

**А. К. ТУЛОХОНОВ**



**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ЦИКЛЫ  
И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. К. ТУЛОХОНОВ  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ЦИКЛЫ  
И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ  
(НА ПРИМЕРЕ ШИЛКИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ)

3589  
Ответственный редактор  
д-р географ. наук А. Г. Золотарев



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1981



1 2  
УДК 551.4(571.55)+553.411.3

Тулохонов А.К. Геоморфологические циклы и россыпеобразование (на примере Шилкинского среднегорья). - Новосибирск: Наука, 1981.

В работе делается попытка рассмотреть историю развития рельефа на основе теории геоморфологических циклов (морфоциклов). Подобный подход позволяет логически обосновать главные рубежи геологической истории позднего мезозоя и кайнозоя Восточного Забайкалья и возраст составных элементов современного рельефа. Установлена тесная связь эволюции россыпеобразования с историей развития рельефа. Предложена методика количественного прогнозирования россыпной металлоносности с использованием методов математической статистики.

Книга рассчитана на широкий круг геоморфологов, геологов и географов.

Т  $\frac{20801-806}{055(02)-81}$  285.81.1904010000.

© Издательство "Наука", 1981.

Познание истории развития рельефа, изучение особенностей формирования и возраста коррелятных отложений – необходимое условие успешных поисков россыпных месторождений металлов и других полезных ископаемых. Решение этих вопросов позволяет реконструировать ландшафты геологического прошлого и выделить среди них наиболее благоприятные для россыпеобразования. Особое значение палеогеоморфологические исследования приобретают в давно эксплуатирующихся горнорудных районах, к числу которых относится и Шилкинское среднегорье. Здесь легкодоступные россыпи в пределах современных долин в значительной мере отработаны, а дальнейшие перспективы золотодобычи связаны в основном с поисками погребенной гидросети и других форм древнего рельефа–потенциальных коллекторов россыпного металла.

Таким образом, достаточно отчетливо обозначаются темы, решению которых и посвящена настоящая работа: а) выделение и характеристика основных этапов развития рельефа, изучение особенностей формирования и возраста коррелятных образований; б) исследование закономерностей размещения россыпей в рельефе и выявление связи россыпеобразования с историей геоморфологического развития исследуемой территории.

Однако в конкретных условиях решение этих вопросов затрудняется, и прежде всего в методическом отношении. В частности, остается дискуссионной проблема определения нижней возрастной границы современного рельефа Восточного Забайкалья; практически не изучены историко–генетические взаимоотношения между различными элементами геоморфологического строения. Эти причины и определили методический подход автора к исследованию истории формирования рельефа с позиции учения о геоморфологическом этапе развития Земли и цикличности рельефообразования, успешно развиваемого И.П. Герасимовым [Герасимов, Мещеряков, 1964; Герасимов, 1970; и др.] и его научной школой. В работе также затрагиваются взаимосвязанные проблемы, вытекающие из современных представлений о морфоструктуре и морфоскульптуре, теории геоморфологических циклов и поисковой геоморфологии.

Такая постановка исследований определяется прежде всего тем, что основные геологические события, создавшие главные черты современного рельефа Шилкинского среднегорья, произошли во временных границах геоморфологического этапа развития Земли, охватывающего часть мезозоя и кайнозой. В этом же интервале геохронологической шкалы формировались разнообразные генетические и возрастные типы металлосодержащих отложений рассматриваемой территории, промышленная значимость которых во многом определяется особенностями ее геоморфологического развития.

Практическое значение выдвинутых задач осуществлялось на основе изучения общих закономерностей строения и морфологии рельефа, литологии рыхлых отложений, анализа геологических взаимоотношений разновозрастных осадков и их геоморфологического положения, выполненных автором по результатам исследований в различных районах Восточного Забайкалья. Для обоснования возраста отдельных элементов рельефа широко использованы результаты морфофациального анализа коррелятивных осадков.

Теоретические обобщения и прикладные выводы базируются на результатах палинологических, рентгеноструктурных, термических, химических и пробирных анализов, определений пробности и химического состава минералов, выполненных в лабораториях ЦНИГРИ, ЗабНИИ, Читинского и Иркутского геологических управлений, ВНИПИгорцветмет. В процессе исследований также просмотрено и задокументировано большое количество шурфов, буровых скважин и естественных обнажений, отдешифрированы аэрофото- снимки на ключевые участки территории.

При написании настоящей работы и аргументации отдельных положений использованы результаты исследований тематических экспедиций ЦНИГРИ, географического факультета МГУ, ВСЕГЕИ, Института географии АН СССР и поисково-съёмочных партий Читинского управления, а также материалы Р.М. Файзуллина и Д.М. Турчиновой, с которыми автор проводил совместные геолого-геоморфологические исследования россыпной металлоносности отдельных районов Восточного Забайкалья.

ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА  
И КОРРЕЛЯТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ1. К истории исследований

История геолого-геоморфологических исследований Шилкинского среднегорья неразрывно связана с историей открытия и освоения его природных богатств. В 1777 г. в бассейне р. Шилки было открыто первое золоторудное месторождение в Забайкалье, а позже, в 1829 г., и россыпное золото. С этих пор началось систематическое изучение и освоение полезных ископаемых края. В процессе поисков и добычи металла было пройдено большое количество горных выработок, опробованы рыхлые отложения многих долин. Однако ценные геологические материалы, полученные в результате этих работ, безвозвратно утеряны.

С началом строительства Транссибирской магистрали развертывается качественно новый этап геолого-геоморфологического изучения территории. В работах А.Э. Гедройца, А.П. Герасимова и В.А. Обручева дана орогидрографическая характеристика территории, описаны основные стратиграфические и магматические комплексы. В 20-40-х годах В.А. Обручев более детально изложил свои представления о строении рельефа и геологии Забайкалья, которые не утратили своей научной ценности и в настоящее время. Он впервые подчеркнул роль разрывных нарушений и глыбовой тектоники в формировании складчатых зон. Важным является и то обстоятельство, что материалы забайкальских исследований легли в основу представлений В.А. Обручева о неотектоническом этапе развития земной коры, сыгравших большую роль в становлении геоморфологии и других смежных наук [Обручев, 1951].

В предвоенные годы наряду с поисками рудных месторождений большое внимание уделяется изучению рыхлых отложений и связанных с ними металлоносных россыпей. Наиболее интересными из них являются комплексные геолого-геоморфологические исследования Б.А. Максимова, проведенные в долине р. Шилки и ее притоках. Его заслугой является первое описание озерно-аллювиальных отложений "белесой" толщи и террасовых комплексов Восточного Забайкалья, выяснение генезиса россыпей и основных факторов, влияющих на их размещение в рельефе.

В 1948 г. Н.А. Флоренсов публикует первую крупную работу о геоморфологическом строении Забайкалья. В более поздних его

работах особое место занимают вопросы исследования механизма образования и эволюции впадин забайкальского типа, геологоструктурного районирования [Флоренсов, 1960]. Он подчеркивает определяющую роль структурных элементов древнего фундамента в формировании современного рельефа Забайкалья. Обобщение этих работ позволило Н.А. Флоренсову [1967; Проблемы эндогенного..., 1976; и др.] выдвинуть ряд новых понятий о геоморфологических формациях и структурах и внести существенный вклад в разработку теоретических положений современной науки о земном рельефе.

Вторая половина 50-х годов ознаменовалась широким развитием прикладных исследований сотрудников НИГРИЗОЛОТО (позднее ЦНИГРИ) В.С. Зориной (1967, 1971), С.Г. Мирчинк (1959, 1961), Н.А. Фогельман (1968 и др.). Основное внимание в этих работах уделяется изучению геолого-геоморфологического строения мезокайнозойских впадин центральной части Восточного Забайкалья и установлению закономерностей размещения полезных ископаемых.

