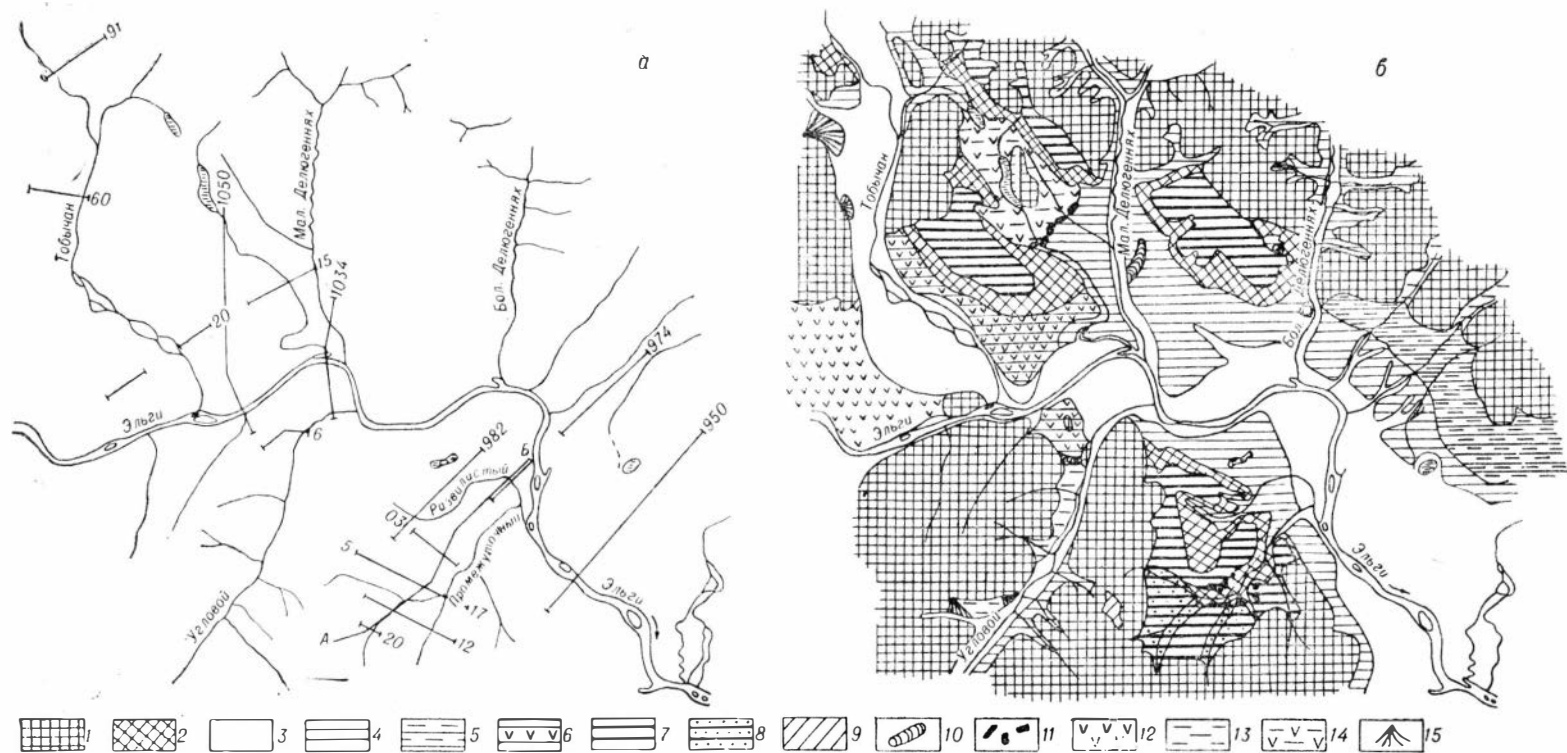


Рис. 12. Бассейн руч. Промежуточного:

a — гидросеть, расположение буровых линий и линии профиля АБ, *б* — геоморфологическая схема.

1 — склоны гор; 2 — склоны, разделяющие поверхности террас; 3 — поверхность поймы; 4 — поверхность 30—35-метровой террасы; 5 — поверхность 30—35-метровой террасы, измененная денудацией; 6 — поверхность 30—35-метровой террасы, перекрытая ледниковыми отложениями; 7 — поверхность 130—150-метровой террасы; 8 — поверхность 130—150-метровой террасы, измененная денудацией; 9 — поверхность на водоразделе ручьев Базовский-Промежуточный, 370 м относительной высоты; 10 — морена второго оледенения (бохалпинского); 11 — морена первого оледенения (эльгинского); 12 — холмисто-моренный рельеф; 13 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 14 — делювиально-солифлюкционные шлейфы с ледниковыми отложениями; 15 — конусы выноса.

Район руч. Промежуточного — наиболее интересный и наиболее спорный в стратиграфическом отношении участок бассейна р. Эльги. Благодаря значительному количеству горных выработок четвертичные отложения его изучены довольно полно, между тем сведения, опубликованные по стратиграфии района руч. Промежуточного, достаточно противоречивы. На основании находок макро- и микропалеонтологических остатков разные исследователи отложения руч. Промежуточного относят то к позднечетвертичному межледниковью (Васьковский, 1959а), то к отложениям среднечетвертичного или даже раннечетвертичного времени (Карташов, 1963). С. И. Гавриков и В. М. Родионов (1961) рассматривают отложения руч. Промежуточного как одновозрастные отложения руч. Углового, а также отложениям каньона Базовской седловины. Разноречивы также данные о количестве террас, среди которых некоторые геологи территориального управления выделяют до пяти-шести уровней.

Этот район детально изучался авторами при полевых исследованиях, а также посредством дешифрирования аэрофотоснимков, анализа литологических разрезов и палеонтологических данных.

Ручей Промежуточный является правым притоком р. Эльги длиной около 5 км. Слева, в среднем течении, он принимает приток Лев. Промежуточный, который, в свою очередь, имеет несколько небольших левых притоков. Несколько выше Промежуточного в р. Эльги впадает руч. Развалистый. Площадь водосборов всех этих ручьев занимает четко выраженное в рельефе понижение среди горного рельефа правобережья р. Эльги. На водоразделе руч. Промежуточного и руч. Углового, впадающего несколько выше в р. Эльги, расположена Базовская седловина с погребенным каньоном, выполненным древним аллювием (рис. 12).

В бассейне руч. Промежуточного развиты две надпойменные террасы. Первая из них имеет относительную высоту уступа 30—35 м. К тыловой окраине высота ее увеличивается до 50 м (все высоты даются относительно днища долины р. Эльги). По-видимому, с одной стороны имеет место размыв уступа террасы, с другой — частичное перекрытие внутренней части ее поверхности солифлюкционно-делювиальными отложениями. Эта терраса частично пересечена буровыми линиями № 982 (левая часть профиля) и № 974 (правая часть профиля) (рис. 13 и 14). На приведенных профилях видно, что названная терраса является аккумулятивной. По высоте и строению она хорошо сопоставляется с выделяемым нами на всей территории эльгинского бассейна уровнем разведчинской террасы. Последняя отчетливо выражена на противоположном берегу Эльги между устьями ручьев Тобычана и Малого Делюгеняха и несколько хуже в устье руч. Углового, где она отчасти размывта, отчасти перекрыта мощным шлейфом солифлюкционно-делювиальных отложений. В бассейне руч. Промежуточного ледниковые отложения на этой террасе отсутствуют, но в непосредственной близости от него, в районе устья руч. Углового и на противоположном берегу Эльги, на поверхности этой террасы имеются четко выраженные в рельефе морены позднечетвертичного возраста (см. рис. 12, Б).

Выше расположен уступ и поверхность следующей террасы, приподнятой над днищем Эльги на 130—150 м. Этот уровень, местами размытый верховьями ручьев Лев. Промежуточный и Развалистый, очень четко прослеживается при дешифрировании аэрофотоснимков. Строго говоря, он состоит из двух уровней: 150-метрового и вложенного в

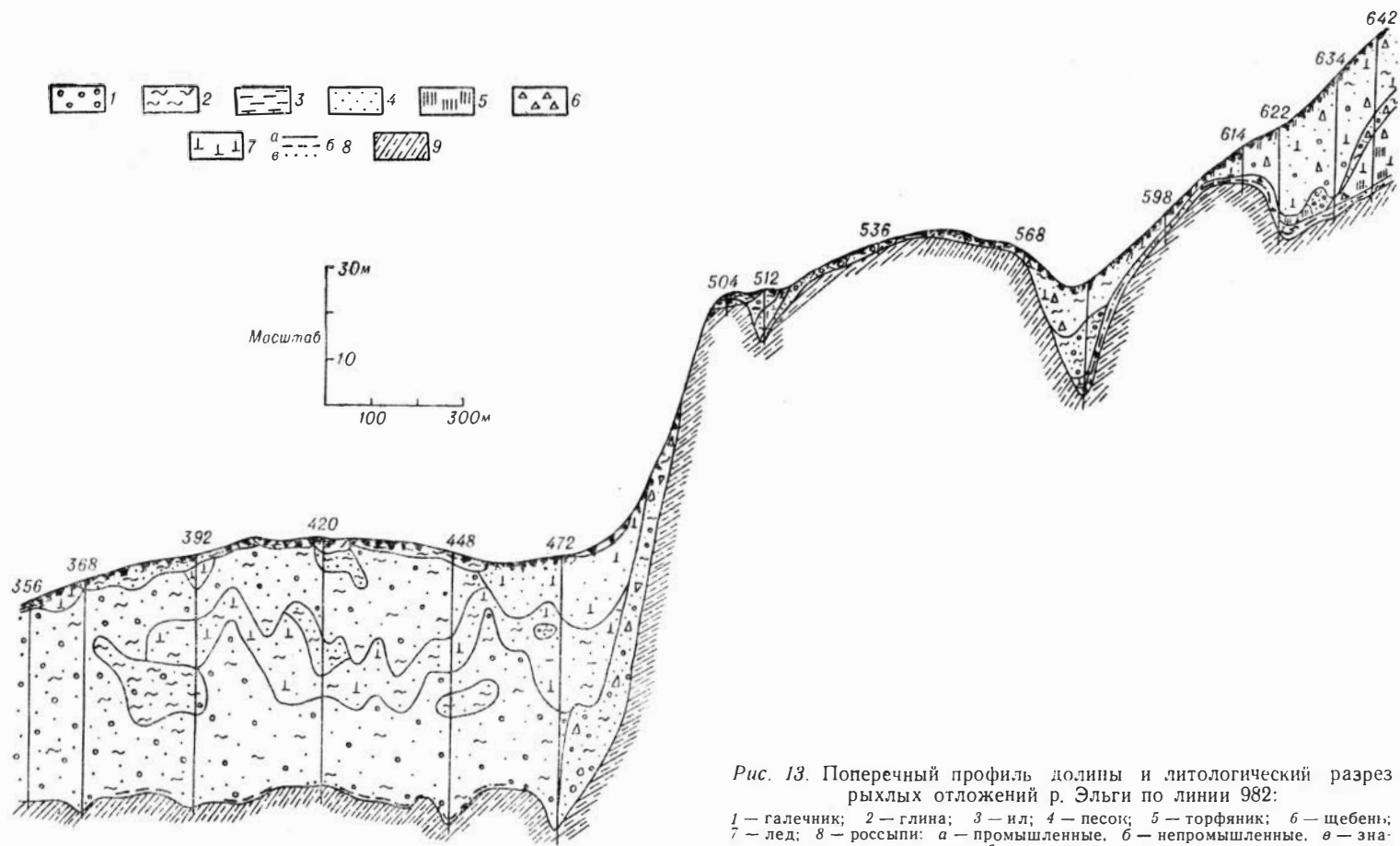


Рис. 13. Поперечный профиль долины и литологический разрез рыхлых отложений р. Эльги по линии 982:

1 — галечник; 2 — глина; 3 — ил; 4 — песок; 5 — торфяник; 6 — щебень;
 7 — лед; 8 — россыпи: а — промышленные, б — непромышленные. в — знаки; 9 — коренные породы.

него 130-метрового. Однако нечетко выраженный и сравнительно невысокий уступ, разделяющий эти две поверхности, а также отсутствие ясной границы между ними затрудняют их разделение. Строение высокой террасы сложное. Уступ ее, ориентированный в сторону р. Эльги, имеет повсюду скульптурный или смешанный с высоким цоколем характер. Особенно хорошо это видно на профиле по линии 982, правая часть которой пересекает высокую террасу на левобережье руч. Развалистого (см. рис. 13). То же видно на профиле по линии 03, пересекающей руч. Развалистый и часть его правого междуречья (рис. 15). Не менее четко цокольный характер террасы прослеживается по склонам каньона руч. Промежуточного. Наконец, то же самое наблюдается при маршрутном исследовании водораздела между ручьями Промежуточный и Развалистый, представленного этой террасой. Так, в сотне метров севернее линии 5—17 на поверхность террасы выходят щетки коренных пород. Однако такое строение высокая терраса имеет лишь в северной, нижней части бассейна руч. Промежуточного. Склоны ее выше каньона, т. е. чуть ниже впадения руч. Лев. Промежуточного, становятся аккумулятивными.

Линия 5—17 (рис. 16) пересекает уже аккумулятивную толщу террасы мощностью в 65 м. Такая же картина наблюдается по линиям бассейна руч. Лев. Промежуточного (рис. 17) и верхней части (выше линии 5—17) руч. Промежуточного. Таким образом, выявляется неоднородное строение единой террасы. Получается, что ручьи верхней части бассейна текут по аккумулятивной поверхности террасы, частично размывая ее, а ниже по течению энергично прорезают эту же, но уже цокольную, террасу. На профиле, построенном по линии АБ через междуречье ручьев Развалистого и Промежуточного и далее по левобережью руч. Лев. Промежуточного до горного склона, ограничивающего понижение с юга (рис. 18), отчетливо видно строение террас бассейна Промежуточного.

По-видимому, до формирования поверхности 150-метровой террасы северная и южная части территории бассейна Промежуточного жили не одинаковой тектонической жизнью. Южная часть какое-то время, возможно, не очень продолжительное, так как коренные породы опущены всего лишь на 65 м, являлась районом блокового погружения и накопления осадков. Поперечный разрез через эту впадину по профилю линии 5—17 показывает, что коренной рельеф ее довольно сложный, эрозивно расчлененный. Следует, правда, учитывать, что эффект энергичного расчленения коренного ложа впадины дает соотношение горизонтального и вертикального масштабов, равное 1 : 10. При одинаковом масштабе рельеф коренного ложа впадины выглядит гораздо спокойнее (см. рис. 16, А, Б).

На поверхности 150-метровой террасы в районе линии 5—17, а также на правобережье руч. Промежуточного обнаружены ледниковые

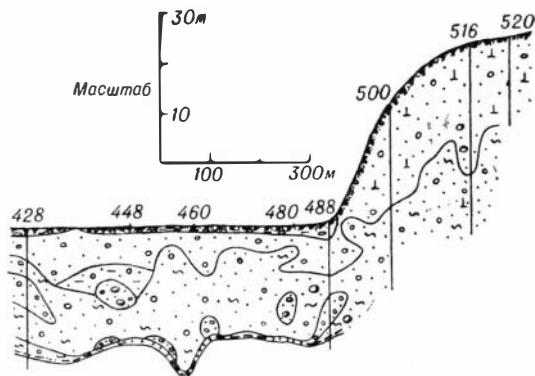


Рис. 14. Поперечный профиль долины и литологический разрез рыхлых отложений р. Эльги по линии 974 (условные обозначения см. на рис. 13).

отложения в виде моренных холмов высотой 3—5 м (см. рис. 12, Б). Поскольку на более низких уровнях террас (130-метровой, врезанной в 150-метровую, и 35-метровой аккумулятивной) ледниковые отложения в бассейне Промежуточного не обнаружены, мы считаем, что это отложения первого, среднечетвертичного оледенения, так как отложения более молодого оледенения перекрыли бы и более низкие уровни. По-видимому, мы имеем дело с долоньинской поверхностью, имеющей здесь относительную высоту 150 м. Образование ее, как и повсюду, закончи-

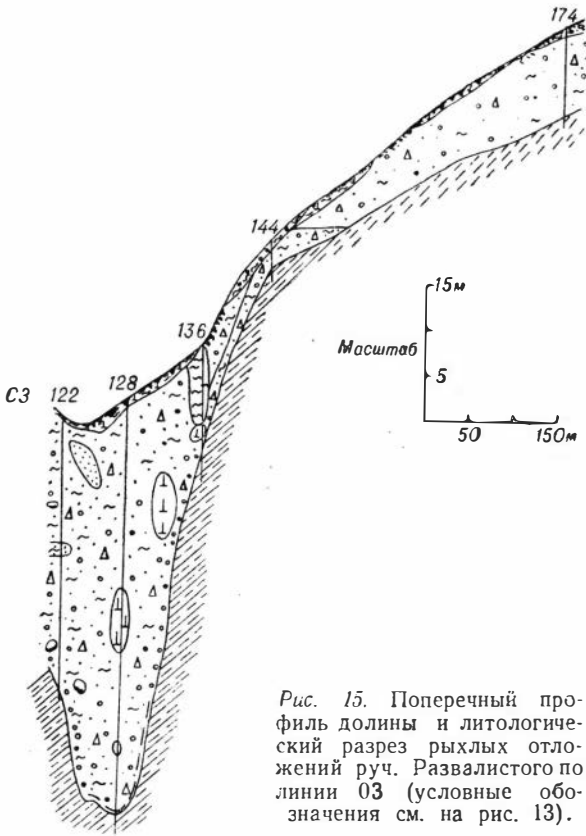


Рис. 15. Поперечный профиль долины и литологический разрез рыхлых отложений руч. Развалистого по линии СЗ (условные обозначения см. на рис. 13).

лось к началу (или уже в начале) первого оледенения. Соответственно возраст отложений, слагающих эту террасу в верховьях руч. Промежуточного и накопленных во впадине рельефа до формирования этой поверхности, определяется нами как доледниковый.

Таким образом, изучение геоморфологического строения бассейна руч. Промежуточного показывает, что развитие рельефа в этом районе шло в общих чертах по схеме развития рельефа бассейна р. Эльги. Здесь также выделяются долоньинская и разведчинская поверхности, синхронные соответственно среднечетвертичному и позднечетвертичному оледенениям. Выше долоньинской поверхности расположен уровень с доледниковыми отложениями (водораздел ручьев Базовского и Промежуточного, 370 м относительной высоты).

После или в конце формирования долоньинской поверхности было оледенение, оставившее на ней свои отложения. Затем наступило новое поднятие, ознаменовавшееся врезом до коренного ложа р. Эльги, в конце межледниковья — опускание и накопление отложений до уровня разведчинской террасы, затем второе оледенение и, наконец, новое послеледниковое поднятие с врезом гидросети и формированием уступа разведчинской террасы. Лишь в верхней части бассейна Промежуточного доледниковый период был осложнен этапом опускания и накопления рыхлых отложений в пределах этой небольшой межгорной впадины.

Из приведенного выше описания следует, что в районе бассейна руч. Промежуточного имеют место аллювиальные отложения различного возраста. Самыми древними, доледниковыми, являются отложения, залегающие на водоразделе ручьев Базовского и Промежуточного, а также во впадине в верховьях руч. Промежуточного. Нижняя часть

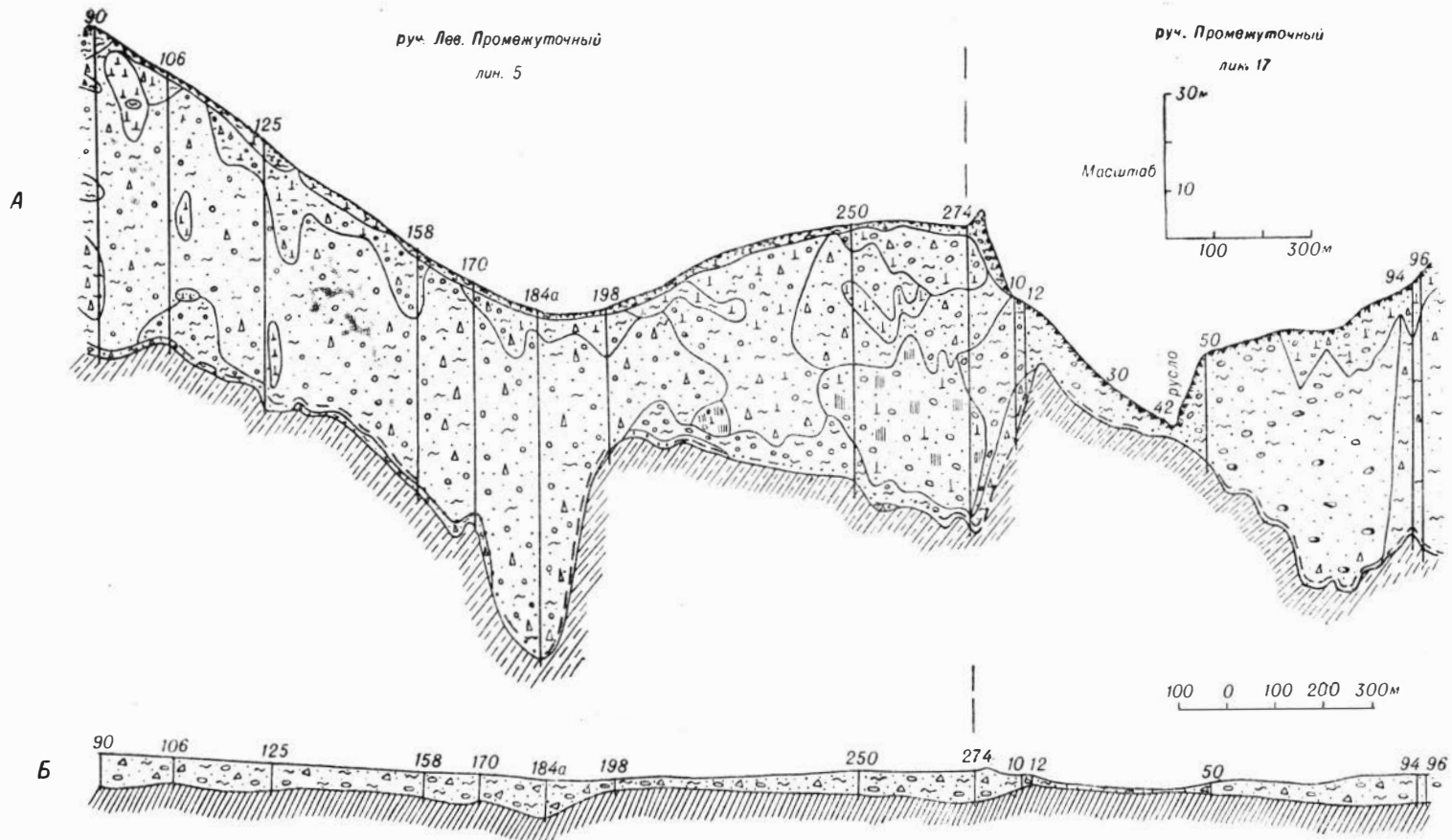


Рис. 16. Поперечный профиль долины и литологический разрез рыхлых отложений ручьев Лев. Промежуточный и Промежуточный по линии 5—17 (условные обозначения см. на рис. 13).

толщи, скрытой под днищем р. Эльги, ручьев Углого, Развалистого и Промежуточного (в нижнем течении), а также отложения разведчинской террасы относятся к межледниковью. И, наконец, верхняя часть отложений долин и отложения пойм являются послеледниковыми. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных межледниковых и голоценовых отложений этого района частично уже приводилась выше при разборе разреза отложений, скрытых под современным днищем долины руч. Углого и опробованных В. М. Родионовым. Этот непрерывный разрез, в котором В. М. Родионов и С. И. Гавриков выделяют современные, ледниковые и межледниковые отложения (1962), свидетельствует о верхнечетвертичном (Q_3^1) возрасте нижней части аллювия.

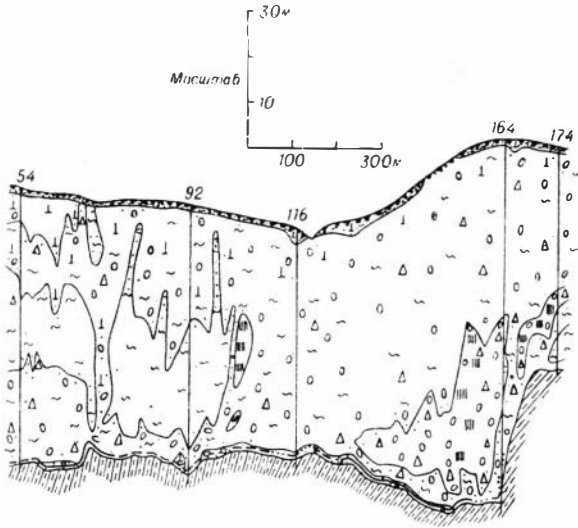


Рис. 17. Литологический разрез рыхлых отложений руч. Лев. Промежуточного по линии 12 (условные обозначения см. на рис. 13).

В дополнение характеристики приводим результаты спорово-пыльцевого опробования нижней части аллювиальных отложений, вскрытых шахтой № 101 (нижняя часть бассейна руч. Промежуточного). На первом месте в спорово-пыльцевых комплексах стоит пыльца древесных пород — 54—58%. Второе и третье места поделили травянисто-кустарничковая группа (17—24%) и споры (17,5—29%). В древесной части спектра наряду с преобладающим количеством

древесной пыльцы современных пород (кустарниковой березы — 31—61%, ольховых — 19—63%, лиственницы — до 6,5% и ивы — 1%) содержатся также единичные зерна пыльцы более теплолюбивых видов сосны, ели, тсуги (последняя, очевидно, переотложенная), а также значительное количество (до 15%) пыльцы древовидной березы.

отложений, вскрытых шахтой № 101 (нижняя часть бассейна руч. Промежуточного). На первом месте в спорово-пыльцевых комплексах стоит пыльца древесных пород — 54—58%. Второе и третье места поделили травянисто-кустарничковая группа (17—24%) и споры (17,5—29%). В древесной части спектра наряду с преобладающим количеством

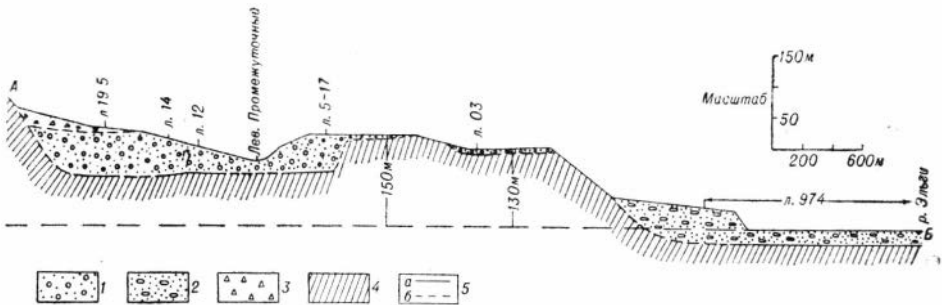


Рис. 18. Схематический профиль через бассейн руч. Промежуточного по линии АБ (расположение линии профиля см. на рис. 12 А):

1 — аллювий доледниковый; 2 — аллювий межледниковый; 3 — солифлюкционно-делсвиальные отложения; 4 — коренные породы; 5 — границы: а — установленные, б — предполагаемые.

пыльцы современных для Северо-Востока пород деревьев (кустарниковой березы — 31—61%, ольховых — 19—63%, лиственницы — до 6,5% и ивы — 1%) содержатся также единичные зерна пыльцы более теплолюбивых видов сосны, ели, тсуги (последняя, очевидно, переотложенная), а также значительное количество (до 15%) пыльцы древовидной березы.

В травянистой части спектра значительную роль играет пыльца польни (до 9%), сложноцветных (до 6%), гвоздичных (15—16%), а также онаграниевых (до 10%).

Среди спор на первом месте стоят споры сфагновых (23—71%), затем *Polypodiaceae* (21—58%), *Selaginella aff sibirica* (5—26), *Bryales* (до 6%). Споры остальных — в единичных экземплярах.

Этот спектр также может рассматриваться как межледниковый, преобладание же пыльцы холодолюбивых видов объясняется накоплением отложений незадолго до наступания льдов второго (бохалчинского) оледенения.

Следующими, более древними, являются отложения впадины верхней части бассейна руч. Промежуточного, возраст которых на основании геоморфологических данных предположительно определяется как доледниковый, среднечетвертичный. В работе А. П. Васьковского (1959а) описаны растительные остатки, найденные Г. П. Дорошенко в рыхлых отложениях 80—100-метровой террасы Эльги в том месте, где ее пересекает руч. Лев. Промежуточный. Как видно из нашего описания и из приведенного профиля (см. рис. 18), в бассейне Промежуточного нет 80—100-метровой террасы. Было бы затруднительно определить, в какой части отложений найдены остатки ископаемой флоры, если бы не упоминание о руч. Лев. Промежуточном. Дело в том, что руч. Лев. Промежуточный целиком течет на территории доледниковой впадины. Следовательно, где бы ни были сделаны эти находки, они относятся к доледниковым отложениям. Здесь на глубине 15,8 м от поверхности (отметим: от размытой поверхности 150-метровой террасы, т. е. значительно глубже от истинной ее поверхности) были найдены «в слое серого суглинка с прослоями песка и торфа, перекрытом 13 м хорошо окатанных галечников» шишки хвойных: *Picea obovata* Ldb., *Larix sukaczewii* Djil., *Larix sibirica* Ldb., *Larix dahurica* Turcz. (определения А. П. Васьковского). При спорово-пыльцевом анализе проб этих отложений, произведенных Р. А. Баскович, была помимо пыльцы перечисленных форм определена пыльца сережкоцветных *Betula sp.*, *Alnus sp.*, *Salix sp.*

Ошибочно считая, что терраса с этими отложениями расположена между уровнями со следами среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенений, А. П. Васьковский определяет ее возраст как позднечетвертичный, межледниковый. На основании соображений, изложенных выше, мы считаем, что описанные остатки характеризуют отложения определенного, довольно позднего этапа доледниковья.

Эта же толща отложений опробована в верхней части руч. Промежуточного В. М. Родионовым в шурфах 38—40 шурфовочной линии № 25. Шурфами были вскрыты отложения общей мощностью 33,4 м, из которых были опробованы на споры и пыльцу верхние 19 метров. Литологическая и палинологическая характеристики разреза приводятся в работе С. И. Гаврикова и В. М. Родионова (1961). По определению Е. М. Воеводовой, в древесной части спектра встречена пыльца экзотических для современной растительности Северо-Востока представителей: ели, сосны подрода *Diploxylon*, лещины и некоторых широколиственных (клена и ясеня). Пыльца ели и более теплолюбивых видов сосны сосредоточена главным образом в нижних трех метрах (из 19-ти опробованных); лещины и клена — в интервале 5—9 м от поверхности.

Несмотря на то, что эта толща, как доледниковая, может содержать пыльцу и более теплолюбивых растений, чем толща межледниковья, все же нам представляется, что пыльца широколиственных пород переложена с более древних уровней. Во всяком случае, при анализе проб

необходимо очень тщательно проверять ее на предмет переотложенности. Особенно тщательно переотложенная пыльца должна выделяться в горных районах, подобных району руч. Промежуточного, где имеются чрезвычайно благоприятные условия для вертикального переотложения и консервации (во впадине) переотложенной пыльцы.

Наконец, последние сведения об изучении этой толщи имеются в статье А. В. Ложкина (1963), в которой отмечается, что недавнее опробование этих отложений показало присутствие в них двух горизонтов, содержащих споры и пыльцу, характерные для спектров, относимых в настоящее время к среднечетвертичным. Их разделяет горизонт с пылью холодолюбивого комплекса флоры. Таковы сведения, известные нам



Рис. 19. Схема стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Эльги:

1 — аллювий доледниковый ($Q_1 - Q_2^1$); 2 — аллювий межледниковый (Q_3^1); 3 — аллювий современный (Q_4); 4 — морены среднечетвертичного оледенения; 5 — морена позднечетвертичного оледенения.

о палеонтологической характеристике отложений впадины руч. Промежуточного, возраст которых определяется на основании изучения истории развития рельефа как доледниковый. Описание отложений Базовской седловины, возраст которых определяется так же, как доледниковый, уже приводилось выше. Нам представляется, что заложение впадины руч. Промежуточного происходило позднее, чем формирование уровня и отложений Базовской седловины, однако слабая изученность тех и других отложений не позволяет пока решить этот вопрос окончательно.

Таким образом, в бассейне р. Эльги мы выделяем три возрастных комплекса террас и связанных с ними аллювиальных отложений (рис. 19).

1. Доледниковый, расположенный между поверхностью второго пенеппена абсолютной высоты 1300—1400 м и долоньинской поверхностью,

имеющей абсолютную высоту 1100—1150 м и относительную высоту 150—200 м. К этому возрасту относятся также отложения небольшой межгорной впадины в верховьях руч. Промежуточного.

2. Межледниковый, заключенный между долоньинской поверхностью и поверхностью разведчинской террасы высотой 25—40 м. Сюда же относятся отложения эльгинской толщи, связанные с этапом неотектонического опускания в конце межледниковья.

3. Поздне- и послеледниковый комплекс, с относительными высотами менее 20 м. Нижней его террасой является пойменная (1,5—4,0 м), возраст которой уже современный.

Границами между выделенными комплексами являются поверхности долоньинская и разведчинская. На первой лежат отложения среднечетвертичного, на второй позднечетвертичного оледенений.

Сопоставление террас бассейна р. Эльги с террасами верхней части бассейна р. Колымы

В верхней части бассейна р. Колымы выделяются также три возрастных комплекса террас. Наиболее древний из них, доледниковый, включает высокие террасы от 110-метровой относительной высоты и выше. Более молодой межледниковый комплекс включает средневысотные террасы относительной высотой от 110 до 30 м включительно. Наконец, поздне- и послеледниковый комплекс включает низкие террасы относительной высотой менее 30 м.

Условными границами между этими комплексами считались поверхности террас, в отложениях которых были обнаружены следы похолодания, связанные с среднечетвертичным и позднечетвертичным оледенениями. Такими террасами являются левая терраса р. Колымы близ устья руч. Ухамыт высотой 115 м (среднечетвертичная ледниковая) и терраса р. Берелех, высотой 20—25 м (позднечетвертичная ледниковая).

Ранее мы уже высказывали сомнения в том, что терраса р. Колымы высотой 115 м является синхронной среднечетвертичному оледенению (1962).

Поскольку поверхность третьего этапа выравнивания (долоньинская), с которой в бассейне р. Эльги связано среднечетвертичное оледенение, прослеживается и в бассейне р. Колымы, где она в ряде мест также перекрыта ледниковыми отложениями, по-видимому, среднечетвертичного возраста (верховье р. Берелех, район оз. Джека Лондона, Дарпирская впадина, район рек Булунга-Хишике), нам представляется более правильным считать границей между доледниковым и межледниковым комплексами террас именно эту поверхность.

Согласно высказанным представлениям часть террас доледникового комплекса перейдет в межледниковье. Ввиду того, что высокие террасы верховьев Колымы охарактеризованы лишь палинологически, флористический же состав спорово-пыльцевых спектров, выявленных для доледниковых и межледниковых отложений, очень сходен (Баскович, 1959), изменение в определении возраста части террас (доледникового на межледниковый) не вступает в противоречие с палеонтологическим материалом. В частности, это касается Сусуманской террасы высотой 110 м, Колымской террасы высотой 115 м и некоторых других. Наиболее высокие террасы нижней части р. Берелех, такие как терраса между ручьями Солнечный и Мелкий высотой 255 м, терраса между ручьями Талон и Морджет высотой 225 м, а также терраса Колымы близ устья рч. Нечи высотой 195 м, являются, по-видимому, доледниковыми.

А. П. Васьковский (1963) выделяет в ранее едином среднечетвертичном комплексе террас несколько наиболее высоких и относит их к раннечетвертичному возрасту. В том числе к раннечетвертичным он относит террасу р. Индигирки высотой 400 м. С этим легко можно согласиться, хотя, как мы уже упоминали выше, разделение доледниковых террас на раннечетвертичные и среднечетвертичные производится, по существу, на основании логических соображений (отметим также, что с позиции трех оледенений отнесение высоких террас к раннечетвертичному возрасту несколько затруднительно, так как они вложены в поверхность, которую А. П. Васьковский считает синхронной раннечетвертичному оледенению). Вместе с тем, отложения Базовской седловины, расположенные на относительной высоте 370 м, А. П. Васьковский считает среднечетвертичными, рассматривая каньон Базовской седловины как верховье древней долины, связанной с более низким уровнем террасы. Делается это, очевидно, по той причине, что палеонтологическая характеристика отложений каньона Базовской седловины считается среднечетвертичной.

Мы полагаем, что нет оснований значительно разделять во времени образование террас р. Индигирки высотой 400 м, и р. Эльги высотой 370 м. Как правило, плотик притоков согласуется с плотиком реки, в которую он впадает. Следовательно, терраса Эльги, синхронная древней долине, вскрытой на Базовской седловине, имела приблизительно ту же относительную высоту, равную 350—370 м. Если же допустить, что это каньон верхней части притока Эльги (или руч. Углогого) с крутым профилем, устье которого было увязано с более низкой, например, 100-метровой террасой Эльги, то объяснить 40-метровую мощность отложений в верховье такого притока можно лишь при помощи очень сложных неотектонических подвижек. Мы считаем, что возраст отложений Базовской седловины доледниковый. Их значительная приподнятость над днищем р. Эльги позволяет предполагать их формирование в раннечетвертичное время.

В связи с сопоставлением террас двух бассейнов рек и определением границ возрастных комплексов следует остановиться на положении в разрезе остатков *Bison priscus longicornis*, входящего в состав руководящего комплекса фауны среднечетвертичного времени. находка этих остатков (рог с футляром и части черепа) была сделана Х. И. Калугиным в аллювии 50-метровой смешанной левой террасы р. Колымы ниже руч. Чукучаннаха. Доледниковый среднечетвертичный возраст отложений террасы высотой 50 м не укладывается в приведенную схему, как, впрочем, не укладывался он и в прежнюю схему разделения террас, так как достаточно низкие 50-метровые террасы и в прежней схеме входили в интервал комплекса межледниковых позднечетвертичных террас. А. П. Васьковский, которому принадлежит описание и определение костей бизона (1959б), объясняет это противоречие тем, что находка сделана в пределах Урга-Талонской впадины, где террасы вследствие неотектонического опускания имеют меньшие относительные высоты. Однако в статье не приводятся доказательства позднечетвертичного и современного опускания этой территории, которые могли бы повлиять на высоту уступа террасы. Расширение долины без анализа мощностей рыхлых отложений еще не может считаться таким доказательством.

Несколько выше по р. Колыме, в районе пос. Сордоноха, также имеется расширение долины (правда, меньших размеров), но характер террас, смешанных с высоким цоколем, и малые мощности аллювия в пойме Колымы (8—10 м по данным буровых линий) отнюдь не свидетельствуют об опускании.

Если же в районе находки остатков длиннорогого бизона не было в новейшее время опусканий, то находка этих костей не укладывается в существующие представления о стратиграфии террас верховьев рек Колымы и Индигирки. Возможно, эти кости все же переотложены с верхних уровней. В статье А. П. Васьковского, к сожалению, не приводится разрез отложений террасы, однако малая глубина находки (4 м от поверхности террасы) наводит на мысль, что темно-серые суглинки, в которых были обнаружены кости, являются не пойменной фацией аллювия этой террасы, а частью перекрывающих ее солифлюкционно-делювиальных отложений. Мы считаем, что описания находок руководящей фауны должны производиться с большой детальностью и уж, во всяком случае, с описанием разреза отложений, в которых были найдены костные остатки. В противном случае открываются широкие возможности для всяких предположений.

Последнее, что можно сказать по поводу находки, это то, что в настоящее время возрастные границы фаунистических комплексов, равно как и их состав, пока еще нельзя считать твердо установленными. Вопрос этот в ближайшее время должен пересматриваться.

История развития речной сети

После выхода изучаемой территории из-под уровня моря на ее поверхности зародилась и начала свое развитие речная сеть. Можно предположить, что в периоды относительных стабилизаций тектонических движений, рассмотренные в одной из предыдущих глав, когда были широко распространены процессы выравнивания, реки вырабатывали очень широкие долины. И, наоборот, в периоды тектонической активности основной запас своей энергии реки расходовали на углубление долин, а не на их расширение. Если учесть, что на изучаемой территории следы поверхностей выравнивания первых двух этапов сохранились очень плохо, то легко можно представить, что следы речной деятельности более ранних этапов развития, чем среднечетвертичный, выражены в современном рельефе чрезвычайно слабо. Восстанавливая рисунок речной сети этого времени, можно делать лишь общие предположения, исходя из истории развития структур и рельефа.

Б. С. Русанов, Г. Г. Борисов, З. Ф. Бороденкова и др., 1961 считают, что в течение всего мелового времени, палеогена и значительной части миоцена общие орографические особенности восточной Якутии выражались в том, что бассейн р. Яны располагался в межгорном понижении, обрамленном с запада Верхоянским хребтом, с востока хребтами системы Черского, а с юга хребтом Сунтар-Хаята. Многочисленные реки, стекавшие с названных горных обрамлений, собирались в мощную водную артерию Пра-Яну, которая, включая в себя как верховья Индигирки с бассейном Эльги, так и верховья р. Томпо, осваивала все обширное понижение и несла свои воды в Ледовитый океан. Авторы полагают, что с представлениями Б. С. Русанова можно согласиться и такую схему речной сети в общих чертах принять даже для двух первых этапов выравнивания.

Несмотря на то, что в течение первого этапа выравнивания нивелированию подвергалась вся территория, образовавшаяся выровненная поверхность не была абсолютно ровной. На ней существовали полого поднимающиеся возвышенности, которые сами по себе носили следы выравнивания. Легко можно предположить, что эти возвышенности находились на месте перечисленных хребтов горного обрамления, сохраняя общий орографический план. В таких условиях общее направление реч-

ной сети в течение первого этапа выравнивания не изменилось. В течение второго этапа выравнивания ни один из перечисленных горных хребтов полностью выравниванием не был охвачен и, следовательно, общий орографический план был тем более сохранен.

Авторы могут согласиться с Б. С. Русановым и в том, что в течение указанного времени верхняя часть бассейна Индигирки являлась верховьями Пра-Яны и, следовательно, на территории бассейна р. Эльги находились крупные речные долины, протягивающиеся от предгорий хребта Сунтар-Хаята к низовьям Пра-Яны, хотя следы таких крупных долин обнаружить не удалось, несмотря на тщательное дешифрирование аэрофотоснимков всей территории. Вместе с тем в современном рельефе на различных уровнях имеются морфологически достаточно хорошо выраженные реликты древней речной сети, которые отмечались всеми исследователями, работавшими на рассматриваемой территории.

Как полагают авторы, наиболее древними являются участки среднечетвертичных речных долин. Основная часть речных долин второй половины среднечетвертичного времени была приурочена к поверхности третьего этапа выравнивания, которая очень широко сохранилась в современном рельефе и с которой связано среднечетвертичное оледенение. Во многих случаях существует возможность установления общих очертаний этой речной сети и ее основных направлений.

Анализ распределения реликтов древней речной сети (рис. 20) позволяет предполагать, что к среднечетвертичному времени произошло обособление бассейнов рек Яны, Индигирки и Томпо (принадлежащего системе Алдана), хотя площади верхних частей этих бассейнов были существенно отличными от современных. В это время бассейн р. Эльги характеризовался значительно меньшими размерами, так как большие его части принадлежали бассейнам рек Адычи и Томпо, а также бассейнам двух крупных левых притоков р. Индигирки — рек Иньяли и Ольчан. К бассейну Адычи относились верхние части левых притоков р. Эльги — рек Аяма, Утачан, Тирехтях. Бассейну Томпо принадлежала верхняя половина бассейна Эльги, которая имела направление в сторону р. Делиньи. Авторам представляется, что Пра-Делинья образовалась в результате слияния трех рек, одна из которых располагалась в верховьях р. Эльги, вторая — в верховьях р. Аябы и третья — в средней части долины Эльги, в верховьях правого притока Эльги — р. Мугурдаха. К бассейну Пра-Иньяли относилась небольшая часть Эльгинского бассейна, расположенная в верховьях р. Тобычан. Еще меньшую площадь на территории современного бассейна Эльги занимали истоки Пра-Ольчана, которые располагались в верховьях р. Арангас.

Собственно бассейн Эльги, по-видимому, состоял из трех более или менее крупных рек. Одна из них, наиболее протяженная, занимала нижнюю часть современной долины Эльги, две другие соответствовали современным рекам Малому и Большому Селериканам.

Между Малым Селериканом и истоком Пра-Делиньи, расположенным на месте современной долины Мугурдах, существовала открытая долина, местоположение которой, как и рисунок речной сети, были унаследованы современными реками. Отсутствие водораздела между Мугурдахом и Малым Селериканом и наличие остатков речных террас в этом месте позволили Ю. П. Барановой (Баранова, Бискэ, 1964) предположить возможность стока верховьев р. Индигирки через названную открытую долину и через верховья Аямы в бассейн р. Яны. Нам представляется, что как малая ширина открытой долины, расположенной на уровне среднечетвертичных долин, несоизмеримая с шириной долин Пра-Делиньи и нижней части Пра-Селерикана, не говоря уж о Пра-

Индибирке, так и ее морфология не позволяют предполагать осуществление стока р. Индибирки в этом направлении. Очевидно, р. Индибирка в среднечетвертичное время имела направление, близкое к современному, тем более, что М. Д. Эльянов (1959) ниже по течению р. Индибирки наблюдал среднечетвертичные террасы. По-видимому, открытые речные долины среднечетвертичного времени вообще не были редкостью на территории бассейна р. Эльги. Открытые долины, например, существо-



Рис. 20. Схема распределения реликтов доледниковой речной сети:

1 — районы бассейна р. Эльги с сохранившимися реликтами доледниковой речной сети; 2 — предположительная линия водораздела между доледниковыми бассейнами рек Яны, Алдана и Индибирки.

вали между левыми притоками Пра-Адычи и правыми притоками Пра-Делиньи и находились в районе современных рек Аяма и Утачан.

Боле молодые реликты речной сети приурочены к уровню террас 25—40 м относительной высоты, с которыми было связано позднечетвертичное оледенение. Днища долин среднечетвертичных рек к тому времени были подняты на 150—200 м по отношению к уровню днищ долин позднечетвертичной сети. Анализ распространения сохранившихся остатков более молодой речной сети позволяет сказать, что ее рисунок отличался от рисунка среднечетвертичной речной сети. Прежде всего несколько сократился бассейн р. Адычи. К этому времени, вероятно, уже существовала р. Аяма, которая несла свои воды в р. Делинью. Бассейну Делиньи продолжали принадлежать верховья р. Эльги с ее притоком Аябой, однако в районе верхнего широтного колена р. Эльги

существовал водорездел, который отделял от р. Делиньи принадлежавшую ей ранее среднюю часть долины р. Эльги. К бассейну Адычи продолжала относиться верхняя часть долины Утачана. Сейчас очень трудно определить местоположение водораздела между системой Адычи и Эльги в районе современной р. Утачан. В районе нижнего течения Утачана, среднего течения Тирехтяха и нижнего течения Бургачана с оз. Чирилк имеется целая серия открытых долин, по которым трудно восстановить направления рек того времени. В этом районе покинутые и существующие долины образуют густую сетку, в ячейках которой находятся отдельные небольшие, окруженные со всех сторон долинами, горные массивы. Авторы склонны считать, что реки Етаскан, Бургачан и Тирехтях принадлежали системе Эльги, а к системе Адычи относилась лишь верхняя часть Утачана.

Бассейн Эльги расширился не только за счет бассейнов Адычи и Делиньи, но также за счет систем Иньяли и Ольчана. К позднечетвертичному времени были полностью сформированы верхняя и средняя части долины р. Тобычан, нижняя часть которой располагалась в современной долине р. Черий. Левый приток Тобычана — р. Ненгчан была значительно длиннее и включала в себя верхнюю часть современной р. Арангас. К позднечетвертичному времени, вероятно, окончательно сформировался рисунок речной сети нижней части бассейна р. Эльги. Левые притоки Эльги — реки Арангас, Тонор и Артык-Юрях имели уже тогда древовидный рисунок, справа в р. Эльги впадали прямолинейные реки, приуроченные к зонам тектонических нарушений, а реки Большой и Малый Селериканы унаследовали направления со среднетчетвертичного времени.