Большой вклад в познание строения рельефа и изучение стратиграфии рыхлых отложений Шилкинского среднегорья внесли многолетние исследования (1958-1977 гг.) Комплексной Восточной экспедиции МГУ под руководством С.С. Воскресенского и Ю.Г. Симонова [Геоморфологические исследования, 1965]. Они проводили региональные геоморфологические исследования многих районов Забайкалья и разработали качественно новые методические приемы исследований рельефа. Опираясь на обширный фактический материал, Ю.Г. Симонов создал концепцию регионального геоморфологического анализа, в которой нашли отражение проблемы морфоструктурного анализа, вопросы морфолитогенеза в различных формах рельефа и пути практического решения многих прикладных задач геоморфологии [Симонов, 1972, 1974].

Из других крупных работ, посвященных изучению морфологии земной поверхности этого региона, следует отметить исследования В.П. Чичагова (1964, 1974), в которых дана характеристика морфоскульптуры, поверхностей выравнивания и кор выветривания Центрального и Восточного Забайкалья и некоторых сопредельных территорий. Вопросы морфоструктурного районирования освещаются в трудах Ю.А. Зорина (1971), И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.И. Сапожниковой (1975), Г.И. Менакера (1974, 1976).

Палеогеоморфологические реконструкции невозможны без изучения стратиграфии кайнозойских отложений. Решению этих вопросов уделяется большое внимание в трудах Е.И. Корнутовой, Е.Б. Хотинной, В.В. Заморуева (1974). Благодаря их работам выделены основные стратиграфические комплексы неоген-антропогенных отложений, описаны опорные разрезы, на основании которых создана одна из первых стратиграфических схем расчле-

нения позднекайнозойских отложений Восточного Забайкалья.

Вопросы истории развития рельефа и новейшей тектоники Восточного Забайкалья рассматриваются в публикациях А.И. Сизикова, Г.Ф. Уфимцева (1965), Г.Ф. Уфимцева (1971), Г.Ф. Уфимцева, А.И. Сизикова (1974).

Проблемы геоморфологии, тектонического строения и геологии мезокайнозойских отложений рассматриваются в трудах Ю.П. Писцова (1963, 1966, 1968), Г.Г. Мартинсона (1961), Б.В. Рыжова (1964, 1971), Р.М. Файзуллина (1968, 1971) и многих других исследователей.

## 2. Теоретические основы исследований

При палеогеоморфологических реконструкциях основным объектом исследований чаще всего являются достаточно крупные формы рельефа – морфоструктуры, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных сил при ведущей роли эндогенного фактора [Герасимов, Мещеряков, 1964а; Герасимов, 1967]. Отсюда логично предположить, что изучение истории развития рельефа и определение его возраста должно быть неразрывно связано с анализом эволюции конформных тектонических структур [Герасимов, 1959; Марков, 1948; Коржув, 1974; Криволицкий, 1971, 1977; Худяков, 1970].

В орогенных зонах мезозойской складчатости Забайкалья формирование главных тектонических структур, многие из которых в той или иной мере выражены в современном рельефе, относится к завершающей фазе позднемезозойского тектоно-магматического цикла, наиболее активно проявившегося в позднеюрско-раннемеловое время [Писцов, 1966; Фогельман, 1968; Волчанская и др., 1975]. С этого рубежа, собственно, и начинается история развития рельефа Шилкинского среднегорья и оформление его структурной основы. В кайнозое развитие рельефа носило большей частью унаследованный характер и проходило на фоне возрастания роли экзогенных факторов рельефообразования.

В нашем представлении отрезок геологического времени, начиная с рубежа поздней юры-раннего мела, соответствует геоморфологическому этапу в развитии Земли, на протяжении которого, как указывают И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков (1964б), и произошло формирование наиболее крупных элементов земной поверхности. Применительно к территории Восточного Забайкалья такими формами рельефа могут служить сводово-глыбовые участки земной коры, имеющие большей частью горст-антиклинальную природу, и разделяющие их относительно опущенные блоки земной коры [Фогельман, 1968]. Эти морфоструктуры не однородны по своему строению и имеют различие в истории тектонического развития.

Одна из основных задач палеогеоморфологических исследований — определение времени возникновения и преемственности развития морфоструктур различных таксономических рангов. Наиболее объективно такая задача решается на основе анализа цикличности рельефообразования и коррелятного ему осадконакопления и корообразования, отражающих в свою очередь периодичность геологических явлений разных порядков [Чемяков, 1970; Сваричевская, Селиверстов, 1970]. Вслед за этими авторами мы считаем, что именно такой подход позволяет объяснить многие дискуссионные вопросы происхождения и развития макро- и мезоформ земной поверхности в регионах с длительной и полициклической историей тектомофрогенеза. Естественно, что при этом для каждого отрезка геологического времени следует выяснять закономерности развития рельефа и на основе морфофациального анализа коррелятных отложений, изучения стратиграфических несогласий, поверхностей выравнивания и т.д. выделить главные возрастные рубежи эволюции рельефа исследуемой территории.

По Ю.Ф. Чемякову (1964, 1973), морфоцикл (или геоморфологический цикл) представляет собой временной интервал истории развития рельефа, характеризующийся закономерной циклической сменой контрастного рельефа выровненным, происходящей на фоне поступательно-направленного процесса морфогенеза. В каждом цикле достаточно отчетливо выделяются две фазы развития: первая, мобильная (орогенная), соответствует времени тектонической активности и сопровождается дифференциацией рельефа, накоплением грубообломочных отложений, проявлениями магматизма; вторая фаза, относительно стабильная, характеризуется затуханием тектонической активности, в рельефе ей соответствует формирование полигенетической поверхности выравнивания. Конечный результат геоморфологических циклов и соотношение между эндогенной и экзогенной составляющими рельефа определяется их длительностью и амплитудой тектонических движений орогенной фазы.

В геологической истории того или иного региона можно выделить разное количество морфоциклов. Однако для нас наибольший интерес представляют те из них, следы которых нашли отражение в строении современного рельефа. Свидетельством существования таких морфоциклов служат разновозрастные поверхности выравнивания и разделяющие их (в областях поднятий) уступы, ритмичность осадконакопления и корообразования и другие явления, определяемые периодичностью крупных региональных и планетарных геологических процессов [Лунгерсгаузен, 1963; Синицын, 1964].

Анализируя последовательность формирования поверхностей выравнивания и их деформацию, И.П. Герасимов (1970) выделяет в рамках геоморфологического этапа развития Земли три крупных макроцикла, соответствующих наиболее важным этапам в

формировании современного рельефа. Первый цикл определил формирование базальной для современного рельефа поверхности выравнивания или глобального пенеппена. К следующему макроциклу относится возникновение кайнозойского денудационно-ярусного (в возвышенных районах) и аккумулятивно-пластового (в пониженных районах) рельефа, обусловленного фазами усиления или ослабления тектонической активности земной коры. Завершает геоморфологический этап антропогеновый макроцикл формирования речных террас, предопределенный характером неотектонического развития субстрата и климатическими факторами морфогенеза.

В масштабе региональных исследований эти циклы дифференцируются на более узкие отрезки времени (фазы) или стадии в соответствии с особенностями геолого-геоморфологического развития территории. Рассматривая соотношение процессов дифференциации и последующего выравнивания, их роль в формировании современного рельефа, необходимо отметить, что для более древних этапов развития ведущая роль принадлежит формам земной поверхности, образовавшимся в орогенную фазу морфоциклов. К ним в первую очередь относятся крупные морфоструктуры, возникшие в завершающую стадию позднемезозойского орогенеза. Одновозрастные формы экзогенного рельефа сохраняются намного хуже, и их реконструкция осуществляется лишь по отдельным фрагментам или в погребенном состоянии.

Таковы в общих чертах теоретические принципы, лежащие в основе предлагаемой работы. На их базе можно наметить направления исследований для решения тех задач, которые были поставлены выше.

Одной из важнейших задач теоретической и прикладной геоморфологии является определение возраста современного рельефа и реконструкция его облика на всех этапах его формирования в тесной связи с историей развития конформных тектонических структур. Оптимальное решение этой задачи возможно при условии анализа цикличности рельефообразования в рамках геоморфологического этапа развития Земли, а при региональных исследованиях — с момента возникновения тектонических структур, определенное подобие которых сохраняется в современном рельефе.

Ведущим методом восстановления рельефа прошлых геологических эпох является изучение фрагментов поверхностей выравнивания и анализ взаимосвязей рельефообразования и коррелятивного осадконакопления.

### 3. Краткие сведения о геологическом строении субстрата современного рельефа и его развитии

Анализ геологического строения территории — необходимое условие не только региональных, но и прикладных палеогеоморфологических исследований. Это объясняется влиянием литоморф-

ных свойств, степени метаморфизма коренных пород и характера тектонической раздробленности территории на формирование современного рельефа, а также необходимостью комплексного рассмотрения всех компонентов, участвующих в процессе россыпеобразования.

Здесь излагаются в основном опубликованные материалы Читинского геологического управления и дается краткое геологическое описание основных стратиграфических комплексов, магматических образований и тектонических структур, картируемых на рассматриваемой территории.

Наиболее древними стратифицированными образованиями Шилкинского среднегорья являются нижнекембрийские отложения кулиндинской свиты, сформированные в эвгеосинклинальных условиях в пределах Нерчинско-Куэнгинской зоны раннепалеозойской консолидации и Боршовочного антиклинория. Границей между этими крупными тектоническими структурами Восточного Забайкалья служит Монголо-Охотский глубинный разлом [Фогельман, 1968]. Низы свиты сложены амфиболитами, кварцитами, мраморизованными известняками и сланцами, сменяющимися вверх по разрезу прослоями песчаников, кварцитов и метаэффузивов спилито-диабазовой формации. Общая мощность этих отложений оценивается в 3000 м. Преимущественное развитие они получили на правом берегу р. Шилки, где из них сложены антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного, реже северо-западного или субширотного простирания.

С осадками кулиндинской свиты одновозрастны нижнепалеозойские гранитоиды, картируемые на Шилка-Урульгинском междуречье.

В среднем палеозое область Монголо-Охотского пояса испытывала погружение, что привело к накоплению геосинклинальных существенно терригенных осадков макаровской свиты, выделенных в пределах узкого тектонического блока в верховьях р. Урульги. В составе свиты преобладают филлитовидные сланцы, алевролиты, аркозовые песчаники, в подчиненном значении присутствуют кварциты, прослои конгломератов и метаэффузивов. Суммарная их мощность определяется в 200-250 м.

Замыкание раннегерцинской геосинклинали произошло в среднем карбоне и сопровождалось образованием крупных многофазных гранитоидных массивов: Северо-Шилкинского, Теленгуйского и других, вытянутых согласно с общим простиранием складчатых структур. Они сложены преимущественно умеренно кислыми биотитовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, относимыми к ундинскому интрузивному комплексу. Гранитоиды главной фазы сопровождалась дайками и жилами микродиоритов, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиритов, лейкократовых гранитов и пегматитов. По данным Р.М. Файзуллина

(1971), минерализация установлена в кварцитах, джеспилитах, гидротермально измененных телах ультраосновных и основных пород, а также в кварцевых жилах, тяготеющих по времени к интрузиям гранитоидов ундинского комплекса. В целом металлогения, связанная с палеозойским магматизмом в Восточном Забайкалье, изучена еще недостаточно.

В триас-юрское время возникают три структурно-формационные зоны: Северо-Даурский свод, Ингодино-Шилкинский прогиб и Боршовочное антиклинорное поднятие. В пределах Северо-Даурского свода формируются интрузии гранитоидов и габброидов аманского комплекса; в верхней юре происходит внедрение амуджиканских малых интрузий гранит-порфирового ряда, сопровождаемых излияниями лав преимущественно дацитового состава. Ведущей формой тектонических движений здесь являлись глыбовые дислокации, главным образом положительного знака.

В Ингодино-Шилкинском прогибе идет накопление вулканогенно-осадочных толщ триасового возраста, трансгрессивно залегающих на полимиктовых песчаниках и конгломератах чиронской свиты. Все эти отложения дислоцированы, частично метаморфизованы гранитоидами сретенского, амуджиканского и кукульбейского комплексов.

Боршовочная структурно-формационная зона в среднеюрское время представляла собой арену интенсивного магматизма. На исследуемой территории гранитоиды боршовочного комплекса широко распространены на Ундино-Урульгинском междуречье, по правобережью р. Шилки, где они слагают краевые части крупных массивов. В центральных частях интрузий обычно доминируют крупнопорфировидные биотиты, реже лейкократовые и аляскитовые граниты. На краях порфировые выделения сокращаются в размерах либо полностью исчезают. Жильная и дайковая фации представлены пегматитом (с морионом, бериллом, турмалином, топазом) и аплитами. На водоразделе рек Унды и Шилки отдельные интрузии боршовочных гранитоидов в результате воздействия экзогенных процессов образуют причудливой формы останцовые горы и отдельные скалы.

Среди верхнеюрских интрузий выделяются породы субвулканического комплекса—диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры. Как отмечают многие исследователи, с юно-киммерийским тектоно-магматическим циклом связано формирование основной массы рудопроявлений и месторождений золота и других полезных ископаемых Восточного Забайкалья [Геология и закономерности..., 1970]. Пространственно они тяготеют к узлам пересечения крупных тектонических разломов северо-восточного простирания с поперечными разрывными структурами. К этим зонам также приурочены инъекции позднеюрских даек и малых интрузий и многочисленные тела гидротермально-метасоматически измененных пород.

Основная группа месторождений и рудопроявлений в пределах исследованных рудных узлов относится к кварц-шеелитовой и сульфидно-кварцевой формациям. Последняя охватывает основную группу юно-киммерийских месторождений и рудопроявлений, представленных главным образом полями кварцевых и кварц-турмалиновых жил с различным содержанием сульфидов, реже минерализованными зонами дробления и рассланцевания.

В конце юры по периферии сводовых поднятий возникают приразлопные впадины, в которых происходит накопление континентальных терригенно-угленосных толщ березовской серии [Писцов, 1966]. К этапу грабенообразования Н.А. Фогельман (1968) относит появление так называемого криптовулканического комплекса, в строении которого участвуют кислые вулканы и эксплозивные брекчи нижнего мела. Часто эти интрузии прорывают юрские плагиигранит-порфиры и палеозойские гранитоиды.

С этими магматическими образованиями генетически ассоциирует раннемеловая эпитермальная минерализация балейского типа, получившая распространение в пределах некоторых позднемезозойских впадин Шилкинского среднегорья. Практически все известные здесь рудопроявления принадлежат к халцедоновидно-кварцевой формации.

В период заключительной фазы мезозойской активизации тектонические усилия выражались преимущественно в форме дифференцированных блоковых подвижек по системе взаимопересекающихся разломов. Это привело к широкому развитию горст-антиклинальных и грабен-синклинальных структур, многие из которых, унаследованно развиваясь, сохранились в современном рельефе. Общая дифференциация территории отразилась на возникновении многочисленных зон разрывных нарушений и пологих надвигов. Особенно усилилась роль северо-западных и субмеридиональных разломов, являющихся поперечными или кососекущими по отношению к общему северо-восточному простиранию палеозойских и раннемезозойских структур. Все это предопределило современную ориентировку и расположение горных хребтов, линейно-вытянутых межгорных впадин.