Формирование современного рисунка речной сети произошло уже после позднечетвертичного оледенения. Для этого времени характерно еще большее расширение бассейна Эльги за счет других бассейнов. Река Утачан удлинилась за счет присоединения самой верхней части долины, принадлежащей до сих пор Адыче. Верховья Пра-Делиньи с притоками Аябой и Аямой вошли в систему Эльги. Реки Тобычан и Арангас приняли современные направления. В результате этой перестройки образовалась целая серия покинутых долин, которые представляют значительный интерес, так как в них сохранился аллювий.

Итак, в современном рельефе бассейна Эльги отчетливо выделяются два уровня перестроенной речной сети. Один из них представляет собой остатки речной сети среднетчетвертичного этапа выравнивания, другой — участки перестроенных долин позднечетвертичного времени. По речным долинам как первого, так и второго уровней двигались ледники соответственно среднетчетвертичного и позднечетвертичного времени.

Приуроченность подавляющего большинства перестроенных долин к районам, охваченным ледниковой деятельностью, и морфология покинутых участков долин позволяют говорить, что большая часть перестроек вызвана деятельностью ледников. Однако имеют место и перестройки речной сети, обусловленные изменением блоковых тектонических движений.

В результате деятельности ледников некоторые участки речных долин были заполнены ледниковыми отложениями, и подпруженные реки искали выход в других местах, прокладывая новые русла, а затем формируя новые долины, покидая старые, загроможденные ледниковыми отложениями. В этих случаях речные потоки выбирали направления, соответствующие линиям наименьшего сопротивления горных пород размыву. Очень часто таковыми оказывались расположенные по-

близости зоны тектонических нарушений, к которым и приурочивались новые русла рек.

Ледниковой деятельности обязаны многие участки перестроенной речной сети, из которых наиболее интересны Адыча-Утачанский, Делинья-Букчулканский, Чирилк-Тирехтяхский и Тобычан-Черняйский.

Перераспределение речного стока в Адыча-Утачанском узле было вызвано тем, что часть речной долины, начинавшейся в верховьях р. Утачан и впадавшей в р. Адычу, была заполнена ледниковыми отложениями. Ледники третьей стадии позднечетвертичного оледенения, спускавшиеся с цепи Боронг по Утачанскому трогу и трогам правых притоков р. Адычи, доходили лишь до района древней Адыча-Утачанской долины и отложили здесь по нескольку валов конечных морен (см. рис. 8). Часть из них полностью перегородила доледниковую долину, и послеледниковый сток начал осуществляться не на запад, в сторону р. Адычи, а на юг, в долину р. Эльги, в результате чего и сформировалась современная долина р. Утачан.

Геоморфологические особенности Делинья-Букчулканской древней долины определенно говорят за то, что верховья р. Делиньи в районе оз. Делинья и верховья левого притока Эльги — р. Букчулкан с оз. Букчулкан принадлежат единой долине, заполненной ледниковыми отложениями. Последние представлены как основной мореной, так и двумя прекрасно выраженными конечно-моренными валами высотой 60—70 м, с вогнутой частью которых соприкасаются ледниковые озера Делинья и Букчулкан (рис. 21). Линия водораздела между реками Делинья и Букчулкан в пределах древней долины проходит точно по гребню морены близ озера Букчулкан. Стоит только представить Делинья-Букчулканский участок древней долины лишенным ледниковых отложений, как становится очевидным естественное продолжение долин Эльги и Аямы на запад в сторону р. Делиньи, так как морфология этих долин одина. И, напротив морфология долины широтного колена р. Эльги, начинающегося ниже устья Аямы, разительно отличается от морфологии долины р. Эльги на всем ее остальном протяжении. Широтное колесо р. Эльги — это типичная сквозная долина с крутыми склонами, образованная в результате перестройки речной сети. Судя по тому, что на этом участке р. Эльги полностью отсутствуют как разведчинская терраса, так и следы позднечетвертичной ледниковой деятельности, в то время как первая очень широко развита по всей долине р. Эльги, а вторые отчетливо представлены по обе стороны от широтного участка, можно говорить, что образование рассматриваемого широтного участка долины Эльги относится к послеледниковому времени.

Чирилк-Тирехтяхский узел перестройки речной сети, очевидно, является наиболее сложным районом, в котором очень трудно установить направления былых рек. Представляется возможным лишь определить очертания реликтов крупных долин, которые в настоящее время либо не дренируются вовсе, либо по ним текут небольшие потоки, унаследовавшие долины былых более крупных рек и никак не определяющие их размеры и положения. Очевидным является, что р. Тирехтях в районе изменения широтного направления долины левого притока Тирехтяха — р. Сахыньи на меридиональное протекает по молодой долине, выработанной уже после последнего оледенения. Раньше водораздельная линия между верхней и нижней частями р. Тирехтях проходила в 2—3 км выше устья р. Сахыньи (рис. 22). Изменение направления течения р. Тирехтях вызвано тем, что нижняя часть его долины была завалена ледниковыми отложениями, представленными здесь тремя большими грядами конечных морен (см. рис. 8).

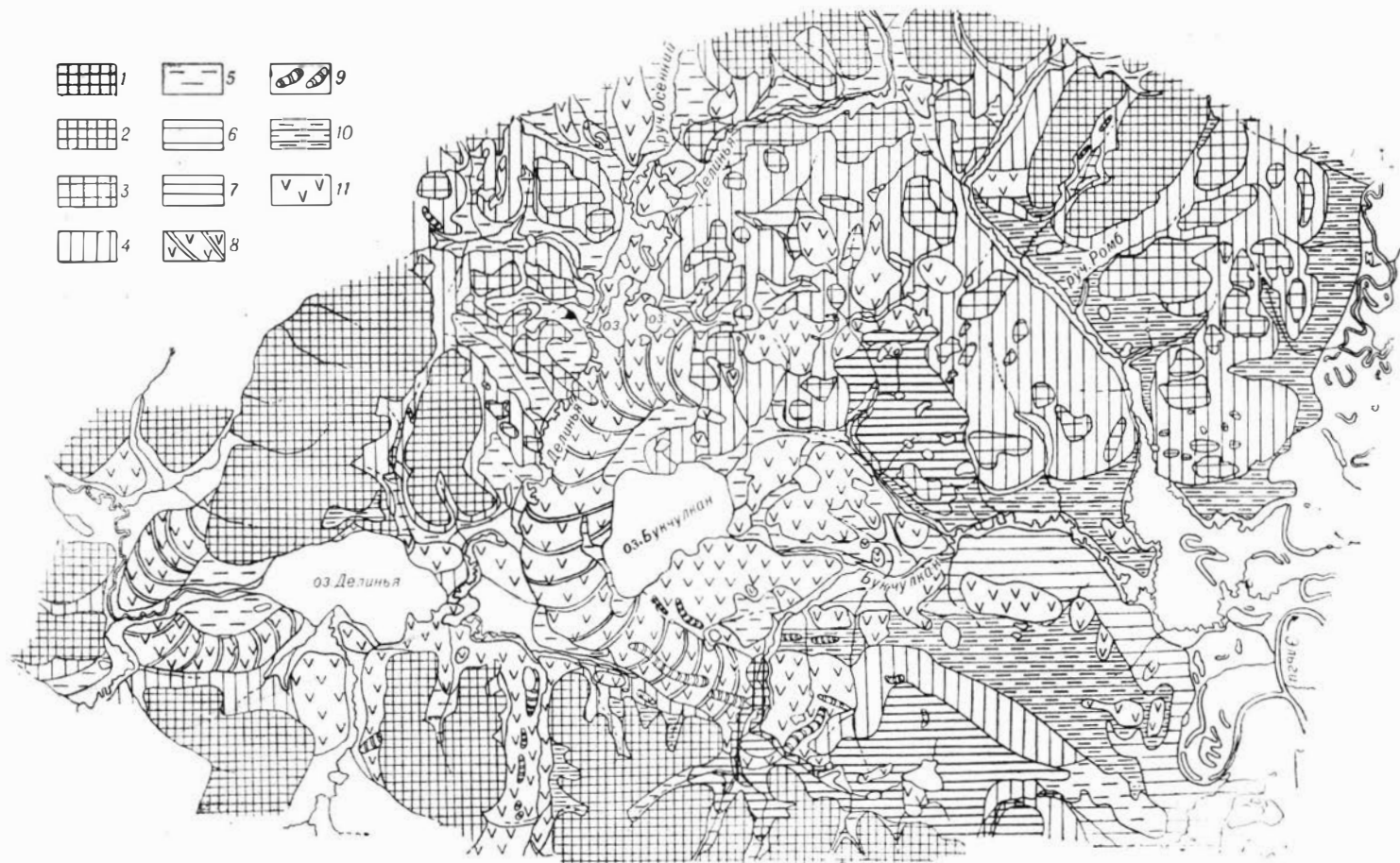


Рис. 21. Геоморфологическая схема района озер Делинья и Букчулкан:

1 — склоны междуречий камне-щебнепотоковые: 1 — крутые, 2 — средней крутизны, 3 — малой крутизны; 4 — склоны делювиально-солифлюкционные, деструктивные, высота барьеров высотой менее 20 м; 5 — поверхность разведчинской террасы; 6 — гряды конечных

По аналогичным причинам произошла смена направления течения р. Тобычан, нижняя часть долины которого на значительном расстоянии была заполнена ледниковыми отложениями. Нижняя часть долины р. Тобычан до позднечетвертичного оледенения располагалась на месте современной долины р. Черный. Речному потоку Тобычана и соответствовала эта широкая, хорошо разработанная долина. Современный поток р. Черный, вытекающий из ледникового оз. Черный, ни в какой мере не осваивает рассматриваемую древнюю долину.

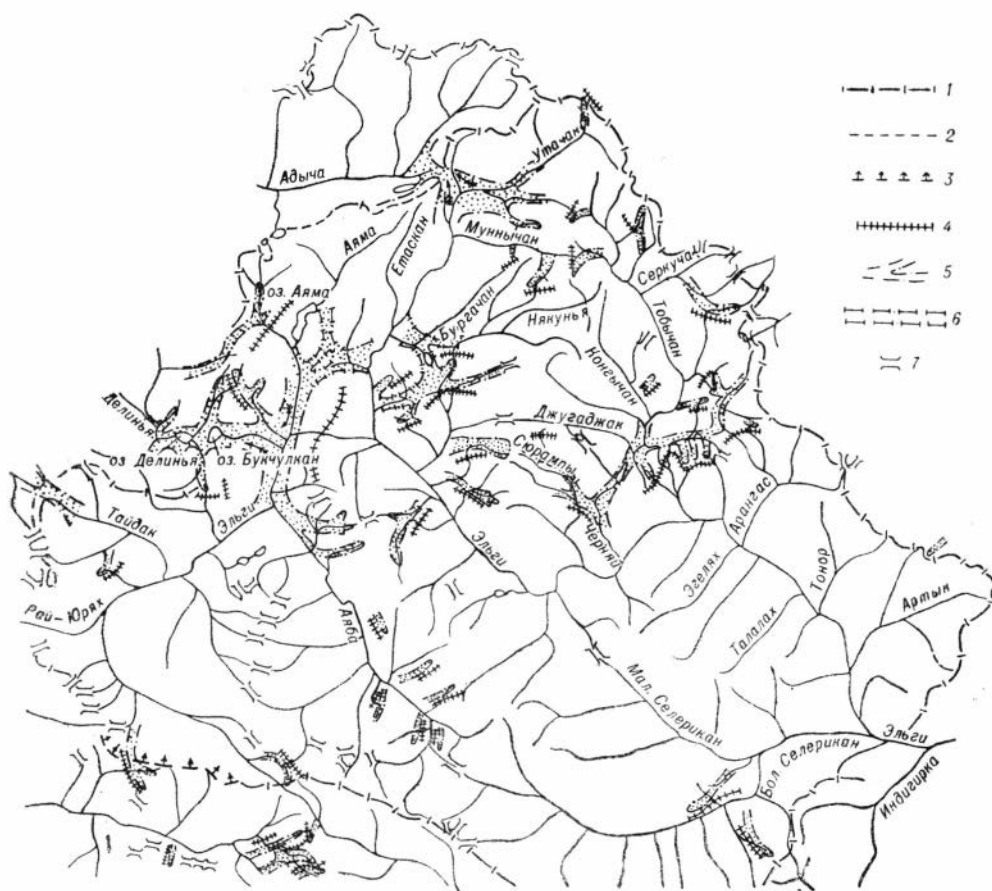


Рис. 22. Схема распределения реликтов долин межледниковой речной сети:

1-3 — современные водораздельные линии: 1 — равновесного водораздела, 2 — водораздела, не выраженного в рельефе, 3 — неравновесного водораздела (стрелки направлены в сторону смещения водораздельной линии); 4 — линии водоразделов, существовавших до перестройки речной сети; 5 — контуры межледниковых речных долин в местах перестроек (направление рек показано стрелками); 6 — контуры межледниковых речных долин в местах перестроек с невыясненными направлениями водостоков; 7 — современные открытые долины.

Влияние ледниковой деятельности на речную сеть не всегда вызвало коренную перестройку ее рисунка. В нижней части долины р. Аябы и в долине р. Эльги близ устья Аябы, в районе конечных морен первой стадии последнего оледенения, произошло лишь изменение направлений нижних течений притоков рек Эльги и Аябы. Вероятно, два правых притока р. Аябы — ручьи Поздний и Хитин и левый приток р. Эльги — руч. Пигва до последнего оледенения в нижних своих частях имели такие же направления, как и в верхних, и первые два впадали в р. Аябу, а

третий — в р. Эльги значительно ниже по течению. После оледенения упомянутые притоки в нижних частях резко изменили направления своих прежних течений, так как при выходе в долины главных рек встретили на своем пути высокие дуги конечных морен. Обойдя последние с внешней выпуклой стороны, названные притоки стали впадать в главные реки несколько выше по течению.

Древние долины, возникшие в результате ледниковой деятельности, характерны и для бассейна р. Томпо. Длинный, коленообразно изгибающийся правый приток р. Томпо, текущей в общем с юго-востока на северо-запад, объединяет серию разновозрастных долин, одна часть из которых образовалась еще до позднечетвертичного оледенения, другая возникла в результате перехватов уже после оледенения. До последнего оледенения рассматриваемый район правобережья Томпо дренировался серией притоков Томпо, текущих субпараллельно друг другу с северо-востока на юго-запад. Ледник последнего оледенения, двигавшийся по р. Томпо, был достаточно мощным для того, чтобы заполнить нижние части долин притоков и отложить в них морену значительной мощности. В результате были подпружены верхние части притоков Томпо. Подпруженные воды нашли выход через целую серию вновь образованных отрезков речных долин, имеющих направление, почти перпендикулярное доледниковым долинам притоков.

Нам представляется, что новые участки долин образовались в результате перехватов, которые были подготовлены еще до последнего оледенения. В местах будущих перехватов располагалась серия открытых долин, возникших благодаря более интенсивной денудации, приуроченной к тектонически ослабленным зонам. Об этом говорит субпараллельная ориентированность вновь образованных долин относительно друг друга и относительно прилегающей части долины р. Томпо (рис. 23).

Как уже говорилось выше, в бассейне р. Эльги, кроме древних долин, возникших под влиянием ледниковой деятельности, имеются древние долины, обусловленные перестройкой речной сети в результате изменения местных тектонических условий. Несмотря на то, что преобладающая часть древних долин представлена долинами первого рода, древние долины второго рода также определенно интересны. К ним относятся древние долины, возникшие в результате перестроек речной сети в Томпо-Эльгинском и Аябо-Эльгинском районах.

Томпо-Эльгинская перестройка речной сети непосредственно связана с перехватом левого притока Эльги — р. Сепкинния верховьями правого притока Томпо — р. Тирехтях и вызвана изменением тектонического режима в бассейне р. Тирехтях.

В Аябо-Эльгинской перестройке речной сети агрессивная роль принадлежала левому притоку Аябы — р. правой Кунтукундже, которая перехватила верховья правого притока Эльги — р. Дегдегу. Рассматриваемый перехват выражен в современном рельефе исключительно хорошо: долина р. Дегдеги сохранила полностью свои очертания и морфологию, а новое русло протекает в очень узкой, каньонообразной долине, резко врезающей в прежнее днище р. Дегдеги. Перехват осуществился в результате различной тектонической активности района долины Эльги в месте перехвата и прилегающей справа Сейкамнян-Аябинской гряды.

Многие древние долины, возникшие в результате изменения тектонических условий, находятся в верхней половине бассейна р. Аябы как в правобережной, так и в левобережной его частях. Верхние правые притоки р. Аябы перед последним оледенением имели от верховий до устьев юго-западные направления. В послеледниковое время произошли пере-

хваты верхних частей долины ряда притоков, причем более агрессивно вели себя притоки, расположенные выше по течению. В результате образовалась серия сложных коленообразно изогнутых притоков р. Аябы. Перехваты осуществлялись по одной протяженной тектонической зоне, поэтому вновь образованные участки долин расположены примерно на одной линии, перпендикулярной первичным направлениям притоков и субпараллельной направлению прилегающей части долины Аябы

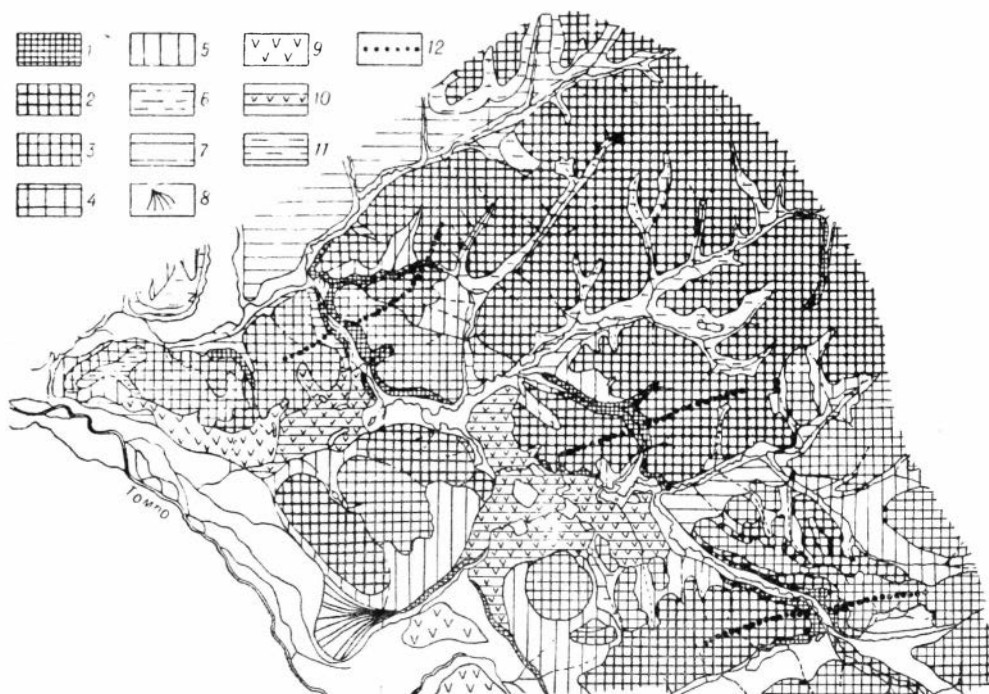


Рис. 23. Геоморфологическая схема части правобережья р. Томпо:

1—5 — склоны междуречий: 1 — очень крутые, осыпные, 2—4 — камне-щебенчепотоковые: 2 — крутые, 3 — средней крутизны, 4 — малой крутизны, 5 — делювиально-солифлюкционные, деструктивные, пологие; 6 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 7 — низкие террасы высотой менее 20 м; 8 — конусы выноса; 9 — холмисто-моренный рельеф; 10 — террасы, перекрытые ледниковыми отложениями; 11 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами; 12 — линии водоразделов до перестройки речной сети.

(рис. 24). На левобережье р. Аябы аналогичные древние долины и перехваты наблюдаются по правой и левой сторонам р. Гаяканджин (левого притока Аябы). Здесь два распадка, впадающие справа и слева в Гаяканджин, перехватили два притока р. Аябы, которые имели раньше то же направление, что и р. Гаяканджа. Вновь образованные коленообразно изогнутые участки русел приспособились к единой тектонически ослабленной зоне, пересекающей как долины перехваченных притоков, так и долину Гаяканджи (см. рис. 24).

Нужно сказать, что приуроченность речной сети к тектонически ослабленным зонам, наиболее легко поддающимся речному размыву, характерна не только для районов перестройки речной сети. Это явление очень широко распространено на всей рассматриваемой территории и, как мы покажем в одной из следующих глав, обуславливает направления как некоторых участков самой долины р. Эльги, так и многих ее притоков.

Мы остановились на описании только части древних долин, относящихся к позднечетвертичному межледниковью. Местоположение остальных участков перераспределенной речной сети, так же как и рассмотренных, показано на рис. 22, на котором хорошо видно, что подавляющее большинство долин этого времени расположено в верхней и средней частях бассейна Эльги. В нижней части бассейна Эльги реликты древних долин исключительно редки, из чего можно сделать вывод, что речной рисунок этой части бассейна был определен в конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени.

Изучение речной деятельности позволяет сделать определенные выводы.

1. При современной изученности в бассейне р. Эльги устанавливаются три комплекса терраси синхронных им аллювиальных отложений. Наиболее древним является доледниковый комплекс высоких террас, относительные превышения которых более 150—200 м над днищами современных долин. Верхние террасы этого комплекса, по-видимому, имеют раннечетвертичный возраст, нижние — среднечетвертичный (Q_2^1). Более молодой, межледниковый позднечетвертичный (Q_3^1) комплекс средневысотных террас занимает в относительных высотах интервал от 150—200 до 25—40 м. Самый молодой послеледниковый голоценовый комплекс представлен низкими террасами от 15—20 м относительной высоты до современной поймы

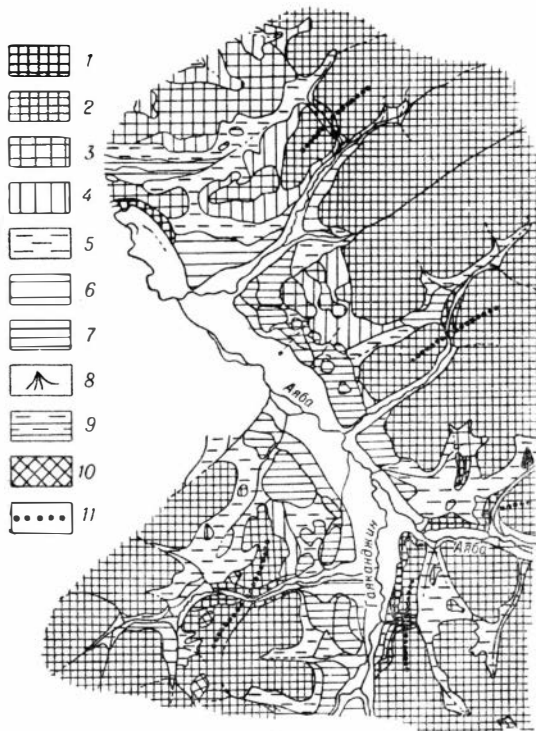


Рис. 24. Геоморфологическая схема верхней части бассейна р. Аябы:

1—3 — склоны междуречий камне-щебенчатые: 1 — крутые; 2 — средней крутизны; 3 — малой крутизны; 4 — склоны пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные; 5 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 6 — низкие террасы относительной высотой менее 20 м; 7 — поверхность разведчинской террасы; 8 — конусы выноса; 9 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами; 10 — структурные поверхности; 11 — линии водоразделов перестройки речной сети.

мы включительно. Границей между доледниковым и межледниковым комплексами террас является долоньинская поверхность относительной высотой 150—200 м, прослеживающаяся на значительной территории верхней части бассейна Колымы и Индигирки и несущая на себе отложения первого среднечетвертичного (эльгинского) оледенения. Ее возраст определяется как позднее доледниковье — начало оледенения. Границей межледникового и послеледникового комплексов террас является поверхность разведчинской террасы относительной высотой 25—40 м, синхронная второму, позднечетвертичному (бохапчинскому), оледенению. Ее возраст определяется на основании перекрывающих ледниковых отложений как конец межледниковья — начало оледенения.

2. Накопление отложений аккумулятивной разведчинской террасы,

а также низов отложений повышенной мощности под днищами современных долин явилось следствием этапа неотектонического опускания и накопления осадков, имевшего место в конце межледниковья. Возраст их определяется, таким образом, как поздний межледниковый (позднечетвертичный).

3. Развитие рельефа района руч. Промежуточного (правого притока р. Эльги) в четвертичное время протекало в общих чертах сходно с остальной территорией бассейна р. Эльги. Специфичным является лишь заложение впадины в верхней части ручья во время, предшествующее образованию долоньинской поверхности, и выполнение этой впадины доледниковыми отложениями. Вследствие этого долоньинская поверхность срезает в нижней части ручья коренные породы, а в верхней — рыхлые аккумулятивные отложения.

4. Поскольку мы не считаем правильным проводить границу между доледниковым и межледниковым комплексами террас в бассейне р. Колымы по поверхности террасы высотой 115 м и поскольку поверхность, синхронная среднечетвертичному оледенению, выделяется также и в верховьях р. Колымы, нам представляется, что часть высоких террас этого бассейна, относимых ранее к первой половине среднечетвертичного времени, следует считать межледниковыми позднечетвертичными. Это не противоречит палеонтологическим характеристикам террас в связи со слабым различием во флористическом составе доледниковых и межледниковых флор. При упомянутых изменениях границ возрастных комплексов террас Колымы стратиграфия четвертичных отложений верхней части бассейна р. Колымы и бассейна р. Эльги хорошо увязывается.

5. Речная сеть бассейна р. Эльги трижды претерпела значительные перестройки, во время которых существенно менялся ее рисунок. Первое перераспределение, вероятно, относится к позднеплиоцен-раннечетвертичному времени. Вторая перестройка имела место в начале межледниковья и, наконец, в третий раз речная сеть заметно изменила свой рисунок в начале послеледникового времени. Современный рисунок речных долин в основных чертах определился в результате последней перестройки.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХОВЬЯХ РЕК ИНДИГИРКИ И КОЛЫМЫ

В настоящей главе мы останавливаемся на трех дискуссионных вопросах палеогеографической реконструкции климата, растительности и хронологии четвертичного периода горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы. Ими являются вопросы о количестве и возрасте ледниковых эпох, о возрасте ископаемой флоры и о стратиграфическом значении явления ожелезнения аллювиальных отложений.

Все они тесно связаны с изучением исследуемой территории: с одной стороны, в ее пределах имеются материалы, помогающие их разрешению, с другой — решение этих вопросов помогает дальнейшему более глубокому и научно обоснованному изучению этапов развития рельефа бассейна р. Эльги.

В настоящее время исследователи не располагают достаточным фактическим материалом для решения поставленных вопросов. В нашу задачу входит вскрыть противоречия, существующие на данном этапе изученности, наметить пути для их разрешения и привлечь к ним внимание будущих исследователей.

О количестве и возрасте ледниковых эпох на Северо-Востоке СССР

В этой работе уместно остановиться на том пересмотре взглядов на стратиграфию четвертичных отложений Северо-Востока СССР, который намечается в настоящее время в статьях И. П. Карташова (1963) и А. П. Васьковского (1963). Эти авторы излагают новые представления о количестве и возрасте ледниковых эпох на Северо-Востоке и, соответственно, о возрасте ледниковых и межледниковых отложений. В данном случае мы не имеем в виду предложение А. П. Васьковского относить рижское и вюрмское оледенение к верхнему плейстоцену на основании сходства ориньякской и более поздней фауны. Это предложение понизить границу верхнечетвертичного отдела касается всего северного полушария и должно рассматриваться, как справедливо отмечает А. П. Васьковский, стратиграфическим комитетом. Отметим лишь те изменения во взглядах А. П. Васьковского, которые произошли в рамках унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Северо-Востока СССР, принятой межведомственным совещанием 1957 г.

А. П. Васьковский допускает существование не одной, как он предполагал ранее (и то без достаточного палеонтологического обоснования), а нескольких экспансий льда в раннечетвертичное время, а также еще одного оледенения в позднечетвертичное время, имевшего место после бохапчинского. Таким образом, из статьи А. П. Васьковского можно сделать вывод, что автор допускает схему 5—6-кратного оледенения Северо-Востока в четвертичном периоде.

И. П. Карташов (1963) считает, что оба выраженные в рельефе Северо-Востока оледенения являются позднечетвертичными. Эльгинское оледенение — первое позднечетвертичное и сопоставляется с зырянским, а бохапчинское — второе позднечетвертичное оледенение, сопоставляемое с сартанским; причем, в отличие от большинства геологов, работающих на территории Сибири, И. П. Карташов считает сартанское оледенение не стадией, а самостоятельной эпохой. Что же касается более древних оледенений, то невыраженность в рельефе, по его мнению, не является доказательством их отсутствия. Следы их нужно искать во впадинах. В частности, доказательством более древнего оледенения И. П. Карташов считает обнаруженный А. В. Ложкиным маломощный горизонт с холодолюбивым спорово-пыльцевым спектром в отложениях верхней части бассейна руч. Промежуточного, разделяющий отложения с теплолюбивыми спектрами, близкими по характеру среднечетвертичным, межледниковым.

Итак, в рассматриваемом районе имеются следы двух оледенений, выраженных в рельефе, и одного (пока одного) оледенения по данным изучения отложений руч. Промежуточного. Однако далее, опираясь на синхронность климатических изменений во всем северном полушарии, доказанном в настоящее время более или менее надежно для четвертичного периода методами определения абсолютного возраста, И. П. Карташов приходит к заключению, что «на территории Северо-Востока в антропогене возникало столько же оледенений, сколько и на других территориях северного полушария, т. е. пять или шесть». В доказательство приводится таблица Европейско-Американской шкалы абсолютного возраста климато-стратиграфического подразделения верхнечетвертичного отдела.

Таким образом, И. П. Карташов излагает свои новые представления по двум вопросам: по количеству оледенений на Северо-Востоке и по

возрасту эльгинского и бохапчинского оледенений, т. е. тех, которые выражены в рельефе. Рассмотрим сначала доказательство множественности четвертичных оледенений на Северо-Востоке. Мы согласны с тем, что следы раннечетвертичных оледенений следует искать во впадинах, которые пока еще изучены слабо. Однако возможность нахождения таких следов во впадинах нельзя принимать за действительность. Тенденциозный подход к делу может только запутать и без того сложный вопрос. Мы имеем в виду тот пример с отложениями руч. Промежуточного, который приводится И. П. Карташовым как бесспорное доказательство следов древнего (раннечетвертичного) оледенения.

Из статьи А. В. Ложкина (1963) очевидна вероятность чисто случайного, локального значения и крайней нетипичности спектра, характеризующего маломощную прослойку (0,5 м) с пылью и спорами холодоустойчивой растительности. Подавляющее обилие спор свидетельствует о каких-то специфичных, очевидно, местных условиях формирования этих осадков. По-видимому, такие факты не могут служить основанием для выделения новой ледниковой эпохи. Мы уж не говорим о том, какая осторожность требуется при отделении пылицы, синхронной отложениям, от переотложенной, т. е. в той части пыльцевого анализа, где методика еще недостаточно разработана.

Что же касается основания для выделения нескольких оледенений в позднечетвертичное время, то здесь можно сказать следующее: результаты диатомовых и палинологических изучений донных отложений Охотского моря, которые приводит И. П. Карташов в качестве доказательства множественности эпох оледенений, фиксируют лишь периоды похолодания, которые вовсе не являются синонимами ледниковых эпох, так же как потепления не обязательно должны считаться межледниковьями. В этом смысле таблица, приводимая в статье И. П. Карташова, является произвольным палеогеографическим толкованием объективных данных, тем более, что, согласно Американо-Европейской шкале абсолютного возраста, в позднечетвертичное время выделяется лишь одно оледенение — вюрмское, включающее несколько стадий. Если же, следуя И. П. Карташову, сартанское оледенение принять за самостоятельное, то, согласно этой шкале, зырянское оледенение придется отнести уже к среднечетвертичному времени, что противоречит имеющемуся фактическому материалу и, кстати, представлениям И. П. Карташова.

Мы считаем, что в позднечетвертичное время, помимо похолодания, приведшего к развитию бохапчинского оледенения, были еще похолодания, следствием которых явились стадияльные подвижки льдов. В частности, следами последней стадии похолодания являются, по-видимому, четко выраженные в рельефе моренные гряды, не выходящие далеко за пределы высокогорья. Какой из стадий Вюрма отвечает эта стадия, сказать пока трудно.

Рассмотрим доказательства необходимости отнесения эльгинского оледенения к позднечетвертичному времени. Высказывая новое, по сравнению с высказанным совсем недавно (1962), мнение о позднечетвертичном возрасте обоих выраженных в рельефе оледенений, И. П. Карташов (1963) не находит никаких поводов считать более древнее из них среднечетвертичным, кроме того, что «А. П. Васильковский и Н. А. Шило, очевидно, считали, как это и сейчас признается многими исследователями, что в позднечетвертичное время существовало только одно вюрмское оледенение. Никаких других доказательств рисского возраста предпоследнего оледенения Северо-Востока не существует». Нам представляется, однако, что значительный эрозионный врез (в 150—250 м), разделяю-

ший уровни рельефа, к которым приурочены отложения эльгинского и бохапчинского оледенений, является веским доказательством в пользу отнесения их к различным отделам четвертичного периода. Этот врез как критерий самостоятельности ледниковых эпох и отнесения их к различным отрезкам времени четвертичной эпохи признается, кстати, и И. П. Карташовым (1962). Во всяком случае, мы пока не видим серьезных оснований относить к сравнительно короткому позднечетвертичному времени такие крупные для Северо-Востока события, как оба оледенения и мощный эрозионный врез, который происходил в межледниковье. Поскольку с современных позиций И. П. Карташова упомянутый эрозионный врез произошел во время межледниковья, сопоставляемого им с каргинским, возраст большей части террас должен быть изменен, т. е. эти террасы будут относиться не к началу позднечетвертичного времени, а ко времени второго позднечетвертичного межледниковья. Никаких палеонтологических и геоморфологических оснований для этого изменения возраста террас пока нет.

Что же касается разрезов аллювия пойм ручьев Чукотки, изучаемых З. В. Орловой (1964) и приводимых И. П. Карташовым как доказательство двух позднечетвертичных оледенений на Северо-Востоке, то, на наш взгляд, трудно представить 4—8-метровые отложения аллювия, которые включали бы осадки межледникового, ледникового и послеледникового времени. Легче допустить, что здесь имеется пыльца, переотложенная с верхних уровней. Впрочем, даже в случае правильной интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа чукотских разрезов аллювия, последние ничего не добавляют принципиально нового для решения вопроса о возрасте оледенений и сами по себе не являются доказательством существования второго позднечетвертичного оледенения. Их трактовка зависит от принятой исследователем схемы, как и трактовка остальных известных ныне отложений, представляющих непрерывный разрез от современных отложений до межледниковых. Такие отложения наблюдаются, например, по руч. Угловому в бассейне р. Эльги.

Если принята схема двух оледенений в позднечетвертичное время, то похолодание рассматривается как второе позднечетвертичное оледенение (сартанское), а потепление в низах разреза — как второе позднечетвертичное межледниковье (каргинское). Если же принята схема одного позднечетвертичного оледенения, то эти же части разреза будут соответствовать зырянскому оледенению и казанцевскому межледниковью.

Таким образом, мы пришли к выводу, что для составления новой стратиграфической схемы не имеется доброкачественного нового палеонтологического материала. Попытки же создать новую схему на старом материале носят в значительной степени умозрительный характер и вряд ли могут рассматриваться как прогрессивные.

О возрасте ископаемой флоры в верховьях Колымы и Индигирки

Рассмотрим вопрос о степени надежности палеонтологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений горных районов Колымы и Индигирки. Из предыдущего описания видно, как с изменением стратиграфических представлений отдельных исследователей, с созданием новых стратиграфических схем одни и те же отложения террас изменяют свою возрастную характеристику. Так, например, возраст отложений террасы р. Сусуман высотой 110 м (бассейн р. Колымы) считался до последнего времени среднечетвертичным межледниковым.

как возраст отложений террасы, входящей в группу высоких среднечетвертичных террас. Но вот появляются новые факты, свидетельствующие о том, что поднятие и врез гидросети во время позднечетвертичного межледниковья достигали в верховьях Колымы и Индигирки величины 150—200 м. В свете новых представлений Сусуманская терраса и ее отложения могут быть, по нашему мнению, лишь позднечетвертичными. Эти рассуждения относятся в равной мере и ко многим другим высоким террасам бассейна Колымы, прежде считавшимся среднечетвертичными.

Так же легко А. П. Васьковский (1963) дает новое определение возраста террасы р. Индигирки высотой 400 м, считая ее уже не среднечетвертичной, а раннечетвертичной. И. П. Карташов (1963) высказывает мнение, что оба выраженные в рельефе оледенения Северо-Востока являются позднечетвертичными. Одновременно он признает эрозионный врез во время межледниковья глубиной в 200—300 м (Веснин, Вийра, Карташов, 1962). Этот врез вмещает большое количество террас, отложения которых, по И. П. Карташову, должны, вероятно, рассматриваться как отложения времени второго позднечетвертичного (каргинского) межледниковья.

Таким образом, возраст одних и тех же террас с отложениями, имеющими конкретную палеонтологическую характеристику, А. П. Васьковский считает среднечетвертичным, межледниковым, мы — позднечетвертичным межледниковым, а И. П. Карташов определяет их возраст как второе позднечетвертичное межледниковье. И все эти различные определения возраста отнюдь не вступают в противоречие с палеонтологической характеристикой. Очевидно, такое положение может иметь место только при чрезвычайно нечетком палеонтологическом обосновании возраста отложений террас. Происходит это по той причине, что макроостатков флоры и фауны в рассматриваемых районах очень мало, те же, которые есть, в большинстве не являются руководящими и характерны как для средне-, так и для позднечетвертичного времени.

Еще хуже обстоит дело с палинологическими данными. Р. А. Баскович (1959) на основании многолетних работ спорово-пыльцевой лаборатории Северо-Восточного геологического управления опубликовала палинологические характеристики различных по возрасту четвертичных отложений Северо-Востока СССР. Ею были выделены пять спорово-пыльцевых комплексов; нижнечетвертичный, среднечетвертичный межледниковый, верхнечетвертичный межледниковый, верхнечетвертичный ледниковый и современный. В первых трех комплексах обращает на себя внимание большое сходство флористического состава. В отношении первых двух комплексов — нижнечетвертичного, установленного в отложениях впадин окрестностей г. Магадана и на северо-западном побережье Камчатки, и среднечетвертичного межледникового, установленного в отложениях погребенного каньона на водоразделе ручьев Базовского и Промежуточного, — это сходство признает и Р. А. Баскович, которая при описании среднечетвертичных межледниковых комплексов пишет: «Сопоставляя данные спорово-пыльцевых комплексов с комплексами нижнечетвертичной эпохи, нельзя не отметить, что качественно они почти не отличаются друг от друга. Намечающиеся же количественные различия не существенны».

А. П. Васьковский (1959а) считает, что различие этих комплексов заключается в исчезновении из среднечетвертичного межледникового спектра пыльцы широколиственных пород, в меньшем разнообразии пыльцы хвойных, а также в появлении пыльцы и шишек более холодостойчивых представителей. Однако меньшее разнообразие пыльцы лег-

ко объяснить неполнотой разреза, вскрытого в каньоне на водоразделе Базовского и Промежуточного, и опробованием на очень небольшой площади (один шурф) искусственного обнажения. Отсутствие пыльцы широколиственных также не может служить доказательством более позднего возраста указанных отложений, так как по мнению Р. А. Баскович, эта пыльца и в раннечетвертичных отложениях «установлена лишь в отдельных пробах и может объясняться как переотложением из третичных пород, так и произрастанием в качестве реликтов». В более северном районе бассейна р. Эльги такие реликты могли не сохраниться, да и вообще флора должна была быть более обедненной. Что же касается появления представителей холодоустойчивой флоры, то и в отложениях раннечетвертичного возраста обнаружена пыльца подрода *Нарпохylon* и небольшие количества пыльцы лиственницы.

Спорово-пыльцевой комплекс позднечетвертичного межледниковья также очень сходен с вышеупомянутыми, как это видно из флористического состава, приведенного Р. А. Баскович. Единственное различие с более древними комплексами последняя видит в «полном отсутствии орешника и тсуги» в этом, третьем по возрасту, комплексе. Однако и это положение мы вынуждены подвергнуть сомнению, так как в отложениях низких, заведомо позднечетвертичных террас бассейна р. Берелех было обнаружено присутствие в небольших количествах пыльцы как тсуги, так и лещины (Кашменская, 1958). Является ли эта пыльца в данных отложениях переотложенной, установить, по-видимому, невозможно, равно как и для более древних отложений.

Установление различного возраста отложений со сходными спорово-пыльцевыми спектрами происходило на основании геоморфологических признаков и, в частности, путем определения положения террас по отношению к уровням со следами оледенений. Так, о флоре Базовской седловины А. П. Васьковский (1959а) пишет: «Эта флора моложе описанных выше эрратических валунов и древнее наблюдаемых в бассейне Эльги следов второго оледенения, которые встречаются на древних ровненных поверхностях, поднятых на 150—200 м над современным уровнем Тобычана. Таким образом, рассматриваемая флора относится к первой из межледниковых эпох Северо-Востока». О флоре позднечетвертичного межледниковья тот же автор пишет, что положение ее между террасами предпоследнего и последнего оледенений «заставляет отнести ее к последнему межледниковому времени».

Таким образом, получается, что не ископаемая флора, определенная по макро- и микроостаткам, определяет возраст пород, а возраст отложений, выясненный другими методами, определяет возраст синхронной им флоры. Но определение возраста пород косвенными методами и главным образом методом геоморфологического анализа имеет тот недостаток, что с изменением представлений об истории развития рельефа (например, о числе четвертичных ледниковых эпох) меняется стратиграфическая схема, а следовательно, автоматически меняется и возраст отложений. Именно это происходит в настоящее время и происходит тем проще, что сходные палеоботанические характеристики террас различного возраста представляют для этого широкие возможности.

Мы отнюдь не ставим в вину палинологам Северо-Востока, что им не удалось определить характерные черты теплолюбивых комплексов четвертичной растительности различного возраста. Причинами, как известно, является сравнительно слабое изменение состава флоры в течение неледниковых периодов, а также еще слабо разработанная методика определения пыльцы, не позволяющая уверенно отличать переотложенную пыльцу от пыльцы, синхронной отложениям, и определять видовой

состав трав, кустарничков и некоторых древесных пород. Необходимо четко представлять сложившуюся обстановку и стараться найти выход из создавшегося положения слабого палеонтологического обоснования стратиграфии отложений террас бассейнов рек Колымы и Индигирки.

Нам представляется, что, исходя лишь из результатов изучения спорово-пыльцевых спектров и даже макрофлористических остатков, при современном состоянии изученности пока еще нет возможности определять на Северо-Востоке возраст отложений террас без применения геоморфологического анализа. С этой точки зрения интерпретация И. П. Карташовым (1963) одних лишь палинологических данных в районе руч. Промежуточного, приведшая его к установлению еще одной, раннечетвертичной, эпохи оледенения, выглядит неубедительной. Также невозможно сопоставлять террасы, основываясь лишь на палеоботанической характеристике отложений, как правило, очень неполной из-за малочисленных находок ископаемой флоры и редкой сети палинологического опробования. Пример такого методически неправильного, на наш взгляд, сопоставления террас можно видеть в работе С. И. Гаврикова и В. М. Родионова (1961). Во всех подобных случаях должна быть использована вся совокупность геолого-геоморфологических данных с неизменным учетом погрешностей применяемых методов и в особенности метода палинологического.

Поскольку палинологические характеристики, разработанные Р. А. Баскович вместе с коллективом палинологов Северо-Восточного геологического управления, не являются эталонными, а лишь отражают определенные стратиграфические представления схемы А. П. Васьковского, нам кажется, что основная задача палинологов и палеоботаников Северо-Востока состоит не в «разработке новых палинологических схем, отражающих историю развития Северо-Востока с большей подробностью», как об этом пишет И. П. Карташов (1963), а в том, чтобы по возможности разработать надежные эталонные спектры четвертичных отложений. Это очень объемная и трудная работа, требующая просмотра большого количества проб и составления усредненных эталонных спектров, так как палинологический метод относится к тем, где выводы, более или менее надежные, должны носить интегральный характер из большого количества данных. Нам представляется, что к созданию новой, более детальной и точной стратиграфической схемы четвертичных отложений Северо-Востока можно идти лишь путем накопления нового фактического палеонтологического материала и в том числе путем создания эталонных спорово-пыльцевых комплексов.

О стратиграфическом значении явления ожелезнения аллювиальных отложений в верховьях рек Колымы и Индигирки

Последний разбираемый вопрос связан с явлением ожелезнения отложений некоторых террас Индигирки и Колымы. Этот факт, широко известный всем исследователям четвертичных отложений на указанной территории, является вместе с тем чрезвычайно слабо изученным. Н. А. Шило (1961) связывает железистый тип выветривания с отложениями доледникового возраста, рассматривая, таким образом, ожелезнение как один из возрастных критериев. Однако известны случаи ожелезнения отложений более молодого, позднечетвертичного межледникового возраста. Так, ожелезненными являются: нижний горизонт аллювия 22-метровой террасы р. Берелех возле устья руч. Солоколох (верхняя часть бассейна), отдельные горизонты 20-метровой террасы р. Эльги у руч. Широкого, нижняя часть отложений 50-метровой толщи в долине

р. Берелех в районе руч. Небухи и некоторые другие. Вполне вероятно, что железистая цементация связана не только с доледниковым, но и с межледниковым временем. Вместе с тем отложения террас как доледникового, так и межледникового возраста часто не имеют никаких видимых признаков ожелезнения. В качестве примеров можно назвать отложения правобережных террас р. Колымы относительной высотой 195 и 170 м, и левобережных террас р. Берелех в районе устьев ручьев Беличан и Талон относительной высотой 225 и 120 м. Неожелезненными часто являются и отложения террас средневысотного комплекса, например, 42-метровой террасы р. Берелех ниже устья руч. Пошехона, 35-метровой террасы р. Берелех ниже устья руч. Чай-Юрьи и ряд других. По-видимому, ожелезнение не является обязательным признаком доледниковых и межледниковых отложений. Для более полного выявления закономерностей, связанных с ожелезнением четвертичных пород, необходимы дополнительные сборы фактического материала.

*
**

Таким образом, в стратиграфии четвертичных отложений Северо-Востока СССР существует в настоящее время положение, когда для целого ряда конкретных толщ отложений можно менять возраст согласно выдвигаемым стратиграфическим схемам, не вступая в конфликт с существующей палеонтологической (чаще палинологической) их характеристикой. Это происходит оттого, что на Северо-Востоке пока еще не выделены руководящие комплексы четвертичной флоры различного возраста. Возраст тех комплексов флор, которые предлагается использовать как руководящие, был установлен во многих случаях на основании анализа развития рельефа. Поскольку схема развития рельефа, слабо подкрепленная надежными палеонтологическими данными, в какой-то мере условна, условным является и возраст ископаемых флор.

Задача выделения руководящих комплексов ископаемой флоры, установленных в разрезах с фауной определенного возраста, является первоочередной задачей на Северо-Востоке СССР. Только при ее решении стратиграфическая схема, составленная для района верховьев рек Колымы и Индигирки, где она опирается главным образом на аллювиальные отложения террас, может получить достаточное обоснование.

В настоящее же время ненадежность выделенных комплексов, сходство их между собой (имеется в виду флористический состав доледникового и межледникового комплексов флоры), малое количество макроостатков и методические трудности, связанные с применением спорово-пыльцевого метода, приводят к тому, что стратиграфическая схема четвертичных отложений в верховьях рек Колымы и Индигирки основывается в значительной степени на геоморфологическом методе определения возраста осадков по соотношению уровней террас и их отложений с выраженными в рельефе оледенениями, которые с какой-то долей условности принимаются за позднечетвертичное и среднечетвертичное. Отсюда элемент условности существует и в стратиграфической схеме, равно как и в схеме истории развития рельефа. Нам представляется, что на данном уровне изученности этот элемент условности не может быть устранен, и опровержение имеющейся стратиграфической схемы может быть произведено только на новом уровне палеонтологической изученности четвертичных отложений Северо-Востока. Пока же попытки выделения пяти и более четвертичных ледниковых эпох на Северо-Востоке не подкреплены достаточно надежным новым фактическим материалом и являются преждевременными.