4. Морфоцикл формирования  
позднемезозойской структурной основы рельефа  
и позднемел-палеогеновой поверхности выравнивания

Поздняя юра – ранний мел

В настоящее время достаточно признанным является тот факт, что главные макроформы рельефа, составляющие основу современного орографического плана Восточного Забайкалья, имеют позднемезозойское заложение [Зорин, 1967; Уфимцев, Сизиков, 1974; и др.]. Они представлены сводовыми горными сооружениями, соответствующими в тектоническом строении горст-антиклинальным структурам или антиклинориям, а также межгорными понижениями, унаследовавшими контуры грабен-синклинальных впадин. Формирование этих структур связано с замыканием геосинклинальных прогибов и активизацией тектонических движений и магматогенных процессов в завершающую фазу мезозойского тектоно-магматического цикла на рубеже поздней юры и раннего мела. Этот вывод имеет особое значение с позиции теории геоморфологических циклов, так как позволяет выделить рассматриваемый период в качестве первой орогенной стадии в развитии современного рельефа Восточного Забайкалья и тем самым логически обосновать нижнюю границу временного интервала исследований. В прикладном отношении анализ позднемезозойского этапа развития рельефа позволяет более полно и объективно выявить палеогеоморфологические условия начальных эпох россыпеобразования, начиная непосредственно с момента выведения на дневную поверхность очагов мезозойской эндогенной минерализации, с разрушением которых связано формирование всех известных месторождений россыпного металла исследуемой территории. Таким образом, в рамках геологического времени от позднего мезозоя и включая весь кайнозой теоретические вопросы изучения истории развития рельефа тесно переплетаются с задачами поисковой геоморфологии, что существенно увеличивает практическую значимость проводимых исследований.

Основная причина позднемезозойской структурной дифференциации Восточного Забайкалья – внедрение крупных многофазных интрузий преимущественно гранитоидного состава в верхние слои земной коры. Это привело к возникновению сводовоглыбовых структур различного таксономического ранга. К характерным примерам подобных макроформ рельефа можно отнести области Даурского, Олекмо-Станового, Ундино-Газимурского сводовых поднятий [Томсон, Кочнева, 1969; Зорин, 1971]. Разделяющие эти своды участки земной коры соответствуют зонам тектонических прогибов (рис. 1). Границами выделяемых структур в большинстве случаев являются зоны глубинных разломов (линеаменты) и их боковые ветви. Из линеаментов северо-восточного направле-

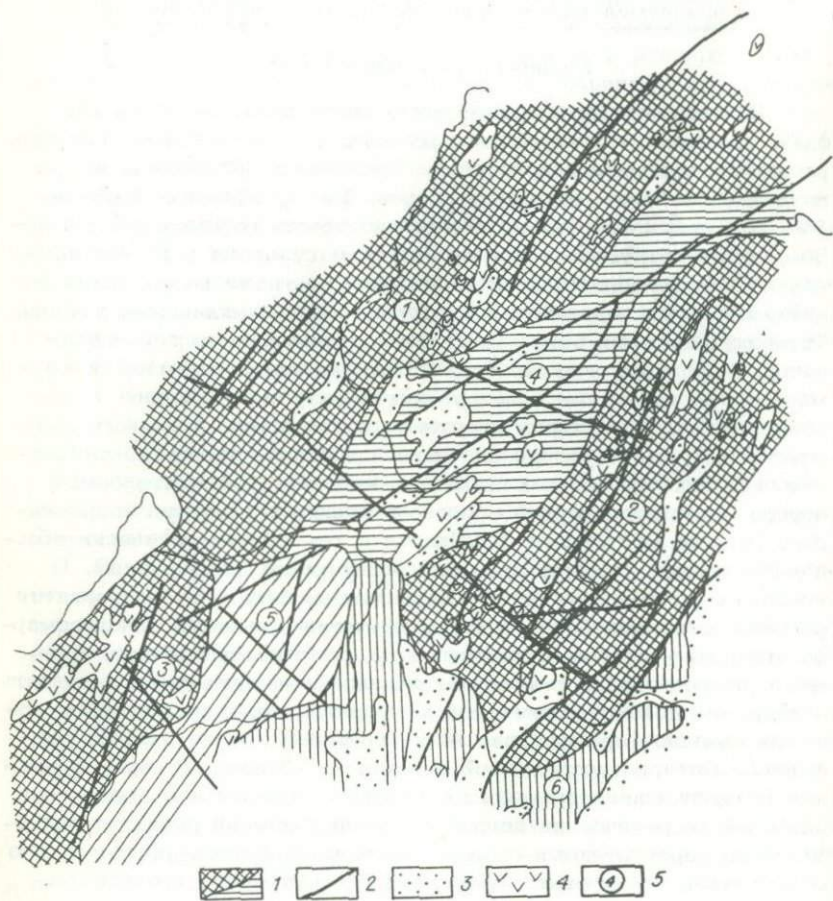


Рис. 1. Карта-схема морфоструктурного районирования Восточного Забайкалья.

1-границы морфоструктур; 2-главные разломы; 3-позднемезозойские впадины; 4-верхнеюрские интрузии; 5-морфоструктурные районы (цифры в кружках: 1-Олекмо-Нерчинский; 2-Восточно-Забайкальский; 3-Даурский; 4-Шилкинское среднегорье; 5-Агинская плита; 6-Приаргунский).

ния наибольшее морфоструктурное значение имеют Монголо-Охотский краевой шов, Боршовочный разлом и другие крупные нарушения земной коры. Секушими по отношению к ним выступают тектонические элементы северо-западного простирания, подобные Дарасуно-Кличкинской сквозной структуре [Кочнева, 1972]. В плане эти нарушения ограничивают мозаично расположенные блоки земной коры, характеризующиеся различными литолого-петрографическим составом, степенью магматической насыщенности, а отсюда и своеобразием металлогенической специализации.

По результатам геофизических исследований Ю.А. Зорина (1971), сводовые сооружения Восточного Забайкалья в результате насыщенности интрузиями кислых гранитоидов имеют несколько большую мощность земной коры (на 1,5-2 км), чем требуется по условиям изостазии. Поэтому эти структуры испытывают слабое воздымание в соответствии с направлением сил, стремящихся привести блоки земной коры в состояние равновесия. В противоположность поднятиям в зонах относительных опусканий распространены более плотные вулканогенно-осадочные породы, вследствие чего они находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию; в тектоническом отношении они более стабильны. Такое развитие позволяет рассматривать межгорные понижения в качестве зон длительной аккумуляции отложений, в которых, в свою очередь, заключена обширная информация об истории развития коррелятного рельефа. Расшифровка этой информации тем более важна, что в современном рельефе многие детали позднемезозойской поверхности не сохранились. Если с определенной долей уверенности выделять крупные структурные элементы рельефа этого времени, то реально судить о морфоскульптуре и динамике рельефообразующих процессов можно только с помощью морфофациальных (морфолитогенетических) приемов исследования разновозрастных осадков.

Мощность и литолого-фациальный состав позднемезозойских осадков во многом определяется особенностями тектонического строения и развития конседиментационных структур. В грабен-синклинальных впадинах, расположенных по периферии Восточно-Забайкальского сводового поднятия, Ю.П. Писцов (1966) мезозойские отложения объединяет в березовскую серию, которая с резким угловым несогласием залегает на эффузивно-осадочных породах шадоронской свиты позднеюрского возраста и перекрывается чехлом кайнозойских образований.

В составе березовской серии выделяются (снизу вверх):

1) тургинская свита, представленная монотонной толщей тонко переслаивающихся горизонтально-слоистых алевропелитовых осадков, накапливающихся в крупных сравнительно глубоких озерных бассейнах. Ближе к бортам впадин озерные фации замешаются грубообломочными породами гравитационного происхождения. Мощность 300-1000 м;

2) кутинская свита включает песчано-конгломератовые прослойки аллювиальных отложений с некоторым утонением гранулометрического состава к кровле. В верхних горизонтах наблюдаются мощные пласты бурых углей. В Харанорской, Приаргунской и Шилка-Арбагарской впадинах угленосные толщи кутинской свиты имеют промышленное значение. Мощность 300-1200 м;

3) аргунская свита характеризуется широким развитием мощных силлов и даек андезито-базальтов, прорывающих горизонтально залегающие озерно-аллювиальные толщи алевритов и песчаников. Мощность 20-250 м;

4) замыкает комплекс позднемезозойских осадков шилкинская свита, представленная валунно-галечными конгломератами и конгломерато-брекчиями аллювиального и гравитационного происхождения. Мощность 200-1200 м.

Во впадинах синклинального типа (с подчиненным развитием разломной тектоники) в центральной и северо-восточной частях Восточного-Забайкальского свода позднемезозойские отложения представлены усть-карской свитой мощностью до 1500 м. Ее отложения накапливались в основном в условиях мелководных озерных бассейнов и состоят преимущественно из разнообразных по размеру и окатанности песчано-галечных фракций. В верхах свиты наблюдаются интрузии гранитоидов. В Усть-Карской и Ундино-Даинской впадинах породы усть-карской свиты перекрываются осадками шилкинской свиты. Возраст рассматриваемых отложений по палинологическим данным и определениям малакофауны, как указывает Ю.П. Писцов (1966), имеет интервал от поздней юры до второй половины раннего мела.

В качестве конкретного примера, иллюстрирующего структурные особенности позднемезозойских впадин, предлагается рассмотреть строение Шилка-Арбагарской впадины.

В тектоническом отношении эта впадина представляет собой грабенообразную структуру с элементами синклинального залегания осадочных пластов фундамента. В поперечном разрезе впадина резко асимметрична. Если южный борт ее крутой и совпадает с крупным разломным нарушением северо-восточного простирания, то по северному борту нижнемеловые породы, подстилаемые эффузивными и туфогенными породами верхней юры, имеют пологое падение ( $15-20^{\circ}$ ) к центру депрессии. Вдоль длинной оси в профиле впадины наблюдаются участки относительного погружения в виде изолированных мульд, сложенных верхней (угленосной) свитой раннемелового возраста и разделенных участками поднятий. Такие мелкоблоковые структуры в определенной степени отражают морфологию фундамента впадины. Строение дна впадины, в свою очередь, весьма неоднородно. Его рельеф определяется сочетанием взаимопересекающихся систем разрывных нарушений, часть из которых сопровождается лавовыми излияниями. Кроме того, структура впадины осложняется на некоторых участках не-

однородностью литологического состава пород, слагающих ее основание.

В контурах многих впадин, как было отмечено выше, выявлены крупные месторождения бурых углей, имеющих промышленное значение. Это обстоятельство в значительной степени облегчает изучение стратиграфии позднемезозойских отложений. По результатам разведочного бурения и эксплуатации Арбагарского бурогольного месторождения разрез впадины можно представить в следующем виде.

1. В основании меловых отложений впадины залегают конгломераты, плотно сцементированные алевролетами и карбонатами. Обломочный материал состоит из средне- и крупноразмерных галек кварца, гранита, эффузивов и туфогенных пород. Окатанность материала различная, наряду с угловатыми обломками встречаются хорошо окатанные гальки уплощенной формы. Цвет отложений красновато-бурый и серый. Конгломераты довольно часто переслаиваются с алевролитами и песчаниками. Текстура этих осадков косослоистая субгоризонтальная. В сухом состоянии слои алевролитов легко отделяются друг от друга по плоскостям наслонения. Мощность нижнего горизонта достигает 200-250 м.

2. Стратиграфически выше залегает 500-метровая толща алевролитов, переслаивающаяся в низах с прослоями (5-30 см) мелкозернистых песчаников. Алевролит плохо сортированный со следами неясной слоистости. Вся толща окрашена в монотонный серый цвет, нижние участки переслаивания алевролитов с песчаниками имеют зевровидную окраску - темные разности чередуются с более светлыми.

3. Алевролитовый горизонт перекрывается гравелитами, переходящими выше в светло-серые песчаники. Кластический материал представлен зернами кварца, полевых шпатов, эффузивов и метаморфических сланцев. Мелкозернистые песчаники часто обогащены слюдой и сцементированы глинистым и карбонатно-глинистым материалом. В верхних слоях встречаются линзы и пропластки углей и углистых сланцев. Мощность этого горизонта до 400 м.

4. На базальных песчано-конгломератовых толщах с размывом залегают отложения продуктивной свиты, занимающие центральную, наиболее опущенную часть Арбагарской впадины. Она по своему строению неоднородна и разделяется на три горизонта. Нижний угленосный горизонт состоит из переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и двух пластов угля промышленной мощности. Небольшие линзы угля и остатки детрита рассеяны среди песчано-глинистых осадков. Мощность горизонта 25-30 м. В промежуточном горизонте преобладают алевролиты, включающие отдельные линзы и прослои песчаников. Его мощность достигает 190-200 м. В окраске толщи преобладают серые оттенки. Верхний угленосный горизонт характеризуется наличием кососло-



истых песчаников и значительной угленосностью. Песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами. Наклон слоев в верхах разреза достигает 30°. Судя по наличию косослоистой текстуры и хорошей сортированности обломочного материала, эти отложения накапливались в условиях более динамичных водных потоков.

По данным Г.Г. Мартинсона (1961), геологический возраст всей продуктивной свиты Арбагаро-Холбонского угольного месторождения несомненно раннемеловой. Здесь встречаются разнообразные формы типично раннемеловой малакофауны Забайкалья. Достаточно отметить такие виды, как *Limnocyrena altiformis*, *L. tani*, *Valvata turgensis* и *Bithynia leach*. Флора представлена в этих углях *Onychiopsis elongatus*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Salvinia* и другими формами, что, по мнению Н.С. Сахновой и А.А. Сиротенко, указывает на раннемеловой возраст угленосной толщи Арбагара.

Угли формировались в основном за счет гумификации хвойных и саговниковых растений. Климат эпохи углеобразования характеризовался повышенной влажностью и высокими среднегодовыми температурами. Об этом же свидетельствует сероцветная окраска угленосных пород, которая, по мнению Л.Б. Рухина (1959), типична для влажных условий осадкообразования.

По периферии впадины в ее разрезе доминируют грубообломочные псефитовые отложения. Один из дорожных карьеров на водоразделе падей Ключевая и Гожалка вскрывает:

Мощность, м

- |   |      |
|---|------|
| 1. Почвенно-растительный слой . . . . .   | 0,15 |
| 2. Светло-серые разноразмерные галечниковые конгломераты несортированные. Галька различной формы с преобладанием хорошо окатанных разностей, часто со следами механических повреждений. Заполнитель-песчано-гравийный материал, сцементированный глиной . . . . .   | 0,9  |
| 3. Конгломерато-брекчии желтовато-бурого, коричневого цвета, состоящие из средне- и крупноразмерных галек, мелких валунов и остроугольных обломков. Грубообломочный материал сильно выветрелый и легко режется лопаткой. Цемент песчано-глинистый несортированный. В кровле конгломерато-брекчии в результате выветривания превращены в рыхлый песчано-глинистый материал. Встречаются гальки, вдавленные из верхнего слоя. . . . . | 3,5  |

4. Интенсивно дислоцированные и выветренные сланцы, аргиллиты, инъецированные кварцевыми прожилками . . . . .