Если региональные неотектонические движения контролируют общее направление в развитии рельефа, то блоковые дифференциальные движения приводят к усложнению и нарушению этого процесса. Разбивая всю территорию верховьев рек Колымы и Индигирки на небольшие сравнительно участки, длиной от нескольких километров до десятков километров, они накладываются на региональные движения, местами усиливая, местами ослабляя их, иногда же приводят к обратному направлению в развитии рельефа по отношению к основной тенденции. Развитие рельефа внутри каждого блока, одновременно с подчинением общей направленности, имеет ряд специфических черт, что непосредственно влияет на распределение областей сноса и аккумуляции рыхлых отложений и приводит к созданию большого разнообразия типов и форм рельефа. Так, в пределах каждого яруса рельефа, на фоне общего восходящего движения территории верхней части бассейнов рек Колымы и Индигирки, выделяются участки относительно большего и меньшего поднятий, а также участки относительного опускания, приводящего в ряде случаев к образованию межгорных неотектонических впадин.

В последнее время блоковые неотектонические движения привлекают все большее внимание исследователей. На описываемой территории они отмечались в рукописных работах М. Е. Мельник, М. Д. Эльянова, В. Г. Миллера и некоторых других геологов Верхне-Индигирского райГРУ. Однако методическая сторона вопроса разработана пока еще слабо. Поскольку изучение блоковых движений, регулирующих распределение областей сноса и накопление рыхлого материала, имеет чрезвычайно большое значение для познания закономерностей в размещении россыпных месторождений, настоящую главу мы начнем с подробного описания тех методов, которые применялись нами для их выявления и изучения, и лишь после этого перейдем к конкретному описанию характера дифференциальных неотектонических движений в бассейне р. Эльги.

Методика выявления блоковых движений в верховьях рек Колымы и Индигирки

Блоковые движения могут быть выявлены анализом мощностей рыхлых отложений и характера рельефа. Изучение мощностей рыхлых отложений дает хороший результат лишь в районах достаточной естественной или искусственной обнаженности рыхлого покрова. Отчетливее всего изменение в мощностях может быть прослежено в пойменных частях долин по изменению мощности аллювия. Это объясняется тем, что закономерности накопления аллювия вдоль по реке изучены в настоящее время значительно лучше, чем закономерности накопления других генетических типов рыхлых отложений, вследствие чего отклонения от нормального процесса могут быть выявлены легче. Правда, до сих пор ученые не знают способа определения нормальной мощности аллювия. Ни эмпирические данные Ю. А. Билибина (1956), ни теоретические расчеты Е. В. Шанцера (1951), ни поправки, внесенные к последним И. П. Карташовым (1957), пока не дают возможности определять нормальную мощность аллювия для долин конкретных водотоков. По-видимому, для ее расчета потребуется еще много специально поставленных исследований. Однако уже сейчас достаточно хорошо изучен ряд закономерностей в распределении аллювия вдоль по долине, отклонение от которых, при прочих равных условиях, позволяет предполагать различие в харак-

тере неотектонических движений на протяжении долины, о чем будет сказано подробнее несколько ниже.

Анализ рельефа представляет то преимущество, что он может производиться на любой, даже очень слабо обнаженной территории. При этом анализе интерес представляют как долины, так и междуречья. При изучении долин с целью выявления блоковых неотектонических движений особенно детально следует изучать изменения в характере террас, степени меандрирования, а также изменения в ширине днищ долин. В рельефе междуречий основной материал для изучения блоковых движений дают изменения в характере склонов, а также различная степень сохранности реликтов поверхностей выравнивания. Естественно, что при анализе как мощностей рыхлых отложений, так и форм рельефа необходимо учитывать весь комплекс рельефообразующих факторов для того, чтобы исключить их влияние на изменения мощностей рыхлых отложений и форм рельефа, приводящее иногда к аналогичному результату и без участия неотектонических движений. В этом смысле следует особенно учитывать роль литологии и структур, которые также, как и неотектонические движения, контролируют ход рельефообразования. Разница между ними в том, что неотектонические движения — активный, а литология — пассивный фактор рельефообразования. Так, например, сужение долины, спрямление ее и малая мощность аллювия могут быть следствием как активных блоковых поднятий, так и выхода пород, более стойких к процессам денудации.

Методика выявления блоковых неотектонических движений в горной части бассейнов Колымы и Индигирки была разработана главным образом на территории бассейна р. Берелех. Бассейн Берелеха, являясь одним из наиболее изученных районов Северо-Востока СССР, представляет большие возможности для разработки и применения принципов методики выявления блоковых неотектонических движений. В следующей части этой главы мы рассмотрим, как можно применить описываемые методы для выявления неотектонических блоковых движений на территории значительно слабее изученного бассейна р. Эльги, а следовательно, и в других слабо разведанных районах.

а) Выявление блоковых движений при помощи анализа мощностей аллювия в поймах рек

Сущность метода изучения изменений мощности аллювия с целью выявления блоковых движений заключается в выявлении незакономерных изменений мощности вдоль по долине. Вместо закономерного возрастания мощности аллювия от истоков к устью, что имеет место при нормальном, ненарушенном неотектоническими движениями, выработанном профиле равновесия реки, наблюдаются резкие скачки в мощностях аллювия поймы этих рек. Это явление было выявлено нами для рек берелехского бассейна и, в частности, для самого Берелеха. Обнаружить его помогло то обстоятельство, что через долины бассейна р. Берелех пройдены многочисленные шурфовочные и буровые линии, позволяющие проследить детально изменение в мощностях аллювия. На рис. 25 видно, как меняются мощности аллювия по долине р. Берелех, где можно выделить до 12 участков с различной мощностью аллювия.

Как уже отмечалось выше, изменение мощности аллювиальных отложений может объясняться не только молодыми подвижками на территории долины. Мощность аллювия зависит также от литологии пород, изменения продольного уклона реки (т. е. невыработанности профиля равновесия) и некоторых других причин (Билибин, 1956). Изучение в

этом плане долины Берелеха показало, что продольный уклон реки (имеется в виду поверхность поймы) довольно плавно изменяется от верхней ее части вниз, составляя в среднем 2 м/км. Никаких скачков в уклоне реки при переходе от участков с малыми мощностями аллювия к участкам с аллювием повышенной мощности не наблюдается.

На основании документации горных выработок можно также утверждать, что литологическое строение, быть может, и сказалось в мелких колебаниях мощности аллювия, но изменение мощностей в пределах выделенных участков с литологией не связано. Так, в долине Берелеха между устьями ручьев Беличан Горелый с мощностью аллювия до 14 м коренные породы представлены тем же чередованием маломощных слоев песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, что и в районе ниже расположенного выступа коренного ложа с мощностью аллювия в 4—5 м.

Указанные изменения в мощности аллювия не могут быть объяснены и увеличением многоводности реки, связанным с впадением крупных притоков. Так, в районе впадения одного из наиболее крупных притоков — рч. Малых Сиены и ниже по течению Берелеха расположен участок с наименьшей мощностью аллювия, равной 2—3 м. Наконец, в пользу именно тектонического происхождения уступов коренного ложа долины Берелеха свидетельствует изменение характера террас, аккумулятивных в районах опускания и смешанных с высоким цоколем в районах поднятия.

Из всего изложенного очевидно, что долина Берелеха, пересекая территорию с северо-северо-запада на юго-юго-восток, пересекает в то же время целый ряд различных по знаку и амплитуде неотектонических участков, что доказывает крайне неспокойный режим данного района. Аналогичная картина наблюдается и на многих притоках Берелеха. Можно с достаточной уверенностью предполагать, что это явление характерно для всей горной части рек Колымы и Индигирки и,

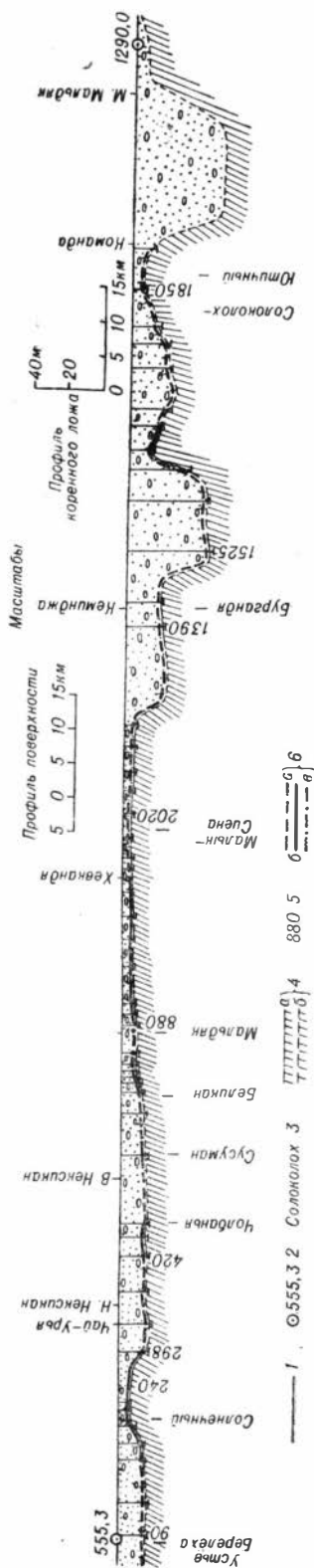


Рис. 25. Продольный профиль р. Берелех, составленный по данным буровых и шурфовочных линий: 1 — линия рельефа поверхности; 2 — абсолютные отметки по данным нивелирования; 3 — места впадения притоков и их названия; 4 — линия рельефа коренного ложа; а — устойчивая, б — предполагаемая; 5 — шурфовочные или буровые линии и их номера; 6 — россыпи; а — непромышленные, б — промышленные долины, в — промышленные террасовые.

по-видимому, для большинства золотороссыпных горных районов, основные законы тектоно-геоморфологического развития которых, естественно, имеют много общего. Так, например, изменения в мощностях рыхлых отложений в связи с блоковыми дифференциальными движениями установлены в районе Восточного Забайкалья (Мирчинк, 1960) и в Ленском золотоносном районе (Казакевич, 1960).

б) Выявление блоковых движений с помощью анализа рельефа

Большое значение для выявления блоковых движений представляет анализ рельефа долин. Так, о блоковых движениях с несомненностью свидетельствует изменение характера террас вдоль по долине, когда одна и та же терраса превращается, например, из смешанной с высоким цоколем в аккумулятивную, а затем снова в смешанную, но с цоколем уже иной высоты. Такое явление довольно часто наблюдается в верховьях рек Колымы и Индигирки. Так, правая 20-метровая терраса Берелеха ниже рч. Бургали меняет по протяжению не только высоту цоколя, но и характер, превращаясь из смешанной в аккумулятивную. Иногда изменение можно наблюдать даже в строении пойменной террасы. Так, в нижней части руч. Тенгкечан (бассейн Берелеха) пойменная терраса высотой в 1 м становится смешанной. Примеров изменения характера террас можно привести множество. Блоки поднятия характеризуются более высокими цоколями террас, а часто и превращением аккумулятивных террас в смешанные. В блоках опускания наблюдаются противоположные явления, причем террасы нижних уровней часто бывают захоронены в пойменной части долины в толще аллювия повышенной мощности.

Следует помнить, что современный режим блокового опускания характеризуется захороненными террасами в пойменной части аллювия повышенной мощности и полным отсутствием выраженных в рельефе террас нижних уровней. В районах современного опускания могут быть развиты лишь террасы высоких уровней, более древние, сформировавшиеся до опускания данной части территории. Такое отсутствие террас наблюдается в пределах Верхне-Берелехской и Талонской впадин, которые, по-видимому, представляют собой блоки современного опускания. Наличие же в каком-либо участке долины серии аккумулятивных террас свидетельствует лишь о том, что опускание и накопление аллювиальных отложений здесь имело место в предшествующий этап тектоно-геоморфологического развития. В настоящее же время отрицательный неотектонический режим сменился положительным, в результате чего происходит врез в аккумулятивную толщу и формирование аккумулятивных террас. Примером может служить долина Берелеха ниже Талонской равнины. Если в пределах Талонской равнины толща аллювиальных отложений достигает мощности 50 м, то ниже она уменьшается до 20—25 м, зато появляется 30-метровая аккумулятивная терраса. Это свидетельствует о том, что ниже Талонской равнины режим опускания сменился поднятием и врезом реки в аккумулятивную толщу, в результате чего была сформирована 30-метровая аккумулятивная терраса.

И последнее, о чем следует помнить при анализе характера террас, это то, что о блоковых неотектонических движениях свидетельствует лишь изменение характера одних и тех же террас по простиранию. Повсеместное же или преобладающее развитие, например, аккумулятивных террас нижних уровней, сменяющих смешанные, более высокие террасы, свидетельствует о региональных неотектонических движениях.

Блоковые движения оказывают несомненное влияние на развитие и

эволюцию террас. В местах быстрых и энергичных блоковых поднятий происходит активный эрозионный врез, и террасы не успевают создаваться, тогда как при поднятии умеренного темпа образуется ряд хорошо развитых террасовых уступов смешанного типа. При опускании блока в долинах накапливается толща аллювия повышенной мощности, и нижние уступы смешанных террас оказываются погребенными. При перемене знака движения на положительный в районах накопления аллювиальных толщ происходит врез и образование аккумулятивных уступов террас. При активизации поднятия в районах развития многочисленных террасовых уровней происходит разрушение последних, остатки же их перекрываются склоновыми отложениями. В том случае, когда блок умеренного поднятия замедляет свое движение или даже становится блоком опускания, уступы террас почти без изменения формы погребаются под мощными делювиально-солифлюкционными отложениями склонов. Последние постепенно выколаживаются, сочленяясь через солифлюкционно-делювиальный шлейф с днищем долины. В результате получается сложная форма рельефа, где под поверхностью склона скрыты террасовые уступы. Эта форма получила на Северо-Востоке название террасоувала.

Изучение характера днищ долин и рисунка русел также часто помогает изучению блоковых движений. Особенный интерес представляет чередование участков спрямленного русла с участками большой извилистости, а также не оправданное другими факторами (сменой литологии коренных пород, ледниковой деятельностью и т. д.), чередование суженных и расширенных участков днищ долин.

С блоковыми движениями иногда бывает связана асимметрия склонов долин, не объяснимая экспозицией склонов и односторонним отеснением русла под действием сползающих со склона масс. Если движение блока происходит не строго перпендикулярно к поверхности, что вообще возможно лишь как частный случай, русло получает устойчивое смещение в сторону поднятия меньшей амплитуды, оставляя за собой, в условиях этапных колебательных движений, террасированный склон. Хороший пример этому представляет долина Берелеха. Ориентированная в общем близко к меридиональному направлению, она в то же время имеет резко ассиметричные склоны, что при данной геологической обстановке, по-видимому, можно объяснить лишь движением блоков с перекосом и перемещением русла в сторону меньшей амплитуды. Намечается определенная связь неравномерного поднятия блоков с геологическим строением территории. Так, очевидно, с гранитными интрузиями территориально связаны неотектонические движения максимальной амплитуды. Поэтому блоки, расположенные в районах распространения таких интрузий, испытывают уменьшение амплитуды поднятия в направлении от интрузии к периферии. Характерно в этом отношении влияние Морджатской интрузии на формирование пологих склонов левобережья Берелеха между ручьями Мальдяк и Киргилях и левого склона долины рч. Сусуман.

Блоковыми движениями объясняется и широко распространенное на Северо-Востоке явление несовпадения в плане древней и современной долин одного и того же водотока, причем древние долины оказываются часто погребенными. Примерами могут служить долины притоков Берелеха — ручьев Пиль, Чеппор, Нелялыр, Холодного и многих других. Механизм этого явления представляется нам следующим образом. При восходящем движении данного участка происходит врез ручья и формирование его долины. Последующий этап опускания приводит к заполнению долины аллювием и отложениями склонов. В дальнейшем русло,

блуждая по поверхности этих отложений, смещается в сторону под действием сползающих по склону обломочных масс или под влиянием неравномерного поднятия блока. При следующем этапе поднятия происходит врез ручья в поверхность склона или погребенной террасы в зависимости от того, на что будет проектироваться русло к началу этого вреза. В результате образуется сложный рельеф коренного ложа с погребенной древней долиной ручья (рис. 26). Факт широкого распространения этого явления служит одним из доказательств сложных, с не-

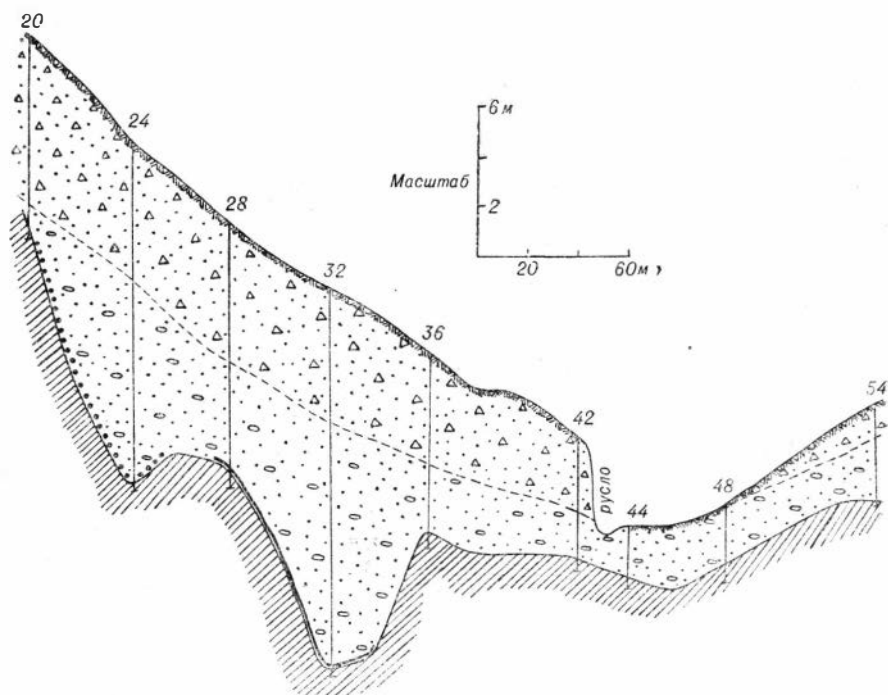


Рис. 26. Поперечный профиль долины руч. Врезанного по лин. 4 (условные обозначения см. на рис. 13).

однократной переменной знака, блоковых движений, испытываемых различными участками территории верхней части бассейнов Колымы и Индигирки. Рельеф коренного ложа, вскрытого по руч. Врезанному, например, не может быть объяснен иначе, как двукратной сменой поднятия и опускания этого района.

Блоковыми движениями объясняется также возникновение межгорных впадин, широко распространенных в верховьях Колымы и Индигирки. Они представляют небольшие, до 15—20 км шириной, равнины в пределах долинного рельефа с мощностью отложений в пределах первых сотен метров. Их возникновение известно с верхнемелового времени (Аркагалинская впадина колымского бассейна). Однако есть впадины четвертичного и даже позднечетвертичного возраста (Талонская и, возможно, Верхне-Берелехская впадины). Очевидно, что при общем восходящем развитии рельефа, обусловленном региональными движениями, такие межгорные впадины могли быть созданы лишь при энергичных отрицательных блоковых движениях.

Отрицательный режим большинства межгорных впадин в пределах горной части Колымы и Индигирки неустойчив во времени. Так, терри-

тории верхнемеловой Аркагаалинской и верхнемеловой Средне-Берелехской впадин испытывают в настоящее время энергичное поднятие и эрозионное расчленение, о чем свидетельствуют наличие смешанных террас четвертичного возраста и малые мощности аллювия в поймах рек. В аккумулятивные отложения группы Нерских впадин позднечетвертичного возраста речная сеть врезалась со времени среднечетвертичного оледенения на 180—200 м. Изменение знака движения блоков, достаточно определенно фиксируемое в районах развития межгорных впадин и погребенных каньонов, по-видимому, свойственно вообще для всей территории верховьев рек Колымы и Индигирки, хотя в районах, менее контрастного изменения движений, это улавливается не так легко.

Чрезвычайно большой и интересный материал для выявления неотектонических движений может дать анализ рельефа между речей и, главным образом, характера склонов. Поскольку этот вопрос чрезвычайно слабо разработан и освещен в литературе, мы остановимся на нем по возможности подробнее.

*в) Изучение характера склонов
с целью выявления блоковых неотектонических движений*

Связь характеров склонов с неотектоникой была впервые установлена в 1924 г. В. Пенком в обширной монографии «Морфологический анализ» (1961). Его схема деления склонов на прямые, вогнутые и выпуклые как показатель соответственно монотонного (однообразного), нисходящего и восходящего типов развития рельефа, приводится во многих работах советских геологов и геоморфологов (Варсановьева, 1932; Колесник, 1947; Краснов, 1954; Марков, 1945; Марков, 1948; Петрусевич, 1954). Несмотря на то, что изучение направленности и интенсивности развития рельефа склонов в равной степени, как и изучение рельефообразующей деятельности рек, позволяет говорить о неотектоническом режиме в той или другой части горной страны, полный анализ взаимосвязи и взаимообусловленности современных тектонических движений с характером склонов и склоновой денудации в исследованиях на Северо-Востоке проводится исключительно редко. Объясняется это, очевидно, тем, что для проведения такой работы необходимо тщательное изучение и картирование буквально всех склонов заданного района, что при полевых исследованиях является чрезвычайно трудоемкой работой. Кроме того, большим затруднением при изучении склонов являлась также невозможность одновременного сравнения склонов различных частей территории. В последнее время, в связи с широким внедрением метода дешифрирования аэрофотоснимков (Краснов, 1954; Петрусевич, 1954; Шарков, 1955), анализ характера склонов на больших территориях значительно облегчился. Кроме того, использование аэрофотоснимков увеличивает возможность классифицировать склоны не только по их форме, но и по характеру процессов, происходящих на них.

Остановимся кратко на сущности анализа склонов. Форма склонов полностью зависит от соотношения величины выносной способности реки¹ (выноса) и интенсивности сноса продуктов выветривания со склона (сноса).

В том случае, когда выносная способность реки уравнивается количеством материала, поступающим со склонов, т. е. когда «процесс

¹ Под выносной способностью реки здесь и в дальнейшем мы будем понимать способность реки выносить продукты выветривания, поступающие со склонов.

поступления обломочного материала в реку, обычно, уравнивается процессом превращения его в аллювий, который относится вниз по течению реки» (Ламакин, 1950), формируются прямые склоны. Такое развитие рельефа получило у В. Пенка название однообразного, так как относительные высоты не меняются и склоны отступают параллельно самим себе. В случае недонасыщения водотока, когда река может вынести гораздо больше рыхлого материала, чем его поступает со склонов, избыток энергии дает возможность реке подмывать склон, что приводит к созданию выпуклого склона. В том случае, когда выносная способность реки недостаточна для выноса рыхлого материала, избыток его будет скапливаться у подножья в виде шлейфа и склон станет вогнутым. Чем ярче выражено явление пересыщения водотока, тем быстрее формируются в подножье склона шлейфы, тем большими мощностями они характеризуются.

Следовательно, выпуклые склоны говорят о преобладании выносной способности водотока над энергией склоновой денудации, что характерно для поднятий большой интенсивности; прямые склоны являются показателем равновесного соотношения выносной способности реки с количеством материала, поступающего со склонов, и являются следствием поднятия меньшей интенсивности; вогнутые склоны, образующиеся в результате формирования шлейфов, свидетельствуют о преобладании энергии склоновой денудации над выносной способностью водотока, что характерно либо для очень слабых тектонических поднятий, когда энергия общей денудации превышает энергию поднятия, либо для режима неотектонических опусканий.

В этой связи необходимо остановиться на условиях формирования шлейфов. Авторы считают, что далеко не всегда наличие шлейфов говорит о преобладании сноса продуктов выветривания со склонов над выносной способностью реки, т. е. о нисходящем развитии рельефа. Необходимо учитывать, что, создавая свою схему, В. Пенк имел в виду, что русло реки вплотную придвинуто к склону, и, таким образом, склон находится под непосредственным воздействием эрозии реки. В этом случае устанавливается прямая связь склоновой денудации с выносной способностью реки. При равновесии сноса и выноса формируется прямой склон с четким перегибом от склона к днищу долины. Совсем другую картину мы наблюдаем в том, весьма распространенном, случае, когда склон далеко, иногда на несколько километров, отодвинут от русла. Тогда при равновесии интенсивности склоновой денудации и выносной способности реки также развивается прямой склон, однако сочленение его подошвы с днищем долины будет неизбежно осложняться наличием сравнительно небольшого шлейфа нормальной мощности. Образование его вызвано тем, что материал, поступающий со склона, не сразу уносится рекой, а вынужден еще пройти определенное расстояние по слабо наклонной поверхности поймы. Рыхлый материал такого шлейфа все время обновляется, в отличие от рыхлого материала шлейфа, участвовавшего в образовании вогнутого склона нисходящего развития, когда имеет место постоянное погребение ранее поступившего материала под новыми порциями сползающих масс. Кроме того, шлейф, формирующийся в условиях равновесного развития, периодически размывается и полностью уничтожается руслом реки, блуждающим по днищу долины. В это время такой же шлейф возникает в другом месте долины, откуда на время ушло речное русло. Только широкие, повсеместно развитые шлейфы повышенной мощности могут говорить о нисходящем развитии склонов. Если же у склона, удаленного от русла реки, не наблюдается развитие шлейфа, то это говорит о развитии склона

в условиях интенсивных неотектонических поднятий, при которых шлейф не успевает формироваться даже в такой благоприятной обстановке.

Занимаясь изучением характера склонов в верховьях рек Колымы и Индигирки, авторы пришли к выводу, что в целях проведения более детального неотектонического анализа необходимо изучать и картировать не только форму, но и степень крутизны склонов. Если форма склона позволяет говорить о направленности в развитии рельефа (о развитии рельефа однообразном, восходящем или нисходящем), то крутизна склонов показывает интенсивность проявления этой направленности. Определению различной степени крутизны склонов помогает изучение характера денудационных склоновых процессов, которые хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Сущность склоновой денудации заключается в том, что обломочный материал, образующийся в результате химического и физического выветривания на вершинах и самих склонах, сносится по поверхности склона к его подножию. Форма и скорость движения, зависящие от крутизны склонов, являются основными определяющими моментами морфологических особенностей склонов.

Самыми распространенными формами склоновой денудации в верховьях рек Колымы и Индигирки являются: 1) массовое плоскостное гравитационное сползание; 2) солифлюкция; 3) смывание дождевыми и талыми снеговыми водами (делювиальное движение).

Все упомянутые процессы развиваются на всех склонах, независимо от крутизны, однако на склонах разной крутизны главную роль играет только одна определенная группа процессов, в то время как другие группы имеют подчиненное значение. На крутых склонах и склонах средней крутизны в основном участвуют процессы массового плоскостного сноса камне-щебневого материала. Интенсивность этих процессов зависит от крутизны склонов. Чем круче склон, тем интенсивнее он разрушается, тем быстрее протекает на нем камне-щебнепоточковый снос. На очень крутых склонах наряду с процессами камне-щебнепоточкового сноса принимают большое участие процессы осыпания. На пологих и очень пологих склонах основная роль принадлежит процессам смывания и солифлюкации, остальные же виды склоновых процессов выступают в резко подчиненной роли и на развитие пологих склонов не оказывают почти никакого влияния.

Используя принцип классификации склонов, предложенный А. И. Спиридоновым (1952), авторы находят возможным в верховьях рек Колымы и Индигирки по ведущим процессам, формирующим склоны, выделить гравитационные склоны, включающие осыпные и камне-щебнепоточковые, и склоны делювиально-солифлюкционные. Произведенное объединение делювиальных и солифлюкционных склонов объясняется тем, что в условиях развития вечной мерзлоты процессы смывания и солифлюкации тесно связаны и проявляются совместно. К гравитационным склонам относятся склоны очень крутые, крутые, средней и малой крутизны, к делювиально-солифлюкционным — пологие и очень пологие. Таким образом, в пределах изучаемой территории выделяются следующие типы склонов:

1. Очень крутые, осыпные.
2. Крутые, камне-щебнепоточковые.
3. Склоны средней крутизны, камне-щебнепоточковые.
4. Склоны малой крутизны, камне-щебнепоточковые.
5. Пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные.
6. Очень пологие, делювиально-солифлюкционные, аккумулятивные (шлейфы).

Все выделенные склоны хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках (Кашменская, Хворостова, 1964).

Естественно, что в природе, кроме выделенных выше простых, имеется масса более сложных склонов, представляющих собой сочетание участков простых склонов. Сложные склоны в различных своих частях имеют разный характер. Это может объясняться либо неоднородностью литологического строения склона, либо сложной историей развития рельефа, когда имеет место смена во времени неотектонического режима. Если для простого склона характерными признаками являются однообразие крутизны и единство процессов, происходящих на всей поверхности, то сложный склон отличается изменением крутизны и характера денудации в разных частях. Сложные склоны могут быть как выпуклые, так и вогнутые. Так, например, нередко встречаются склоны, у которых верхняя часть представлена крутым камне-щебнепоточковым участком, средняя часть — пологим делювиально-солифлюкционным участком и, наконец, нижняя часть — очень пологим делювиально-солифлюкционным шлейфом. Такой склон имеет характер сложного вогнутого склона. В принципе аналогичную картину можно наблюдать и при сложных выпуклых склонах, у которых нижняя часть, расположенная ниже выпуклого излома, представляет собой значительно более крутой участок. При сложном склоне всегда можно определить характер соотношения выносной способности реки и интенсивности склоновой денудации, имеющей место в настоящее время, а также изменение характера развития склона во времени. Например, возникновение сложного вогнутого склона объясняется преобладанием в настоящее время интенсивности склоновой денудации над выносной способностью водотока, в то же время наличие верхней крутой части свидетельствует о том, что в прошлом данный склон развивался при ином режиме, когда выносная способность водотока уравновешивалась интенсивностью склоновой денудации.

Изучение площадного распространения различных участков сложных склонов поможет решить вопрос о том, насколько далеко зашло развитие рельефа в том или другом направлении. Поэтому нам представляется целесообразным сложные склоны картировать как сочетание простых участков, причем эти последние необходимо наносить на карту с наибольшей точностью. Такой подход поможет не только решить вопрос об истории развития рельефа данного участка территории, но и определить направленность неотектонических процессов в пространстве.

Так, если мы, детально изучив склоны и нанеся их на карту, видим нарастание площади распространения пологих и очень пологих делювиально-солифлюкционных склонов за счет уменьшения площадей распространения крутых камне-щебнепоточковых склонов в каком-то направлении, мы можем говорить об уменьшении в этом направлении амплитуды поднятия. Если в отдельном участке территории нижняя часть склонов значительно круче верхней, это свидетельствует о росте активности восходящих движений данного блока во времени.

Естественно, что прежде чем пользоваться приведенной классификацией склонов в целях выяснения роли неотектоники в развитии рельефа, необходимо выяснить, насколько велика в формировании склонов данной территории роль других факторов. Для верховьев рек Колымы и Индигирки ведущими из них являются климат, литология и структура.

Изучаемая территория входит в единый климатический район, поэтому влияние климата на формирование склонов различных частей территории как фактора, обуславливающего скорость выветривания, исклю-

чается. Влияние микроклимата, в значительной степени специфичное для описываемого района, может быть учтено, о чем будет сказано ниже. В равной степени могут быть изучены литология и структурные особенности. Очевидно, что в том случае, когда различия в форме склонов, их крутизне и в характере склоновых процессов не могут быть объяснены климатическими, литологическими и структурными особенностями, можно утверждать, что характер склонов является показателем неотектонических движений.

Из факторов, влияющих на характер развития склонов, чрезвычайно сложным и многообразным является литологическое строение территории. Только при тщательном изучении последнего мы сможем разграничить влияние литологии и влияние неотектоники на процесс формирования склонов. Естественно, что наиболее просто неотектонические движения могут быть выявлены в тех районах, для которых характерно однообразное литологическое и структурное строение. Здесь, по существу, изменения формы склонов и характера денудационных склоновых процессов объясняются изменением в неотектоническом режиме отдельных частей района. Однообразие в форме склонов и в характере склоновых процессов, выраженное на всей территории, свидетельствует о едином для всей территории неотектоническом режиме. Развитие на территории, имеющей однообразное литологическое строение, прямых склонов различной крутизны показывает, что, несмотря на различную активность движений отдельных частей данного района, энергия реки в каждом отдельном случае все же уравнивается интенсивностью сноса продуктов выветривания со склонов. Чем активнее проявляется неотектоническое поднятие, тем более крутые склоны будут уравнивать возрастающую выносную способность водотоков.

Хорошими примерами зависимости крутизны склонов от интенсивности неотектонических движений являются единые в литологическом и структурном отношении районы развития гранитных батолитовых интрузий цепи Чьорго и гор Оханджа. Центральная часть цепи Чьорго характеризуется резкими альпийскими формами рельефа и самыми высокими абсолютными отметками (2320 м). К периферийным частям цепи вместе с уменьшением абсолютных высот уменьшается и крутизна склонов. Очевидно, центр неотектонического поднятия, возможно, унаследованный от более ранних этапов геологической истории, совпадает с центральной частью цепи Чьорго. Аналогичным примером являются горы Оханджа, которые по морфологическим особенностям резко делятся на северо-восточную и юго-западную части, граница между которыми проходит по рч. Охандже. Северо-восточная часть представляет собой резко расчлененные альпийские горы, юго-западная — массивные горы с выполаживающимися склонами и куполообразными вершинами, часто заканчивающимися широкими поверхностями выравнивания. В северо-восточной части гор поверхности выравнивания не сохранились. Максимальные абсолютные высоты гор Оханджа расположены в северо-восточной части. Совершенно ясно, что массив Оханджа в его разных частях находится в различных неотектонических условиях, и наиболее интенсивному поднятию северо-восточной части соответствует наиболее резкий крутосклонный рельеф.

В тех случаях, когда изучаемый участок территории имеет пестрое литологическое строение, причем отдельные литологические разности резко различно противостоят процессам денудации, геоморфологический анализ значительно усложняется. Нет возможности перечислить все разнообразные случаи влияния литологии на формирование склонов, однако наметить определенную закономерность взаимосвязи неотекто-

ники, литологии и формы склонов все же можно. Авторам представляется, что, в случае продолжающегося энергичного поднятия, пестрота литологического строения территории не будет особенно заметно сказываться на форме и крутизне склонов. Склоны будут в общем крутые как на участках, сложенных породами, малоустойчивыми по отношению к процессам денудации, так и на участках распространения пород, устойчивых к процессам денудации, хотя степень крутизны будет несколько различна. При очень слабых поднятиях или при опусканиях различие в литологии опять-таки не будет являться фактором, резко меняющим облик склонов: очень пологие прямые или вогнутые склоны будут развиваться в участках, сложенных различными породами, и лишь степень пологости или размеры и мощности делювиально-солифлюкционных шлейфов на менее устойчивых породах будут большие, чем на более устойчивых. Однако между крайними случаями может иметь место такой тектонический режим, когда фактор литологии будет выступать отчетливо, обуславливая различные крутизны и форму склонов. Это, по-видимому, режим поднятия средней интенсивности. При нем в районе развития одних пород (допустим, песчаников) могут создаться условия равновесия между выносной способностью водотока и энергией склоновой денудации, когда будут развиваться прямые склоны. В других районах, сложенных более стойкими породами (например, роговиками), создадутся условия недонасыщенности водотоков рыхлым материалом, поступающим со склонов, что приведет к образованию крутых выпуклых склонов. Наконец, в районах развития малоустойчивых пород (допустим, глинистых сланцев) энергия склоновой денудации будет превышать энергию выноса реки, что приведет к образованию пологих вогнутых склонов. Именно при таком тектоническом режиме будут отчетливо выделяться в рельефе микроформы, связанные с литологией: отпрепарированные гребни слоев песчаников среди глинистых сланцев или чередование вдоль гребня вершин и седловин, обусловленное чередованием пород различных литологических разностей, простирающихся вкрест водораздельному гребню. Остановимся на конкретных примерах, подтверждающих вышеприведенные соображения.

Бургандинские альпинотипные горы (бассейн р. Берелех) имеют довольно сложное литологическое строение. Юго-восточная часть гор представлена Бургандинской гранитной интрузией, к ней примыкают слабо метаморфизованные породы осадочного комплекса, а северо-западная часть гор сложена нормальными осадочными породами юрского и триасового возраста, представленными чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Однако пестрота литологического строения почти совершенно не отражается в рельефе. В геоморфологическом отношении это единый комплекс резко расчлененных гор с очень крутыми, часто обвально-осыпными склонами, узкими гребневидными водоразделами и пикообразными вершинами. Характер склонов, также как и характер речных долин, говорит за то, что весь этот горный комплекс испытывает в настоящее время энергичное поднятие. Заметим, что северо-восточная граница гор, идущая параллельно течению рч. Бурганди, приурочена к глубинному разлому, очевидно, активному в настоящее время.

Другую картину можно наблюдать в той части Неро-Колымского среднегорья, которая расположена в вершинах речек Эликан, Лев. Мукэлкэн (система р. Индигирки) и Команды (система р. Колымы). Этот район представляет собой чередование более высоких горных гряд альпинотипного облика с менее высокими грядами более выположенных гор. Направление отдельных гряд совпадает с направлением простира-

ния осадочных свит. Рельеф всего этого горного участка развивается на осадочных породах верхоянского комплекса, но альпинотипные гряды приурочены к выходам на дневную поверхность, преимущественно массивных мелкозернистых и среднезернистых песчаников, а пологосклонные гряды — преимущественно к выходам тонко рассланцованных глинистых сланцев. В данном примере мы имеем ярко выраженную зависимость крутизны склонов от литологических особенностей пород.

Необходимо остановиться на явлении развития асимметричных склонов долин и на значении их исследования при неотектоническом анализе. Влияние климата, как уже отмечалось, на небольших территориях исключается. Зато на процесс развития склонов большое влияние оказывает микроклимат, изменение которого обусловлено различной экспозицией склонов по отношению к странам света. В областях широкого распространения вечной мерзлоты различная степень прогревания поверхности склона солнцем оказывает, благодаря солифлюкации, особенно заметное влияние на изменение энергии склоновой денудации, т. е. на изменение величины сноса продуктов выветривания со склонов. Поэтому при анализе характера склонов для выявления неотектонических движений в каком-либо районе следует отдавать предпочтение склонам долин, ориентированных меридионально для того, чтобы исключить влияние экспозиции. В то же время степень развития асимметрии склонов в широтно ориентированных долинах является показателем интенсивности и характера неотектонических движений.

Резко выраженная асимметрия склонов с очень пологими вогнутыми склонами южной экспозиции и крутыми, иногда выпуклыми, склонами северной экспозиции свидетельствует о поднятии умеренного темпа. В этом случае на склонах, не испытывающих влияние микроклимата, обусловленного различием в экспозиции, т. е. на склонах меридионально ориентированных долин, снос продуктов склоновой денудации близок к выносной способности водотока, что приводит к формированию прямых склонов умеренной крутизны. Добавочное же влияние микроклимата на процесс развития склонов широтно ориентированных долин приводит, естественно, к нарушению равновесия сноса и выноса. На склонах южной экспозиции количество сносимого материала значительно превысит выносную способность реки и возникнет вогнутый склон с делювиально-солифлюкционным шлейфом, на склонах же северной экспозиции создадутся условия недонасыщенности водотока продуктами сноса и будет развиваться крутой прямой или выпуклый склон. Очевидно, создание вогнутого склона южной экспозиции может иметь место лишь тогда, когда увеличение сноса с него в избытке компенсирует уменьшение сноса со склона северной экспозиции. По-видимому, мощное развитие процессов солифлюкации на склонах южной экспозиции легко создает такую возможность, так как асимметрия склонов — явление широко распространенное в верхних частях бассейнов рек Колымы и Индигирки.

Не отчетливо выраженная асимметрия склонов в широтно ориентированных долинах показывает, что склоны в этой части территории развиваются при резком неравновесии сноса и выноса. При значительном пересыщении водотока рыхлым материалом склоны той и другой экспозиций будут вогнутыми, хотя склоны южной экспозиции будут более пологими и делювиально-солифлюкционные шлейфы на них будут более мощными; при значительном недонасыщении водотока склоны обеих экспозиций будут крутыми прямыми или выпуклыми, хотя склоны северной экспозиции будут все же более крутыми. Первый случай нерезкого выражения асимметрии широтно ориентированных долин является

показателем отрицательных или очень слабых положительных движений, второй случай — показателем очень активных положительных движений.

Можно привести большое количество примеров горных областей, развивающихся в условиях активного неотектонического поднятия, одной из отличительных черт которых является отсутствие резко выраженной асимметрии склонов широтно ориентированных речных долин. Как в альпинотипных высоких горах, независимо от того, развиваются ли они на изверженных породах или на породах осадочного комплекса, так и в альпинотипных низких горах прежде всего бросается в глаза общая большая крутизна склонов, значительная резкость форм, чрезвычайно слабое развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов, и только потом, при тщательном рассмотрении склонов, становится заметной слабая асимметрия речных долин.

Примерами таких гор могут служить высокие горы: цепь Сарычева, Бургандинские горы, Улахан-Чистайский хребет, цепь Чьорго, горы Оханджа и низкие горы: северная часть Средне-Берелехской гряды, Хинике-Эеликское альпинотипное мелкогорье, альпинотипное мелкогорье, расположенное в верховьях речек Бургагы (система р. Индигирки), Кон-Юряха и Адыгалаха (система р. Колымы) и многие другие.

В качестве примеров отсутствия резкой асимметрии склонов широтно ориентированных речных долин в условиях неотектонических опусканий можно привести такие области опусканий, как Бургагская и Верхне-Арангасская впадина (рч. Бургаг и рч. Арангасс системы р. Индигирки). Обе эти впадины характеризуются широким развитием делювиально-солифлюкционных шлейфов и выположенностью склонов различных экспозиций. Асимметрия склонов здесь почти не наблюдается.

Примерами развития гор с резко выраженными чертами асимметричного строения речных долин могут являться горы, окружающие со всех сторон Средне-Берелехскую гряду. Основные характерные черты строения речных долин и мощности рыхлых отложений говорят за то, что эти горы развиваются, в общем, в условиях умеренного тектонического поднятия.

Блоковые неотектонические движения на территории бассейна р. Эльги

Анализ мощностей аллювия в пойменных частях рек бассейна р. Эльги

То, что большая часть бассейна р. Эльги испытала в позднечетвертичное межледниковое время эпейрогеническое погружение с накоплением во многих долинах, включая и долину р. Эльги, аллювия повышенной мощности, несколько затрудняет выявление изменений мощности аллювия вдоль по долинам, так как эти изменения часто скрадываются на фоне общей значительной мощности. Кроме того, долины бассейна р. Эльги слабо разведаны, и сравнительно небольшое число шурфовочных и буровых линий также не способствует детальному изучению мощностей. Однако и при редких горных выработках все же можно заметить колебания в мощностях аллювия, не обусловленные развитием нормального эрозионного цикла. Прежде всего это наблюдается в долине р. Эльги, где, несмотря на повышенную мощность отложений, все же удается проследить незакономерные скачки мощностей аллювия вдоль по долине. Как правило, меняющиеся мощности аллювия долины Эльги увязываются с мощностями аллювия

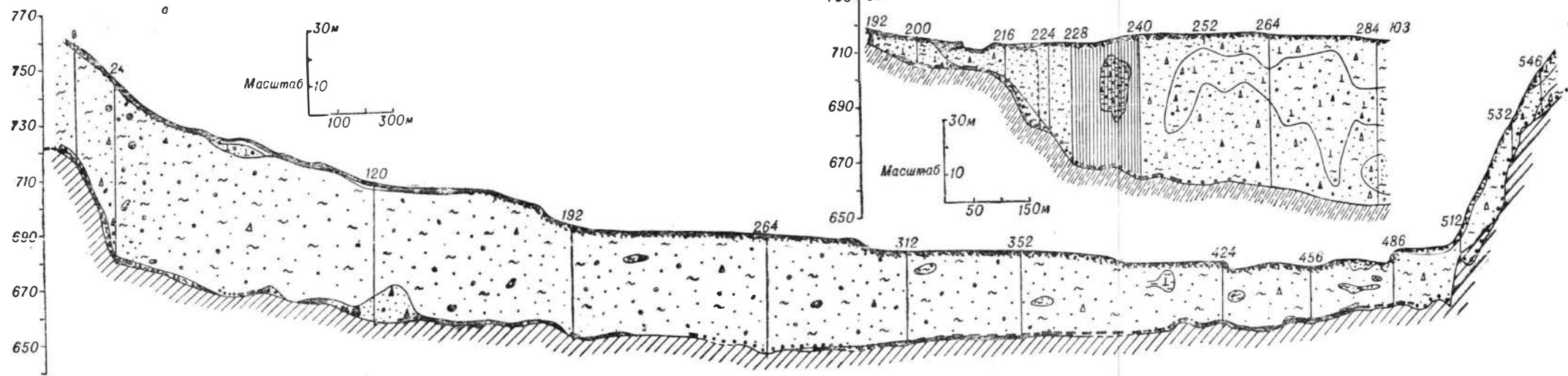


Рис. 27. Поперечные профили долины р. Эльги по линиям 950 (а) и 134 (б) (условные обозначения см. на рис. 13).

приустьевых частей ее притоков. В долине р. Эльги от устья до ее левого притока р. Тобычана, т. е. в той ее части, где велись горные работы, можно выделить пять участков с различной мощностью аллювия.

I. В нижней части долины р. Эльги, по данным линии № 80, мощность аллювия равна 25—26 м. Вполне возможно, что ближе к устью она уменьшается, так как в устьевой части правого нижнего притока Эльги — руч. Кегер-Юряха мощность аллювия совсем небольшая, всего 4,5—5 м.

II. Выше по течению, в районе левых притоков Эльги — ручьев Кех и Илистый, в интервале линий 117—165, мощность аллювия в долине возрастает до 30—32 м. Такие же большие мощности и в приустьевых частях Кеха и Илистого.

III. Еще выше по течению, между ручьями Дирина-Юрях и Артык-Юрях, в интервале линий 224—284, наблюдается уменьшение мощности до 20 м. Такие же мощности аллювия, порядка 20—24 м, прослеживаются и выше по долине Эльги до устья руч. Тонора.

IV. От Тонора вверх по течению до устья р. Арангаса, в интервале линий 387—569, мощность аллювия возрастает до 30—34 м и хорошо увязывается с мощностью аллювия в нижних частях правых притоков Эльги этой части долины: руч. Кокорин, линия 6—32 м; руч. Безымянный, линия 1—32 м, руч. Балаганнах, линия 6—28 м.

V. Самый верхний из разведанных участков долины р. Эльги, расположенный между устьями ее левых притоков Арангаса и Тобычана, является участком нарастания мощности аллювия от 26 м в районе линии 950 до 40 м, в районе линии 982 и даже до 60 м по линиям 1034 и 1050 (рис. 27).

Ввиду того, что литологическое строение пород на территории долины Эльги достаточно однообразно, остается предполагать, что р. Эльги пересекает несколько участков различного неотектонического режима, как относительного поднятия в нижней части долины и на участке между устьями ручьев Дирина-Юрях и Тонор, так и относительного опускания в районе устьев Илистого и Кеха, между Тонором и Арангасом и, наконец, наиболее значительного опускания между Арангасом и Тобычаном, особенно ближе к устью Тобычана.

Поскольку даже в районах относительного поднятия мощность аллювия остается повышенной, что объясняется, как уже отмечалось выше, общим нисходящим развитием рельефа в позднечетвертичное время, на всем описанном протяжении долины имеются погребенные под аллювием поймы уступы террас. На участках относительного поднятия погребены менее высокие террасы высотой в 5—15 м, на участках же относительного опускания высота погребенных террас достигает 50 м (см. рис. 27).

Незакономерное изменение мощности аллювия вдоль по долине наблюдается и в некоторых разведанных притоках бассейна р. Эльги. Так, по руч. Дайковому — притоку р. Арангаса, в нижней части долины, по линии 23, мощность аллювия равняется 8 м, а выше, по линии 55, резко возрастает до 30 м, причем строение коренного ложа усложняется погребенным каньоном. Малое количество разведочных линий затрудняет детальное изучение этого явления в долинах притоков р. Эльги, равно как и в верхней части самой Эльги.