0,5

Близкие по литологическому составу отложения вскрываются и вдоль северо-западного борта впадины. Отличительные особенности этих отложений, по Ю.П. Писцову (1968), следующие: изменчивость пород по разрезу при относительной их выдержанности по латерали; широкое развитие различных видов слоистости мелководья в сочетании со следами усыхания и местных размывов и, наконец, относительно крепкая цементация обломочных пород карбонатным, хлоритовым и реже кремнистым материалом, появление которого, вероятнее всего, связано с вулканической деятельностью завершающей фазы позднемезозойского горообразования.

Ближе к бортам впадины рассматриваемые отложения фациально замещаются грубообломочными образованиями аллювиально-пролювиального и гравитационного происхождения. При этом аллювиальные осадки трансгрессивно перекрывают озерные отложения.

Таким образом, как по разрезу, так и по латерали в строении впадины наблюдается отчетливая закономерная смена в литологии выполняющих ее осадков. Судя по результатам литолого-фациального анализа, основная масса позднемезозойских отложений впадины накапливалась в бассейне открытого типа, в котором последовательно осаждались конгломераты, затем песчаники и алевролиты. Процесс седиментации происходил на фоне затухания тектонической активности и постепенной денудации горного обрамления. Об этом же свидетельствует приуроченность угленосных пород к верхам разрезов.

Раннемеловые угленосные отложения протягиваются и далее на восток, северо-восток вдоль долин рек Шилки, Куэнги, в район с. Старое Олово. В Зюльзинской депрессии базальные конгломераты залегают на размывтой поверхности древнего кристаллического субстрата. Они в свою очередь, перекрываются туфогенно-осадочными и песчано-глинистыми отложениями. Верхнюю часть разреза впадины составляет угленосная толща, состоящая из алевролитов и песчаников с пластами угля. Общая мощность отложений до 500-600 м [Мартинсон, 1961].

В инверсионных впадинах, расположенных в непосредственной близости от осевых частей сводов и горст-антиклинальных структур, в составе вмещающих отложений характерно преобладание псефитовых фракций. Примером подобной структуры является Урульгинская впадина, расположенная в бассейне одноименного правого притока р. Шилки. В плане рассматриваемая структура имеет ромбовидные очертания и ориентирована длинной осью в северо-восточном направлении, с юго-востока она ограничена Боршовочным хребтом, а с северо-запада Теленгуйским поднятием.

Базальные горизонты отложений с размывом залегают на сланцах и мраморизованных известняках кулиндинской свиты и интрузивных комплексах позднеюрского возраста. Последнее в сочетании с данными палинологических анализов и определенных фауны позволяет датировать их ранним мелом [Сиротенко, 1961; Мартинсон, 1955; Писцов, 1968; и др.]. Мощность отложений в результате инверсии впадины незначительна и не превышает 130-150 м [Файзуллин и др., 1968].

В разрезе толщи преобладают главным образом средне- и крупногалечные валуносодержащие конгломераты с прослоями до 0,2-0,4 м мелкогалечных и шибенистых разностей. Валунуны имеют самые различные формы и размеры (в среднем 0,25-0,75 м). Гальки чаще всего округлые, неправильные, изредка встречаются плоские вытянутые окатыши сланцев. Доля неокатанного материала составляет от 30 до 80%, достигая максимальных значений в краевых участках впадин. Довольно часто в составе отложений встречаются выветрелые гальки, принадлежащие в основном мраморизованным известнякам, сланцам и другим легко разрушающимся породам. На поверхности более прочных обломков отмечаются следы значительных механических повреждений в виде ямок, царапин, отколов.

Заполнителем конгломератов служит средне- и крупнозернистый песчаник и алевролит, содержащий значительное количество мелкообломочного неокатанного материала. Пелитовая фракция заполнителя представлена ферригаллуазитом и монтмориллонитом. Внутрислоевая текстура преимущественно беспорядочная, реже неяснослоистая и флюидальная (облекающая).

В окраске этих отложений преобладают бурые, красновато-бурые и серые тона. Для конгломератов с карбонатным цементом характерны светло-серые оттенки, а для отложений с железистой и глинистой цементацией соответственно красноватые и бурые тона.

Морфофациальный анализ этих отложений позволяет восстановить в определенной степени облик коррелятного рельефа и характер процессов рельефообразования той эпохи. По особенностям литологического состава и фациальной принадлежности они близки к внутриконтинентальным молласоидным формациям [Попов, 1966; Рухин, 1969]. Образование подобных осадков связано с резкой дифференциацией рельефа, возникновением горст-антиклинальных хребтов и обрамляющих их предгорных опусканий, в которые сносились продукты разрушения с более высоких гипсометрических уровней.

Анализируя пространственное распределение верхнемезозойских отложений, можно отметить определенную зональность в их размещении. Так, наиболее грубые осадки располагаются в краевой зоне впадин, примыкающих к приразломным бортам, а более тонкоразмерные отложения характерны для центральных, более удаленных от горных массивов, частей депрессии. На процесс

осадконакопления значительное влияние оказали тектонические движения, во многом предопределившие характер седиментации, поэтому строго зональной дифференциации здесь не наблюдается.

По генетическим типам ведущее место в составе отложений принадлежит аллювиально-пролювиальным осадкам и образованиям склонового ряда. Их накопление происходило в основном по периферии горных поднятий, где существовали благоприятные условия для формирования конусов выноса временных и постоянных водотоков. По мере увеличения объема вынесенных осадков конусы выноса сливались с коллювиальными образованиями в единые предгорные шлейфы, и постепенно заполняли верхнемезозойские впадины. Наличие разнообразного как по степени окатанности, так и по размерам обломочного материала в составе толщи свидетельствует о значительной скорости водных потоков.

Соответствие петрографического состава отложений с породами горного обрамления (табл. 1) указывает на незначительный их транзит. Большая часть неокатанного и слабоокатанного материала в составе отложений обязана своим происхождением также селевым потокам.

Таблица 1

Петрографический состав  
верхнемезозойских отложений  
Урульгинской впадины  
(по Р.М. Файзуллину, 1968)

Породы	Состав, %
Ундинские гранитоиды	46-49
Сланцы кулиндинской свиты	32-36
Жильные образования	5
Гранитоиды боршовочного интрузивного комплекса	1-2

С ними же связывается и значительная глинистость цемента конгломератов и брекчий. Значительную роль в возникновении брекчированных пород сыграли и процессы гравитационного рельефообразования, обусловленные резкими перепадами высот в приразломных бортах впадин.

Анализируя литолого-фациальные особенности позднемеозойских отложений, их распространение, можно наметить контуры коррелятного палеорельефа и выяснить геоморфологические условия осадконакопления. Судя по этим данным, накопление отложений происходило в условиях расчлененного рельефа с резкими перепадами высот в зонах сочленения морфоструктур с различными ам-

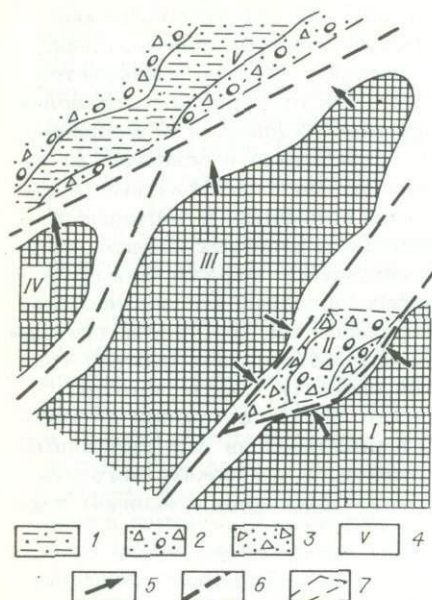


Рис. 2. Палеоморфоструктурная карта-схема Шилка-Ундинского междуречья в позднем мезозое (с использованием материалов С.А. Аксеновой и Р.М. Файзуллина).