Вместе с тем даже редкая сеть поисково-разведочных линий дает чрезвычайно интересный материал для выявления блоков опускания, отрицательный неотектонический режим которых привел к развитию на территории бассейна р. Эльги молодых межгорных впадин. При средних мощностях аллювия в долинах р. Эльги и ее наиболее крупных прито-

ков в 20—30 м буровыми работами было вскрыто несколько участков со значительно большими мощностями. Поскольку в продольном профиле поймы уступы не обнаружены, очевидно, что плотик в этих участках опущен и участки представляют небольшие неотектонические впадины. В пределах Эльгинского бассейна вскрыты буровыми работами четыре впадины. Одна из них расположена в долинах рек Большого и Малого Селериканов при их слиянии. По данным линии 4 мощность отложений здесь достигает 90 м (рис. 28). Вторая впадина располагается на лево-

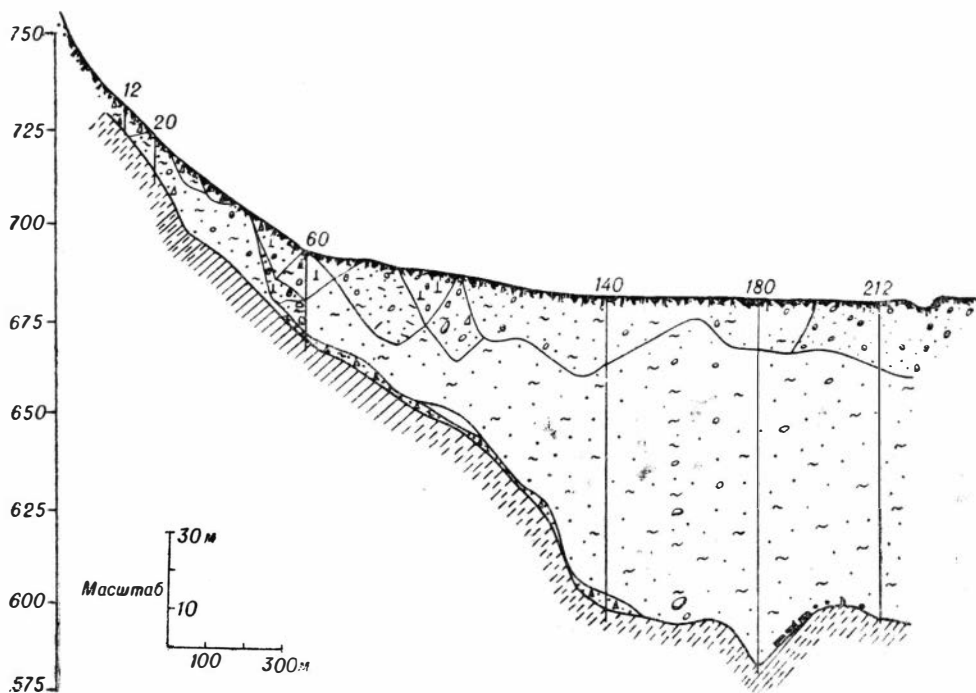


Рис. 28. Поперечный профиль долины руч. М. Селерикан по линии 4 (условные обозначения см. на рис. 13).

бережье р. Эльги в древней долине р. Тобычана. Мощность рыхлых отложений в ее пределах по линии 252 составляет 115 м (рис. 29).

Третья впадина расположена в верховье руч. Промежуточного. Отложения ее мощностью до 60 м вскрыты несколькими буровыми и шурфовочными линиями (см. рис. 12—18). Наконец, понижение коренного ложа в долине р. Эльги, в районе линий 1034—1050 и выше к устью Тобычана, обусловившее накопление аллювия мощностью до 60 м, по нашему мнению, можно рассматривать как четвертую межгсрную впадину. В отличие от вышеописанных, коренное ложе этой впадины осложнено каньонами, особенно глубокими у устья р. Тобычана.

Все впадины, за исключением впадины в верховье руч. Промежуточного, по-видимому, очень молодые, скорее всего позднечетвертичные межледниковые. Впадина же бассейна руч. Промежуточного — доледниковая.

Характерным для всех впадин является эрозионный рельеф коренного ложа, образовавшийся при ином неотектоническом режиме и свидетельствующий о смене во времени направления движения блоков в бассейне р. Эльги.

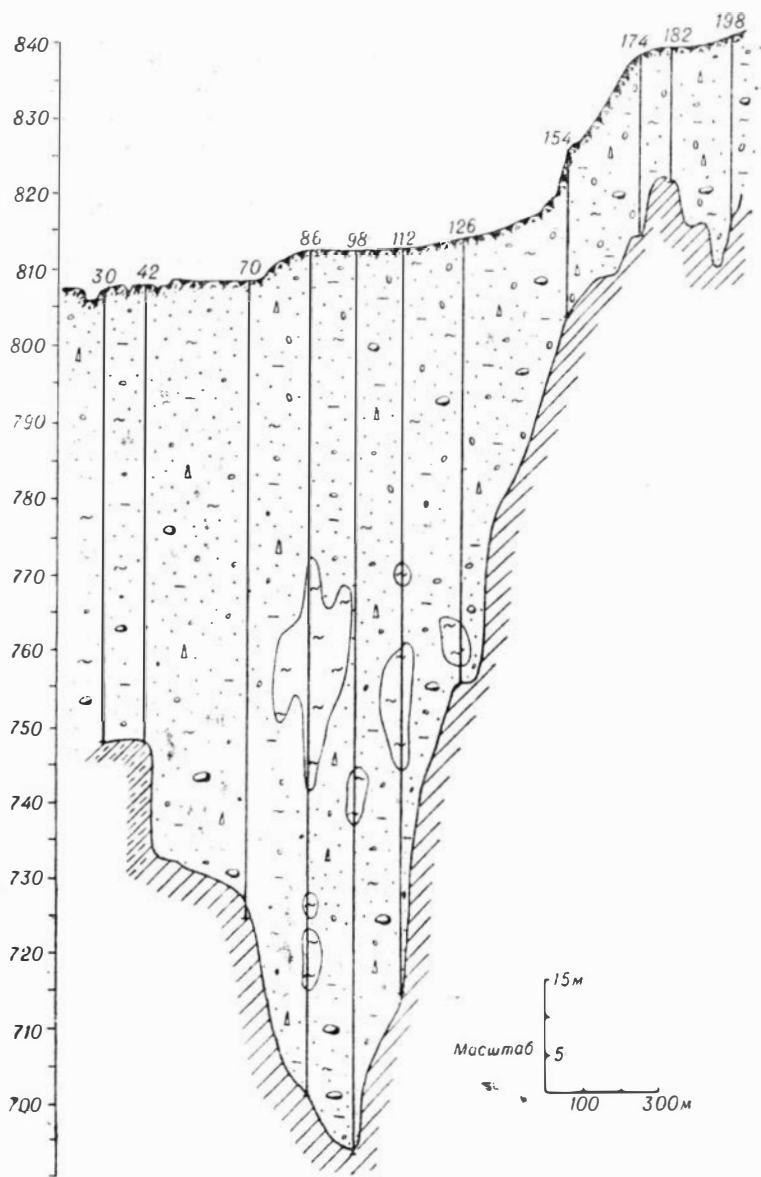


Рис. 29. Поперечный профиль долины р. Тобычан по линии 252 (условные обозначения см. на рис. 13).

Анализ рельефа с целью выявления блоковых движений на территории бассейна р. Эльги

Интересный материал для выявления блоковых движений в бассейне р. Эльги дает изучение рельефа. Этот метод, позволяющий выявлять характер блоковых движений до проведения горных работ, особенно ценен в таком районе, как бассейн р. Эльги, со слабой естественной и искусственной обнаженностью рыхлых пород.

В бассейне р. Эльги наблюдается большое разнообразие склонов междуречий. ● они меняются от пологих и очень пологих делювиально-

солифлюкционных, развитых главным образом в верхней и правобережной частях бассейна, до крутых и очень крутых осыпных, распространенных преимущественно по левобережью р. Эльги. Как уже упоминалось выше, такое разнообразие склонов при общности климата может объясняться либо различием в литологии пород, слагающих междуречья, либо различием в неотектоническом режиме территории. Следовательно, выяснение, в каких случаях изменение в характере склонов связано именно с неотектоническими движениями, возможно лишь при исключении фактора литологии.

В бассейне Эльги имеется много районов, где изменение характера рельефа междуречий связано с изменением литологии пород, слагающих эти междуречья. Так, например, на левобережье Большого Селерикана, близ устья, выход карнийских отложений, представленных чередованием маломощных прослоев глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, среди песчаников норийского возраста обусловил образование более выположенного рельефа, границы которого совпадают с литологическими. Также выходом на поверхность менее стойких по отношению к денудации карнийских пород объясняется образование выположенного залесенного рельефа на правобережье р. Эльги ниже устья руч. Талалаха. Сменой литологии вызвано различие в характере рельефа в верховьях р. Аябы на междуречье Гаяканджин и Нимак и в некоторых других районах.

Однако в большинстве случаев изменения в характере рельефа междуречий не связаны с литологией. Так, в верховье Ходараньи в пределах одних и тех же отложений карнийского возраста рельеф меняется в северо-западном направлении (т. е. по простиранию одних и тех же пород) с резко расчлененного, крутосклонного, с обвальными осыпными процессами, на рельеф с выположенными склонами с широко развитыми процессами солифлюкционно-делювиального сноса. Очевидно, здесь имеет место смена неотектонического режима, причем достаточно резкая, о чем свидетельствует четкая граница между двумя типами междуречий. Аналогичную картину можно наблюдать в верховьях речек Чагачаннаха и Сюрампы, где располагается горный район, характеризующийся очень крутыми склонами. Абсолютная высота этого крутосклонного района 1400—1600 м. К юго-востоку от него наблюдается выполаживание горных склонов. Здесь горы достигают 1250 м абсолютной высоты (междуречье рч. Сюрампы и руч. Джаргалаха). Эти морфологические разности гор расположены в пределах однообразной литологической толщи, представленной чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников триасового возраста. В данном случае в верховьях речек Чагачаннаха и Сюрампы расположен участок очень интенсивного поднятия с активными процессами денудационного сноса и большой эрозионной способностью речек, в то время как к юго-востоку активность поднятий убывает, а в вершине руч. Талалаха расположена область относительного опускания.

Интересный пример уменьшения крутизны склонов и абсолютных высот в определенном направлении, в условиях распространения однородной песчано-алевролитовой толщи, представляет междуречье Аямы и Утачана, расположенное выше устья Бургачана (левый приток р. Утачана). В этом районе по направлению с юга на север крутизна склонов изменяется от очень крутой и крутой до пологой, также как и абсолютные высоты изменяются от 1250 м на юге до 1100—1150 м на севере. Поскольку прочие условия развития склонов на этой территории достаточно однообразны, можно предполагать убывание энергии неотектонического поднятия с юга на север.

Четко выделяются блоки более активного неотектонического режима, как участки с резкими формами рельефа, представленными крутыми склонами узких энергично врезанных долин, среди литологически однородных песчаников норрийского возраста на междуречьях Мугурдах — Эльги и Мугурдах — Селерикан. В пределах распространения этих же песчаников находится и участок с выположенными склонами междуречий, расположенный в районе руч. Конусного. Выположенные склоны в данном случае свидетельствуют о малой активности тектонических движений, а следовательно, об относительном опускании этого района. То же явление связи характера склонов с неотектоническим режимом наблюдается в районе Сейкимнян-Аябинского междуречья (см. рис. 32), в среднем течении Тонора, на левобережье р. Арангаса (см. рис. 31) и во многих других участках.

С другой стороны, в ряде участков бассейна Эльги при резких изменениях литологии подстилающих пород сохраняется однообразный характер рельефа, что, как отмечалось выше, также свидетельствует об активных неотектонических движениях. Так, рельеф на правобережье р. Тобычана в его низовье, одинаково резкий и крутосклонный, не реагирует сколько-нибудь заметно на смену норрийских песчаников менее устойчивыми карнийскими отложениями, представленными чередованием песчаников и глинистых сланцев. Не отразилась в рельефе междуречья ручьев Джугаджака и Сахыньи резкая смена литологии гранитов и глинистых сланцев, что также свидетельствует о интенсивных восходящих движениях, при которых избирательная денудация не проявляется. Аналогичная картина наблюдается в верховьях Тобычана, на междуречье Тирехтяха и Утачана и в ряде других мест.

По изменению в плане площади распространения склонов различных крутизны и характера, от очень крутых обвально-осыпных до пологих аккумулятивных, можно проследить изменения в пространстве амплитуды и знака движения блоков. Так, если двигаться от бассейнов ручьев Джугаджака и Ульбуки (левобережье Эльги) к юго-западу, можно заметить постепенное уменьшение амплитуды движения. Район активного поднятия междуречья Джугаджака и Ульбуки, характеризующийся крутыми склонами и малыми мощностями рыхлых отложений, сменяется к юго-западу районом относительного опускания и несколько повышенных мощностей рыхлых отложений, что проявляется в появлении склонов умеренной крутизны, окруженных шлейфами, и, наконец, близ долины Эльги сменяется районом значительных опусканий, что является следствием из широкого распространения склонов солифлюкционно-делювиального сноса и мощных делювиально-солифлюкционных шлейфов.

Долины крупных рек и их притоков часто пересекают блоки различного неотектонического режима. Это, естественно, сказывается на мощности аллювиальных отложений, причем часто нарушается нормальная закономерность в возрастании мощности аллювия от истоков к устью. В той небольшой части бассейна р. Томпо, которая вошла в исследуемую территорию, долина ее пересекает три блока различного неотектонического режима: выше широтного колена — блок поднятия, от поворота на запад до устья Тарыннаха — блок относительного опускания и затем снова — блок активных положительных движений. Ручьи Эгелях и Балаганнах пересекают сверху вниз сначала блок относительного опускания, затем блок поднятия (рис. 30), что приводит к ненормальным изменениям мощностей аллювия вдоль долин этих ручьев. Подобные изменения тектонического режима наблюдаются вдоль по долинам правого притока Эльги — руч. Талалаха и левого притока Индигирки — руч. Эгеляха. Левый приток Эльги — р. Арангас в верхней

части течения пересекает район умеренных поднятий, ниже наледи расположен участок энергичных поднятий, а в самой нижней части течения, уже в пределах долины Эльги, Арангас течет по району относительного опускания (рис. 31). Таких примеров можно привести множество. Долины рек Тонора, Утачана и многих других притоков Эльги проходят через блоки различного неотектонического режима. И сама р. Эльги, как это видно из анализа ширины ее дна, извилистости русла и ха-

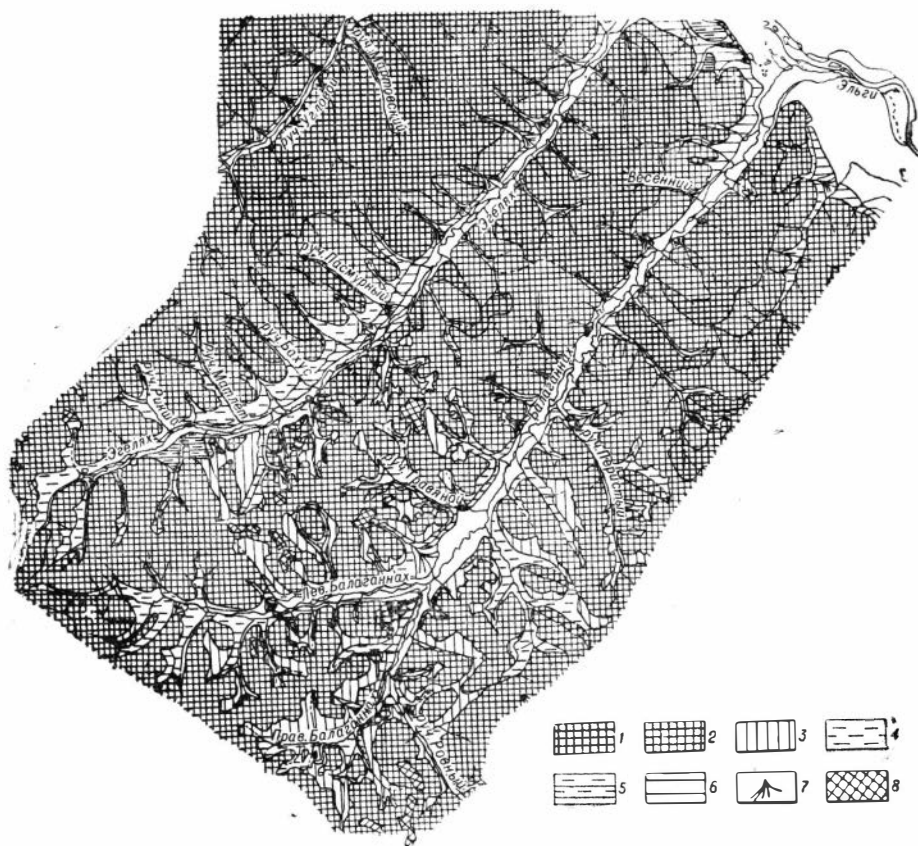


Рис. 30. Геоморфологическая схема бассейнов рек Эгеляха и Балаганнаха:

1-2 — склоны междуречий камне-щебнепотоковые: 1 — крутые, 2 — средней крутизны; 3 — склоны пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные; 4 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 5 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами; 6 — низкие террасы относительной высоты менее 20 м; 7 — конусы выноса; 8 — структурные поверхности.

рактера примыкающих склонов, пересекает несколько различных неотектонических блоков.

В связи с рассмотренным явлением мощности аллювия в долинах меняются в значительных пределах, причем эти изменения контролируются, как мы уже видели, не законами нормального развития флювиального цикла, а сложными сочетаниями неотектонических движений различного вида. Поэтому познание последних позволяет детально изучить распространение областей сноса и накопления рыхлого материала, что делает возможным прогноз относительных изменений в мощности аллювия и имеет большое значение для направления поисков россыпных месторождений.

Участки рельефа с различным характером склонов часто бывают разграничены линиями тектонических нарушений, что также свидетельствует о неотектонической блоковой природе такой изменчивости характера склонов. Примерами блоков, ограниченных разломами, являются блоки энергичного поднятия на междуречьях Аябы и Сейкимняна, Эльги и Томпо, блок поднятия в вершине руч. Конусного, ряд блоков в вершине Утачана и Тирехтяха (рис. 32 и 33).

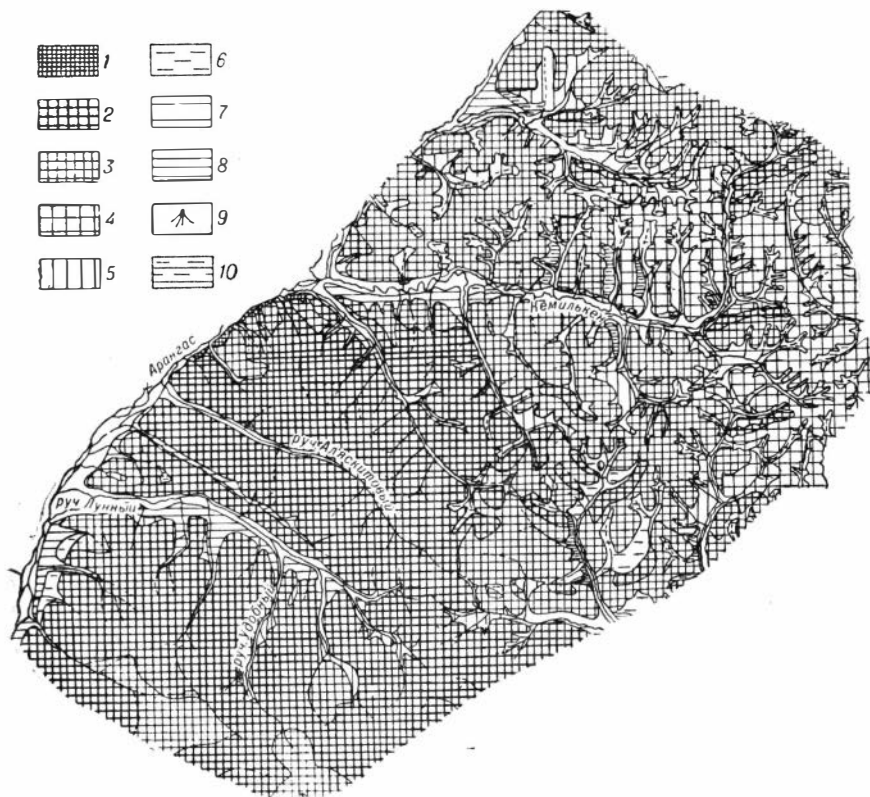


Рис. 31. Геоморфологическая схема левобережья р. Арангас (левого притока р. Эльги):

1 — 5 — склоны междуречий: 1 — очень крутые осыпные; 2 — 4 — камне-щебенчотоковые; 2 — крутые; 3 — средней крутизны; 4 — малой крутизны; 5 — пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные; 6 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 7 — низкие террасы относительной высотой менее 20 м; 8 — поверхность разведчинской террасы; 9 — конусы выноса; 10 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами.

Степень сохранности реликтов поверхностей выравнивания также указывает на различие в неотектоническом режиме. Чем большая сохранность этих поверхностей, тем, по-видимому, менее активными были в данном участке блоковые движения. В бассейне Эльги выделяются участки, где долоньинская поверхность сохранилась достаточно хорошо (преимущественно в верхней части бассейна), и участки, где она значительно расчленена эрозионной деятельностью. Правда, не исключено, что в какой-то степени сохранность долоньинской поверхности объясняется тем, что ее предохраняют от размыва перекрывающие ледниковые отложения. Однако хорошо сохранившиеся реликты долоньинской поверхности имеются также и в нижней части правобережья р. Эльги близ устья Б. Селерикана, где оледенение отсутствовало. Объяснить наличие реликтов поверхности выравнивания в этом районе структурными

особенностями горизонтально залегающих пород не представляется возможным, так как северо-западнее, по простираанию этой структуры, в аналогичных условиях реликты долоньинской поверхности не сохранились совершенно. По-видимому, основным фактором, контролирующим ее сохранность, является все же неотектонический блоковый режим. Наконец, при анализе рельефа междуречий в ряде районов обращают на себя внимание ясно выраженная асимметрия склонов речных долин и отчетливое проявление избирательной денудации. Последняя приводит к препарированию более устойчивых тел (даек, слоев ороговикованных песчаников и т. д.) и к возникновению седловин в местах распространения слабоустойчивых к процессам денудации глинистых сланцев и зон тектонических нарушений. Как упоминалось выше, развитие асимметрии и проявление избирательной денудации характерны для районов умеренных восходящих движений и, следовательно, умеренных мощностей аллювия в долинах. К ним относятся на левобережье Эльги бассейны рек Артык-Юряха и Аччигей-Сала, большая часть бассейна р. Тонора и средняя левобережная часть бассейна Арангаса, где, кроме отчетливо выраженной асимметрии склонов, хорошо выявляется связь избирательной денудации с литологией. Так, например, прекрасно отпрепарированы более стойкие слои небольшой мультислойной структуры в верховье р. Артык-Юряха; зоны нарушения северо-западного простираания в нижней части междуречья Тонора и Артык-Юряха, продолжающиеся на левобережье последнего, подчеркнуты системой понижений северо-западного простираания и т. д. На правобережье Эльги районами развития асимметрии склонов являются бассейны Кокарина, Талалаха, средние части бассейнов Балаганнаха и Эгеляха. Районом денудационной препарировки структур является междуречье Малого и Большого Селериканов.

Доказательства существования блоковых неотектонических движений в бассейне р. Эльги мы находим также и в рельефе долин. В этом отношении представляет интерес не объяснимое литологическим строением изменение ширины днищ долин и увеличение извилистости русла. Увеличение ширины днищ и извилистости русел наблюдается довольно часто и хорошо прослеживается на геоморфологической карте. Районами большой извилистости, связанной с относительными блоковыми опусканиями, являются участок долин Большого и Малого Селериканов при их слиянии и далее вниз по Большому Селерикану; участок долины р. Аябы от устья руч. Конусного до слияния с р. Эльги; участок долины Эльги от устья Аябы до широтного колена; р. Аяма выше и ниже озера и ряд других.

В 1939 г. Н. И. Ларин отмечал различный характер р. Утачан, которая сверху до оз. Чирилк характеризуется чертами горной реки с довольно узкой долиной, спрямленным руслом и быстрым течением; ниже по течению до устья руч. Нэньдэги днище становится широким, течение тихим, русло сильно меандрирует; еще ниже и до впадения в р. Эльги Утачан снова принимает характер горной реки.

Аналогичные наблюдения имеются у А. И. Боромянского, который описывает участки дряхлой и оживленной эрозии по притокам Утачана. Так, по руч. Етаскан им выделяются два участка: верхний — с оживленной эрозионной деятельностью и нижний — дряхлый. По руч. Бургачан дряхлыми участками являются верхняя и нижняя части долины, в средней же части наблюдается оживленная глубинная эрозия, в результате чего перед выходом в долину Чирилк образовался узкий каньон.

А. П. Хохалев делит долину р. Тирехтяха на 3 участка. Верхний, до устья руч. Обрывного, характеризуется широкой заболоченной поймой,

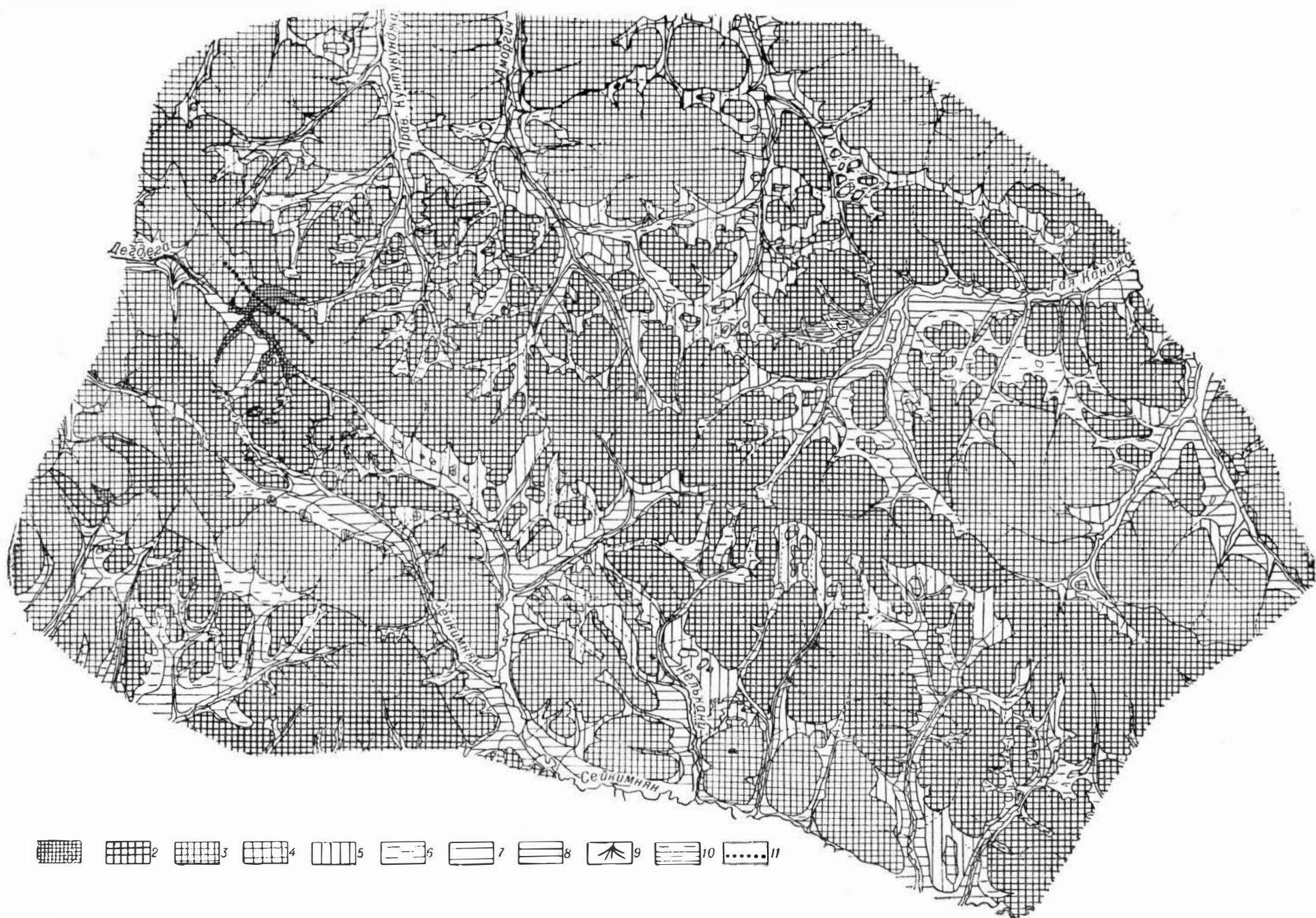


Рис. 32. Геоморфологическая схема Сейкиминья — Лябинского междуречья:

1 — 5 — склоны междуречий: 1 — очень крутые, осыпные, 2 — 4 — камне- и щебенчотоковые: 2 — крутые, 3 — средней крутизны, 4 — малой крутизны, 5 — пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные; 6 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 7 — низкие террасы относительной высоты менее 20 м; 8 — поверхность разведчинской террасы; 9 — конусы выноса; 10 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами; 11 — линия водораздела до перестройки речной сети.

хорошо развитыми меандрами и мощностью аллювиальных отложений до 45—50 м; ниже по течению долина суживается, течение убыстряется, речка врезается в коренные породы; в самой нижней части течения, близ впадения в р. Эльги, долина снова расширяется и увеличиваются мощности аллювия.

Несколько различных геоморфологических участков выделяет Б. И. Акулов в долине р. Сюрампы, которая в верхней части течения представляет собой зрелую долину со спокойным меандрирующим водотоком; ниже по течению — это эпигенетический каньон, пройдя который р. Сюрампы снова приобретает черты зрелой долины.

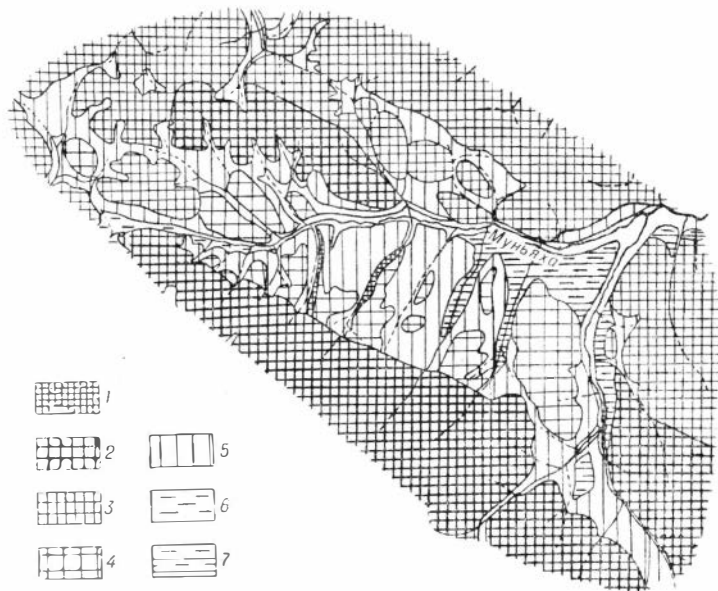


Рис. 33. Геоморфологическая схема верховьев р. Муньяха (бассейн Большого Селерикана):

1—5 — склоны междуречий: 1 — очень крутые, 2 — крутые, 3 — средней крутизны; 4 — малой крутизны; 5 — пологие, делювиально-солифлюкционные, деструктивные; 6 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 7 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами.

На геоморфологической карте видно, что и долины многих других водотоков Эльгинского бассейна представляют собой чередование более зрелых и более молодых участков. В большинстве случаев такие перемены в интенсивности эрозионной деятельности, не связанные с перестройкой речной сети, происходят в пределах однообразной литологической толщи и свидетельствуют, по-видимому, о изменениях в неотектонических движениях на протяжении долин.

Еще больший интерес для выявления характера блоковых неотектонических движений на исследуемой территории представляет изучение террас. Для бассейна р. Эльги, так же как и для всей горной части бассейнов Колымы и Индигирки, характерна чрезвычайная изменчивость характера террас вдоль по долинам. Так, 25—40-метровая терраса р. Эльги в интервале ручьев Тонора и Врезанного является смешанной; выше, к устью руч. Широкого, цоколь ее постепенно снижается и терраса переходит в аккумулятивную; еще выше по течению, на правобережье р. Эльги у устья руч. Промежуточного, эта терраса снова становится смешанной, и в этом же районе по левобережью и выше по Эльги — она аккумулятивная.

По данным Е. П. Данилогорского, 5-метровая терраса руч. Талалаха является смешанной с горизонтом галечника до 5—8 м; в низовьях же ручьев Мшистого и Балаганнаха она аккумулятивная. В. Г. Камалян отмечает, что 5—8-метровая терраса р. Эльги, как правило, аккумулятивная, однако на участке долины между устьями рек Арангаса и Тонора в основании ее встречены коренные породы. М. С. Дичек описывает 20—40-метровую террасу по руч. Б. Делюгенняху, смешанную в верхней и аккумулятивную в нижней части долины. Примеры эти можно было бы умножить. Все они являются доказательством того, что долины водотоков бассейна р. Эльги пересекают зоны блоковых движений различной интенсивности и направленности.

Хотя для значительной части территории Эльгинского бассейна характерны аккумулятивные террасы нижних уровней, связанные с неотектоническим опусканием территории в конце межледниковья, вместе с тем выделяется целый ряд районов, где наличие смешанных террас нижних уровней свидетельствует о таких активных положительных блоковых движениях, которые свели на нет эффект регионального опускания. Такими районами являются: вся нижняя часть бассейна р. Эльги, расположенная ниже устья Кегер-Юряха, где, по данным В. Г. Камаляна и И. Н. Скорины, все террасы, до 10-метровой включительно, — смешанные; район бассейнов ручьев Дирины-Юряха и Быйтaha, где смешанной является даже 5—6-метровая терраса; верхняя и средняя части бассейнов рек Артык-Юряха, Тонора и Арангаса; бассейн р. Тобычан в его верхнем и среднем течении (до тобычанской трубы), где К. И. Сусидко наблюдал террасы высотой 10 м с цоколем из коренных пород; верхняя и средняя части ручьев Большого и Малого Делюгенняхов; район ручьев Някунья и Туманный, где, по данным М. Д. Эльянова, смешанными являются все террасы, высота которых превышает 5 м, и некоторые другие районы. Описанные различия в строении террас отдельных частей исследуемой территории также свидетельствуют о изменениях в плане направления и амплитуды блоковых дифференциальных движений.

Эволюция блоковых движений во времени на территории бассейна р. Эльги

Не меньший интерес представляет изучение эволюции блоковых движений во времени, а также определение в отдельных районах современного направления движения блоков. Это может быть сделано при изучении характера склонов по вертикали, эволюции террас и погребенных каньонов. Имеются районы, характеризующиеся прямыми крутыми и очень крутыми склонами, которые явились следствием устойчивых во времени активных восходящих движений. К таковым относятся, например, правобережье Адычи и верховье Тобычана. Судя по неизменной крутизне нижних частей склонов, можно утверждать, что такой неотектонический режим продолжается и в настоящее время. Имеются районы, где, судя по крутой нижней части склонов, активные восходящие движения начались достаточно давно, однако более пологие средние и верхние части склонов свидетельствуют о том, что этапу энергичных положительных движений предшествовали этапы иных более умеренных неотектонических поднятий. Примером развития сложных выпуклых склонов является район выхода на дневную поверхность гранитов Талалахского массива (левобережье Эльги). От прежнего режима поднятия умеренного темпа здесь сохранились верхние более пологие части склонов, постепенно переходящие в выровненные поверхности на вершинах. Нижние же части склонов очень крутые. Изменение крутизны склонов вы-

звано новым, гораздо более энергичным поднятием. Сходную картину можно наблюдать на междуречье Утачан — Аяма (восточнее оз. Аяма), в верхней части левобережья руч. Джугаджака и в некоторых других местах.

Кроме районов, где активные восходящие движения начались довольно давно, на территории Эльгинского бассейна имеется много участков, где активизация движения произошла в самое последнее время. В таких местах склоны междуречий умеренной крутизны, или даже по-

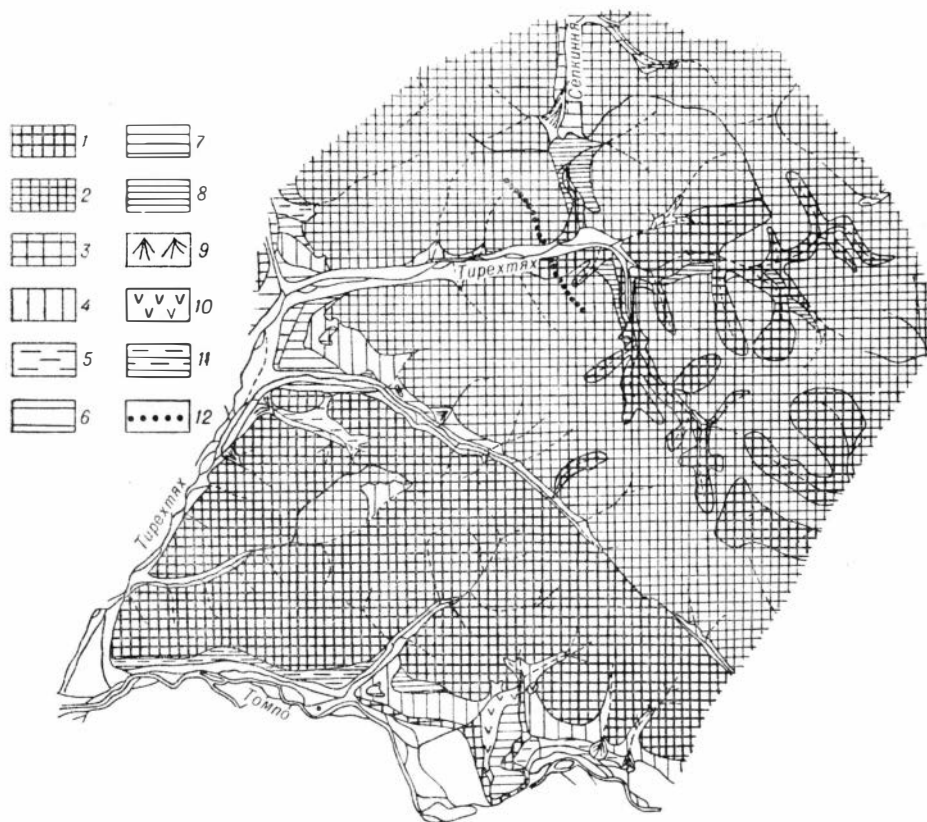


Рис. 34. Геоморфологическая схема части Томпо-Эльгинского междуречья:

1 — 3 — склоны междуречий камне-щебнепотоковые; 1 — крутые, 2 — средней крутизны; 3 — малой крутизны; 4 — склоны делювиально-солифлюкционные, пологие, деструктивные; 5 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 6 — низкие террасы относительной высоты менее 20 м; 7 — поверхность разведчинской террасы; 8 — реликты поверхности третьего этапа выравнивания; 9 — конусы выноса; 10 — холмисто-моренный рельеф; 11 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами; 12 — линия водораздела до перестройки речной сети.

логие, сменяются в самой нижней части крутыми и очень крутыми. Примерами являются правобережье р. Эльги выше устья р. Аябы, верховье Тирехтяха (Томпонского) (рис. 34), правобережье руч. Обратного, близ его устья, участки на левобережье Мугурдаха в среднем и нижнем течении, междуречье Сахынья — Тирехтях, правобережье Аямы (близ устья) и многие другие. Все они хорошо выделяются на карте по узким полосам крутых склонов, прилегающим к долинам, и свидетельствуют о современных энергичных восходящих движениях блоков. Очевидно, что обратное явление имеет место в других участках, где междуречья с крутыми и очень крутыми склонами окружены широко развитыми

шлейфами. Примерами могут служить бассейн руч. Джаргалаха (левый приток Эльги), междуречье Эльги—Ленкос, а также районы мелкогорного яруса рельефа, расположенные севернее оз. Делинья и в верховьях рек Эльги и Аябы.

Изучение террас также помогает проследить изменение характера блоковых движений во времени. На территории Эльгинского бассейна можно видеть различные стадии эволюции террас. Так, местами в пределах долины р. Эльги и приустьевых частей многих ее притоков можно видеть сочетание погребенных под аллювием поймы террас с аккумулятивными террасами, выраженными в рельефе. Это свидетельствует о смене знака движения, когда сначала при интенсивном поднятии формировались уступы террас, затем при начавшемся опускании они погребались под 60—70-метровой толщей аллювия и, наконец, при новом поднятии снова формировались уступы террас уже в пределах аккумулятивной толщи.

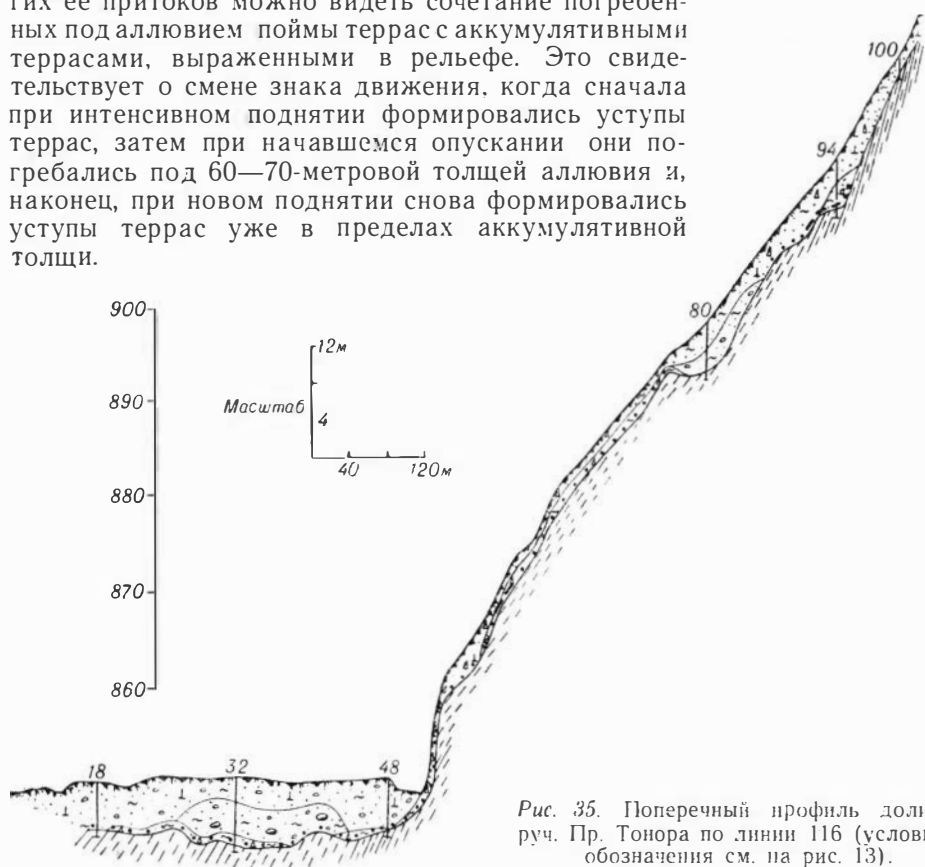


Рис. 35. Поперечный профиль долины руч. Пр. Тонора по линии 116 (условные обозначения см. на рис. 13).

Имеются районы с хорошо развитой лестницей смешанных террас, что свидетельствует об устойчивом во времени поднятии. Наряду с ними существуют склоны долин, в недавнем времени террасированные, но теперь с почти полностью уничтоженными денудацией уступами террас, что говорит об активизации восходящих движений (рис. 35).

Наконец, в бассейне Эльги имеются террасоувалы, т. е. такие склоны долин, на которых уступы террас захоронены под солифлюкционно-делювиальными отложениями (рис. 36, 37). Такая форма рельефа образуется при замедлении поднятия или даже при изменении направления движения на нисходящее.

О блоковых движениях с неоднократной переменой знака свидетельствуют и многочисленные погребенные каньоны, установленные на рассматриваемой территории. Их образование связано, как правило, с описанным выше явлением наложенности гидросети. Погребенные каньоны имеют ручьи Кех, Илостый, некоторые притоки руч. Углового.

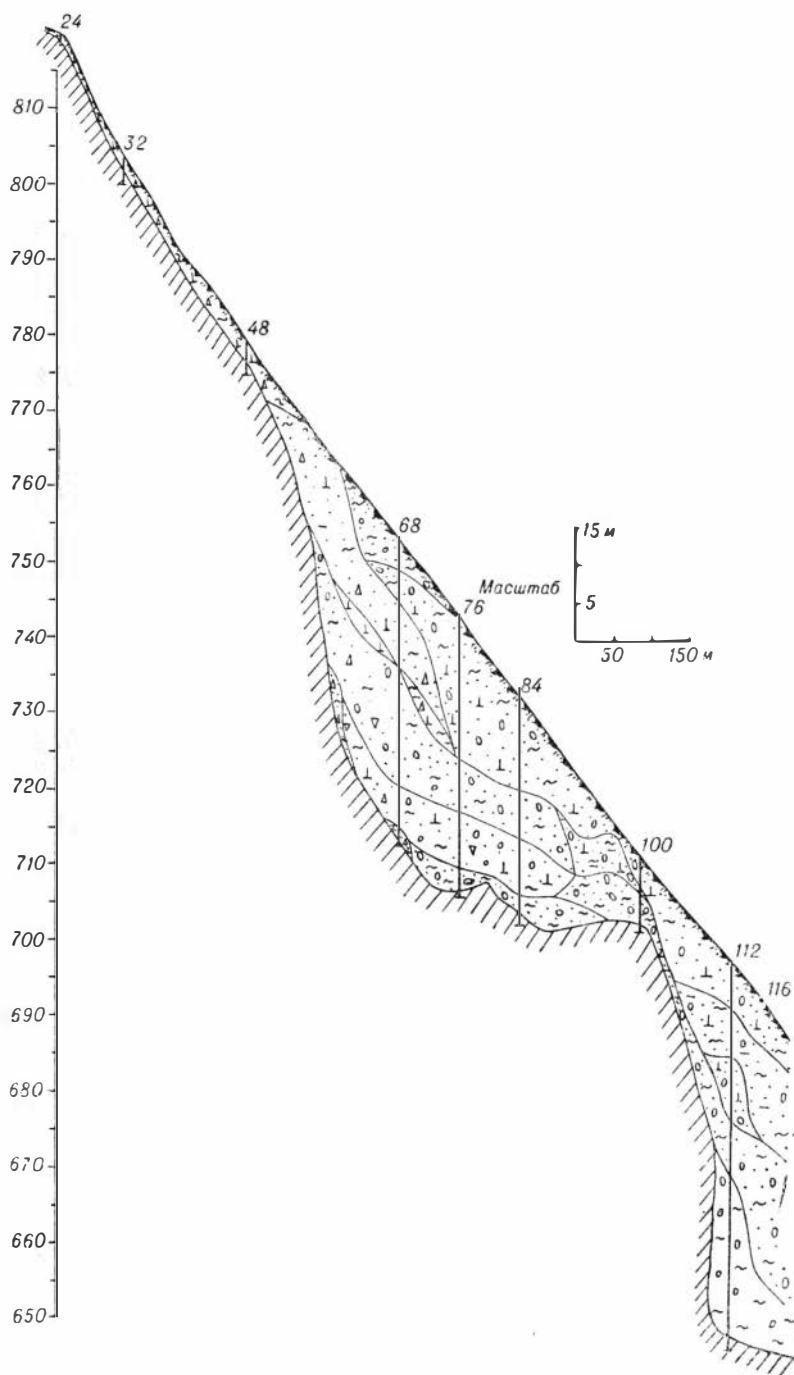


Рис. 36. Поперечный профиль долины р. Эльги по линии 470
(условные обозначения см. на рис. 13).

ручья Аччигей-Сала, Безымянный, Сюрампы и многие другие (рис. 38, 39). Их образование может быть следствием лишь неоднократного изменения направлений блоковых движений. Интересно отметить,

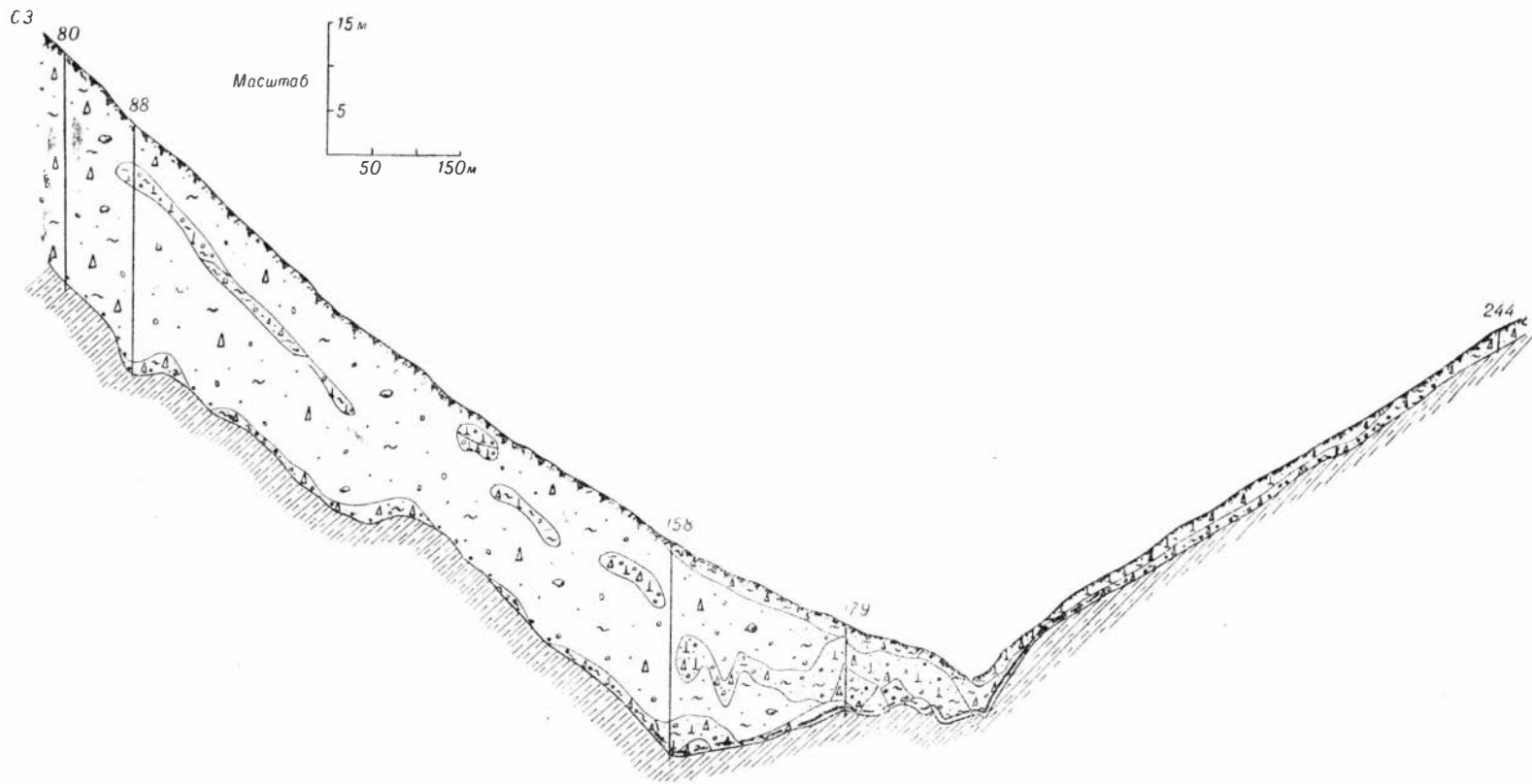


Рис. 37. Поперечный профиль долины руч. Бадрана по линии 40 (условные обозначения см. на рис. 13).

что неотектонический режим, приводящий к образованию погребенных каньонов, имел место и в более ранние отделы четвертичного периода. Доказательством служит погребенный каньон на седловине руч. Базовского, вскрытый шурфовочными линиями на относительной высоте 370 м.

Выявление изменчивости движения блоков, а также характера движения в современное время имеет большое значение, потому что именно современные движения контролируют изменение мощности аллювия в реках чрезвычайно подвижной величины, чутко и быстро реагирующей на малейшие колебания движений. Примером может служить бассейн руч. Кегер-Юрях, анализ рельефа которого показывает, что режим относительного опускания, приведший к развитию довольно пологих форм рельефа, сменился в самое последнее время режимом активного поднятия. Это моментально повлекло за собой врез ручья в накопленную ранее толщу рыхлых отложений и привело к уменьшению мощности аллювия в современной долине (рис. 40).

Из приведенного анализа рельефа, предпринятого с целью выявления блоковых неотектонических движений, становится ясным, насколько сложными и пестрыми по знаку и амплитуде являются блоковые движения на территории Эльгинского бассейна и насколько резко меняется в пространстве их направление и интенсивность.

Произведенные исследования блоковых неотектонических движений в бассейне р. Эльги позволяют значительно точнее определять границы районов сноса и накопления рыхлого материала. Хотя в общем плане строения рельефа бассейна р. Индигирки территория верхней горной части его, а следовательно, и всего Эльгинского бассейна является областью сноса, вместе с тем внутри последней идет сложный процесс образования и перераспределения районов сноса и накопления, контролируемый блоковыми движениями. Поскольку вынос и накопление россыпного металла непосредственно связаны именно с этими территориально небольшими районами сноса и накопления, то понятно, какое большое значение имеет неотектонический анализ территории, благодаря которому можно до проведения горных работ давать прогноз различного режима отложения рыхлого материала в различных участках территории.

Соотношение мезозойских и кайнозойских движений на территории бассейна р. Эльги

Последнее, на чем следует остановиться при описании неотектонических движений, это вопрос о соотношении их с более древними структурами. В кратком геологическом очерке мы отмечали, что в мезозое активность тектонических движений правобережья и левобережья была различна.

Интересно проследить, был ли унаследован в кайнозое общий план распределения активности движений, а также устанавливается ли связь блоковых кайнозойских структур со структурами мезозойской складчатости. Это можно выяснить, если сравнить абсолютные высоты ярусов рельефа, а также степень нарушения их уровней блоковыми движениями в правобережной и левобережной частях Эльгинского бассейна.

Высокогорный уровень отсутствует на правобережье и, следовательно, выпадает из сравнительной характеристики. Среднегорье на левобережье имеет абсолютную высоту вершинного уровня около 1500 м, причем активные блоковые движения подняли целый ряд участков среднегорья на высоту около 1600—1800 м. В правобережной части бас-

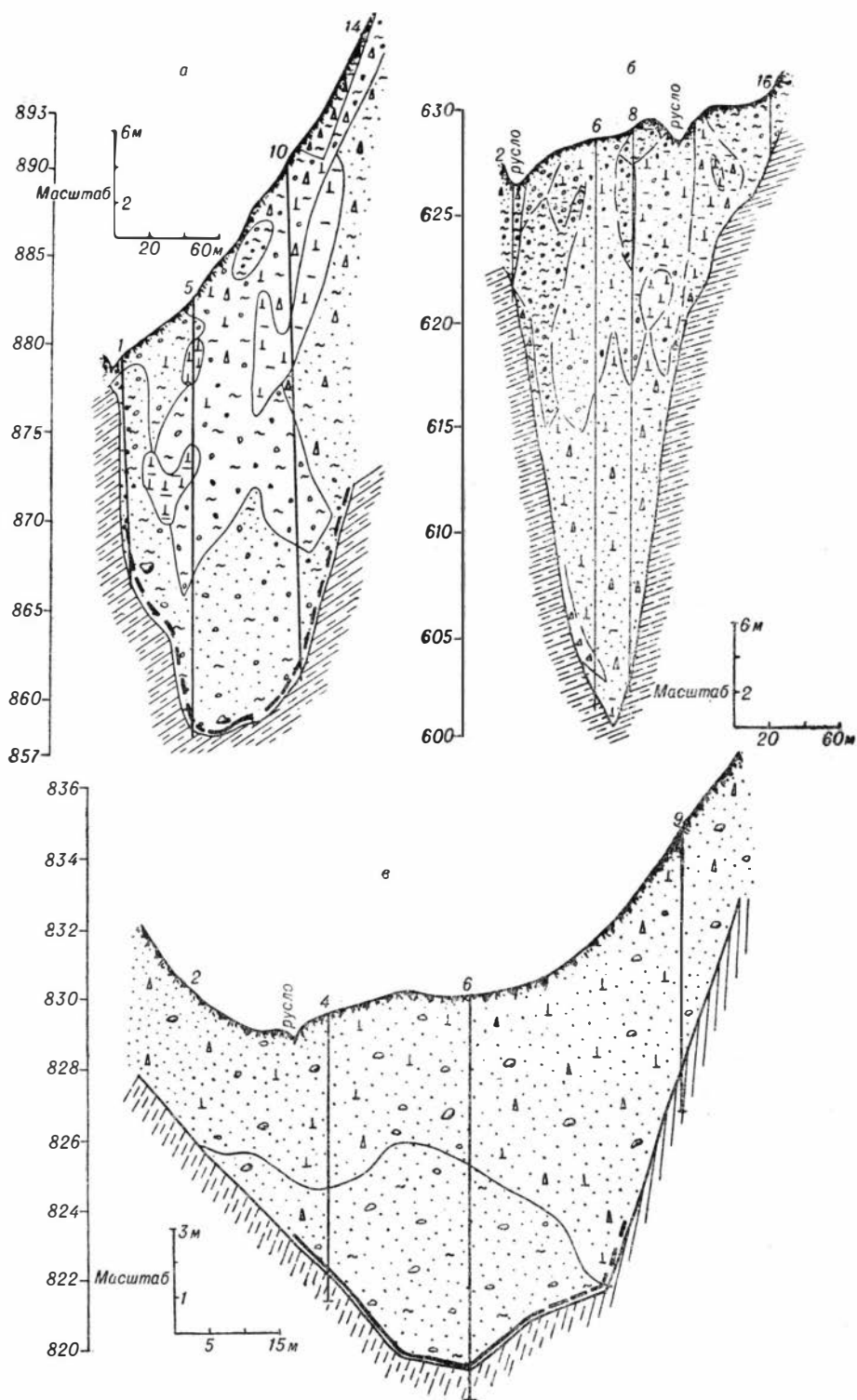


Рис. 38. Поперечные профили ручьев Так (линия 19) — а, Илистого (линия 1) — б и Тит (линия 1) — в (условные обозначения см. на рис. 13).

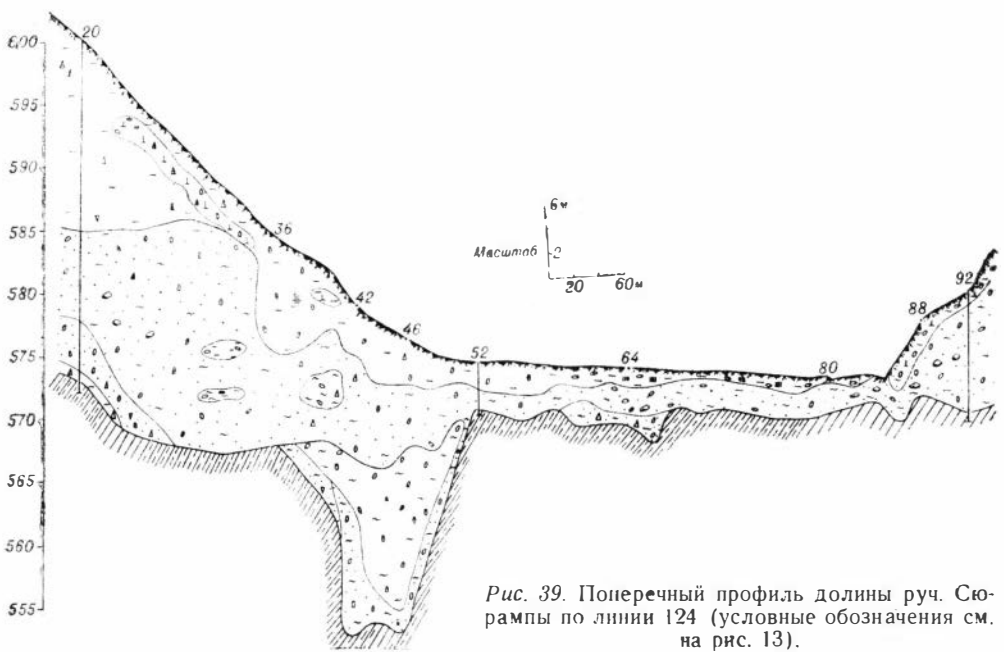


Рис. 39. Поперечный профиль долины руч. Сюрампы по линии 124 (условные обозначения см. на рис. 13).

сейна Эльги вершинный уровень среднегорного яруса имеет абсолютную высоту 1300 м и местами приподнят блоковыми движениями до 1500 м. Исключение составляет лишь водораздел Эльгинского и Томпонского бассейнов, где в пределах Аябинской гряды имеются вершины с отметками в 1700—1800 м. Высота уровня мелкогогорья на левобережье составляет 1100—1300 м, на правобережье же около 1000—1150 м.

Из приведенных данных следует, что в кайнозое в общих чертах сохранился мезозойский план распределения активности тектонических движений: колебательные восходящие движения в левобережной части бассейна, равно как и блоковые подвижки, были интенсивнее, чем в правобережной. Что же касается соотношения блоковых неотектониче-

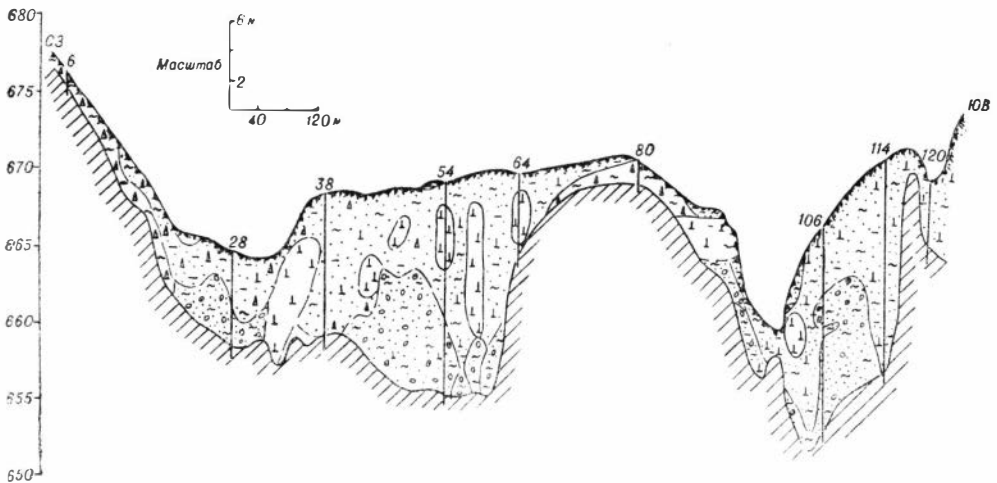


Рис. 40. Поперечный профиль долины руч. Кегер-Юр'я по линии 78 (условные обозначения см. на рис. 13).

ских структур с мезозойским планом распределения антиклиналей и синклиналий, то анализ геологической и геоморфологической карт показывает, что, как правило, блоковые неотектонические движения не наследуют тенденции развития мезозойских структур, и совпадения в знаке движения встречаются лишь как случайные. Так, в пределах сводовой части селериканской сундучной антиклинали располагаются как районы умеренных поднятий (междуречье Малого и Большого Селериканов), так и районы активных поднятий (водораздел ручьев Конусного и Обратного, средняя часть бассейна руч. Пожарного) и, наконец, районы относительного опускания (верхняя часть бассейна руч. Пожарного). Та же картина наблюдается по осям эльгинской, тирехтяхской и тордочанской антиклиналей, в пределах которых располагаются блоки самого различного неотектонического режима: от относительного опускания до энергичного поднятия. Унаследование знака движения мезозойских структур в кайнозойское наблюдается лишь в районах батолитовых интрузий. Последние и в кайнозойское повсюду, по-видимому, были центрами блоковых поднятий с наибольшей амплитудой восходящих движений. Следствием этого является более резкий рельеф территорий, примыкающих к батолитам, и наблюдаемые местами косые движения блоков с максимальными поднятиями в районах интрузий, приводящие к развитию асимметрии долин вследствие смещения русла в сторону поднятия меньшей амплитуды. Примером может служить возникновение асимметрии долины Эльги на участке между устьями ручьев Артык-Юрха и Широкого: поднятие блока с перекосом с центром поднятия в районе тонорских интрузий привело к смещению русла Эльги вправо с образованием левого пологого склона террасовала.

Таким образом, в общем плане неотектонических движений левобережная часть бассейна р. Эльги, тектонически более активная в мезозое, оказалась более активной и в кайнозойское время. Вместе с тем конкретные кайнозойские структуры не наследуют характер мезозойских движений. Исключения составляют устойчивые во времени поднятия районов батолитовых интрузий.

ФОРМИРОВАНИЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В РЕЛЬЕФЕ

История формирования рельефа в золотоносных районах является, естественно, также историей формирования и эволюции россыпей. Чем детальнее изучены этапы развития рельефа, тем рациональнее могут быть организованы поиски россыпных месторождений. В 1938 г. Ю. А. Билибин писал: «Основной задачей изучения россыпей является организация систематического изучения четвертичной истории золотоносных районов. Лишь на основе этого изучения могут быть обнаружены все те более сложные типы россыпей, мимо которых мы сейчас проходим» (1956, стр. 458). Общеизвестно, что время открытия все новых и новых золотоносных районов приходит к концу. Вместе с ним приходит к концу этап открытия и добычи тех наиболее простых долинных россыпей и россыпей низких террас, золото которых, по образному выражению Ю. А. Билибина, «само лезет нам в руки».

В планах прироста запасов металла все большие надежды возлагаются на россыпи, поиски которых невозможны без широкого применения геоморфологического анализа. Это — месторождения, связанные с погребенной, поднятой и перестроенной гидросетью, т. е. те россыпи, первичное залегание которых нарушено такими мощными факторами рельефообразования, как неотектонические движения и ледниковая деятельность, а геоморфологические формы, к которым они приурочены, часто не выражены в современном рельефе. Изучение рельефа с применением всех методов геоморфологического анализа необходимо не только для осуществления поисков сложных россыпей, но и для наиболее экономичного направления этих поисков.

Вполне очевидно, что благоприятная или неблагоприятная для сбразования россыпей геоморфологическая обстановка еще не является единственным условием россыпеобразования. Другой составляющей является металлогеническая характеристика района в целом и каждого конкретного участка описываемой территории в отдельности. Как металлогенический, так и геоморфологический анализы равно необходимы для правильного прогнозирования и направления поисков россыпей. Первый устанавливает характер и распространение в пространстве и времени рудных источников россыпеобразования, второй — благоприятен ли был ход развития рельефа для концентрации золота в россыпях, какую эволюцию претерпели россыпи вместе с эволюцией рельефа, а также с какими отложениями и формами рельефа могут быть они связаны, т. е. какие генетические и геоморфологические типы россыпей могут быть встречены в каждом конкретном районе. Металлогенический анализ, обладающий своей специфической методикой, не входит в зада-

чи настоящей работы, целью которой является геоморфологический анализ условий россыпеобразования в бассейне Эльги, заведомо благоприятном (естественно, в разной степени в различных частях) в металлогеническом отношении, где уже известен ряд месторождений россыпей, главным образом, долинных, погребенных под отложениями аллювия повышенной мощности. В настоящей главе предполагается провести этот анализ, опираясь на материал, изложенный в предыдущих главах. Другими словами, нам предстоит рассмотреть, каким образом сочетание различных типов неотектонических движений с экзогенной деятельностью рек, ледников и склоновой денудацией предопределило образование различных геоморфологических типов россыпей и оказало влияние на процесс эволюции последних. Кроме того, мы остановимся на вопросе о возрасте россыпей и рассмотрим роль геоморфологического анализа и картирования в прогнозной оценке россыпной золотоносности.

РОЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ С ЭКЗОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ В ОБРАЗОВАНИИ РОССЫПЕЙ И ОСНОВНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Согласно нашим представлениям, изложенным выше, территория бассейна р. Эльги, равно как и вся горная часть бассейнов рек Колымы и Индигирки, трижды подвергалась выравниванию, в результате чего в современном рельефе имеется три яруса реликтов поверхностей выравнивания: высокогорный, среднегорный и мелкогорный.

Проблема происхождения поверхностей различных ступеней рельефа имеет для золотороссыпных районов большое значение. Она тесно связана с вопросом о величине эрозионного среза, а следовательно, и возможном количестве металла, переведенном из коренных источников в россыпи (Марков, 1948). В том случае, когда ступенчатость рельефа объясняется тектонической перестройкой поверхности единого пенеплена, эрозионный срез в пределах различных ступеней будет, примерно, одинаков. Если же на данной территории имеются поверхности выравнивания различного возраста, то максимальный эрозионный срез будет связан с самой молодой из них. Кроме того, со всеми поверхностями эрозионно-тектонического происхождения, могут быть связаны остатки древней речной сети, а следовательно, и древние россыпи. К поверхностям же другого происхождения (например, гольцовым плато или нагорным морозносолифлюкционным террасам) древние аллювиальные россыпи не имеют никакого отношения.

На рис. 4 отчетливо видно, что большая часть территории Эльгинского бассейна представлена расчлененной поверхностью второго этапа выравнивания (среднегорный ярус рельефа) и находится в отношении эрозионного среза и глубины вскрытия рудных тел в равных и сравнительно благоприятных условиях.

Часть территории занята первым пенепленом, представленным в настоящее время сильно расчлененным высокогорьем. В этой части Эльгинского бассейна эрозионный срез был наименьшим, следовательно, это участки наименьшей глубины вскрытия рудных тел и, при прочих равных условиях, наименее благоприятные для образования россыпей. Следует также отметить, что для районов высокогорья характерны наиболее крутые продольные профили рек, что также неблагоприятно сказывается на процессе концентрации металла в россыпях.

Наконец, имеются участки распространения поверхности третьего этапа выравнивания (мелкогорный ярус рельефа).

На рис. 4 видно, что наиболее широкое распространение и хорошую сохранность эта поверхность имеет в верховьях рек Аямы, Утачана и в районе широтного колена р. Эльги, т. е. там, где она была законсервирована аккумулятивными отложениями первого оледенения. В других местах (верховье и низовье р. Эльги, верховье р. Аябы) она сильно расчленена. Поверхность третьего этапа выравнивания — это районы максимального эрозионного среза, наибольшей глубины вскрытия рудных тел и, следовательно, при прочих равных условиях, самые благоприятные для образования россыпных месторождений. Кроме того, наиболее низкое гипсометрическое положение этой поверхности в рельефе обеспечивает более пологие продольные профили рек, что также благоприятно влияет на процесс россыпеобразования.

С колебательными движениями связано также образование террасовых россыпей и общее направление их эволюции. Чем выше поднята россыпь террасы, тем скорее можно ожидать, что ее аллювий сдундурирован и переотложен на нижние уровни. Таким образом, колебательные восходящие движения неуклонно ведут к объединению верхних и обогащению нижних террасовых уровней. К нарушению этой закономерности может привести лишь перестройка гидросети, когда поднятые участки древних долин в значительной степени выключаются из последующего действия эрозии и денудации.

При описании речной деятельности отмечалось наличие большого количества эрозионных и эрозионно-денудационных уровней, связанных как с современной и древней речной сетью. Эти уровни в бассейне р. Эльги почти не разведаны в отношении россыпной золотоносности. В то же время россыпь Базовской седловины, приподнятая на 370 м над днищем современных долин, свидетельствует о возможности обнаружения россыпей даже на очень высоких уровнях. Очевидно, что золото на них могло сохраниться только в западинах рельефа: притыловых впадинах террас или в погребенных каньонах. Наличие последних характерно как для современной, так и для древней речной сети бассейна р. Эльги. Следовательно, не исключена возможность обнаружения подобных каньонов с россыпями на неразведанных высоких эрозионных уровнях. Особый интерес в этом отношении представляют участки хорошей сохранности долонынской поверхности, где могут быть обнаружены рыхлые отложения и россыпи доледниковой гидросети. Предполагаемые очертания ее показаны на схеме (см. рис. 20), которая может служить основой для проектирования поисков на этом уровне рельефа.

Что касается террас более молодого межледникового комплекса относительной высотой от 25—40 до 150—200 м, то на них местами сохранился аллювий (террасы на правом берегу руч. Широкого, по руч. Етаскану, в приустьевой части руч. Артыка и др.), и, следовательно, обнаружение в их пределах россыпей еще более вероятно.

Таким образом, колебательные региональные движения контролируют общий ход процессов россыпеобразования. В бассейне р. Эльги преобладающие восходящие движения, естественно, создали предпосылки к развитию россыпей поднятой гидросети и высоких террас, а энергичная денудация и вертикальное переотложение металла с верхних уровней на нижние обусловила создание богатых россыпей на нижних уровнях рельефа, часть из которых в настоящее время разведана.

Тектоническое опускание, имевшее место в конце межледниковья, привело к некоторому осложнению в залегании долинных россыпей. Россыпи нижнего уровня, лежащие на коренном ложе современных долин, оказались захороненными под отложениями аллювия повышенной

мощности, поэтому многие из разведанных россыпей бассейна р. Эльги являются погребенными. Этот этап неотектонического развития района необходимо учитывать при дальнейших поисках.

РОЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ БЛОКОВЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ С ЭКЗОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ В ПРЕОБРАЗОВАНИИ РОССЫПЕЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Если региональные колебательные неотектонические движения в сочетании с экзогенными процессами контролируют общую направленность в эволюции россыпей, то сочетание блоковых дифференциальных неотектонических движений с экзогенными процессами, приводя к перераспределению областей сноса и отложения рыхлого материала, чрезвычайно усложняет процесс образования и преобразования россыпей. Кроме того, блоковые движения усложняют картину распределения благоприятных и неблагоприятных областей для создания новых россыпей из коренных и промежуточных источников питания, представленных более древними россыпями. По существу образование и эволюция россыпей протекает по-своему в пределах каждого блока, т. е. меняется вместе с изменением неотектонического режима от блока к блоку, что, накладываясь на общие закономерности россыпеобразования, чрезвычайно усложняет эволюцию россыпей и затрудняет их поиски.

Прежде всего, как уже указывалось, блоки различного неотектонического режима характеризуются различным темпом накопления рыхлых отложений как склоновых солифлюкционно-делювиальных, так и аллювиальных. В последнем случае нарушается закономерность в распределении мощностей аллювия вдоль по долине, что затрудняет планирование горных работ. Предварительное (до проведения горных работ) выделение районов с различной мощностью рыхлых отложений связано с методикой изучения блоковых движений, что было подробно изложено выше.

Следует отметить, что при нарушении какой-то части долины блоковыми движениями последние не отражаются, как правило, на продольном профиле поймы, так как эрозия или аккумуляция, действуя гораздо быстрее, успевает его выровнять. Сравнительно слабо нарушаются и уровни террас, так как процессы склоновой денудации в какой-то степени нивелируют эти нарушения (особенно в рыхлой составляющей террасового уступа). Но коренное ложе долины, защищенное от процессов денудации слоем аллювия, скованным к тому же мерзлотой, реагирует на блоковые движения очень чутко в виде образования уступов, крутых или пологих, в зависимости от того, было это движение по разрыву или носило характер флексуры (см. рис. 25). Естественно, что такие уступы являются препятствием на пути движения золотин и перед ними (выше по течению) должна происходить концентрация металла. Ю. А. Билибин (1956, стр. 152) отмечал, что в тех случаях, когда дно имеет обратный уклон, «течению» приходится работать против силы тяжести, что особенно отражается на перемещении металла и значительно меньше на перемещении остального обломочного материала. Поэтому в подобных участках концентрация металла увеличивается. В уже сформировавшихся россыпях весьма обычным является то, что наибольшая концентрация металла встречается не в «провалах» плотика, но на его «подъеме». Высказывая эту мысль, Ю. А. Билибин имел в виду не тектонические уступы коренного ложа (в то время блоковые неотекто-

нические движения только еще начинали изучаться), а плесы и перекаты, связанные с литологией пород и динамикой водного потока. Однако естественно, что в полной мере высказанное им положение относится и к неотектоническим уступам коренного ложа.

Вопрос о изменении концентрации металла в связи с подобными уступами плотика изучен пока очень слабо. По-видимому, образование уступов плотика в долине с уже сформировавшейся россыпью приведет просто к деформации последней. Если же формирование уступа происходит одновременно с формированием россыпи, то концентрация металла на подъеме должна возрасть. Можно предполагать, что более распространенным является второй вариант. Поэтому в тех случаях, когда в долине можно выделить несколько участков с различной мощностью отложений, поисковые линии при прочих равных условиях следует задавать в тех местах, где предполагается подъем коренного ложа, т. е. ниже участка больших мощностей и перед участком с малой мощностью.

Так, например, закономерное уменьшение мощности аллювия вверх по течению, которое наблюдается в нижнем и среднем течении ручьев Элегяха (линии 25 и 168) и Балаганнаха (линии 6 и 143) сменяется, по-видимому, в верхней части возрастанием мощности, так как в рельефе склонов верхней части этих ручьев увеличивается площадь развития шлейфов и делювиально-солифлюкционного сноса (см. рис. 30). Поисковые линии должны быть заданы в местах предполагаемых уступов. Та же картина наблюдается в верхней части руч. Талалаха, где широкое развитие шлейфов также свидетельствует о повышенной мощности аллювия в верховье и, следовательно, об уступе в коренном ложе.

Очень интересный, хотя и чрезвычайно слабо изученный материал для выявления места уступа в коренном ложе долин дают иногда наледи. Перед уступом коренного ложа наледь, естественно, образуется легче, чем в других частях долины. По существу, происходит то же явление, которое имеет место при сужении долины. Как в том, так и в другом случаях резкое изменение площади живого сечения русла и подруслового потока в соединении с зимним промерзанием приводит к развitiю наледи. Пространственная связь некоторых наледей с неотектоническими уступами коренного ложа была установлена нами в 1954—1956 гг. в бассейне р. Берелеха. Так, большая берелехская наледь выше устья руч. Кеменджа располагается перед 25—30-метровым уступом коренного ложа (см. рис. 25). В пределах изучаемой территории в этом плане представляют несомненный интерес большая наледь по руч. Арангасу, наледи по р. Тобычану выше тобычанской трубы и по руч. Тордочану тобычанскому, а также куст наледей в бассейне р. Томпо (система р. Алдана) в устьях ее притоков Сейуле и Тарыннаха. Во всех перечисленных случаях анализ рельефа позволяет предполагать уменьшение мощности аллювия ниже участков развития наледей и, следовательно, наличие уступов в плотике и возможное повышение концентрации золота в россыпи.

Россыпеобразование в пределах четвертичных впадин

Как уже указывалось выше, на территории бассейна р. Эльги установлено буровыми работами несколько четвертичных впадин. Это районы верхней части руч. Промежуточного, среднего течения ручьев Малого и Большого Селериканов и руч. Черный с мощностью отложений от 60 до 120 м. Поскольку геоморфологический анализ позволяет предполагать существование впадин и в некоторых других, еще не разведанных,

участках (например, по Малому Селерикану, по руч. Мугурдаху), представляет интерес, каким образом россыпеобразование происходило во время и в местах формирования впадин.

Характер выполняющих их отложений свидетельствует о том, что во время накопления осадков ведущая роль принадлежала процессам железистого и монтмориллонитового выветривания. Хотя, согласно данным Н. А. Шило (1957), при таком характере выветривания большая часть металла выносится за пределы контура рудного поля и может накапливаться во впадинах, однако длительный режим опускания с накоплением отложений значительной мощности неблагоприятен для концентрации металла, который, рассеиваясь по всей толще отложений, дает обычно убогие содержания. Вместе с тем во впадинах руч. Промежуточного и Большого Селерикана имеются промышленные россыпи: месторождения «Обрыв», «Левый Промежуточный», «Бадран» (рис. 41).

Н. А. Шило и И. П. Карташов отмечают, что, поскольку многие впадины образовались уже после вскрытия рудных тел процессами денудации, «в центральных частях некоторых впадин должны существовать погребенные тальвеги древних, иногда дочетвертичных речных долин, содержащие россыпи золота» (1959). То, что концентрированные россыпи в пределах впадин могли образоваться лишь до периода тектонического опускания, отмечается также М. В. Пиотровской и Е. Я. Сигуиной (1959). По-видимому, россыпи впадин руч. Промежуточного и р. Большого Селирикана (месторождение руч. Бадран) представляют именно такой случай. По Промежуточному это — россыпь погребенной доледниковой гидросети (имеется в виду приплотиковая россыпь по руч. Лев. Промежуточный), в Селериканской же впадине — погребенной межледниковой гидросети. В пользу этого предположения говорит неровность коренного ложа впадин, определенно эрозионного происхождения (см. рис. 16). Таким образом, россыпи впадин бассейна р. Эльги возникли до этапа формирования впадин и являются лишь погребенными и законсервированными при последующем прогибании участков земной коры.

Местами в отложениях как впадин (верховье руч. Промежуточного (линии 19,5; рис. 42), так и долин с аллювием повышенной мощности (руч. Горелый, левый приток р. Эльги; рис. 43) встречаются висячие пласты россыпей. Их образование происходило уже в период отрицательного неотектонического режима и связано с явлением так называемого ложного плотика (т. е. с отложением слоя слабо дренирующих осадков) или же с размывом богатой россыпи террасы высокого уровня и переотложением ее во впадину с частичным сохранением концентрации золота. Возможным агентом такого переноса мог являться водоток, пересекающий поверхность впадины.

Кроме того, в тех случаях, когда россыпь располагается на границе участков различного неотектонического режима, т. е. участков размыва и аккумуляции, процесс россыпеобразования усложняется. Если участок аккумуляции расположен ниже по течению, чем участок размыва, то «граница размыва и аккумуляции может в процессе накопления неоднократно перемещаться в одну и другую сторону, а самое русло обычно испытывает весьма значительные боковые перемещения. Поэтому россыпи, приуроченные к этой границе, могут состоять из нескольких самостоятельных струй, расположенных на различных уровнях и в различных местах по ширине долины. В процессе дальнейшего накопления аллювия все струи могут оказаться глубоко погребенными» (Билибин, 1956, стр. 202).

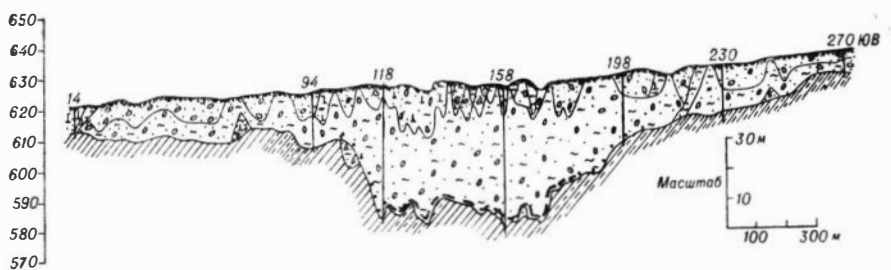


Рис. 41. Поперечный профиль долины руч. Бадран по линии 10 (условные обозначения см. на рис. 13).

Нам представляется, что всячие пласты россыпи руч. Горелого объясняются именно таким ходом процесса россыпеобразования. Верховье и средняя часть его приподняты и представляют область размыва, нижняя же часть долины была вовлечена в позднеледниковое опускание с аккумуляцией отложений повышенной мощности. Россыпь приурочена к границе областей, различных в тектоническом отношении.

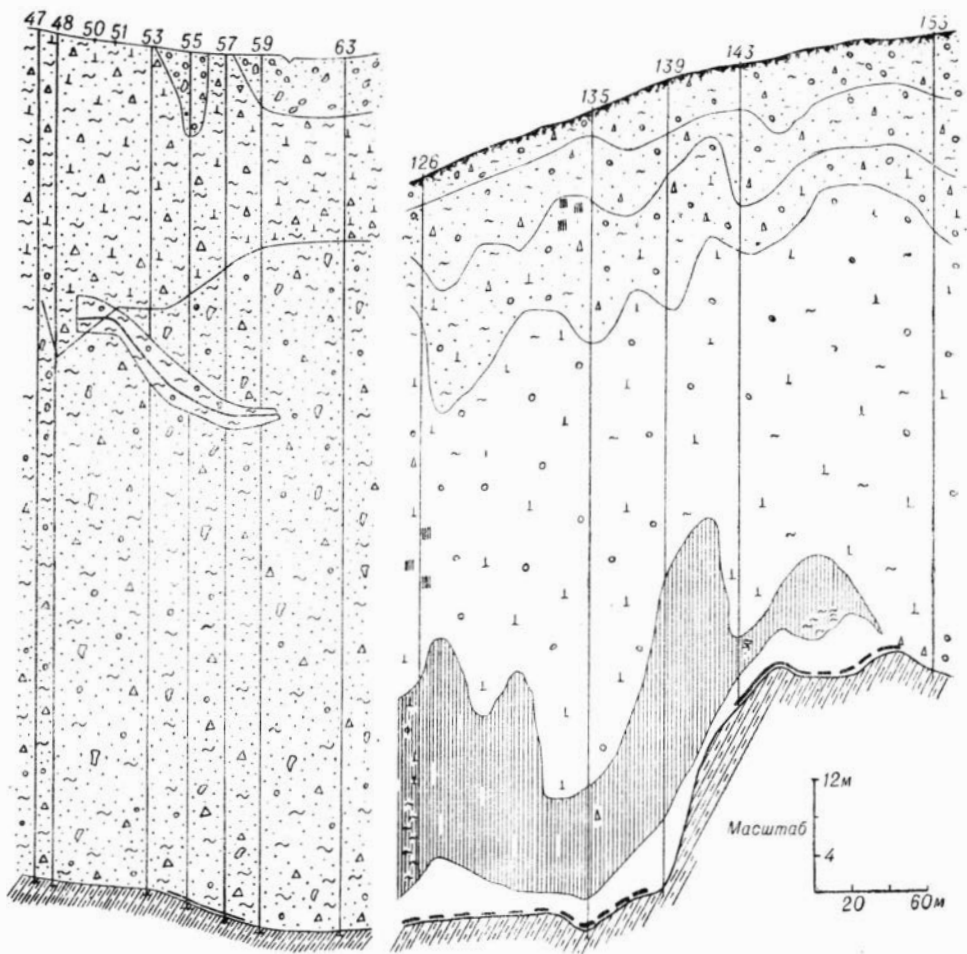


Рис. 42. Поперечные профили долины руч. Лев. Промежуточного по линиям 19,5 и 14 (условные обозначения см. на рис. 13).

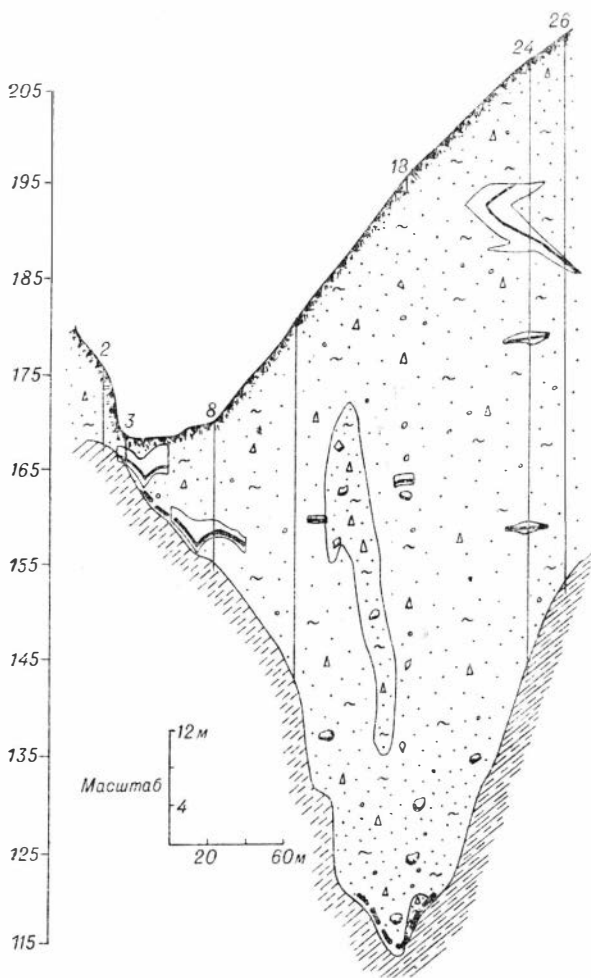


Рис. 43. Поперечный профиль долины руч. Горелого по линии 6 (условные обозначения см. на рис. 13).

Поскольку сходная геоморфологическая обстановка имеется в ряде левых притоков р. Эльги, необходимо учитывать особенности процесса образования россыпей в этих условиях при дальнейших поисково-разведочных работах.

В заключение описания россыпеобразования на территории впадин следует отметить, что хотя районы их развития и труднее доступны для проведения горных поисково-разведочных работ, однако есть основания предполагать, что межгорные впадины Эльгинского бассейна не особенно глубоки. Часто меняющиеся во времени направления движений блоков не создавали условий для накопления особенно мощных толщ отложений, и мощности отложений впадин большей частью колеблются в пределах первой сотни метров. Наличие же на дне впадин участков погребенных долин, часто золотоносных, представляет вполне реальный практический интерес.

Эволюция террасовых россыпей в связи с различным неотектоническим режимом

Выше говорилось о процессах образования и эволюции террас. Здесь рассмотрим, как эти процессы отражаются на россыпеобразовании. В местах быстрых поднятий происходит энергичный вертикальный врез без развития террас, а следовательно, и со слабой аккумуляцией золота в течение древних эрозионных циклов. При определенном режиме поднятий умеренного темпа может образоваться система хорошо выраженных смешанных террас с условиями для концентрации золота в течение всех эрозионных циклов. При продолжающемся восходящем движении размыв террас такого участка должен дать значительные концентрации золота в пойменной части долины и в приустьевых частях притоков, размывающих золотоносные террасы основной реки. При опускании участка долины с террасированными склонами погребенные россыпи будут выключены из последующей денудации, что неблагоприятно скажется на процессе вертикального переотложения металла. Это

обеднит россыпь поймы, но сохранит россыпи погребенных террас. При непромышленных запасах террасовых россыпей результат получается практически отрицательным. При энергичном поднятии участка долины с террасами и террасовыми россыпями происходит быстрое и полное разрушение террас и их россыпей и создаются условия для максимального обогащения поймы золотом.

На значительной части территории бассейна р. Эльги благодаря сочетанию активных восходящих колебательных и блоковых движений

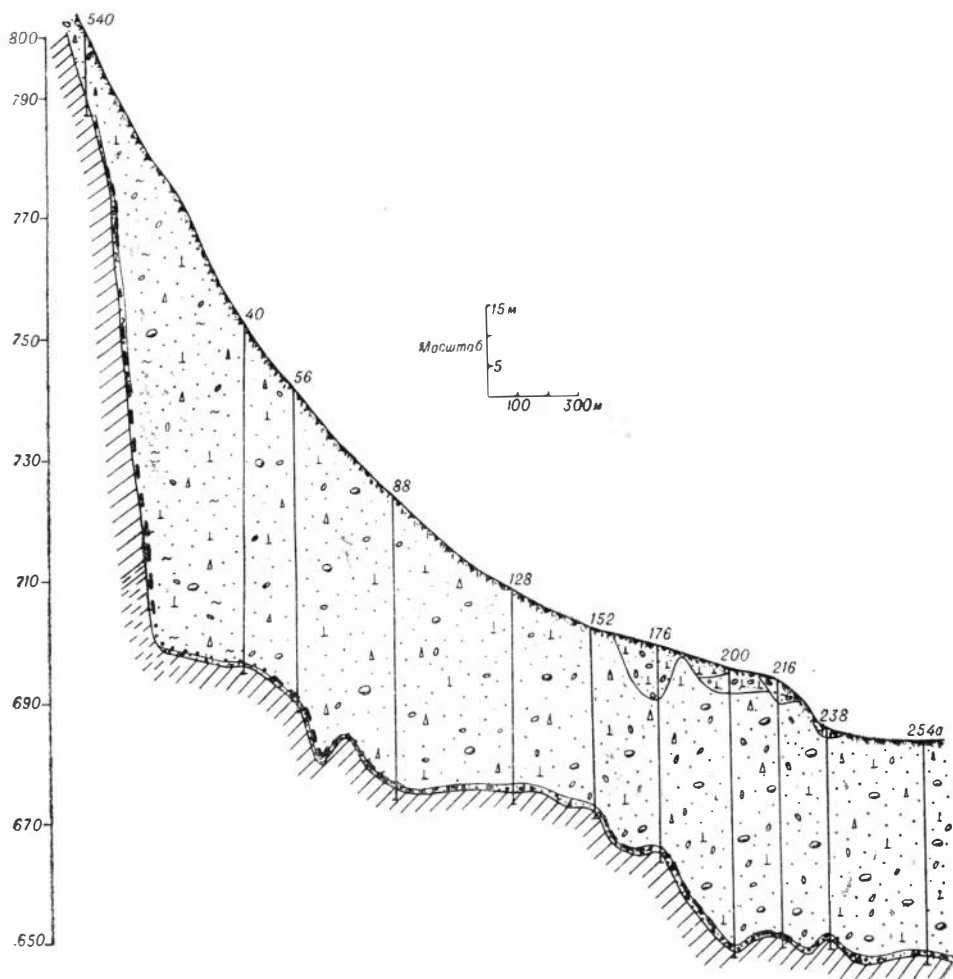
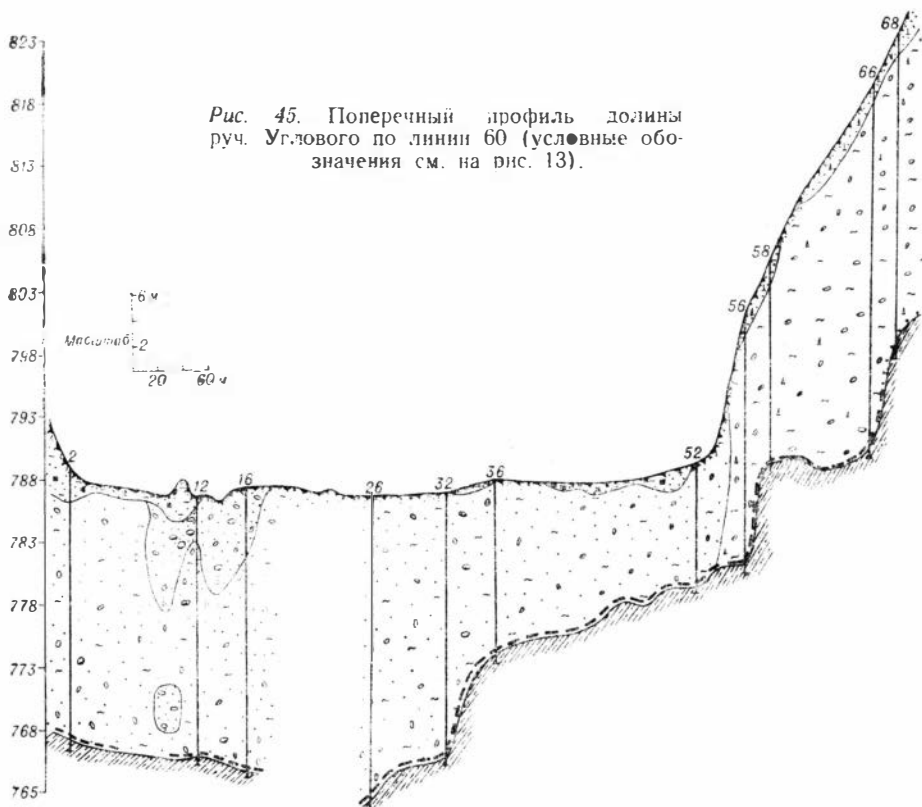


Рис. 44. Поперечный профиль долины р. Эльги по линии 974.

террасы высоких уровней сохранились слабо. Их уступы достаточно хорошей сохранности встречаются в средней и нижней частях долины руч. Мугурдаха, в нижней части долины р. Эльги и в некоторых других районах. На таких террасах могут быть встречены россыпи, по-видимому, небольшие по запасам из-за небольшого протяжения террас.