1 - песчано-угленосные осадки; 2 - конгломераты и конгломератобрекчии; 3 - брекчии; 4 - морфоструктуры (положительные): I - Боршовочный хребет, III - Теленгуйский массив, IV - Кангинский массив; отрицательные - II - Урульгинская впадина; V - Арбагарская впадина); 5 - направление сноса осадков; 6 - зоны глубинных разломов; 7 - контуры впадин.

жений, свидетельствует соотношение мощностей рыхлых отложений и морфометрические построения [Симонов, 1972]. Все это в конечном счете и определяет ведущую роль позднемезозойского орогенеза в формировании рельефа Шилкинского среднегорья.

Принимая возраст основных элементов геоморфологического строения Восточного Забайкалья как позднеюрско-раннемеловой,

плитудами тектонических перемещений. Наиболее крупными положительными формами рельефа в позднем мезозое являлись Даурское и Восточно-Забайкальское сводовые поднятия и область Олекминского Становика. С этих же районов осуществлялся снос рыхлого материала. Палеоморфоструктурная карта-схема одного из районов Шилкинского среднегорья показана на рис. 2. Аккумуляция осадков происходила в контурах межгорных впадин и завершилась в барреме [Мартинсон, 1961].

Таким образом, в первой половине мела произошло становление главных структурных элементов современного рельефа Шилкинского среднегорья. На последующих этапах геоморфологического развития значительных изменений в орографии не происходило. Этому в немалой степени благоприятствовала изостатическая неустойчивость крупных положительных блоков земной коры, испытывающих постоянную тенденцию к воздыманию под действием денудационных разгрузок. О том, что амплитуда вертикальных тектонических перемещений в позднем мезозое в 3-4 раза превышала размах неотектонических дви-

нельзя отрицать их связи со структурами более ранних геологических эпох. Основным критерием здесь может служить оценка генетической и пространственной взаимосвязи разновозрастных тектонических форм. Если подойти с этой точки зрения, то в современном рельефе Шилкинского среднегорья и других районов Забайкалья отсутствуют какие-либо морфологически выраженные структуры домезозойского возраста, что позволяет с достаточной уверенностью выделять эпоху позднемезозойской тектонической активизации в качестве начального рубежа в развитии современного рельефа.

### Поздний мел – палеоген

Мезозойский цикл тектоно-магматической активизации в позднем мелу сменяется эпохой относительной тектонической стабилизации и преобладания экзогенной составляющей морфогенеза, которой соответствует общее выравнивание рельефа и формирование кор выветривания различного физико-химического профиля.

Проблема выделения поверхностей выравнивания и их возрастной датировки является одной из наиболее дискуссионных в современной геоморфологии Восточного Забайкалья, и до сих пор она однозначно не решена. Это можно проследить и по разнообразию существующих взглядов.

Н.А. Флоренсов и В.Н. Олюнин (1965) считают, что в Забайкалье существует единая поверхность выравнивания позднемезозойского возраста. К этому мнению присоединяется и С.С. Воскресенский (1965), выделивший в Юго-Восточном Забайкалье верхнемел-палеогеновую эпоху выравнивания и постепенной денудации. Близкой точки зрения придерживается и Г.Ф. Уфимцев (1969, 1971, 1974). Для Северо-Восточного Забайкалья, как указывает З.Н. Киселева (1966), наиболее типична одна поверхность выравнивания плиоценового возраста.

Н.А. Корина и В.П. Чичагов (1969) отмечают, что в горах юга Забайкалья распространено несколько поверхностей выравнивания. Четыре поверхности намечает Г.А. Постоленко (1964). Эти авторы и выделяют одинаковое количество геоморфологических уровней, но у них нет единого мнения относительно их возраста. Противоположную позицию в этом вопросе занимает Ю.Г. Симонов (1972), по мнению которого на территории Забайкалья в течение позднего мезозоя и раннего кайнозоя существовал горный рельеф.

Однако, оценивая аргументы, выдвигаемые этими исследователями в защиту своих положений, необходимо отметить, что в настоящее время степень геолого-геоморфологической изученности территории больше свидетельствует в пользу существова-

ния единой региональной поверхности выравнивания, сформированной в позднем мел-палеогене и фиксированной в ряде районов корами химического выветривания.

Следы такого длительного нисходящего развития рельефа отмечаются во многих местах Восточного Забайкалья (рис. 3). В пределах сводовых поднятий реликты древней поверхности выравнивания наблюдаются в виде плоских водоразделов в осевой части хребтов на абсолютных отметках от 900 до 1300 м, постепенно понижаясь к периферии до 700–800 м. Значительно большую площадь занимают поверхности выравнивания в пределах Агинской плиты, в районе Торейских озер, где в течение длительного времени существовал режим относительного тектоничес-

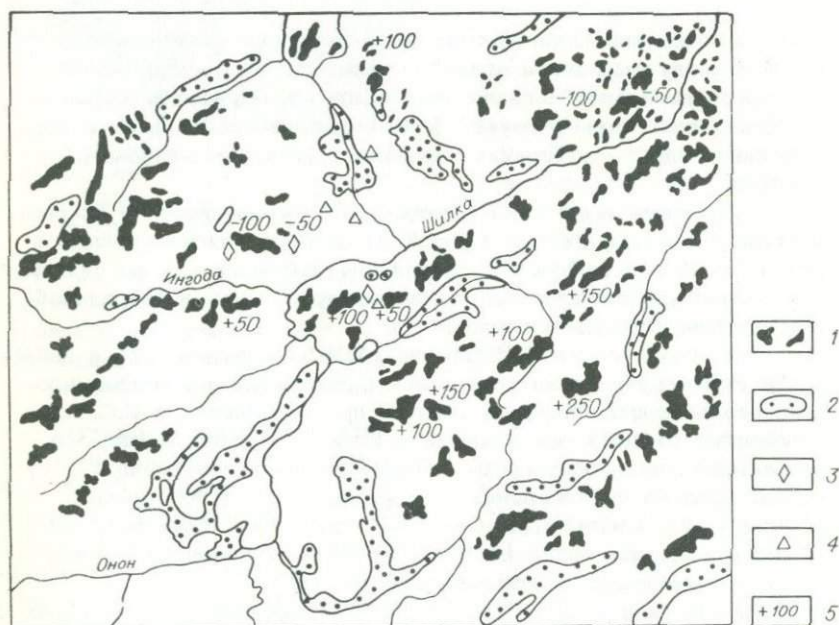


Рис. 3. Карта-схема распространения фрагментов денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания и кор выветривания Шилкинского среднегорья (с использованием материалов Г.А. Пос-толенко и С. С. Воскресенского, 1968).

1 - денудационные поверхности выравнивания позднемел-палеогенового возраста; 2 - аккумулятивные поверхности выравнивания на поздненеогеновых отложениях кангильской свиты; 3 - коры выветривания каолинитового состава; 4 - коры выветривания монтмориллонит-гидрослюдистого состава; 5 - амплитуды относительной деформации поверхностей выравнивания.

кого покоя. По морфологии это слабовсхолмленные равнины, однообразие которых нарушается одиночными останцовыми массивами.

Широкое распространение фрагментов поверхностей древней планации отчасти связано с положением Шилкинского среднегорья вблизи осевой зоны материкового водораздела Ледовитого и Тихого океанов [Уфимцев, 1972], вследствие чего здесь преобладали процессы денудации. Этим же можно объяснить и отсутствие позднемел-палеогеновых осадков в пределах Восточного Забайкалья, которые в основной массе выносились в смежные области осадконакопления (бассейн Амура). Лишь небольшие участки распространения верхнемеловых отложений, представленных псаммито-мелкогалечными фракциями аллювия, оконтурены в бассейне р. Амазар [Ларьков и др., 1971]. Литологофациальные особенности свидетельствуют, что рассматриваемые отложения формировались в условиях слаборасчлененного низкогорного рельефа, дренируемого развитой гидросетью с озеровидными расширениями на месте древних впадин. Судя по палинологическим данным, климат той эпохи существенно не отличался от раннемелового времени.