Последняя часть межледникового периода была этапом отрицательных колебательных движений. Блоковые движения в отдельных районах имели также отрицательный характер, увеличивая, таким образом, амплитуду опускания и приводя к развитию позднечетвертичных впадин. Местами положительные дифференциальные движения несколько смяг-

чали эффект общего опускания, но не достаточно для того, чтобы стереть его полностью. В результате террасы, образованные до этапа регионального опускания высотой до 50—70 м оказались погребенными на большей части территории и выведенными из-под дальнейшего влияния процессов денудации. Последнее неблагоприятно сказалось на вертикальном переотложении металла и, следовательно, на концентрации запасов золота. Это явление наблюдается на большей части долины р. Эльги, в нижних и средних частях большинства ее правых притоков,



таких, как ручьи Талалах, Эгелях, Балаганнах, Угловой (рис. 44, 45), а также в некоторых участках слабых блоковых поднятий левобережья (рис. 46).

Ко всему вышесказанному следует прибавить, что в районах, охваченных позднемежледниковым опусканием, неблагоприятно протекал и процесс накопления новых порций металла, поступающих из разрушаемых коренных месторождений. В условиях отложения аллювия повышенной мощности металл этот разубоживался по всей толще, лишь в редких случаях принимая участие в образовании висячих пластов, что, по существу, является просто улучшенным вариантом разубоживания.

Таким образом, режим регионального опускания в конце межледниковья, которому на значительной части территории не смогли противостоять относительно слабые положительные движения блоков, сыграл отрицательную роль в процессе образования и преобразования россыпей большей части бассейна р. Эльги. Начавшиеся в послеледниковое время поднятие и эрозионный врез, захватившие всю территорию бассейна р. Эльги, за исключением районов некоторых впадин (Селериканской,

Черняйской), снова направили в благоприятную сторону процесс образования россыпей в районах недавнего опускания.

Во-первых, этот врез приведет к размыву рассеянных в эльгинской толще непромышленных содержаний золота и к концентрации их в приплотиковой части; во-вторых, к вскрытию и размыву погребенных ныне непромышленных россыпей террас, а также к переотложению их металла на какой-то новый, более низкий уровень. Однако это дело будущего

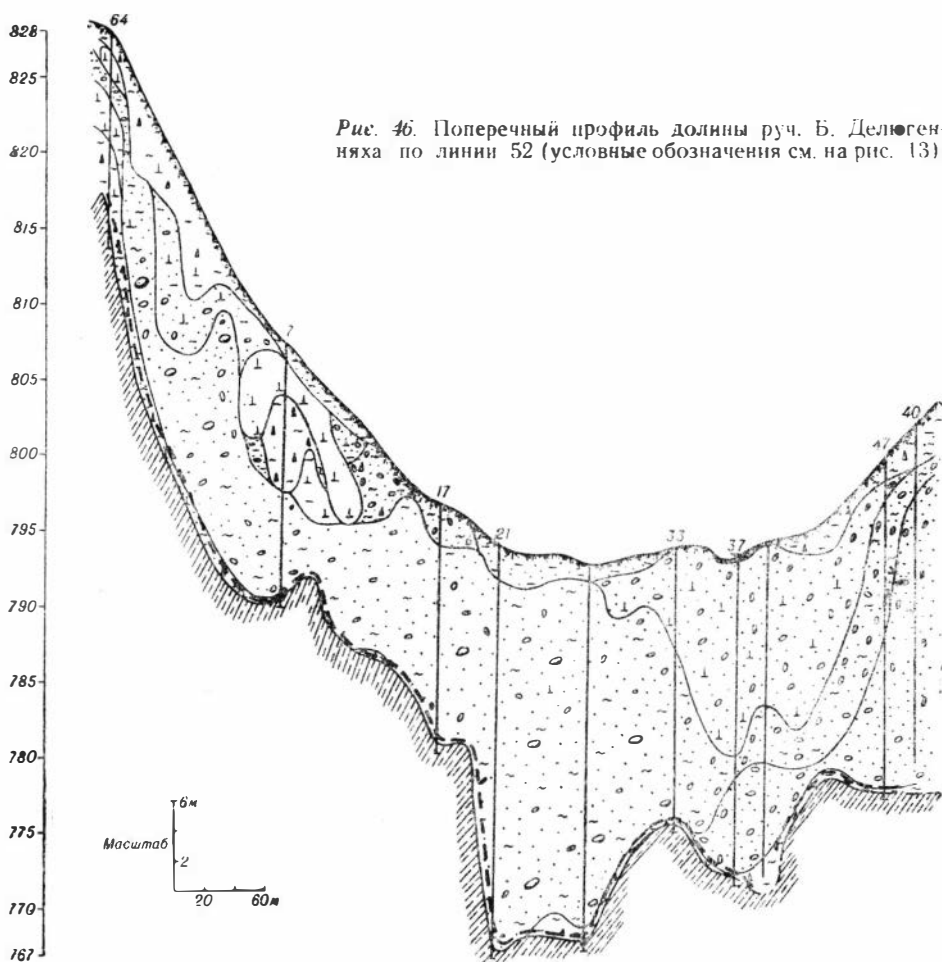


Рис. 46. Поперечный профиль долины руч. Б. Делюгеняха по линии 52 (условные обозначения см. на рис. 13).

и то при условии достаточно длительного этапа поднятия. Пока же эльгинская толща вскрыта слишком мало, чтобы дать желаемый эффект.

Следует отметить, что известен ряд россыпей, залегающих на коренном ложе р. Эльги и некоторых ее притоков под эльгинской толщей, т. е. в районах межледникового опускания. Факт их существования отнюдь не идет в разрез с нашими представлениями о неблагоприятном ходе процессов образования россыпей в позднее межледниковье. Дело в том, что возникновение упомянутых россыпей связано с периодом активного поднятия и расчленения рельефа в первую и, по-видимому, более длительную часть межледниковья. Не сменись это поднятие опусканием, не только стали бы богаче уже существующие россыпи, но могли бы возникнуть и новые месторождения.

Совершенно другими путями шло образование и преобразование россыпей в районах, где активные блоковые поднятия не только свели на нет отрицательный эффект региональных опусканий, но и обусловили непрерывное восходящее движение этих участков. Из разведанных районов такими являются бассейны ручьев Диринь-Юряха и Быйттаха. Прежде всего здесь отсутствуют погребенные террасовые россыпи; непрерывная же лестница россыпей смешанных террас подвергается энергичному разрушению процессами денудации. Это приводит, с одной стороны, к слабой сохранности террасовых россыпей, из которых лишь

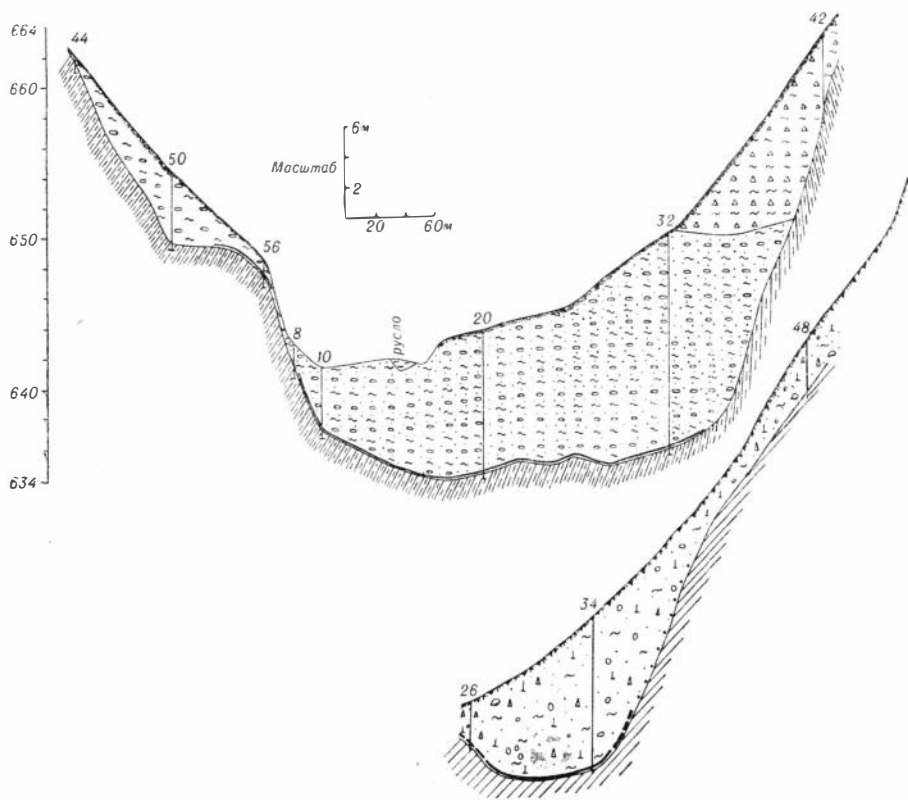


Рис. 47. Поперечные профили долины руч. Диринь-Юрях по линиям 34 и 79 (условные обозначения см. на рис. 13).

россыпи низких террас представляют практический интерес, с другой, — к переотложению металла более древних россыпей и концентрации его на нижнем уровне, главным образом в пойме (рис. 47). Поднятие умеренного темпа с непрерывным образованием достаточно широкой поймы с аллювием нормальной мощности, которая затем превращается в террасу, приводит к тому, что и процесс современного россыпеобразования из коренных источников протекает в этих районах достаточно благоприятно.

На основании геоморфологического анализа можно предполагать, что по такому же благоприятному, с точки зрения развития рельефа, пути идет образование россыпей и в таких неразведанных или слабо разведанных районах, как бассейны ручьев Артык-Юряха, Аччигей-Сала, Арангаса, Тонора и некоторых других.

Сочетание блоковых неотектонических движений с эрозией и процессами склоновой денудации приводит наряду с созданием асимметрии долин и усложнением развития рельефа к усложнению процесса эволюции россыпей. В этом плане большой интерес при поисках и разведке россыпных месторождений представляют террасоувалы, которые, как уже упоминалось, имеют широкое распространение в районах развития вечной мерзлоты. Поскольку под склоновыми отложениями могут быть скрыты террасовые россыпи, практический интерес этой формы рельефа очевиден (рис. 48). В этом случае мы снова встречаемся с явлением по-

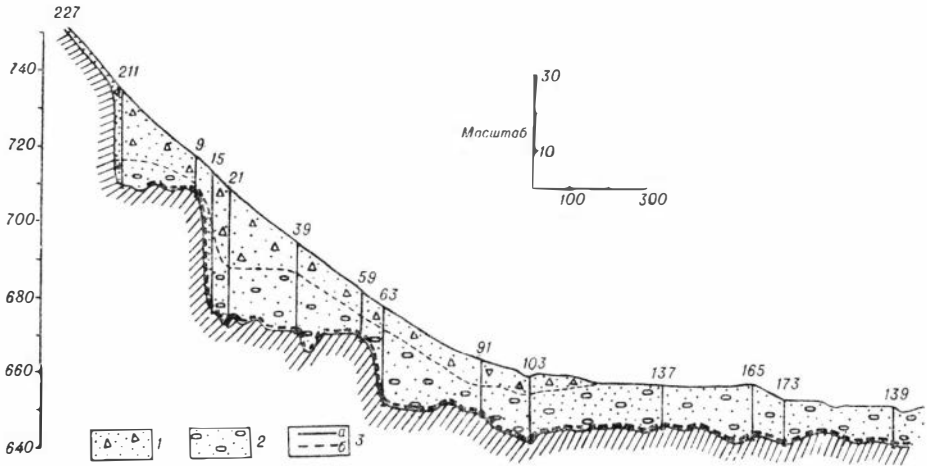


Рис. 48. Поперечный профиль долины руч. Берелех по линии 850:
 1 — солифлюкционно-делювиальные отложения; 2 — аллювий; 3 — россыпи; а — промышленные; б — непромышленные.

гребеня террасовых россыпей, но уже под отложениями склонов. Эффект этого погребения почти так же отрицательно сказывается на концентрации металла, как и при погребении террасовых россыпей в днищах долин под аллювием повышенной мощности.

Следует, однако, четко разграничивать два вида образования пологого склона, под поверхностью которого скрыты россыпи. С одной стороны, террасовые уступы могут постепенно уничтожаться денудацией, в результате чего склон почти теряет свою первоначальную террасированность. В этом случае склон станет несколько круче, россыпи же будут постепенно сползать вниз по склону. По форме это террасоувал (т. е. пологий склон с остатками террас под его поверхностью), но террасоувал, возникший при режиме достаточно активного поднятия, обеспечившего разрушение террас. По существу это промежуточный этап превращения террасированного склона в крутой без террас. Такой режим развития склонов очень благоприятен для переотложения золота на нижние уровни. Террасоувал другого типа — это более пологий склон с погребенными, почти не тронутыми денудацией уступами террас. Именно на таком террасоувале полностью консервируются россыпи террас и обедняется россыпь долины. Естественно, что при непромышленных россыпях террас этот режим развития склона играет отрицательную роль. Он характерен для территории, на которой поднятие сменилось относительным опусканием.

При помощи геоморфологического анализа в ряде случаев можно определить неотектонический режим и предсказать, с какого рода террасоувалом столкнутся поиски и разведка в том или другом районе. При первой разновидности террасоувала, когда террасы под поверхностью склона в значительной степени разрушены, основное внимание должно быть обращено на разведку нижних эрозионных уровней и особенно днища долины. Во втором случае необходима тщательная разведка пологого склона, поскольку хорошая сохранность погребенных террасовых россыпей при промышленном содержании последних может обеспечить месторождения в пределах склона. В бассейне р. Эльги имеются террасоувалы как первого (рис. 49), так и второго рода (рис. 50). Первые характерны для районов поднятия, вторые — для районов относительного опускания.

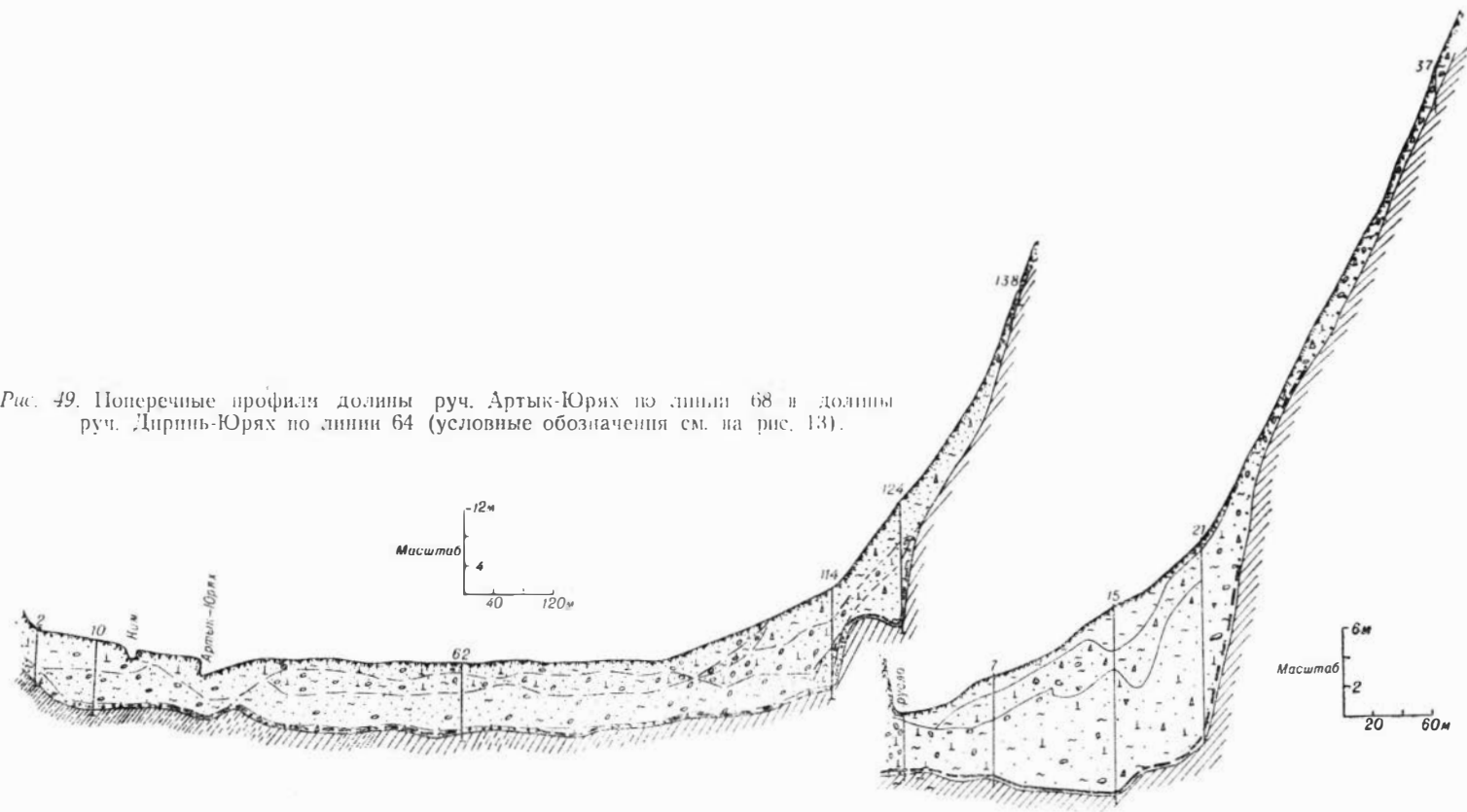
Россыпи погребенных каньонов

Другим интересным типом россыпей, связанным с асимметричным развитием долин при сложной блоковой неотектонике, являются россыпи погребенных каньонов. Они, как и россыпи погребенных террас, скрыты обычно под поверхностью террасоувалов и чрезвычайно характерны для бассейна р. Эльги, равно как и для всей территории горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы (рис. 51, 52).

Поскольку образование каньонов отвечает стадии врезания реки и, следовательно, энергичной концентрации золота в приплотиковой части долины, наиболее активно россыпеобразование протекает именно во время образования каньона. Позднее, при перемене знака движения блока и погребении каньона, пополнение россыпи металлом фактически прекращается, так как последний разубоживается по толще отложений повышенной мощности. При новой перемене знака движения, когда русло, обычно смещенное в плане по отношению к погребенному каньону, снова врезается, образуя наложенный рельеф гидросети, условия для россыпеобразования снова неблагоприятны: большая часть россыпей террас уже переотложена на дно погребенного каньона, остатки же террасовых россыпей скрыты под террасоувалом и не принимают участия в образовании россыпи новой долины. К тому же каньон как место первичного заложения долины может быть связан с минерализованной зоной нарушения, что дает добавочный резерв для создания россыпи. Современная же долина, возникающая при смещении русла, теряет связь с зоной нарушения. Именно поэтому погребенные каньоны часто содержат более богатую россыпь, чем современная долина ручья. Отсюда очевидно значение определения поисковых признаков погребенных каньонов. Прежде всего, конечно, должны разведываться террасоувалы, в пределах которых одновременно с погребенными террасовыми россыпями могут быть выявлены и погребенные россыпи каньонов. В практике поисково-разведочных работ имеют место случаи, когда разведочная линия проходит либо только до пологого склона, либо пересекает его, но, попадая на глубокий участок (погребенный каньон), останавливается из-за технической трудности проходки глубоких выработок. Необходимо всемерно добиваться добивки шурфов в этих местах, даже в том случае, если в остальной части линии нигде не обнаружено промышленных содержаний золота, особенно если в данном районе уже были случаи обнаружения россыпей каньонов.

Следует особо изучать террасоувалы крупных рек. Может получиться так, что современные долины притоков, пересекающие такие террасоувалы, будут совершенно бесперспективны в отношении россыпных

Рис. 49. Поперечные профили долины руч. Артык-Юрях по линии 68 и долины руч. Диринь-Юрях по линии 64 (условные обозначения см. на рис. 13).



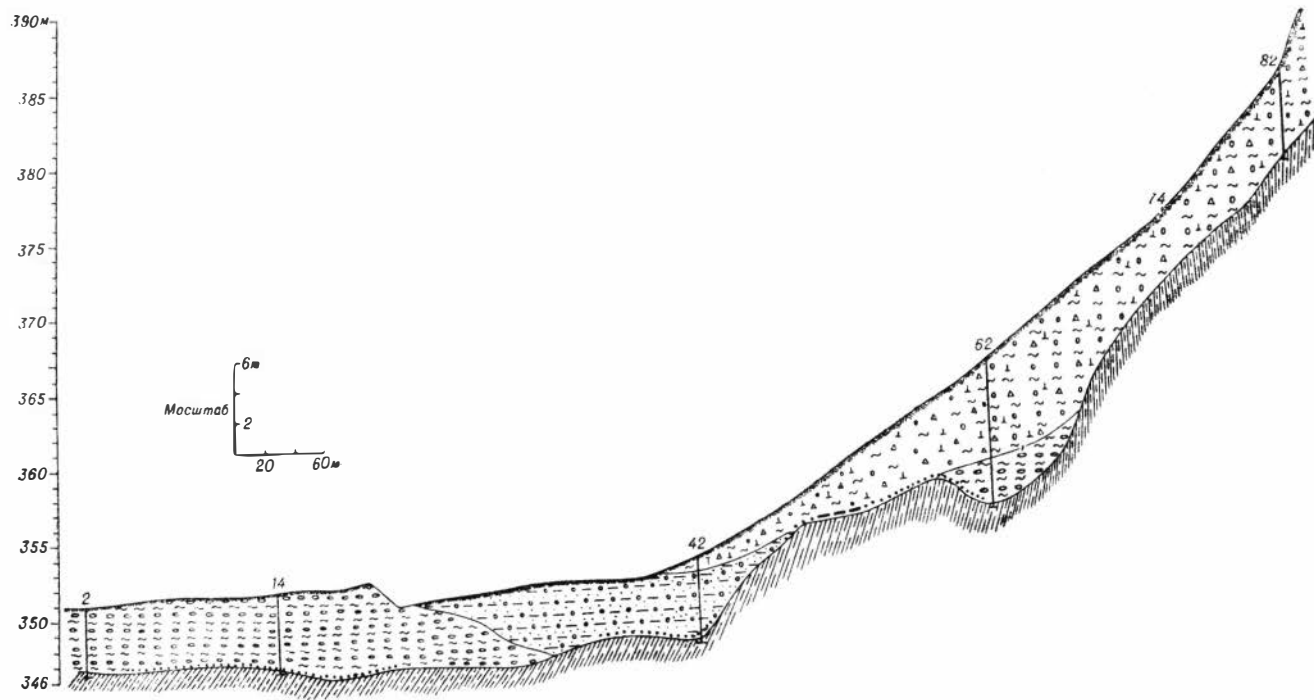
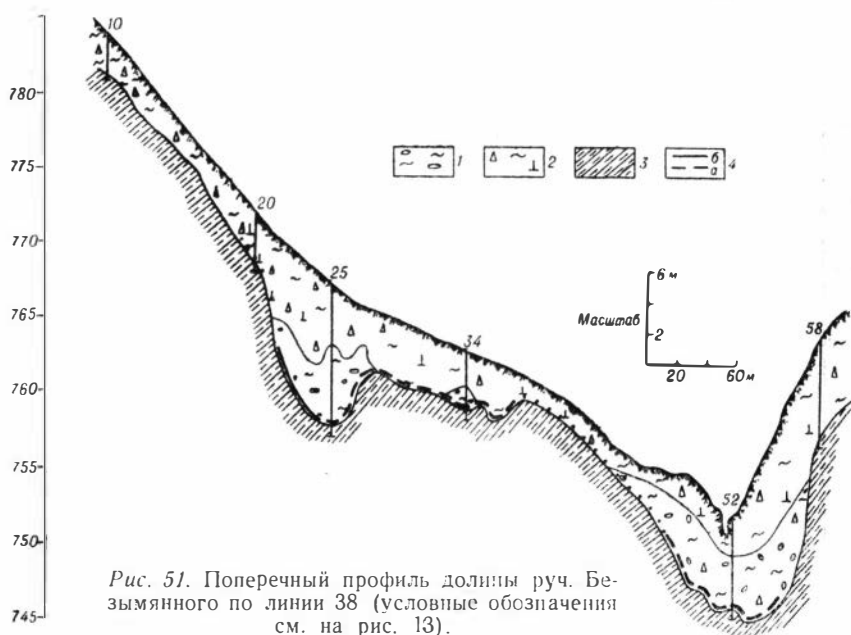


Рис. 50. Поперечный профиль долины руч. Ачигей-Сала по линии 46 (условные обозначения см. на рис. 13).

месторождений. Вместе с тем погребенные каньоны, смещенные по отношению к современным долинам притоков и, естественно, не выраженные в рельефе, могут содержать промышленные россыпи. Такие случаи были встречены неоднократно в более детально изученном и разведанном бассейне р. Берелех. При поисках и разведке на территории такого терра-



сувала следует задавать линии не только поперек склона долины для обнаружения погребенных террасовых россыпей, но и вдоль склона, параллельно долине, с различными интервалами по высоте склона для обнаружения россыпей погребенных каньонов.

*
*
*

Из всего сказанного выше о связи образования и преобразования россыпей с процессами формирования рельефа видно, какая значительная роль принадлежит неотектоническим движениям как региональным, определяющим общую направленность россыпеобразовательного процесса, так и блоковым дифференциальным, ведущим к усложнению процесса и контролирующим образование таких сложных геоморфологических типов россыпей, как россыпи погребенных террас и каньонов, а также определяющим ход преобразования уже созданных россыпей.

На россыпной сессии 1959 г. о влиянии неотектонических движений на процесс россыпеобразования говорили несколько докладчиков. Так, в докладе В. В. Чернобровкина, Г. Е. Ковриги и Н. И. Китаевой (1960) отмечалось, что «блоковые перемещения значительно усложняют строение россыпей, снижая их промышленную ценность». Причем приводился конкретный пример — россыпь р. Кедровки, которая «резко обрывается на границе глубокой впадины и дальше теряет свое промышленное значение вследствие большой глубины и изменения условий залегания» (1960). Значительную роль в закономерности размещения россыпей отводит неравномерным блоковым движениям и Ю. П. Казакевич на тер-

ритории Витимо-Патомского нагорья (1960). Наиболее полно влияние молодых неотектонических движений, эпейрогенических и дифференцированных (блоковых), на закономерность размещения россыпей показано в докладе С. Г. Мирчинк (1960), в котором четко сформулирована зависимость эрозионного среза рудных месторождений, условий залегания и особенностей строения россыпей, а также закономерности их

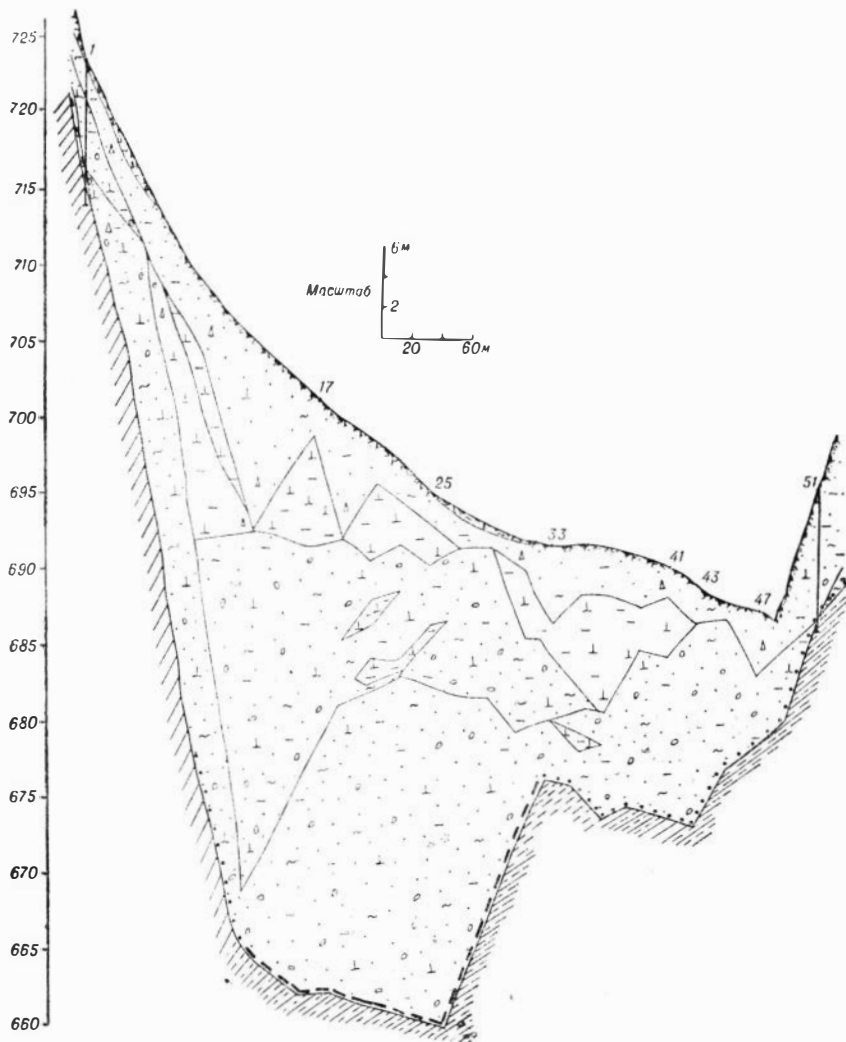


Рис. 52. Поперечный профиль долины руч. Безымянного по линии 5.
(Условные обозначения см. на рис. 13).

размещения от неотектонических движений. Высказанные положения разработаны на конкретном материале Восточного Забайкалья.

Из докладов С. Г. Мирчинк, Ю. П. Казакевич и других очевидно, что неотектоника проявляется в теснейшей взаимосвязи со всем комплексом экзогенных процессов. Как почти никогда невозможно говорить о непосредственном проявлении неотектонических движений в рельефе, так не проявляются они непосредственно и в образовании и преобразовании россыпей. Однако чем детальнее мы сможем изучить характер

неотектонических движений, тем более полным будет геоморфологический анализ, так как изучение неотектоники, связи ее с экзогенными факторами является наряду с изучением рыхлых отложений одной из наиболее значительных составляющих геоморфологического анализа.

Это положение блестяще выразил Г. Ф. Мирчинк. В начале сороковых годов, когда изучение неотектоники, по существу, только начиналось, он писал: «...для понимания закономерностей в распределении россыпей и, в частности, в распределении их по качеству надо отчетливо представлять геологию рыхлых континентальных образований, новейшую тектонику и общую структуру района и на основе этого его геоморфологию» (Г. Ф. Мирчинк, 1940, стр. 175).

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РАССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. РОССЫПИ ДРЕВНЕЙ РЕЧНОЙ СЕТИ

Наиболее сложную эволюцию претерпевают россыпи в районах развития четвертичного оледенения. В настоящее время можно считать доказанным, что ледниковая деятельность сама по себе не может привести к созданию промышленных россыпей. Об этом убедительно свидетельствует тот факт, что в практике поисково-разведочных работ ледниковые россыпи не обнаружены. Как справедливо отмечается И. П. Карташовым и Н. А. Шилов, «перемещение рыхлых отложений движущимся льдом не сопровождается их гравитационной сортировкой и возникновением концентраций полезных ископаемых» (1960). Следовательно, разбирая роль оледенения в процессе эволюции россыпей, мы имеем в виду определение размеров влияния ледниковой деятельности на уже сформированные аллювиальные россыпи. В 1938 г. Ю. А. Билибин, предупреждая о трудностях поисков россыпных месторождений в таких районах, писал: «Для поисковика и разведчика является чрезвычайно важным умение на основании строения поверхности предугадать те особенности россыпей районов оледенения, с которыми им придется столкнуться в своей работе» и далее: «...незнакомство россыпников с воздействием оледенения на россыпи уже неоднократно ставило россыпную разведку перед большими затруднениями, сопровождавшимися, конечно, излишней затратой средств» (Билибин, 1956, стр. 258).

В 30-х и даже 40-х годах «ошибочные представления о масштабах древних оледенений на Северо-Востоке и преувеличение экзарационной деятельности ледников препятствовали постановке геолого-поисковых и разведочных работ в ледниковых областях и задерживали открытие перспективных золотоносных районов и их промышленное освоение» (Шило, 1959).

За прошедшие два десятилетия многое изменилось. Были пересмотрены и коренным образом изменены представления как о масштабах оледенения, так и о величине отрицательного влияния эродирующей деятельности ледников на доледниковые россыпи. И то, и другое оказалось преувеличенным (Шило, 1959). Однако до сих пор сложность геоморфологического анализа в ледниковых областях, связанная с неоднократным перераспределением гидросети, а также захоронением россыпей под ледниковыми отложениями, продолжает затруднять и удорожать поисково-разведочные работы.

Все вышесказанное полностью относится к средней и верхней частям бассейна р. Эльги, представляющим области развития четвертичного оледенения, к настоящему времени чрезвычайно слабо разведанным. Прежде

чем приступать к поисково-разведочным работам в ледниковой области, необходимо тщательно определить территории ледниковой экзарации и ледниковой аккумуляции. Хотя роль ледникового выпахивания прежде определению преувеличивалась, однако не следует теперь впадать в другой уклон и чрезмерно преуменьшать ее. Н. А. Шило, приводя доказательства незначительности роли ледникового выпахивания, ссылается на наблюдение М. И. Иверновой над современными ледниками Тянь-Шаня (Шило, 1959). Согласно этим наблюдениям, эродирующая сила ледника настолько незначительна, что почти не нарушается даже травянистый покров (М. И. Ивернова, 1952). Но эти наблюдения относились к небольшим подвижкам льдов, и сделанные выводы вряд ли могут быть перенесены на явление гигантской транспортировки льдов на сотни километров во время эпох четвертичного оледенения. Нам представляется, что долины-троги верхней части бассейна р. Эльги, такие как Ульбукинский, Джугаджакский, долины-троги правых притоков р. Адычи и некоторые другие вряд ли представляют интерес в отношении обнаружения в них долинных россыпей.

Однако территория ледниковой экзарации невелика по сравнению с зоной аккумуляции ледниковых отложений, занимающей более двух третей ледниковой зоны бассейна. В районе же аккумуляции доледни-

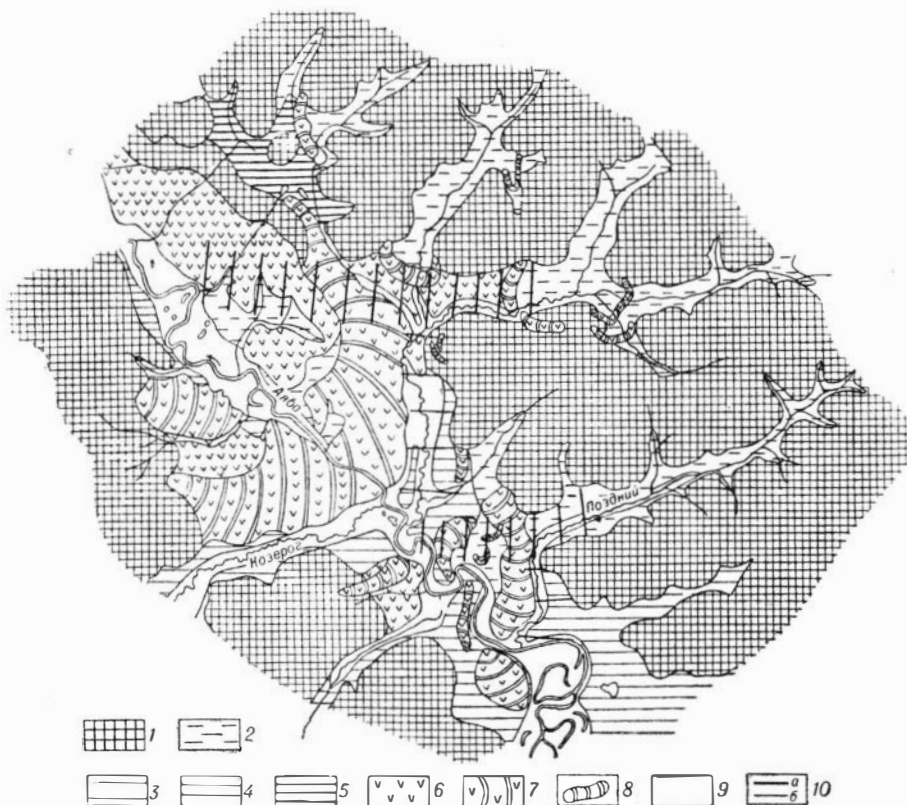


Рис. 53. Геоморфологическая схема нижней части бассейна р. Аябы близ впадения ее в р. Эльги:

1 — склоны междуречий средней крутизны; 2 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 3 — низкие террасы, относительной высотой менее 20 м; 4 — поверхность разведчинской террасы; 5 — реликты поверхности третьего этапа выравнивания; 6 — холмисто-моренный рельеф; 7 — гряды конечных морен; 8 — маргинальные озы (?); 9 — днища долин и поймы; 10 — направления поисковых линий: а — правильные, б — неправильные.

ковые и межледниковые россыпи могут быть лишь погребены, но не уничтожены.

Таким образом, первым осложнением при поисках россыпей в этом районе является неизбежное преодоление больших мощностей рыхлых отложений, перекрывающих россыпи. Кроме того, погребенные россыпи зачастую не связаны с современными долинами, возникшими в результате перестройки речной сети, главным образом вследствие распространения ледниковых отложений. Поэтому доледниковые и межледниковые долины, вмещающие россыпи, не только труднодоступны при проведении горно-поисковых работ, но и с трудом выявляются на местности. Наконец, не следует забывать, что ледниковая деятельность в этом районе лишь добавочный, хотя и очень значительный, фактор, осложняющий эволюцию россыпей, что здесь, так же как на всей территории, действует комплекс остальных экзогенных и эндогенных факторов преобразования рельефа и россыпей.

Тщательный геоморфологический анализ позволил выявить в бассейне Эльги участки погребенных и поднятых долин древней гидросети. Реликты долин более молодой, межледниковой гидросети легче выявляются на местности. На рис. 53 и 54 показаны примеры правильного направления поисков россыпей при разведке долин межледникового возраста. С разведыванием россыпей доледниковой речной сети дело обстоит сложнее. Их реликты подняты на 150—220 м и представляют россыпи долин, связанные по времени с образованием поверхности третьего этапа выравнивания доледникового возраста. Эти россыпи относятся, согласно введенному Н. А. Шило и И. П. Карташовым термину, к водораздельным россыпям (1960).

Анализ рельефа показывает, что характер поисков и разведки россыпей доледниковых и межледниковых реликтовых долин должен быть отличным. Первые значительно труднее выявляются, зато легче разведываются вследствие сравнительно маломощных рыхлых отложений; местонахождение вторых определяется проще, однако россыпи разведываются значительно сложнее из-за большой мощности отложений, их погребавших. Рис. 20 и 22, представляющие схемы двукратной перестройки гидросети, могут быть использованы для направления поисковых работ с целью обнаружения россыпей доледниковых и межледниковых долин.

СВЯЗЬ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ С ЗОНАМИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ рельефа помогает также выявлять россыпи долин, приуроченных к минерализованным зонам тектонических нарушений. Ю. А. Библибин в 1938 г. писал по этому поводу: «Непосредственной связи в расположении речных долин и золоторудных месторождений, конечно, быть не может: последние слишком не велики по размерам, чтобы определить собой направление эрозионной деятельности» (1956, стр. 27). И далее: «В обычных золотоносных районах площадь дна речных долин во много раз меньше, нежели площадь разделяющих их возвышенностей. Поэтому самая вероятность расположения золоторудного месторождения в пределах водораздельной возвышенности гораздо больше, чем на дне речной долины. Это положение часто усугубляется тем обстоятельством, что золоторудные месторождения бывают локализованы в более крепких породах, которые обходятся избирательной эрозией в процессе формирования долин» (там же).

Практика геолого-поисковых работ показала, что представления Ю. А. Билибина по этому вопросу были ошибочны. Вернее, они правильны в отношении лишь той части золоторудных месторождений, которая связана с устойчивыми по отношению к выветриванию породами: прокварцованными дайками или прочными не трещиноватыми крупными жилами кварца. Однако в последние полтора десятилетия выяснилось, что во многих случаях золотое оруденение связано с тектоническими

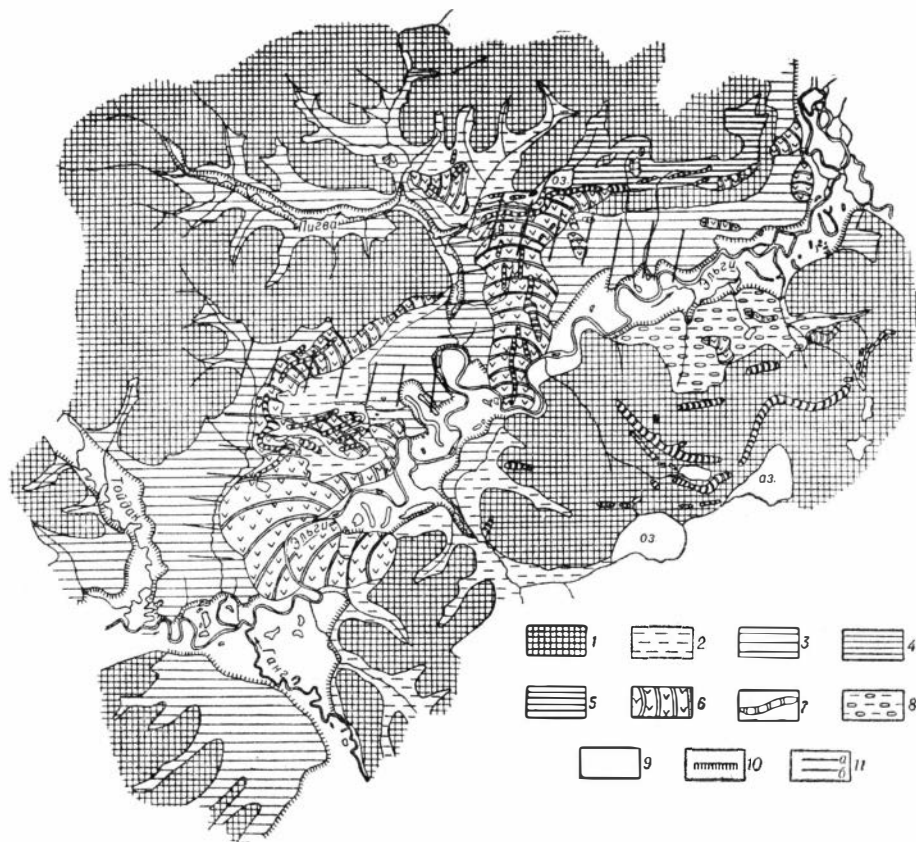


Рис. 54. Геоморфологическая схема части бассейна р. Эльги выше устья р. Аябы: 1 — склоны междуречий средней крутизны; 2 — делювиально-солифлюкционные шлейфы; 3 — низкие террасы, относительной высотой менее 20 м; 4 — поверхность разведчинской террасы; 5 — реликты поверхности третьего этапа выравнивания; 6 — гряды конечных морен; 7 — маргинальные озы (?); 8 — террасоувалы; 9 — днища долин и поймы; 10 — бровки террас; 11 — направления поисковых линий: а — правильные, б — неправильные.

зонами дробления земной коры. Последние лишь в виде исключения могут совпадать с водораздельными гребнями. Как правило, с ними связан рельеф пологих склонов и речных долин, так как развитие зон нарушения ведет к интенсификации процессов эрозии и денудации.

Поскольку минерализованные зоны нарушения земной коры часто являются вместе с тем и рудными телами, устанавливается прямая геоморфологическая связь рудных месторождений этого типа с долинами и пологими склонами, т. е. та связь, которую отрицал Ю. А. Билибин. Вследствие того, что коренные породы долин и пологих склонов закрыты толщей рыхлых отложений, связь эта может быть выявлена лишь в районах, где коренные породы достаточно хорошо обнажены искусственными выработками.

Авторы имели возможность в 1951—1956 гг. наблюдать многочисленные примеры приуроченности россыпей к долинам, идущим по зонам нарушений в бассейне Берелёх. Поскольку приобретенный там опыт может быть использован для изучения россыпей бассейна р. Эльги, оставимся кратко на выводах, к которым мы пришли при исследовании территории Берелёхского бассейна.

В результате изучения коренного ложа (главным образом по данным шурфовочных работ) было установлено, что большинство долин бассейна Берелёха, в том числе и долина самого Берелёха, почти на всем ее протяжении, приурочены к ослабленным зонам земной коры, выявляемым по наличию брекчирования, прокварцевания и милонитизации пород.

Как зоны дробления, так и минерализация, приуроченная к ним, не выдержаны по простиранию, мощности и содержанию золота. В долине руч. Скрытого, где добыча золота из россыпи велась открытыми работами, удалось на значительном протяжении наблюдать характер коренного ложа долины, приуроченной к зоне тектонического нарушения земной коры. В днище этой долины отчетливо видно множество зон дробления, причем большинство из них прокварцовано. Зоны то линзовидно выклиниваются, то изгибаются в плане, то расширяются, то исчезают, а на смену им появляются новые, расположенные кулисообразно. Но в общем коренное ложе долины ручья представляет отчетливо выраженную тектонически ослабленную зону земной коры. Подобная невыдержанность отдельных составляющих зон нарушения является, по-видимому, их характерной особенностью. Как правило, по шурфовочным линиям устанавливается не одна зона нарушения, а система их. Показательна в этом отношении нижняя часть долины Берелёха, вскрытая на протяжении 18—20 км шурфовочными линиями с интервалом в 100 м, где обнаружена система минерализованных зон нарушения, расположенных кулисообразно (рис. 55). Часто основная система их располагается в пределах террас высоких уровней, т. е. в районе первоначального заложения долины. Примером является район левобережья террас рч. Табоги — левого крупного притока Берелёха.

Даже слабая минерализация зоны дробления (от знакового содержания до 1,5—2,5 г/т) может привести при централизованном 200—400-метровом эрозионном врезе вдоль нее к образованию промышленного месторождения. Причем положительная роль фактора эрозии возрастает от верхней части бассейна к нижней вместе с увеличением врезания.

Явление приуроченности россыпей золота к минерализованным зонам нарушения земной коры в значительной части объясняет несоответствие богатых, а иногда и уникальных, по запасам металла россыпей с бедными по содержанию и запасам рудными источниками их. Кроме того, такой взгляд на происхождение части россыпных месторождений помогает в ряде случаев понять образование россыпей большой протяженности (до десятков километров), факт существования которых находится в противоречии с современными представлениями о малой дальности переноса золотин водным потоком (Шило, 1956). При эрозионном врезе вдоль минерализованной зоны нарушения россыпь, даже при слабом переносе золотин, может иметь значительную длину.

В ряде случаев изучение характера коренного ложа подтвердило приуроченность долин и россыпей к ослабленным зонам земной коры, предварительно установленную методом геоморфологического анализа с дешифрированием аэрофотоснимков.

Установленные закономерности позволяют использовать методику выявления долин, приуроченных к зонам нарушений, как поисковый критерий определенного типа россыпей и в бассейне р. Эльги. На прилагае-

мой схеме (рис. 56) видно, насколько тесно связан рисунок речной сети бассейна р. Эльги с зонами тектонических нарушений.

Схема составлена на основании дешифрования аэрофотоснимков и геоморфологического анализа. Совершенно очевидно, что при прочих равных условиях долины, приуроченные к тектоническим нарушениям,

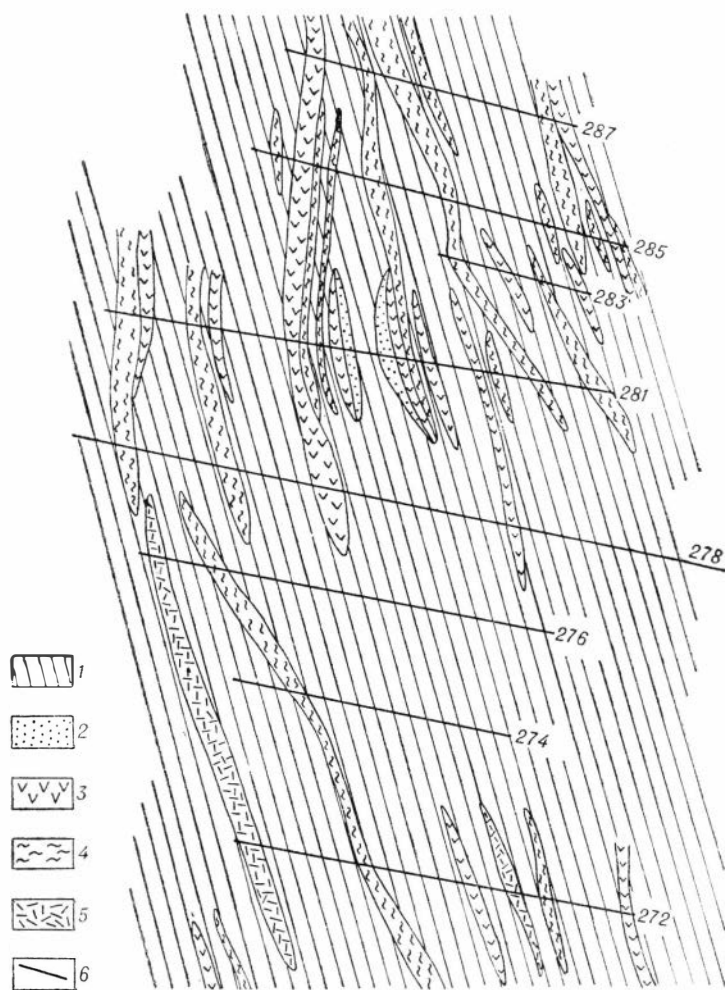


Рис. 55. Литологическая карта коренного ложа нижней части долины р. Берелёха:

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — дайки; 4 — зона тектонического нарушения; 5 — зона окварцевания; 6 — номера шурфовочных линий.

более перспективны при поисках россыпных месторождений. Ю. А. Билибин высказывал противоположное мнение, считая, что совпадение долин с рудной зоной неблагоприятно для россыпеобразования: под слоем аллювия выветривание происходит замедленно, металл почти не освобождается, крупные же куски пород при врезании и боковом размыве уносятся вместе с металлом рекой (1956, стр. 172). Однако и в этом случае Ю. А. Билибин имел в виду рудные месторождения, связанные с устойчивыми породами даек, монолитных кварцевых жил в метаморфизованных песчаниках и т. д. В тех же случаях, когда рудные месторождения представлены минерализованными зонами дробления, обстанов-

ка коренным образом меняется и эффект получается противоположный. В зоне дробления породы сильно разрушены: иногда до степени дресвы и даже тектонической глины. Металл частично уже высвобожден в период тектонического разрушения породы, частично высвобождается при образовании приплотикового элювиального слоя. Эти обстоятельства в сочетании с малой дальностью переноса золотин чрезвычайно благоприятны для образования россыпного месторождения.



Рис. 56. Схема приуроченности долин Эльгинского бассейна к зонам тектонических нарушений (пунктиром показаны зоны тектонических нарушений).

Россыпи этого типа отмечались для всей территории Северо-Востока СССР в ряде работ, рукописных и опубликованных. Из более поздних отметим работы Н. А. Шило (1961) и В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова (1958). Последние пишут: «Несомненно важную роль поверхностные разрывы играют в создании рисунка современной речной сети и, следовательно, в особенностях размещения золотых россыпей. Они значительно облегчили процесс разрушения горных пород и тем самым способствовали выведению коренных источников золота, олова и других полезных ископаемых на земную поверхность» (1958). Ю. П. Казакевич и А. П. Божинский (1960) отмечают такое же явление для золотоносных россыпей Алтае-Саянской области, указывая, что «наиболее крупные и выдержанные россыпи образуются за счет минерализованных тонкозернистым пиритом зон дробления, особенно в тех случаях, когда долины на значительных отрезках своего течения следуют по этим зонам».

Вызывает некоторое сомнение, к какому генетическому типу отнести эти россыпи. Как известно, элювий, залегающий на коренных породах, в пределах днищ долин под аллювиальными отложениями, зачастую представляет собой наиболее обогащенную часть россыпи. Однако, как справедливо отмечают И. П. Карташов и Н. А. Шило (1960), концентрация металла в элювии в большинстве случаев объясняется миграцией золота из вышележащего аллювия. В таком случае обогащенный золотом элювий, естественно, не является элювиальной россыпью, а представляет собой лишь нижнюю часть россыпи аллювиальной. В случае описанной выше связи долины и россыпного месторождения с минерализованными зонами нарушения обстановка несколько меняется. Естественно, что активное участие при создании подобных россыпей принимает речная деятельность, обеспечивая взрез, разрушение, сортировку и перенос отложений. С другой стороны, сортировка заключается преимущественно в выносе уже пустой породы и, по-видимому, лишь незначительном горизонтальном переносе золотин. Последние концентрируются главным образом в силу вертикального переотложения и, по существу, в большинстве своем не уходят за пределы коренного месторождения. Таким образом, подобные россыпные месторождения несут черты как аллювиального, так и, в меньшей степени, элювиального генетических типов. По-видимому, правильнее будет их относить к элювиально-аллювиальному генетическому типу месторождений.

О ВОЗРАСТЕ РОССЫПЕЙ

Прежде чем говорить о возрасте россыпей Эльгинского бассейна, необходимо определить, что мы принимаем за начало образования россыпи. Началом образования первичной россыпи является, как известно, разрушение процессами денудации рудного месторождения, освобождение золотин от горной породы и концентрация их в рыхлых отложениях различного генезиса, главным образом в аллювии. Этот процесс, как правильно указывает И. С. Рожков (1960), контролируется четырьмя ведущими факторами: характером коренных источников, климатом, определяющим характер выветривания горных пород, тектоническими движениями и эрозионно-аккумулятивной деятельностью. Различные геологические эпохи и другие более дробные геохронологические подразделения характеризуются различной интенсивностью россыпеобразования. Идя от известного, мы можем по степени богатства россыпей различного возраста определять, в какие периоды геологической жизни страны россыпеобразование проходило более и в какие менее интенсивно. Если принять, что характер коренных источников не меняется существенно во времени, то изменение в интенсивности процесса перевода золота из рудного состояния в россыпное будет зависеть от изменения тектоногеоморфологической обстановки (включая сюда же и эрозионную деятельность) и изменения климата, т. е. характера процессов выветривания. Очевидно, В. С. Трофимов имел в виду именно такое определение возраста россыпей, когда призывал геологов «точно указывать период россыпеобразования, а не ограничиваться... разделением всех россыпей на палеозойские, мезозойские, третичные и четвертичные, так как подобное деление мало что дает для познания закономерностей образования и размещения россыпей различного возраста» (1960, стр. 19). Однако таким образом можно определить лишь возраст россыпей, находящихся в первичном залегании, т. е. тех, время освобождения металла кото-

рых синхронно отложениям, включающим этот металл. Такие россыпи либо образованы одновременно с самыми молодыми отложениями, либо захоронены вскоре после своего образования, либо являются россыпями приподнятой реликтовой гидросети, выведенными вследствие перестройки последней из сферы дальнейшего разрушения денудацией. Именно такие россыпи, у которых время высвобождения металла совпадает со временем их образования, характеризуют интенсивность процесса россыпеобразования в ту или иную эпоху.

Гораздо сложнее обстоит дело, когда нужно определить возраст россыпи, сформированной за счет размыва и переотложения металла каких-то промежуточных коллекторов. На Северо-Востоке, и в частности в бассейне р. Эльги, такими промежуточными источниками россыпеобразования являются главным образом россыпи древних, более высоких террас. В этих случаях формирование россыпи происходит часто значительно позднее, чем был высвобожден из коренного месторождения металл, слагающий ее. Возраст этих россыпей также определяется возрастом тех отложений, где они в настоящее время локализованы (часто это голоценовый аллювий днищ современных долин), однако эти месторождения ни в коей мере не характеризуют интенсивность россыпеобразования времени образования осадков, вмещающих россыпь. Это россыпи наследники. И так же, как богатство, получаемое в наследство, обязано своим происхождением отнюдь не деловым качествам наследника, так и богатство этих россыпей объясняется вовсе не благоприятством синхронных им условий для россыпеобразования. На это справедливо указывает ряд геологов. И. П. Карташов и Н. А. Шило (1960, стр. 310) пишут: «Мы, в частности, находим достаточно оснований для предположения о том, что золото многих чрезвычайно богатых россыпей Северо-Востока СССР, локализующихся в настоящее время в голоценовых отложениях, накапливалось в россыпях по меньшей мере с начала кайнозойской эры, а может быть и с конца мезозоя». Вместе с тем в более поздней работе Н. А. Шило, указывая, что россыпи голоценового возраста содержат 66% запасов россыпного золота на Северо-Востоке, отмечает, что «формирование большей части долинных россыпей происходит в современной зоне переработки обломочного материала и накопления (концентрации) золота» (1961, стр. 342). Из приведенной цитаты следует, что именно голоценовый период характеризуется наиболее благоприятными условиями для россыпеобразования, что совершенно неверно.

Мы считаем, что необходимо четко разграничивать понятия первичного возраста россыпей, который совпадает с высвобождением металла из коренных источников, и возраста преобразования россыпей, происходящего вследствие разрушения более древних россыпных месторождений. В первом случае интенсивность россыпеобразования может быть определена по богатству россыпей того или иного возраста, тогда как богатство или бедность преобразованных (переотложенных) россыпей зависит от хода процесса переотложения металла, благоприятного или неблагоприятного для промышленной его концентрации. Так, даже при самых неблагоприятных условиях коренного оруденения и климата, не обеспечивающего необходимые процессы выветривания, отложения могут быть все-таки обогащены золотом за счет энергичного поднятия, расчленения террас и переотложения россыпного металла, накопленного в более благоприятные периоды, на низкий уровень, в состав молодых отложений. В этом случае по богатству россыпей, связанных с рыхлыми отложениями, ни в коей мере нельзя судить об интенсивности синхронного им процесса россыпеобразования.

В настоящее время принято определять возраст россыпей по возрасту отложений, в которых они заключены. Поскольку золото, как часть тяжелого шлиха, является частным случаем рыхлого осадка (главным образом аллювия), это в какой-то степени правильно. Однако не следует забывать о специфичности этого вида аллювия, заключающейся в слабом переносе при вертикальном переотложении и в возможности концентрации его в приплотиковой части аллювия. При неоднократных периодах вреза концентрация может достигать большой величины, за счет переотложения металла более древних россыпей. Таким образом, возраст россыпи часто бывает не синхронен времени освобождения металла, составляющего ее.

Начиная со вскрытия рудных тел возникает процесс образования россыпей. Интенсивность его меняется во времени. Однако вследствие специфичности характера переноса и отложения золотин при преобладающем поднятии горной страны в природе наблюдается не колебание запасов россыпного золота на различных уровнях, а неуклонное нарастание запасов от более древних уровней к более молодым, причем золотоносными за счет вертикального переотложения могут оказаться и те уровни, во время формирования которых процесс россыпеобразования затухал почти полностью. Поэтому, определяя возраст россыпей как возраст отложений, в которых они локализованы, не следует делать выводы о закономерности хода процесса россыпеобразования во времени. Эту закономерность можно определить лишь при условии проведения очень детальной и трудоемкой работы по разделению золота, слагающего россыпь, по возрасту.

На территории бассейна Эльги нет данных о начальных этапах россыпеобразования. По аналогии с верховьями р. Колымы, имеющими сходство с бассейном р. Эльги в отношении геологического и тектоно-геоморфологического развития, можно предполагать, что вскрытие рудных тел совпало с отложением конгломератов Средне-Берелёхской впадины, характеризующихся знаковой золотоносностью. Н. А. Шило предположительно определяет возраст конгломератов как третичный (1957). При справедливости этого предположения начало процесса россыпеобразования в верховьях рек Колымы и Индигирки падает на третичный период. Вместе с тем ряд исследователей определяют возраст этих конгломератов как верхнемеловой, основываясь на литологическом сходстве их с верхнемеловыми конгломератами Аркагалинской впадины. Недостаточная палеонтологическая характеристика среднеберелёхских конгломератов, основанная на анализах единичных пыльцевых проб, к тому же очень бедных пылью, заставляет считать вопрос о нижней границе россыпеобразования в верховьях рек Колымы и Индигирки пока открытым. Так или иначе, на Северо-Востоке СССР, в пределах золотоносной полосы, золотоносными являются все четвертичные аллювиальные отложения от раннечетвертичных до голоценовых. Интенсивность процессов россыпеобразования в третичное время невозможно определить, так как отложения этого возраста известны лишь во впадинах, где тектоно-геоморфологическая обстановка неблагоприятна для концентрации металла. Коренные же ложа дочетвертичных впадин, где могут быть захоронены россыпи, созданные в иной обстановке формирования рельефа, на Северо-Востоке пока не разведаны.

В бассейне р. Эльги имеются россыпи, локализованные в отложениях трех отделов четвертичного периода. Наиболее древними являются россыпи, заключенные в доледниковых отложениях среднечетвертичного, а возможно, и раннечетвертичного возраста. К ним относится водораздельная россыпь на седловине руч. Базовского, приподнятая над

современным днищем долины р. Эльги на 370 м, и россыпи, погребенные во впадине руч. Промежуточного. Следующие по возрасту — россыпи, залегающие в межледниковых отложениях позднечетвертичного возраста. К ним принадлежит большинство промышленных россыпей, залегающих в основании эльгинской толщи: россыпи ручьев Углогого, Сенного, Горелого, нижних частей ручьев Промежуточного и Делюгеняхов, россыпи самой р. Эльги и ее правых притоков Талалаха, Кокорина и ряд других. По-видимому, того же возраста месторождение руч. Бадран. Наконец, наиболее молодые россыпи локализованы в послеледниковых, голоценовых отложениях ручьев с нормальной или даже пониженной мощностью аллювия. К этой возрастной группе принадлежат россыпи ручьев Диринь-Юрях, Быйттах, а также ряд других россыпей, не имеющих промышленного значения.

Анализ истории развития рельефа с совершенной очевидностью доказывает, что все упомянутые россыпи включают в себя металл, освобожденный в более ранние геологические периоды. От этого не свободны даже доледниковые россыпи, использовавшие как промежуточные коллекторы третичные россыпные месторождения. Россыпи, залегающие на коренном ложе долин под эльгинской толщей, включили в себя металл межледниковых россыпей всех вышерасположенных уровней, а местами (там, где доледниковая речная сеть не была перестроена) и более древних россыпных месторождений. Пополнение новыми порциями металла как из коренных источников, так и за счет переотложения прекратилось вследствие их захоронения в конце межледниковья. Еще в более благоприятных условиях находятся россыпи, локализованные в голоценовых отложениях. В тех районах, где речная сеть не претерпела значительной перестройки (например, бассейн р. Диринь-Юряха) эти россыпи не только включили в себя большую часть металла предыдущих циклов россыпеобразования, но и продолжают обогащаться в настоящее время за счет разрушения рудных месторождений.

Большинство межледниковых россыпей не свободно от включения металла более древних россыпных месторождений и не может характеризовать интенсивность россыпеобразования в межледниковое время. Однако на территории бассейна р. Эльги разведан участок, где и россыпь, и металл, ее слагающий, образовались именно в межледниковье. Это древняя долина руч. Ненгчан, возникновение и существование которой ограничено доледниковой и послеледниковой перестройками гидро-сети (рис. 57). Существование этой россыпи свидетельствует о том, что интенсивность россыпеобразования в межледниковое время была достаточной для создания промышленных концентраций металла. Поскольку период межледниковья был в отношении образования россыпей достаточно продуктивен, необходимо разведывать террасы этого возраста.

Н. А. Шило придает большое значение интенсивности процессов образования аллювиальных россыпей в условиях субполярного континентального климата и, в частности, в голоценовое время на Северо-Востоке (1956, 1961). Это, интересное само по себе, положение пока еще очень слабо обосновано. Во всяком случае нам представляется, что богатство россыпей, локализованных в голоценовых отложениях, вопреки мнению Н. А. Шило, не может служить таким обоснованием, поскольку в голоценовых россыпях не учтена доля металла более древних россыпей. Нам представляется, что добавочные благоприятные условия обогащения аллювиальных россыпей в условиях субполярного климата за счет высвобождения в аллювии золотин, не освободившихся от включающей их породы в элювиальную и делювиальную стадии выветривания, не так уж значительны. В связи с достаточно далеким переносом золотин в по-

роде и растянутым во времени высвобождением их в аллювиальную стадию выветривания происходит скорее рассеяние золота вдоль по долине, чем его концентрация. При малой дальности переноса золотин для образования россыпи гораздо эффективнее процесс поступления со склонов (т. е. из делювия в аллювий) уже свободного золота, который происходит при более влажном и теплом климате. С этих позиций наиболее благоприятными для россыпеобразования в четвертичное время были периоды доледниковый и межледниковый.

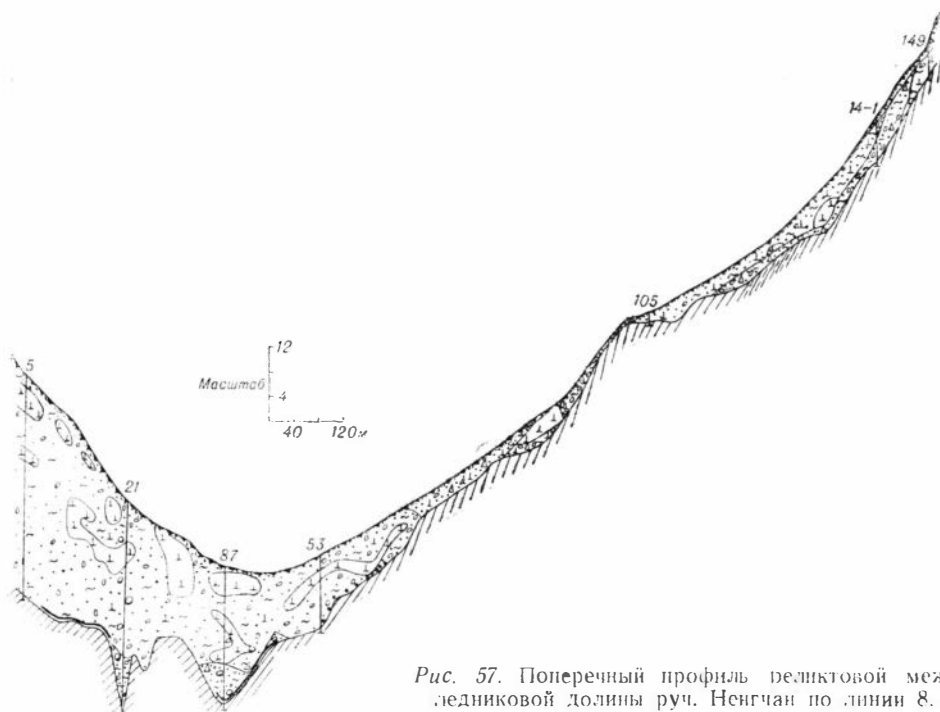


Рис. 57. Поперечный профиль реликтовой межледниковой долины руч. Ненгчан по линии 8.

В бассейне р. Эльги благодаря сочетанию процессов образования и преобразования россыпей, обеспеченных металлогенией и общим ходом развития рельефа, золотоносными являются долины как доледниковой и межледниковой, так и послеледниковой гидросети.

О РОЛИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В 1958 г. вышла работа И. П. Карташова, в которой предлагается методика составления прогнозных карт россыпей. В связи с разработкой легенды этой карты И. П. Карташов поднимает ряд вопросов, касающихся роли геоморфологического анализа при поисках россыпных месторождений. Принципом предложенной им легенды является совмещение на одной основе геолого-геоморфологических сведений, поисково-разведочных и эксплуатационных данных о распространении полезных ископаемых в рыхлых отложениях, а также сведений о коренных источниках россыпных месторождений. В заключительном этапе составления на эту

же карту предлагается наносить данные прогнозов и рекомендации поисков. Поскольку, очевидно, что перечисленные сведения не могут быть полностью нанесены на одну карту, И. П. Карташов предлагает упростить все виды нагрузки за счет отбора тех элементов, которые имеют наибольшее значение для основной цели карты, т. е. для прогноза и рекомендаций. Особенно сильно сокращается на такой карте геолого-геоморфологическая нагрузка. Упрощая ее, И. П. Карташов предлагает показывать лишь те формы рельефа, к которым могут быть приурочены россыпи. Нам представляется, что при таком подходе на карте исчезнет целый ряд сведений, хотя и не связанных непосредственно с россыпями, но без которых невозможно проследить историю развития форм, с которыми могут быть связаны россыпи. Так, например, характер междуречий (крутизна склонов, степень расчлененности, относительные и абсолютные превышения, распространение структурных и аккумулятивных частей склонов и т. д.) позволяет в ряде случаев определять неотектонический режим территории, а следовательно, решать целый ряд вопросов, связанных с развитием речных долин, которые уже непосредственно связаны с россыпями. Однако на Северо-Востоке, где практически нет перспектив для обнаружения элювиальных, делювиальных и солифлюкционных промышленных россыпей (Шило, 1956), водораздельные пространства, согласно предложению И. П. Карташова, должны показываться нерасчлененно, как «области питания россыпей рыхлым материалом, содержащим полезные ископаемые». Другим примером может служить ледниковый рельеф, из которого, согласно И. П. Карташову, следует на прогнозных картах изображать лишь «возникшие в результате переработки долинными ледниками флювиальные формы, так как они могут содержать аллювиальные россыпи, в той или иной степени сохранившиеся от разрушения». Собственно ледниковые россыпи — явление, как известно, чрезвычайно редкое. Вместе с тем деятельность ледников оказывает настолько большое влияние на ход россыпеобразования (перестройка гидросети, выпахивание или погребение доледниковых россыпей), что прогнозная оценка перспектив россыпной золотоносности территории, подвергавшейся четвертичному оледенению, немыслима без показа всей сложной взаимосвязи ледникового фактора рельефообразования с другими как экзогенными, так и эндогенными факторами. Количество примеров, показывающих, что углубленный геоморфологический прогноз территории в отношении перспектив россыпной золотоносности немыслим без анализа всей совокупности рельефообразующих факторов и, следовательно, без качественной геоморфологической карты, можно умножить.

Поэтому мы решительным образом не согласны с И. П. Карташовым, который считает, что рекомендуемая им упрощенная геоморфологическая нагрузка карты дает «весь необходимый материал» для проведения геоморфологического анализа с целью выявления перспектив россыпной золотоносности отдельных частей территории.

Очевидно, сущность наших разногласий заключается в оценке роли, которую играет развитие рельефа в процессе образования и преобразования россыпных месторождений, а следовательно, и значения, которое имеет геоморфологический анализ в прогнозной оценке территории. На стр. 398—399 И. П. Карташов пишет: «...особенности геоморфологических условий россыпеобразования в большинстве случаев не оказывают решающего влияния на богатство аллювиальных россыпей. В физико-географических условиях Северо-Востока промышленные аллювиальные россыпи, как правило, образуются во всех речных долинах, получивших достаточное количество полезного ископаемого со склонов междуречий.

Случаи ощутимого влияния геоморфологических условий на богатство россыпей, конечно, встречаются, но их можно рассматривать как исключение из правила, хотя и не особенно редкие. Решающее влияние на величину россыпных месторождений оказывает, таким образом, богатство (не по содержанию, а по количеству полезного ископаемого) коренных месторождений, подвергавшихся разрушению.

Итак, с точки зрения И. П. Карташова, роль геоморфологического анализа при определении прогноза россыпной золотоносности незначительна, так как в конечном итоге все зависит от богатства коренных месторождений.

С этих позиций становится понятным и упрощение геоморфологической части легенды прогнозной карты россыпей, предлагаемой И. П. Карташовым. Действительно, если от геоморфологического анализа требовать только «определения участков возможной локализации россыпей», то вопрос, в частности, для Северо-Востока, где промышленное значение имеют только аллювиальные россыпи, сводится к нанесению на карту флювиальных форм рельефа.

Мы считаем, что геоморфологический анализ является равноправной частью при определении прогнозной оценки перспектив россыпной золотоносности заданной территории наряду с металлогеническим анализом.

В природе могут быть самые различные сочетания геоморфологического и металлогенического факторов. Так, при богатых рудных месторождениях промышленные россыпи могут не образоваться, если энергия рельефа слишком велика, и не успевший освободиться металл вместе с обломками горных пород будет вынесен с данной территории. Примером могут служить многие районы высокогорья и среднегорья горной части рек Колымы и Индигирки. Также не произойдет образование россыпей в районах неотектонических опусканий, где металл хотя и высвобождается, но в процессе отложения разубоживается по толще аллювия повышенной мощности, как это имеет место в пределах Верхне-Берелёхской впадины или Талонской равнины. Наконец, не способствует созданию богатых россыпей развитие рельефа с неоднократной перестройкой гидросети, при которой происходит разубоживание золота в плане.

С другой стороны, даже в районах со сравнительно бедными рудными месторождениями концентрированный эрозионный врез на глубину в 300—500 м, с сохранением основного рисунка гидросети, может дать блестящий положительный эффект, который мы наблюдаем достаточно часто (ряд россыпей нижней части бассейна Берелёха). Всецело зависит от хода развития рельефа и то усиление или ослабление концентрации золота в россыпях, которое контролируется процессом вертикального переотложения металла. Мы имеем в виду эволюцию террасовых россыпей, в ходе которой могут создаваться богатейшие россыпи на нижних уровнях рельефа, или же, наоборот, может образоваться система небогатых террасовых россыпей, погребенных под отложениями склонов или аллювия повышенной мощности.

Достаточно ярко выявляется зависимость богатства россыпей от тектоно-геоморфологической обстановки при анализе связи характера россыпных месторождений со склонами междуречий.

Наиболее богатые аллювиальные россыпи, не в отдельных районах, а в подавляющем большинстве случаев, приурочены к долинам с более пологими склонами. Это отнюдь не случайное совпадение. В районах развития менее крутых склонов междуречий медленное движение делювия по склону способствует большему разрушению обломков и, следовательно, сравнительно большему высвобождению металла в делювиальную стадию выветривания. Поступление в аллювий свободного металла

при слабой способности переноса последнего дает гораздо больший эффект концентрации золота, чем поступление его в обломках, которые переносятся потоком вдоль по реке и могут вообще не дать россыпного месторождения.

Даже в том случае, если стать на точку зрения Н. А. Шило и И. П. Карташова и принять, что в основном процесс россыпеобразования в физико-географических условиях Северо-Востока идет за счет высвобождения металла из гальки, т. е. уже в аллювиальную стадию, все-таки нельзя не признать, что огромную роль и в этом случае будет играть крутизна склонов междуречий и продольного профиля реки. Чем круче профиль, тем быстрее будет уноситься обломочный материал и тем меньше будет успевать высвободиться из гальки золотин.

Кроме того, как уже упоминалось выше, ход развития рельефа определяет величину эрозионного среза, что также непосредственно связано с размещением и богатством россыпных месторождений. В верховьях Колымы и Индигирки максимальный эрозионный срез совпадает с мелкогорным ярусом рельефа, к которому приурочено наибольшее количество крупных россыпей.

Из приведенных примеров очевидно, что геоморфологический фактор играет огромную роль в процессе россыпеобразования и должен учитываться при прогнозной оценке территории наравне с металлогеническим.

Следовательно, в прогнозной, оценке территории должен учитываться весь комплекс геоморфологических сведений, представленный на геоморфологической карте с полной нагрузкой. Не останавливаясь детально на принципах картирования, отметим, что, по нашему мнению, наиболее эффективной в данном случае является генетическая геоморфологическая карта, легенда которой предложена Д. В. Борисевичем (1950), а затем разработана более детально А. И. Спиридоновым (1952), С. В. Эпштейном (1957), В. В. Ермоловым (1958).

Правильно организованные поиски россыпных месторождений должны вестись на базе двух карт: металлогенической и геоморфологической генетической, принцип составления которой позволяет наиболее детально и объективно отображать взаимосвязь различных форм рельефа. Первая карта показывает возможность россыпеобразования с точки зрения обеспеченности этого процесса кренными рудными месторождениями, вторая позволяет проследить развитие процесса россыпеобразования, взаимосвязанного с развитием рельефа. Как та, так и другая карты представляют изложение фактического материала, анализ которого является необходимым и достаточным для прогноза и направления поисков. Карты должны быть вполне кондиционные, так как от детальности и качества их содержания зависит, в конечном итоге, детальность и качество прогноза.

Анализ сведений, изложенных на этих двух картах, позволяет ответить на три главных вопроса, связанных с прогнозной оценкой и направлением поисков:

- 1) возможно ли образование в данном районе россыпных месторождений с металлогенической точки зрения;
- 2) благоприятен ли ход развития рельефа для концентрации промышленных запасов металла в россыпях;
- 3) какие генетические и геоморфологические типы россыпей и какого возраста следует ожидать в каждом данном участке территории.

Следующим этапом является составление карты геоморфологического районирования, на которой выделяются районы различного тектоно-геоморфологического развития рельефа и различного направления

процессов образования и преобразования россыпей. Поэтому карта геоморфологического районирования будет в то же время являться картой районирования генетических и геоморфологических типов россыпей. Если на такую карту нанести границы золотоносных полос, зон, районов и узлов, то она может быть использована для прогнозной оценки территории и определения направления поисков россыпей, так как для каждого района в ней будут определены условия россыпеобразования с точки зрения металлогении и хода развития рельефа, а также наиболее вероятные типы россыпей. На такой карте сразу же выявятся наиболее перспективные части территории, где благоприятный для россыпеобразования ход развития рельефа территориально совпадает с благоприятным металлогеническим фактором прогноза. Также выявятся участки, совершенно бесперспективные, с неблагоприятными и металлогенической и геоморфологической обстановками, и участки менее перспективные, где один из факторов прогноза положительный, другой нет.

*Методика составления карты
тектоно-геоморфологического районирования
и прогноза россыпных месторождений бассейна р. Эльги*

Составление карты районирования производится по принципу выявления соотношения между экзогенными факторами рельефообразования и неотектоническими движениями, определяющего динамику развития рельефа, т. е. соотношение выносной способности рек (выноса) с интенсивностью процессов денудации (сноса). Как известно, на динамику развития рельефа помимо неотектонического режима и экзогенных факторов оказывают также влияние литология пород, слагающих исследуемую территорию, и изменения климата. Однако единство климатической обстановки в бассейне Эльги исключает влияние климата, влияние же литологии при резко дифференцированных и контрастных блоковых движениях на территории бассейна Эльги имеет подчиненное значение.

Изучение соотношений региональных колебательных движений с экзогенными процессами позволило выделить четыре области, характеризующиеся различной величиной эрозионно-денудационного среза и отвечающие трем ярусам рельефа (высокогорному, среднегорному и мелкогорному) и уровню днищ долин и низких террас. Это участки различной глубины вскрытия рудных тел, т. е. различного количества металла, переведенного из рудных месторождений в россыпные.

Изучение соотношения блоковых дифференциальных движений с экзогенными факторами позволило выделить более мелкие районы различных типов тектоно-геоморфологического развития рельефа.

Районы одинакового типа тектоно-геоморфологического развития рельефа располагаются, как правило, в пределах всех ярусов рельефа. Естественно, что перспективность их возрастает с увеличением эрозионно-денудационного среза, и районы, расположенные в пределах мелкогорного яруса, при прочих равных условиях будут наиболее перспективными.

В бассейне Эльги выделяются пять тектоно-геоморфологических типов развития рельефа. Для каждого из них характерны определенные условия образования и преобразования россыпей, а также определенные геоморфологические типы последних.

Ниже приводятся характеристики выделенных типов тектоно-геоморфологического развития рельефа.

Рельеф, развитие которого обусловлено значительным преобладанием выноса над сносом. В бассейне

не р. Эльги он связан с районами весьма интенсивных и устойчивых во времени неотектонических поднятий, а также с районами интенсивных поднятий, активность которых за последнее время возросла. Речные долины находятся в резко выраженной инстративной фазе развития и характеризуются узкими днищами, спрямленными руслами, отсутствием меандр и малыми мощностями аллювия. Склоны крутые и покрыты каменистым и крупнощебневым материалом. Делювиально-солифлюкционные шлейфы не развиваются совсем. Для районов возрастающей в настоящее время активности поднятий характерно увеличение крутизны склонов в их нижних частях. Крупнообломочный материал, не успевший разрушиться сколько-нибудь значительно при движении по склону, едва превращенный в крупногалечный слабоокатанный аллювий, выносится водотоками за пределы района.

Поверхности выравнивания расчленены настолько сильно, что о их существовании говорят лишь единые уровни вершин. Реликтов поверхностей выравнивания не сохранилось.

Интенсивность процессов образования россыпей очень слабая. Крутые продольные уклоны рек не обеспечивают возможность концентрации металла. Террасовых россыпей нет, так как устойчивое во времени резкое преобладание глубинной эрозии над боковой не способствовало образованию террас. Кроме того, с этими районами на территории развития четвертичного оледенения связано ледниковое выпаживание, что также отрицательно влияло на эволюцию россыпей. К этому типу развития в пределах высокогорного яруса относятся такие районы, как хребет Боронг, Верхне-Муннычанский, Талалахский и Ольчан-Арангаский горные массивы и др.; в пределах среднегорного яруса — правобережье р. Джугаджака в нижней части течения, Черная-Тобычанское междуречье. Томпо-Эльгинская и Сейкимнян-Аябинская гряды и др.; в пределах мелкогорного яруса — левобережный и правобережный районы р. Томпо в юго-западной части исследуемой территории.

На основании геоморфологического анализа можно сказать, что перечисленные, а также все другие районы с рассмотренным типом тектоно-геоморфологического развития рельефа являются наименее перспективными в отношении россыпной золотоносности. Большая часть таких районов к тому же относится к области наименьшей глубины вскрытия рудных тел.

Единственный тип россыпей, который может быть здесь встречен, это элювиально-аллювиальный, так как россыпи долин, приуроченных к минерализованным зонам нарушений, могут быть встречены на всей территории независимо от типа тектоно-геоморфологического развития.

Рельеф, формирующийся при заметном преобладании выноса над сносом. В бассейне р. Эльги этот тип рельефа связан с районами поднятий меньшей интенсивности по сравнению с поднятиями в районах предыдущего типа развития рельефа. Процессы рельефообразования аналогичны процессам, формирующим предыдущий тип рельефа, но выражены не так резко. Продольные уклоны рек продолжают оставаться крутыми. Речные долины находятся в инстративной фазе развития. Мощности рыхлых отложений небольшие. Развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов ограничено. Реликты поверхностей выравнивания не сохранились. Процесс формирования террас развит слабо.

Россыпеобразование протекает также не интенсивно. Террасовые россыпи слабо развиты из-за значительного в для этих участков преобладания глубинной эрозии над боковой. Районы, расположенные в пределах высокогорного и среднегорного ярусов, практически бесперспектив-

ны. В пределах же мелкогорного яруса этот тип развития рельефа может обеспечить создание небольших непромышленных россыпных месторождений. В противоположность описанному выше, этот тип развития рельефа не исключает некоторые колебания в интенсивности неотектонических движений во времени, поэтому, кроме непромышленных россыпей современных долин, здесь могут быть встречены относительно более богатые россыпи погребенных каньонов. К этому типу развития рельефа относятся такие районы, как Тобычан-Арангасское междуречье, часть Аяба-Эльгинского междуречья и другие районы, расположенные в пределах среднегорного яруса рельефа; правобережье р. Аябы в средней части течения, правобережье Эльги против устья Артык-Юрях и другие районы, расположенные в пределах мелкогорного яруса.

Перечисленные районы слабоперспективны, причем, как и всюду, перспективность убывает от участков, расположенных в пределах мелкогорья, к участкам, расположенным в пределах высокогорья.

Рельеф, формирующийся при соотношении выноса и сноса, близком к равновесному. Рассматриваемый тип развития рельефа связан с районами умеренных поднятий. Речные долины находятся в перстративной фазе развития и для них характерны приближающиеся к равновесным продольные профили и мощности аллювиальных отложений, близкие к нормальным. Крутизна склонов характеризуется средними величинами. Характер склоновых процессов закономерно меняется от вершины к подножию, от деструктивных кампещебнооточковых до аккумулятивных делювиально-солифлюкционных. Делювиально-солифлюкционные шлейфы встречаются часто, но мощности их небольшие. Сравнительно медленное движение обломочного материала по склонам обеспечивает значительное его разрушение. Широко направленные долины характеризуются асимметрией склонов. Отчетливо проявляется избирательная денудация.

Описанный тип развития рельефа обеспечивает наибольшую интенсивность процессов образования россыпей. Достаточно пологие продольные профили рек, а также формирование долин при нормальном соотношении глубинной и боковой эрозий способствовали накоплению металла в течение всех эрозионных циклов, что при поднятиях умеренного темпа привело к созданию системы террасовых россыпей. Активно действующие процессы вертикального переотложения ведут к концентрации металла на нижних уровнях рельефа, что также благоприятно сказывается на богатстве россыпных месторождений. Этому типу развития рельефа чрезвычайно свойственны изменения интенсивности и даже знака движения во времени. При равновесном соотношении сноса и выноса даже небольшие нарушения в тектоническом режиме приводили к значительным изменениям в ходе развития рельефа. Так, рост амплитуды поднятия тотчас же вызывал усиление процессов разрушения террас и вертикального переотложения металла. Напротив, отклонения в сторону относительного опускания приводило к захоронению террасовых россыпей под отложениями склонов. Поэтому наряду с промышленными россыпями современных долин (включая и террасовые россыпи нижних уровней) очень характерны россыпи террасоувалов и погребенных каньонов. Особенно перспективны эти районы в пределах мелкогорного яруса рельефа. Поиски и разведка россыпей довольно просты, вследствие небольших, близких к нормальным, мощностей аллювия в долинах, возрастающих лишь в пределах погребенных каньонов.

По этому типу идет развитие рельефа в областях распространения как среднегорного, так и мелкогорного ярусов. Такое развитие рельефа характерно для бассейнов рек Малого и Большого Селериканов, бассей-

на р. Артык-Юряха, бассейна р. Сюрампы, для верховьев р. Аябы и для ряда других районов.

К равновесному типу развития рельефа относятся также районы с реликтами поверхности третьего этапа выравнивания, которые располагаются на Утачан-Адычанском Утачан-Тирехтяхском междуречьях, на право- и левобережье Эльги между устьями Аямы и Утачана и в ряде других мест. Рассматриваемые районы несколько менее перспективны в отношении россыпной золотоносности. Характерная для них перестройка доледниковой речной сети и отсутствие централизованного во времени эрозионного вреза, естественно, ведет к разубоживанию запаса россыпного металла в плане и к обеднению россыпей современных долин. Здесь можно встретить, кроме перечисленных выше геоморфологических типов россыпей, еще россыпи реликтовых доледниковых долин, приподнятых на относительно высокую высоту 150—200 м. Однако богатые россыпные месторождения здесь маловероятны.

Рельеф, формирующийся при преобладании спуска над выносом, связан с районами относительных опусканий различной интенсивности. Это рельеф выположенных склонов, широкого развития шлейфов и повышенных мощностей делювиально-солифлюкционных отложений. Речные долины находятся в констативной фазе развития, и для них характерны отложения аллювия повышенных мощностей, достигающих в районах впадин значительных величин (порядка 100 м и более). Большая часть районов этого типа расположена в пределах днищ долин и низких террас. В мелкогорном и среднегорном ярусах рельефа по этому типу развиваются межгорные понижения.

Районы относительных опусканий различной интенсивности, включая и межгорные впадины, являются в бассейне Эльги районами сложных изменений характера неотектонического режима во времени. В одной части рассматриваемых районов опускание в настоящее время сменилось поднятием, другая часть продолжает опускаться. И все районы имели в прошлом периоды поднятия и вреза, о чем свидетельствует эрозионно-расчлененное коренное ложе, скрытое под отложениями повышенной мощности. Для этих районов характерны сложные геоморфологические типы россыпей. К ним относятся россыпи, погребенные под отложениями аллювия повышенной мощности, россыпи погребенных террас и каньонов, висячие пласты россыпей и россыпи эрозионно-расчлененного коренного ложа в пределах впадин.

Современный процесс россыпеобразования в районах продолжающегося опускания протекает слабоинтенсивно в связи с разубоживанием металла по толще отложений повышенной мощности. Процессы вертикального переотложения также очень слабо развиты, так как часть террас (погребенных на склонах и в долинах) выведена из процесса денудации, что приводит к разубоживанию запаса россыпного металла по вертикали. К тому же в этих районах поисково-разведочные работы затруднены необходимостью прохождения значительных мощностей аллювия. Тем не менее приуроченность районов относительного опускания в основном к мелкогорному ярусу, а также неустойчивость во времени режима опускания позволяют считать эти районы достаточно перспективными, хотя и уступающими районам умеренных поднятий. К рассматриваемому типу развития рельефа относится большая часть долины р. Эльги с приустьевыми частями притоков, характеризующаяся повышенными мощностями аллювия, а также нижняя часть долины р. Тобычан, средняя часть долины Большого Селерикана, нижняя часть долины Тирехтяха, средняя и нижняя части долины Утачана и ряд других. В пределах мелкогорного и среднегорного ярусов

районы развития рельефа при относительном опускании расположены на левобережье и правобережье Большого Селерикана в нижней части течения, на левобережье р. Букчулкан, в верхних частях бассейнов Эгеляха и Балаганнаха и в ряде других мест.

С районами развития этого типа рельефа территориально связана аккумулятивная деятельность ледников последнего оледенения. Ледниковые отложения распространены в Верхне-Эльгинском, Адычанском, Нижне-Аямском, Черняйском и некоторых других районах ледниковой аккумуляции, показанной на карте особым видом штриховки. В этих районах к сложным типам россыпей добавляются еще погребенные под ледниковыми отложениями россыпи реликтов межледниковых долин, поиски и разведка которых затруднены сложностью выявления реликтовых долин и необходимостью проходить горными выработками добавочную довольно мощную толщу ледниковых отложений.

Наконец, в бассейне Эльги имеются районы, современное развитие рельефа которых обусловлено значительным преобладанием выноса над сносом. Вместе с тем предыдущие этапы развития рельефа значительно отличались от современного. Это районы большой интенсивности современных поднятий, пришедших на смену умеренным поднятиям или даже относительному опусканию. В таких районах отчетливо наблюдаются черты омоложения рельефа. К ним относятся междуречье Малого Селерикана и Мугурдаха, район бассейна Кегер-Юрях, Тирехтах-Утачанское междуречье в средней части течения, Аямо-Утачанское междуречье в нижней части течения и ряд других более мелких районов.

В настоящее время здесь происходит энергичное образование и преобразование россыпей, связанные либо с активным разрушением и вертикальным переотложением террасовых россыпей, либо с перемывом аллювия повышенной мощности и рассеянной золотоносности. В обоих случаях имеет место концентрация золота в приплотиковых частях долин. Поиски и разведка россыпей упрощаются малыми мощностями аллювия, обусловленными активным современным поднятием. Все это позволяет относить подобные районы к весьма перспективным.

Таким образом, мы охарактеризовали золотороссыпную перспективность различных типов тектоно-геоморфологического развития рельефа и, следовательно, определили геоморфологическую составляющую прогноза и поисков. Теперь рассмотрим, в каком соотношении находятся эти данные с данными металлогенического анализа, т. е. как располагаются отдельные районы выделенных типов тектоно-геоморфологического развития по отношению к металлогеническим районам.

Территорию бассейна р. Эльги пересекают три золотоносные зоны: Мугурдах-Селериканская, Тарыно-Эльгинская и Муннычан-Буркатская, входящие в Адыча-Эльгинскую золотоносную полосу. Золотоносные зоны разделяются участками слабых проявлений золотоносности.

В пределах Тарыно-Эльгинской золотоносной зоны расположены тектоно-геоморфологические районы, ход развития рельефа которых определяет самую различную интенсивность процессов россыпеобразования. Поэтому, несмотря на благоприятную металлогеническую обстановку, не вся территория, занятая этой золотоносной зоной, представляет интерес при поисках россыпных месторождений.

Наиболее перспективными районами (включая и районы развития сложных россыпей) являются левобережье и правобережье р. Эльги ниже устья р. Тобычан; сравнительно неширокие полосы, прилегающие к долине Эльги по ее левобережью от устья Артык-Юрях до устья Тонора и несколько выше его, и по правобережью ниже устья Балаганнаха;

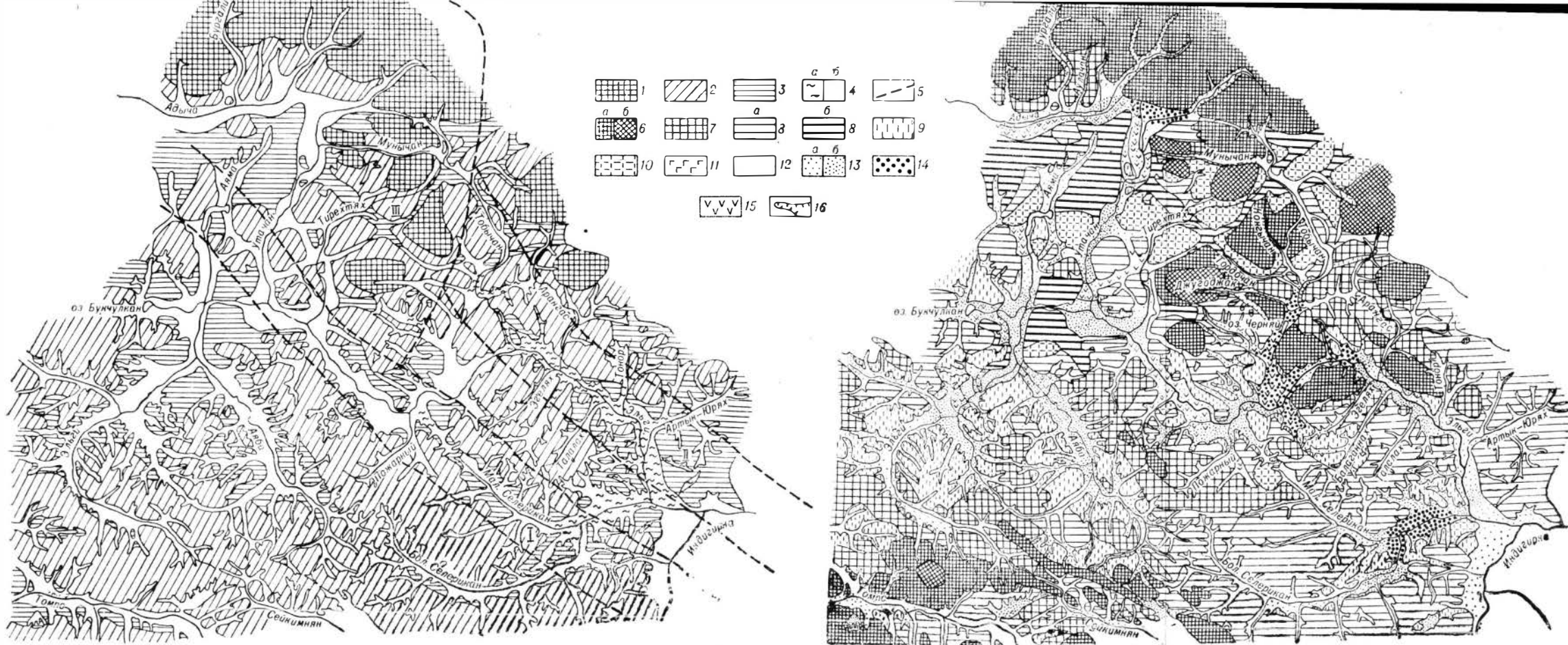


Рис. 58. Карта тектоно-геоморфологического районирования и прогноза россыпных месторождений бассейна р. Эльги.

а — тектоно-геоморфологические области: 1 — область высокогорного рельефа, образованного при расчленении поверхности первого этапа выравнивания; наименьших величин эрозионно-денудационного среза и глубины вскрытия рудных тел; 2 — область среднегогорного рельефа, образованного при расчленении поверхности второго этапа выравнивания; средних величин эрозионно-денудационного среза и глубины вскрытия рудных тел; 3 — область мелкогорного рельефа, образованного при расчленении поверхности третьего этапа выравнивания; наибольшей величины эрозионно-денудационного среза и большой глубины вскрытия рудных тел; 4 — область днищ и долин в низких террас, образованная в результате последней стабилизации неотектонических движений; характеризующаяся наложением эрозионного вреза рек на эрозионно-денудационный срез, а также наибольшей глубиной вскрытия рудных тел; а — разведанная, б — неразведанная; 5 — границы золотосносных зон: I — Мугурдах-Селериканской, II — Тарыно-Эльгинской, III — Мунычан-Буркатской.

б — тектоно-геоморфологические районы: 6 — районы интенсивного выноса рыхлого материала, обусловленного весьма энергичными устойчивыми поднятиями (ба), а также энергичными поднятиями, еще более возрастающими в современное время (бб). Рельеф характеризуется значительной расчлененностью, очень крутыми прямыми (ба) и выпуклыми (бб) склонами, полным отсутствием делювиально-солифлюкционных шлейфов, узкими днищами долин со спрямленными руслами, крутыми продольными профилями рек, отсутствием террас и очень малыми мощностями аллювия. Геоморфологические условия для россыпеобразования не благоприятны. Возможно лишь образование россыпей в долинах, приуроченных к минерализованным зонам нарушений; 7 — районы несколько менее интенсивного выноса рыхлого материала, обусловленного менее энергичными поднятиями. Рельеф характеризуется меньшей расчлененностью и менее крутыми склонами, чем в предыдущих районах. Развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов ограничено. Формирование террас развито слабо. Мощности аллювия небольшие. Геоморфологические условия для россыпеобразования малоблагоприятны. В пределах мелкогорья могут быть встречены непромышленные россыпи современных долин и промышленные россыпи погребенных каньонов; 8 — районы равновесного развития рельефа (денудация уравнивается выносом рыхлого материала), обусловленного умеренными поднятиями. Рельеф характеризуется склонами средней крутизны, развитием делювиально-солифлюкционных шлейфов небольшой мощности, продольными профилями рек, близкими к равновесным, нормальными мощностями аллювия, асимметричным строением широко ориентированных долин, отчетливым проявлением избирательной денудации. Геоморфологические условия для россыпеобразования наиболее благоприятны. Формирование террасовых россыпей в течение всех эрозионных циклов в сочетании с активно действующими процессами вертикального переотложения обеспечивают создание богатых, легко разведываемых россыпей на нижних уровнях рельефа. Даже небольшие отклонения от равновесного развития рельефа немедленно отражаются на процессе эволюции россыпей и приводят к созданию сложных промышленных россыпей террасовалов и погребенных каньонов (8а). По такому типу развиваются и районы широкого распространения реликтов поверхности третьего этапа выравнивания с приуроченными к ней реликтами долин допредикторной речной сети, где кроме перечисленных выше типов

россыпей, могут быть встречены россыпи реликтовых долин. Геоморфологические условия россыпеобразования менее благоприятны, так как наличие переротложенных россыпей доледниковых рек приводит к обеднению россыпей долин современной речной сети (8б); 9 — районы современного преобладания аккумуляции рыхлых отложений над выносом, обусловленного относительными тектоническими опусканиями различной интенсивности, унаследованными от позднеледникового этапа регионального опускания. В прошлом это — районы относительного поднятия. Рельеф характеризуется выположенностью склонов, широким развитием мощных делювиально-солифлюкционных шлейфов, пологими продольными профилями рек с аллювием повышенной мощности (до 100 м и более в пределах впадин), перекрывающим террасы нижних уровней. Современное геоморфологическое развитие обуславливает слабую интенсивность россыпеобразования, вместе с тем иной неотектонический режим, свойственный этим районам до опускания, способствовал в ряде случаев созданию богатых промышленных россыпей, превращенных в настоящее время в погребенные россыпи террас, каньонов, коренного ложа долин и эрозионно-расчлененного коренного ложа впадин. Это — районы, перспективные для поисков богатых сложных и трудноразведываемых геоморфологических типов россыпей; 10 — районы современного интенсивного выноса рыхлого материала, обусловленного сравнительно молодым энергичным поднятием, пришедшим на смену умеренному поднятию или даже относительному опусканию. Для рельефа характерны черты омоложенности (очень крутые нижние части склонов и малые мощности аллювия). Современное геоморфологическое развитие обеспечивает интенсивное россыпеобразование за счет энергичного вертикального переотложения и перемыва аллювия повышенной мощности с россыпной золотосносностью. Наиболее типичны долинные россыпи и россыпи нижних террас.

Характеристика речных долин и их золотороссыпной перспективности: 11 — речные долины с малой мощностью аллювия. Аллювиальные россыпи не образуются; 12 — речные долины с нормальной мощностью аллювия, перспективные на промышленные россыпи коренного ложа долин и низких террас; 13 — речные долины: а — с повышенной (порядка 20–25 м), б — с сильно повышенной (порядка 30–45 м) мощностями аллювия. Современные процессы россыпеобразования слабоинтенсивны, долины перспективны на поиски погребенных россыпей как коренного ложа долин, так и террас нижних уровней, образование которых связано с иным тектоническим режимом, предшествующим опусканию; 14 — впадины в пределах речных долин с большой мощностью аллювия (до 100 м и более). Современное россыпеобразование развито слабо. Могут быть встречены всякие пласты россыпей и россыпи эрозионно-расчлененного коренного ложа впадин, образованные в период эрозионного расчленения рельефа, предшествующий периоду накопления рыхлого материала; 15 — речные долины в местах распространения аккумулятивных ледниковых отложений с увеличенными за счет ледниковой аккумуляции мощностями рыхлых отложений, с погребенными россыпями реликтов долин межледниковой речной сети; 16 — речные долины в местах ледниковой экзарации, с очень малыми мощностями аллювия. Аллювиальные россыпи не образуются.

левобережье Эльги ниже устья Артык-Юряха и, наконец, сама долина Эльги с нижними частями долин ее притоков, входящая в пределы этой золотоносной зоны.

К слабоперспективным участкам относятся левобережье Арангаса и нижняя треть бассейнов Балаганнаха и Эгеляха (исключая приустьевые части их долин).

Наконец, наименее перспективными являются правобережье Эльги против устья Тобычана и прилегающая к долине левобережная часть бассейна Эльги между реками Арангас и Тонор.

Эта зона наиболее разведана, тем не менее произведенная прогнозная оценка территории показывает, что и в ее пределах имеются неиспользованные возможности обнаружения новых россыпных месторождений.

Территории двух других золотоносных полос разведаны чрезвычайно слабо, поэтому геоморфологический прогноз в их пределах имеет очень большое значение. Наибольший практический интерес представляет Мугурдах-Селериканская зона. Почти на всей ее территории ход развития рельефа обеспечивает значительную интенсивность процессов образования россыпей. Перспективными с геоморфологической точки зрения являются бассейн малого Селерикана и нижняя часть бассейна Большого Селерикана, район, прилегающий к оз. Аяма и другие, а также часть долины Эльги, пересекаемая Мугурдах-Селериканской зоной. Исключенне составляет небольшой участок поднятия, расположенный в истоках ручьев Эгеляха и Балаганнаха, который бесперспективен.

В пределах Муннычан-Буркатской золотоносной зоны, напротив, большую площадь занимают совершенно бесперспективные, вследствие неблагоприятного хода развития рельефа, районы. К ним относятся район хр. Боронг, Верхне-Муннычанский, Нижне-Муннычанский, Талалахский и Верхне-Тобычанский горные массивы. Вместе с тем в пределах этой зоны имеются и перспективные участки. К ним прежде всего относятся Утачан-Тирехтехское междуречье в среднем течении этих рек, а также бассейн р. Сюрампы и правобережье Тирехтяха в районе оз. Чирилк. В пределах этой зоны находится также район Адыча-Утачанского междуречья с сохранившимися реликтами доледниковой речной сети, менее перспективный в отношении россыпной золотоносности.

Слабоперспективные в металлогеническом отношении части исследуемой территории, разделяющие металлоносные зоны, также включают районы, характеризующиеся различными геоморфологическими условиями россыпеобразования. Так, например, если левобережье руч. Черный в нижней части течения и противоположащее правобережье р. Эльги являются бесперспективными с точки зрения развития рельефа, то большая часть междуречья Малого Селерикана и Эльги, напротив, очень перспективна в геоморфологическом отношении. Однако неблагоприятная металлогеническая обстановка сводит на нет положительную роль геоморфологического фактора. В таких районах, как междуречье Малого Селерикана и Эльги, можно встретить в лучшем случае мелкие непромышленные россыпные месторождения, образовавшиеся на базе слабого и рассеянного оруденения за счет благоприятного хода развития рельефа.

Таким образом, из сопоставления геоморфологической и металлогенической составляющих прогноза можно определить районы различной перспективности.

Наиболее перспективными являются районы совпадения положительной металлогенической характеристики с благоприятным для россыпеобразования ходом развития рельефа. В бассейне Эльги к наиболее перспективным районам относятся левобережье и правобережье Эльги

ниже устья р. Тобычан; сравнительно неширокие полосы, прилегающие к долине Эльги по ее левобережью от устья Артык-Юрях до устья Тонора и несколько выше его и по правобережью, ниже устья Балаганнаха; левобережье Эльги ниже устья Артык-Юряха; бассейн Малого Селерикана и нижняя часть бассейна Большого Селерикана; Утачан-Тирехтяхское междуречье в среднем течении этих рек, бассейн р. Сюрампы и правобережье Тирехтяха в районе оз. Чирилк. Кроме того, к перспективным районам относится сама долина Эльги с нижними частями ее притоков, входящая в пределы золотоносных зон.

Часть районов, расположенная в пределах металлогенических зон, является слабоперспективной, так как ход развития рельефа был неблагоприятным для образования россыпей. В таких районах могут быть встречены лишь россыпи непромышленного значения. К бесперспективным районам в пределах металлогенических зон в бассейне р. Эльги относятся правобережье Эльги против устья Тобычана, прилегающее к долине; левобережье Эльги между реками Арангас и Тонор; небольшой район поднятия в истоках Эгеляха и Балаганнаха. Особенно бесперспективными являются хр. Боронг, Верхне-Муннычанский, Нижне-Муннычанский, Талалахский и Верхне-Тобычанский горные массивы.

Другая часть районов несмотря на благоприятный для россыпеобразования ход развития рельефа, находится в пределах территории, неблагоприятной в металлогеническом отношении, и поэтому также слабоперспективна. Примером районов с указанной характеристикой является большая часть междуречья Малого Селерикана и Эльги.

Наконец, определенные районы, характеризующиеся историей развития рельефа, неблагоприятной для образования россыпей, и расположенные в пределах территорий с отрицательной металлогенической характеристикой, будут совсем бесперспективными.

Произведенный анализ показывает, что значительные части исследуемой территории с положительными металлогенической и геоморфологической оценками в настоящее время не разведаны. К ним прежде всего относятся бассейн Малого Селерикана, значительные части бассейнов Артык-Юряха и Тонора, верхняя часть бассейна Арангаса, бассейны Утачана и Тирехтяха в их средних частях и многие другие, а также отдельные части самой долины р. Эльги. Поиски и разведка россыпных месторождений в пределах этих районов должны вестись с учетом их тектоно-геоморфологического развития и тех геоморфологических типов россыпей, которые обусловлены ходом развития рельефа.

Ниже приводится карта тектоно-геоморфологического районирования, которая в то же время является картой геоморфологического прогноза для поисков различного типа россыпей в разных частях Эльгинского бассейна. Границы золотоносных полос нанесены по материалам Верхне-Индибирского районного геологоразведочного управления (рис. 58 а и б). Возможность использования лишь штриховых изобразительных средств привела к необходимости показать содержание одной карты на двух рисунках. При добавочном применении цветового изобразительного средства содержание такой карты легко передается одним рисунком, на котором тектоно-геоморфологические области можно показать цветом, а районы — штриховкой.

V

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бассейн р. Эльги расположен на окраине Яно-Колымского складчатого пояса. В доконтинентальный период часть его, главным образом левобережье, развивалась по геосинклинальному типу, часть — в основном правобережье — по парагеосинклинальному. Такое различие объясняется историей переработки восточной части Сибирской платформы, которая в перестроенном виде является фундаментом Яно-Колымской геосинклинали. В результате сбросово-глыбовой перестройки и возникновения первичных прогибов, эволюционирующих во времени, отдельные части платформы ко времени формирования геосинклинали оказались опущенными на разную глубину. Сложный рельеф фундамента привел к различию в развитии отдельных частей геосинклинали. В районе правобережья Эльги фундамент лежит сравнительно неглубоко, поэтому эта часть исследуемой территории вела себя в доконтинентальный период как полужесткий массив, по-своему реагируя на складчатые напряжения и отличаясь от левобережной геосинклинальной части с глубоким заложением фундамента.

Во время первого этапа развития геосинклинали, от пермского до среднеюрского времени включительно, в бассейне р. Эльги накапливались осадки мощного и литологически пестрого терригенного верхоянского комплекса. Из них на поверхность в исследуемой территории выходят в основном норийские и карнийские отложения верхнего триаса и на небольшой площади (в верховьях рч. Тобычана) — отложения нижней юры. Во время первых фаз тихоокеанской складчатости, представивших сочетание складчатых и колебательных движений, большая часть Эльгинского бассейна была выведена из области осадконакопления.

Средние этапы развития (I_3 — Cr_1) характеризуются завершающими и наиболее мощными фазами тихоокеанской складчатости и наиболее активным проявлением магматизма и гидротермальной деятельности. В бассейне Эльги складчатость проявилась по-разному. Левобережье реагировало на смятие системой линейно вытянутых крутых складок геосинклинального типа. Правобережье — образованием системы сундучнощелевидных складок с широкими антиклиналями с горизонтальным залеганием пород в замковых частях и узкими синклиналями.

Почти все интрузивные проявления связаны с геосинклинальной левобережной частью бассейна, где произошло внедрение нескольких комплексов малых интрузий (штоков, даек), а также довольно крупных батолитоподобных интрузий гранитов и гранитоидов. Время внедрения малых интрузий определяется как позднеюрское, батолитовых — как позднеюрское — раннемеловое. Интрузивная деятельность контролируется зонами глубинных разломов, приуроченных к стыкам структур, что объясняет

линейность в распространении интрузивных тел. Из четырех полос даек, выделяемых в пределах Яно-Колымской геосинклинали, бассейн Эльги пересекает Адыча-Эльгинская полоса, имеющая северо-западное простирание и расположенная на стыке двух структурных частей Эльгинского бассейна. Полоса фиксируется главным образом по гидротермальным проявлениям и смятым тектоническими нарушениями породам. Батолитовые интрузии бассейна Эльги, также приуроченные к разломам, одни исследователи рассматривают как северо-западную часть Таскыстабытского батолитового пояса, окаймляющего Охотский массив и эльгинский район слабых дислокаций, другие связывают их внедрение с двумя поперечными зонами разломов, Буркат-Тирехтяхской и Чен-Арагасской, идущими от главного пояса батолитов к полужесткому району правобережья р. Эльги. Различие в характере складчатости и магматизма двух частей Эльгинского бассейна послужило основанием для отнесения их к различным структурным единицам: левобережье почти целиком входит в Иньяли-Нерскую геосинклинальную зону линейной складчатости, являясь частью Нерского антиклинория, правобережье же относится к Брюнгадэ-Агаяканской парагеосинклинальной зоне, а именно к ее Аяба-Селериканской подзоне сундучнощелевидных складок.

Расположенный на внешней части тихоокеанского металлогенического пояса бассейн Эльги относится к Яно-Колымской структурно-металлогенической зоне, основное оруденение которой, обеспечившее богатство золотоносных россыпей, связано с магматизмом средних этапов развития геосинклинали. Золотое оруденение Эльгинского бассейна связано с минерализованными зонами нарушения и кварцевыми жилами Адыча-Эльгинской золотоносной полосы, включающей ряд золотоносных зон. Большинство эльгинских промышленных россыпных месторождений расположено в пределах Тарыно-Эльгинской золотоносной зоны. Лишь одно месторождение «Бадран» разведано в пределах Мугурдах-Селериканской золотоносной зоны.

Поздние и конечные этапы развития территории Яно-Колымской геосинклинали (от палеоцена и до четвертичного периода включительно) явились временем консолидации отложений и образования молодой эпимезозойской платформы. Складчатые движения уступили место дизъюнктивным. Началась глыбовая перестройка платформы с образованием блоков поднятия и опускания различной амплитуды, с образованием межгорных впадин. Колебательные неотектонические движения во взаимодействии с экзогенными факторами привели к созданию уровня рельефа, осложненной блоковыми дифференциальными движениями. Начался континентальный период развития территории, период формирования и эволюции рельефа и россыпных месторождений, продолжающийся до настоящего времени.

Для континентального периода развития территории Яно-Колымской складчатой области, частью которой является бассейн р. Эльги, характерны чередования этапов интенсивных колебательных преимущественно восходящих движений и активного эрозионного вреза с этапами относительной стабилизации неотектонических движений и формирования поверхностей выравнивания.

О первых этапах развития рельефа мы знаем очень мало. Их возраст определяется предположительно, на основании изучения коррелятных отложений межгорных впадин. Первый этап выравнивания, следы которого выражены в современном рельефе, условно относят к датско-палеогеновому времени. Предшествующие ему поднятие и эрозионный врез были очень велики, так как в этот период были вскрыты гранитные батолиты, глубина становления которых оценивается в пределах пер-

вого десятка километров. В это время произошло вскрытие рудных тел и начался процесс образования россыпей, что доказывается знаковой золотосодержащей верхнемеловых конгломератов соседних территорий. Можно предполагать, что этот период выравнивания был достаточно продолжительным, так как пенеplanation подверглась вся территория независимо от литологии слагающих ее пород. Доказательством этому являются реликты поверхности первого пенеplanation, сохранившиеся в ряде гранитных батолитов горной системы Черского. Как в большинстве районов верховьев Колымы и Индигирки, в бассейне р. Эльги следы первого этапа выравнивания представлены высокогорным ярусом рельефа и сохранились лишь в пределах выходов наиболее стойких пород. В отличие от расположенного восточнее района верховьев Колымы в бассейне р. Эльги реликты первого пенеplanation не сохранились в связи со значительным его расчленением. О существовании этого пенеplanation свидетельствует лишь приуроченность большинства вершин высокогорного яруса к единому уровню, высота которого колеблется в пределах 2000—2150 м.

Последовавший затем период (от палеогена до плицена) был периодом активного поднятия и эрозионного вреза, который в плицене сменился новым этапом стабилизации колебательных движений и выравнивания горной страны. Разность абсолютных высот поверхностей первого и второго пенеplanation позволяет оценить эрозионный врез между ними в 500—800 м. Второй период стабилизации неотектонических движений был менее продолжительным, а выравнивание менее полным. В конце его была создана обширная, вероятно, слегка всхолмленная выровненная страна, над которой возвышались на 500—800 м отпрепарированные денудацией цепи гранитных интрузий горной системы Черского. В современном рельефе поверхность этого этапа выравнивания представлена расчлененным среднегорным ярусом рельефа. За пределами бассейна р. Эльги сохранились обширные реликты второй поверхности выравнивания, в Эльгинском же бассейне они имеются лишь на междуречье Большого и Малого Селериканов в районе горизонтального залегания пород замковой части Селериканской суидучной антиклинали. На основании сравнения с более поздними и современными колебательными движениями можно предполагать, что поднятие и эрозионный врез между эпохами пенеplanation происходили этапно, разбиваясь, в свою очередь, на периоды более активных и менее активных движений, что приводило к созданию многочисленных уровней террас. Однако следов форм рельефа, связанных с третичной гидросетью, ни в бассейне р. Эльги, ни в прилегающих горных частях Колымы и Индигирки не обнаружено. Не обнаружены, естественно, и россыпи третичного времени, хотя большая величина эрозионных срезов и длительные периоды стабилизации несомненно способствовали созданию россыпей этого возраста. Очевидно, что в бассейне Эльги с устойчивым общим восходящим направлением развития рельефа третичные россыпи были разрушены денудацией и переотложены, а металл их вошел в состав более молодых россыпей. Возможность нахождения третичных россыпей в бассейне Эльги практически исключается вследствие неподходящих для их консервации условий развития рельефа, так как впадины третичного возраста на территории бассейна р. Эльги отсутствуют.

Следующий этап стабилизации неотектонических движений был еще менее продолжительным. Выравнивание нехватило даже тех участков междуречий, которые были сложены более устойчивыми к денудации породами верхоянского комплекса. Образованная в конце этого этапа поверхность в виде днищ широких долин и межгорных равнин была при-

урочена к районам наименее устойчивых пород. В рельефе поверхность третьего этапа выравнивания представлена вершинным уровнем мелкогорного яруса, расчлененным современными реками. В бассейне Эльги сохранились обширные участки реликтов этой поверхности, главным образом в верхней части бассейна.

Таким образом, в бассейне р. Эльги, равно как и на всей территории горной части бассейнов Колымы и Индигирки, устанавливаются три разновозрастные поверхности выравнивания, отвечающие трем ярусам рельефа. Это обусловило различную величину эрозионного среза в отдельных частях исследуемой территории, а следовательно, различную глубину вскрытия рудных тел и различные возможности россыпеобразования. Наибольшая глубина вскрытия коренных источников связана с районом мелкогорья. Этим в значительной степени объясняется приуроченность подавляющего количества количества промышленных россыпей именно к мелкогорному ярусу рельефа. Кроме того, поднятие поверхностей выравнивания на различную высоту (опять-таки вследствие их разновозрастности) обусловило различие в уклонах продольных профилей рек в пределах различных уровней рельефа, убывающих от высокогорья к мелкогорью. Наибольшая выположенность продольных профилей в пределах мелкогорья создает добавочные преимущества для накопления в долинах рек золотоносного аллювия.

Последнему выравниванию предшествовал период неотектонической активности восходящих движений и эрозионного вреза амплитудой 200—400 м. В пределах этого вреза мы различаем уступы террас, ориентировка которых показывает, что они принадлежат древней речной сети, имеющей во многих случаях очертания, отличные от современных. Это комплекс наиболее высоких террас бассейна р. Эльги относительной высотой 250—450 м. Характер названных террас изучен слабо. По-видимому, на большинстве из них не сохранился аллювий или сохранился лишь в западинах рельефа террасовой поверхности. К этому комплексу эрозионных уровней относится поверхность, расположенная в вершине руч. Базовского, относительной высотой 370 м, где в связи с разведочными работами были изучены аллювиальные отложения погребенного каньона. Возраст их устанавливается как первая половина среднечетвертичного времени или даже как раннечетвертичный. Таким образом, эрозионный врез, предшествующий последнему этапу выравнивания, падает на раннечетвертичное — начало среднечетвертичного времени. С аллювием, вскрытым на Базовской седловине, связана промышленная россыпь золота. Можно предполагать, что и на других остатках высоких террас этого возраста могут быть обнаружены россыпи, приуроченные к западинам в коренном ложе террас и сохраненные от денудации. Однако трудности разведочных работ и малая вероятность встретить россыпь достаточно богатую, чтобы быть рентабельной для отработки (вследствие слабой сохранности высоких уровней террас), приводят к мнению о слабой перспективности этих террас в отношении промышленной россыпной золотоносности.

Во второй половине среднечетвертичного времени значительное ухудшение климатических условий привело к развитию первого четвертичного оледенения на Северо-Востоке СССР. К этому времени поверхность третьего этапа выравнивания (долоньинская) была уже сформирована, и на нее спускались ледники первого оледенения, покрывая ее ледниковыми отложениями. Следовательно, формирование самой молодой поверхности выравнивания относится к концу первой — началу второй половины среднечетвертичного времени. В бассейне Эльги отложения первой ледниковой эпохи сохранились в большинстве случаев в виде

большого количества эрратических валунов на долоньинской поверхности и реке в виде разрушенных моренных холмов (междуречье Утачана и Етаскана). Основные черты оледенения определялись тем, что ледники, выходя из центров оледенения на выровненную долоньинскую поверхность, сливались, образуя ледники подножия. Судя по распространению эрратических валунов, мощность ледников была значительной и достигала 300—350 м. Таким образом, если о времени первых этапов выравнивания и эрозионного вреза мы можем говорить лишь предположительно, то, начиная со времени эрозионного доледникового вреза, геохронология основных этапов развития рельефа становится более точной.

С этого же времени сохраняются в современном рельефе следы речной деятельности, по которым можно более или менее определенно восстанавливать рисунок древней речной сети. Следы речной деятельности более ранних этапов настолько невелики и разрозненны, что, восстанавливая рисунок речной сети того времени, можно делать лишь общие предположения исходя из истории развития структур и рельефа. Можно предположить, что до начала доледникового эрозионного вреза верхняя часть бассейна Индигирки являлась верховьями Пра-Яны и, следовательно, на территории бассейна Эльги находились крупные реки, протягивающиеся от предгорий хребта Сунтар-Хаята к низовьям Пра-Яны. В доледниковое время произошло обособление бассейнов рек Яны, Индигирки и Томпо, хотя площади верхних частей этих бассейнов были существенно отличными от современных. Районы распространения реликтов доледниковой речной сети, показанные на рис. 20, говорят о том, что значительные части бассейна р. Эльги принадлежали бассейнам Адычи и Томпо и небольшие части — бассейнам рек Иньяли и Ольчана. С реликтами долин доледниковой речной сети могут быть связаны доледниковые россыпи. Большинство этих долин расположено за пределами ледниковой экзарации, и, следовательно, россыпи не могут быть выпаханы льдом. Вместе с тем реликтовые долины, синхронные образованию поверхности третьего этапа выравнивания и приподнятые вместе с ней на относительную высоту в 150—220 м, значительно разрушены процессами денудации, что сильно затрудняет определение очертаний доледниковых долин и поиски связанных с ними россыпей. В этом отношении может оказать помощь составленная нами на основании дешифрирования аэрофотоснимков схема распределения долин доледниковой речной сети. Можно предполагать, что мощности рыхлых отложений в пределах этих долин небольшие, вполне доступные для шурфовочных работ.

После отступления льдов первого оледенения страна снова испытала энергичные восходящие движения, следствием которых явился эрозионный врез на 150—300 м. К этому времени относится новая перестройка рисунка речной сети, в которой, по-видимому, значительную роль сыграла аккумулятивная деятельность ледников первого оледенения. С этой речной сетью связан комплекс средневысотных террас межледникового возраста, имеющих довольно широкое распространение в бассейне р. Эльги. Период поднятия, во время которого эрозионный врез дошел до уровня коренного ложа современной долины Эльги и некоторых ее крупных притоков, сменился сравнительно кратковременным периодом неотектонического опускания, во время которого в долинах накопилась 50—70-метровая толща осадков (эльгинская толща). Таким образом, описанный эрозионный врез с комплексом средневысотных террас до 200—220 м относительной высоты является позднечетвертичным межледниковым, неотектоническое же опускание и отложение эльгинской толщи падает на конец межледниковья. Последнее подтверждается данными пыльцевого анализа эльгинской толщи.

Во время межледникового вреза, когда происходило расчленение мелкогорного яруса, россыпеобразование было наиболее интенсивным. С этим временем связаны наибольшая глубина вскрытия рудных тел и уже очень значительное количество металла, переведенного из рудных месторождений в россыпные. Сравнительно более теплый и влажный климат межледниковья приводил к большей интенсивности химического выветривания в элювиальную и делювиальную стадии, что вело к более полному разрушению породы в пределах рудных месторождений. Достаточно полное освобождение металла, поступающего со склонов в долины, и слабый перенос его, особенно в пределах выложенных профилями рек, характерных для мелкогорного рельефа, способствовали созданию новых месторождений. Вынос золотоносного аллювия из долин высоко поднятых к этому времени районов высокогорья и части среднегорья, а также активно действующие процессы вертикального переотложения приводили к обогащению золотом аллювия межледниковых террас за счет разрушения россыпей более древних уровней. В пределах межледниковых террасовых россыпей также шел процесс обогащения нижних уровней за счет разрушения верхних. В связи с изложенным очевидно промышленное значение аллювия межледникового возраста, до настоящего времени разведанного в бассейне р. Эльги, далеко не полно. Практический интерес представляют все эрозионные межледниковые уровни, так как вследствие меньших относительных высот террас и менее продолжительного периода денудации на их поверхностях повсеместно сохранились аллювиальные потенциально золотоносные отложения. Однако особый интерес представляют нижние уровни террас и коренные ложные долины, где вследствие процессов вертикального переотложения должны быть сосредоточены основные запасы россыпного металла. Отрицательную роль в эволюции россыпей сыграл этап регионального опускания в конце межледниковья. Разубоживание новых порций металла, поступающих из коренных источников, по толще аллювия повышенной мощности и захоронение террасовых россыпей нижних эрозионных уровней с выведением их из процесса вертикального переотложения препятствовали концентрации запасов в пределах коренного ложа. Однако этап опускания был непродолжительным и не оказал решающего влияния на процесс россыпеобразования в межледниковое время.

Во второй половине позднечетвертичного времени началось второе и последнее оледенение. Его трюги врезаны в долоньинскую поверхность на глубину около 150—200 м. Ледники спускались на аккумулятивную поверхность эльгинской толщи, являвшуюся в то время днищами долин, и заполняли эти долины на значительном протяжении. Ледниковой деятельностью были охвачены верхняя и средняя части бассейна р. Эльги. Сокращение площади позднечетвертичного оледенения происходило в четыре стадии, в каждую из которых ледники продвигались на все меньшее расстояние от центров.

В результате этого оледенения межледниковые речные долины оказались покрытыми ледниковыми отложениями, представленными как основной мореной, характеризующейся в разных районах различной мощностью, так и конечно-моренными дугами, подчеркивающими остановку ледников в каждую из четырех стадий.

После отступления льдов последнего оледенения снова начинается некоторое оживление восходящих неотектонических движений, что повлекло за собой и оживление эрозионной деятельности. Речная сеть, врезавшись на значительной части исследуемой территории в аккумулятивную эльгинскую толщу, сформировала уступ современной разведчинской террасы высотой в 25—40 м.

С этим временем связана послеледниковая перестройка речной сети, вызванная главным образом тем, что ледниковые аккумулятивные отложения во многих местах преградили путь речным потокам. В результате этой перестройки сформировался рисунок речной сети, в главных чертах сохранившийся до настоящего времени. Он в значительной степени обусловлен основными направлениями зон тектонических нарушений.

Ледниковая деятельность, будучи не в состоянии создать россыпи, играла вместе с тем отрицательную роль в эволюции россыпных месторождений, выпаживая ранее сформированные россыпи в районах экзарации и погребая их под толщей рыхлых отложений в районах аккумуляции. Выпахивающая деятельность, ограниченная районами высокогорья (т. е. районами слабого развития процессов россыпеобразования), не имела большого значения в бассейне р. Эльги. Зато аккумулятивная деятельность ледников, пространственно связанная с мелкогорным рельефом, затруднила на значительной территории поиски и разведку россыпей, превратив долинныи россыпи в погребенные. Кроме того, перестройка речной сети, связанная со вторым оледенением, привела к возникновению россыпей реликтовых межледниковых долин, как правило, также погребенных под мощными ледниковыми отложениями. Анализ рельефа позволяет довольно точно определить расположение реликтовых долин, однако разведка связанных с ними россыпей представляет ряд технических и экономических трудностей из-за необходимости проходки мощных толщ ледниковых отложений. Тем не менее, учитывая перспективность межледникового аллювия, участки реликтовых долин нужно непременно рекомендовать для разведывания. На территории, не охваченной последним оледенением, процессы образования новых россыпей шли, по-видимому, несколько замедленно из-за общего похолодания климата и изменения типа химического выветривания. Менее активно, по-видимому, протекает россыпеобразование и в послеледниковое время, когда формируются современные днища долин и пойменные террасы и откладывается аллювий голоценового возраста. Богатство локализованных в нем россыпей объясняется размывом более древних террасовых россыпей и переотложением материала на нижний уровень рельефа.

Колебательные движения, обусловившие при взаимодействии с экзогенными факторами основные этапы развития рельефа, а также изменение во времени основных закономерностей в соотношении денудации и аккумуляции не были однообразны в пространстве. Увеличение амплитуды вблизи центров поднятия и уменьшение ее к периферии привела к колебанию абсолютных высот в пределах одной и той же поверхности выравнивания, а также к различным относительным превышениям между последними. Интенсивность колебательных движений в различных участках исследуемой территории унаследована от тектонического развития бассейна Эльги в мезозое. Левобережная часть Эльги, область активного развития структур геосинклинального типа, и в кайнозое ведет себя значительно активнее правобережной части бассейна. Районы же максимальных амплитуд колебательных движений связаны, как правило, с районами внедрения батолитов.

Кроме региональных колебательных движений, для континентального периода развития чрезвычайно характерны движения блоковые дифференцированные. В отличие от региональных движений они быстро меняют в пространстве, а часто и во времени, интенсивность и направленность движений. Разбивая всю территорию на ряд участков различного неотектонического режима, блоки иногда оконтуриваются

очень легко, по ограничивающим их разломам (правобережье р. Томпо, верховье руч. Пожарного, бассейн Утачана), и тогда природа их движения по разрывным нарушениям, унаследованным в некоторых случаях от более ранних этапов развития, сравнительно ясна. Иногда же границы блоков расплывчаты, в рельефе видно лишь убывание или нарастание интенсивности движения блока в плане. В этих случаях можно предполагать флексуроподобные или куполообразные формы движений, и название «блоки» принимает условное значение. Блоковые движения определяют условия процессов сноса и накопления в каждом конкретном районе, создавая сложную мозаичную картину распределения участков денудации и аккумуляции рыхлых отложений, существующих в качестве категорий второго порядка внутри области преобладающей денудации, обусловленной восходящими колебательными движениями в верховьях р. Индигирки. Естественно, что при образовании россыпей решающее значение имеют условия различного режима накопления рыхлого материала именно в этих небольших и конкретных районах. Если сочетание колебательных движений с экзогенными процессами определило основную черту строения рельефа — его ярусность, то характер неотектонического режима блоков при взаимодействии с экзогенными факторами приводит к созданию различных более мелких категорий рельефа. В бассейне р. Эльги наблюдаются блоковые движения значительной контрастности, в связи с чем меняются в плане характер рельефа и мощности рыхлых отложений.

Крайними проявлениями контрастности блоковых движений являются, с одной стороны, блоки устойчивых опусканий — районы молодых межгорных впадин, с другой — блоки устойчивых активных поднятий — главным образом районы распространения интрузий. Между этими крайними случаями имеются блоки самой различной интенсивности движения, которые мы выделяем на карте тектоно-геоморфологического районирования. В направлении от блоков активного поднятия к блокам устойчивого опускания растут мощности аллювиальных отложений в долинах рек, достигая во впадинах более сотни метров; увеличиваются площади, занятые солифлюкционно-делювиальными шлейфами, и возрастают мощности отложений слагающих их; меняется характер склонов и процессов, происходящих на них, от очень крутых обвально-осыпных до пологих склонов солифлюкционно-делювиального сноса; меняются относительные высоты террас, а также их характер от смешанных с высоким цоколем до аккумулятивных и погребенных; колеблются относительные и абсолютные высоты поверхностей выравнивания и меняется степень их сохранности, возрастая в районах менее интенсивных движений; наконец, блоковыми движениями объясняется различная величина послеледникового эрозионного вреза в разных частях территории, в связи с чем отложения последнего оледенения местами приподняты на 25—40 м, местами лежат на поверхности, сливающейся с днищами долин (например, в районе слияния рек Аябы и Эльги).

Блоковые движения испытывают изменение не только в плане, но и во времени. Это удастся проследить в районах развития впадин, коренное ложе которых несет следы эрозионной расчлененности, возникшей при ином неотектоническом режиме; по эволюции террас, которые, будучи созданы при режиме умеренных восходящих движений, в дальнейшем местами погребаются под отложениями аллювия повышенной мощности или под отложениями склонов (изменение движения на отрицательное), местами же интенсивно уничтожаются денудацией (изменение движений в сторону большей интенсивности поднятия); по сложному рельефу наложенной гидросети с развитием погребенных каньонов. Отчетливо вид-

но изменение интенсивности и направления движения блоков во времени также по изменению характера склонов по вертикали. Хотя следы блоковых движений в бассейне Эльги устанавливаются только с раннечетвертичного времени (доледниковая впадина руч. Промежуточного и доледниковый погребенный каньон на седловине руч. Базовского), можно с уверенностью предполагать, что они имели место с начала континентального развития исследуемой территории. Доказательством может являться наличие верхнемеловых впадин в соседних районах (верховье р. Колымы) с близким тектоно-геоморфологическим развитием.

В общих чертах интенсивность блоковых движений связана с общим планом тектонического строения территории. Так, унаследованной от мезозойского времени является большая активность блоковых движений левобережной части Эльгинского бассейна. Однако прямой связи блоковых структур со складчатыми структурами мезозоя не наблюдается, и в пределах одной антиклинали или синклинали могут располагаться блоки различного неотектонического режима.

Блоковые движения во взаимодействии с экзогенными факторами рельефообразования оказывают огромное влияние на интенсивность и направленность процессов россыпеобразования в пределах различных блоков, а также на эволюцию россыпей и закономерность размещения их в рельефе. Блоковые движения контролируют интенсивность и характер процесса вертикального переотложения металла, играющего огромную роль в горных золотороссыпных районах. С неотектоническими движениями связано большое разнообразие геоморфологических типов россыпей, в том числе и таких сложных, связанных с неоднократной переменной знака движения блока, как россыпи террасоувалов, погребенных каньонов или россыпи погребенного коренного ложа межгорных впадин.

Из изложенного выше очевидно, какую огромную роль в изучении закономерностей размещения россыпных месторождений играет геоморфологический анализ. Наряду с металлогеническим анализом он является необходимой составляющей для прогнозной оценки территории и для направления поисково-разведочных работ. При анализе развития рельефа в золотороссыпных районах с целью выявления закономерностей в образовании и распространении россыпей необходимо составлять сначала возможно более детальную с предельной нагрузкой геоморфологическую генетическую карту, объективно отражающую характер строения и динамику развития рельефа, а затем на ее основе карту тектоно-геоморфологического районирования с возможно более детальным выделением районов различного тектоно-геоморфологического развития. Выделение последних является вместе с тем и выделением участков рельефа с различным характером процессов россыпеобразования, различной направленностью в эволюции россыпей и различными геоморфологическими типами их. Поэтому такая карта будет в то же время картой прогноза россыпных месторождений. Нанесение на нее границ металлогенического районирования позволяет выявлять районы различной перспективности. Наиболее перспективными окажутся те из них, в которых благоприятные металлогенические данные совпадут с благоприятным для образования и эволюции россыпей ходом развития рельефа. Для бассейна р. Эльги такими районами в пределах неразведанной территории являются почти все районы, расположенные в пределах Мугурдах-Селериканской золотоносной зоны, и особенно бассейн Малого Селерикана, а также значительные части бассейнов Артык-Юряха и Тонора, верхняя часть бассейна Арангаса и бассейны рек Утачана и Тирехтяха в их средних частях.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Баскович Р. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР.— Тр. Межвед. совещ. по разработ. унифицир. стратиграф. схем для Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Борисевич Д. В. Универсальная легенда для геоморфологических карт.— Землеведение, нов. серия, т. III (XLIII), 1950.
- Варсановьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. LXIV, вып. 2—3, 1932.
- Васьковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 10, Магадан, 1956.
- Васьковский А. П. Краткий очерк растительности климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959а.
- Васьковский А. П. Длинноногий бизон в отложениях смешанной высокой террасы реки Большой Чукучаннах в верховьях Колымы.— Бюлл. «Колыма», 1959б, № 12.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 16, 1963.
- Веснин В. В., Вийра В. И., Карташов И. П. История формирования ледникового рельефа в районе озера Джека Лондона.— Докл. АН СССР, т. 147, № 3, 1962.
- Гавриков С. И. Проявление колебательных движений земной коры в пермское, триасовое и юрское время в верховьях р. Индигирки.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12, 1958.
- Гавриков С. И., Родионов В. М. К характеристике и стратификации четвертичных отложений среднего течения р. Эльги. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 6, 1961.
- Дэвис В. М. Каменистые поверхности в аридном и гумидном климатах, 1930.— «Геоморфологические очерки», М., Изд-во ИЛ, 1962а.
- Дэвис В. М. Реки и долины Пенсильвании, 1899.— «Геоморфологические очерки», М., Изд-во ИЛ, 1962б.
- Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов.— Тр. НИИГА, т. 83, 1958.
- Ивернова М. И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане.— Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 49, 1952.
- Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Патомского нагорья (Ленского золотоносного района), условия их формирования и размещения.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, Россыпи, 1960.
- Казакевич Ю. П., Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, Россыпи, 1960.
- Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., Учпедгиз, 1947.
- Карташов И. П. Флювиальные процессы.— Тр. ВНИИ-1, Геол., вып. 29, 1957.
- Карташов И. П. О принципах построения геолого-геоморфологических прогнозных карт россыпей.— Тр. ВНИИ-1, Геол., вып. 37, 1958.

- Карташов И. П. Новые данные о стратиграфии антропогенных отложений и возрасте оледенений.— Бюлл. «Колыма», 1963, № 2.
- Карташов И. П., Шило Н. А. Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. III, 1960.
- Кашменская О. В. Четвертичные золотоносные отложения бассейна р. Берелёх.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 10, 1958.
- Кашменская О. В. Неотектонические движения в верхней части бассейна р. Колымы и их роль в процессе образования рельефа и россыпей.— Сб. «Четв. геол. и геоморф. Северо-Востока СССР». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 8, 1964.
- Кашменская О. В. О связи долин и золотоносных россыпей бассейна р. Берелёх с зонами тектонических нарушений.— Сб. «Четв. геол. и геоморф. Северо-Востока СССР». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 8, 1964.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. О доледниковых и межледниковых четвертичных отложениях в верховьях рек Колымы и Индигирки.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. О четвертичных отложениях бассейна Эльги и некоторых общих вопросах стратиграфии четвертичной системы в районе верховьев рек Индигирки и Колымы.— Сб. «Четв. геол., геоморф. и палеогеография Сибири». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. Изучение характера склонов в районах верховьев рек Колымы и Индигирки с целью выявления неотектонических движений.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 8, 1964.
- Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР.— Тр. ГГУ Главсевморпути, вып. 30, 1947.
- Краснов И. И. Применение аэрометодов при геологической съемке.— Метод. руковод. по геолог. съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, сб. МОИП, нов. серия, т. III (XLIII), 1950.
- Лапин С. С. Некоторые вопросы изучения россыпей.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, Россыпи, 1960.
- Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна руч. Промежуточного (система р. Индигирки).— Сб. «Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР». Тр. СВКНИИ, вып. 3, 1963.
- Марков К. К. Дэвис В. М. и Пенк В. Дискуссия у американских географов.— Изв. географ. об-ва, т. 77, вып. 3, 1945.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географиздат, 1948.
- Матвеев В. Т. Краткий металлогенический очерк Северо-Востока СССР.— Тр. ВНИИ-1, вып. 9, 1955.
- Мирчинк Г. Ф. К вопросу о геологии россыпных месторождений.— «Советская геология», 1940, № 5—6.
- Мирчинк С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении россыпей.— Сб. статей «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, Россыпи, 1960.
- Николаев Н. И. История развития основных представлений в геоморфологии.— Очерки по истории геол. знаний, вып. 6, 1958.
- Обручев С. В. Колымо-Индигирский край.— Геогр. и геол. очерк. М., Изд-во АН СССР, 1931.
- Орлова З. В. Спорово-пыльцевые спектры аллювия современных речных пойм Западной Чукотки и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 2.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Изд-во ИЛ, 1961.
- Петрусевич М. Н. Геологосъемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А. О некоторых особенностях новейших тектонических движений Верхояно-Колымской области.— Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Пиотровский М. В., Синюгина К. Я. Геоморфологическое изучение россыпей и задачи его дальнейшего развития.— Матер. Второго геоморф. совещ. АН СССР, 1959.
- Попов Ю. Н. Находка ископаемых трупов млекопитающих в мерзлых слоях плейстоцена северо-восточной Сибири.— Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1948, № 13.
- Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР.— Бюлл. совещ. по сейсмол., 1960, № 10.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое райониро-

- вание Северо-Востока СССР.— «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1962, № 12. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР Магадан, 1959.
- Рожков И. С. Размещение древних и ископаемых россыпей и факторы, контролирующие их образование.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. III, 1960.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 77, 1953.
- Скорняков П. И., Туницын Н. В. Геолого-геоморфологический очерк Охотско-Колымского края. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 10, 1936.
- Спирidonov А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952.
- Спрингс К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой зоны, 1958.
- Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения.— Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.» вып. IV, 1960.
- Тумаков А. И. Стратиграфия угленосных отложений Аркагалинского бассейна.— Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Хворостова З. М. и Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Хворостова З. М., Кашменская О. В. О поверхностях выравнивания в верховьях рек Индигирки и Колымы.— Сб. «Четв. геол., геоморф. и палеогеография Сибири», Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Чернобровкин В. В., Коврига Г. Е. и Китаева Н. И. Золотоносные россыпи Южного Сихотэ-Алиня и некоторые закономерности их размещения.— «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, 1960.
- Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.
- Шарков В. В. Применение аэрометодов при исследованиях четвертичных отложений.— Метод. руковод. по изуч. и геол. съемке четвертичных отложений, ч. 2, 1955.
- Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты.— «Сов. геология», 1956, № 53.
- Шило Н. А. Этапы формирования отложений молодых впадин Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности.— Тр. ВНИИ-1, геол., вып. 25. Магадан, 1957.
- Шило Н. А. Схема стратиграфии четвертичных отложений золотоносных районов Колымы и положение в ней россыпей.— Тр. совещ. по стратиграф. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959а.
- Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса.— Тр. ВНИИ-1, геол., вып. 44. Магадан, 1959б.
- Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Тр. ВНИИ-1, вып. 66. Магадан, 1961.
- Шило Н. А., Карташов И. П. Использование геоморфологических методов при поисках россыпных месторождений золота на Северо-Востоке СССР. Матер. Второго геоморфологического совещания АН СССР, 1959.
- Шило Н. А., Орлова З. В. Среднечетвертичный ледниковый спорово-пыльцевой комплекс из аллювиальных отложений бассейна р. Колымы.— «Сов. геология», 1960, № 8.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
- Эльянов М. Д. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы и Индигирки.— Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- King L. C. Canons of landscape evolution.— Bull. Geol. Soc. of Amer., vol. 64, № 7, 1953.
- Twiddle C. R. Some problems of slope development. J. Geol. Soc. of Australia; vol. 6 Part. 2, Adelaide, 1960.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
I. Физико-географическая характеристика и сведения о геолого-геоморфологической изученности	4
Физико-географическая характеристика	4
История исследования	8
II. Краткие сведения о геологическом этапе развития	13
III. История формирования рельефа	21
Неотектонические колебательные движения и основные этапы развития рельефа	21
Ледниковая деятельность	35
Речная деятельность	47
Некоторые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений в верховьях рек Индигирки и Колымы	75
О количестве и возрасте ледниковых эпох на Северо-Востоке СССР	76
О возрасте ископаемой флоры в верховьях Колымы и Индигирки	78
О стратиграфическом значении явления ожелезнения аллювиальных отложений в верховьях рек Колымы и Индигирки	81
Блочные неотектонические движения	83
Методика выявления блоковых движений в верховьях рек Колымы и Индигирки	83
Блочные неотектонические движения на территории бассейна р. Эльги	96
IV. Формирование россыпных месторождений и закономерности их размещения в рельефе	115
Роль взаимодействия колебательных движений с экзогенными процессами в образовании россыпей и основных закономерностях их размещения	116
Роль взаимодействия блоковых неотектонических движений с экзогенными процессами в преобразовании россыпей и закономерностях их размещения	118
Четвертичное оледенение и эволюция россыпных месторождений. Россыпи древней речной сети	133
Связь россыпеобразования с зонами тектонических нарушений земной коры	135
О возрасте россыпей	140
О роли геоморфологического анализа и геоморфологического картирования в прогнозной оценке россыпной золотоносности и направлении поисков россыпных месторождений	144
V. Заключение	155
Литература	164

*Кашменская Ольга Вадимовна,
Хворостова Зоя Михайловна*

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПЕЙ

Редактор *А. У. Китайник*
Художественный редактор *В. Г. Бурыкин*
Технический редактор *Т. П. Танакова*
Корректор *В. Г. Прохорова*

Сдано в набор 30 сентября 1964 г. Подписано в
печать 6 марта 1965 г. МН 06023. Бумага 70×108/16.
10,5 печ. л.=14,4 усл. печ. л.+3 вкл. 14,7 уч.-изд. л.
Тираж 1300.

Редакционно-издательский отдел СО АН СССР.
Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 159. Тито-
графия № 1. Новосибирск, Красный проспект, 20.
Цена 1 р. 03 к.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
50	14 сверху	высоких	средневысотных
50	21 сверху	»	»
62	10 сверху	среднечетвертич- ным	среднечетвертичным междундиковым
Вклейка	рис. 27	134 (б)	1034 (б)
89	25 сверху	Колесник	Калесник
117	17 сверху	объединению	обеднению
117	24 сверху	как с современной и древней	как с современной, так и с древней
161	16 снизу	привела	привели

«Геоморфологический анализ при поисках россыпей»