Рельеф позднего мела и начала кайнозоя сохранял черты горного. В его строении читались многие детали позднемезозойской орогенной морфоскульптуры. По этой причине некоторые исследователи считают, что существует несколько уровней выравнивания донеогенового возраста. Однако различное гипсометрическое положение рассматриваемых фрагментов рельефа большей частью объясняется разнообразием литоморфных свойств субстрата и характером новейшей тектоники. Незначительные перепады высот или ступени поверхностей выравнивания приурочены в основном к границам отдельных блоковых морфоструктур, имеющих различную амплитуду вертикальных перемещений.

Рассматривая конкретные участки поверхностей выравнивания, необходимо отметить, что в горных районах выделить типичные равнины не всегда удается. Так, например, в пределах Восточно-Забайкальского сводового поднятия и в осевых частях некоторых других интенсивно расчлененных горст-антиклинальных хребтов они фиксируются в рельефе в виде мысленно проводимой плоскости, касающейся ряда уплощенных вершин с близкими высотными отметками. Ближе к периферии сводов эти плоскости постепенно снижаются и переходят в холмисто-увалистый рельеф предгорий.

Описанию рельефа поверхностей выравнивания посвящены работы многих исследователей [Постоленко, 1964; Чичагов, 1964, 1974; Олюнин, Чичагов, 1975; Уфимцев, 1969, 1971 а; и др.]. Поэтому мы здесь ограничиваемся только общими замечаниями, касающимися эволюции развития рельефа этого периода и корреляционного корообразования.

По разнообразию морфологических особенностей и различной структурной позиции рассматриваемых геоморфологических ландшафтов можно предполагать, что они формировались в довольно сложных условиях экзогенной переработки.

Наличие островных гор и их реликтов в виде плосковершинных холмов на пологоволнистых водоразделах, как отмечают Г.Ф. Уфимцев и А.И. Сизиков (1974), ясно указывает на большую рельефообразующую роль процессов педипленизации, а развитие множественно выпуклого профиля поверхности выравнивания и явные следы избирательной денудации — несомненное свидетельство проявления процессов пенеппенизации. Начальная стадия выравнивания во времени, вероятно, характеризовалась преимущественным развитием педипленизации. Этому благоприятствовала крутизна склонов и тектоническая раздробленность позднемезозойского орогенного рельефа. По мере отступления и разрушения склонов рельеф постепенно выполаживался и его дальнейшая планация осуществлялась путем выравнивания "сверху".

Такой путь формирования поверхностей выравнивания, видимо, наиболее распространенный. Согласно представлениям О.В. Кашменской (1976): "Формации педипленов, характерны для первой половины геоморфологического цикла. При этом во время первого этапа (горообразования) они имеют небольшое распространение и сравнительно быстро превращаются в поднятые реликты педипленов, являясь надежным признаком восходящего развития рельефа; на втором же этапе, в условиях динамического равновесия на базе горного рельефа, педиплены имеют широкое распространение и уже не выходят из гипсометрически низкого положения, входя затем в региональную поверхность выравнивания, образуя позднее".

Формация пенепплена образуется во второй половине геоморфологического цикла. Она формируется при достаточной длительности этапа горообразования (отрицательного баланса масс в земной коре) и продолжает существовать до конца цикла, т.е. в течение всего заключительного этапа его — этапа сохранения выровненного рельефа" (с. 91).

Эти выводы в полной мере соответствуют тем процессам, которые происходили в рельефе Шилкинского среднегорья на протяжении позднего мела и начала кайнозоя. Сочетание процессов педипленизации и пенеппенизации и обусловило формирование древней относительно всхолмленной поверхности с ландшафтами островных гор и скальных останцов. Однако в рельефе сохранились все крупные положительные морфоструктуры раннемелового времени. Денудация в основном уничтожила экзогенные формы поверхности, в результате чего в рельефе позднемел-палеогеновой "равнины" отчетливо выступили формы тектонического строения территории.

Общая мощность сэродированного слоя в пределах Даурского хребта, начиная с позднего мезозоя, оценивается в 1,5–2 км [Зорин, Сизиков, 1965]. Возможно, что это и максимальная величина, однако цифры в пределах 0,5–1 км можно принять, тем более, что морфометрические построения дают величину порядка 0,5–0,6 км [Симонов, 1972]. Исходя из того, что за неотектонический этап денудационный срез не превышал 200–300 м, можно предположить снижение рельефа за позднемел–палеогеновое время на мощность слоя около 0,3–0,7 км. Безусловно, эта цифра для всех районов Восточного Забайкалья не абсолютна и в значительной мере определяется палеогеоморфологическими условиями выравнивания и литоморфными свойствами субстрата.

Проблема исследования поверхностей выравнивания тесно связана с изучением кор выветривания. Теории этого вопроса посвящена обширная литература, анализ которой с достаточной полнотой и объективностью сделан в коллективной монографии "Проблемы экзогенного рельефообразования" [Гимефеев, Шилкин, 1976]. Не является исключением и территория Восточного Забайкалья, в рельефе которого древние поверхности выравнивания часто фиксируются корами выветривания. Их мощность в значительной мере зависит от гипсометрического положения и характера тектонического развития субстрата, а профиль от петрографического состава материнских пород и условий гипергенеза. Необходимо отметить, что продукты позднемел–палеогенового корообразования рассматриваются нами как формация коры выветривания в понимании И.И. Гинзбурга (1963) и В.П. Казаринова (1973). Они включают в себя также близко перетолженный материал собственно элювиальных образований.

Для высоких денудационных уровней в осевой зоне Боршочного хребта, в пределах Байцетуй–Дельмачикского массива, в бассейне р. Унды и в других местах Шилкинского среднегорья распространены маломощные слабодезинтегрированные коры выветривания, возраст которых определить довольно трудно. Их формирование, возможно, в большей степени связано с процессами морозного выветривания в плейстоценовое время. Представляют они собой зоны эмбрионального торшения курумов. Однако в их подошве обнаруживаются реликты более древних эпох корообразования в виде хемогенного рыжеватого–бурого песчано–глинистого элювия. Следует сказать, что вообще проблема определения возраста кор выветривания во многом дискуссионна [Миляева, 1976], и наиболее объективное ее решение может быть выполнено путем анализа стратиграфических взаимоотношений с датированными осадками. Небольшие мощности и отсутствие горизонтов в профиле этих кор выветривания может рассматриваться как результат относительного динамического равновесия между процессами выветривания и выносом продуктов корообразования или преобладания последнего фактора.

К другому типу принадлежат коры выветривания, вскрытые нами в бассейне р. Урульги, по восточной периферии Арбагарской впадины и в устье пади Дельмачик. Отличительной их особенностью является существенно каолиновый состав глинистой фракции продуктов корообразования и сокращенный профиль с выпадением нижних слабодезинтегрированных горизонтов, что, видимо, объясняется селективным выветриванием неустойчивых пород.

В бассейне р. Урульги кора выветривания подобного типа выделена по левому борту долины, ниже с. Волочаевки, где она развивается по дислоцированным породам кулиндинской свиты. По внешнему виду это белесые и желтовато-белые мучнистые песчано-глинистые образования с примесью мелкой дресвы, легко растирающейся пальцами в тонкую пыль. В общей массе сравнительно однородного материала выделяются пятна и линзы менее выветрелых пород, сохранивших первичные текстурные особенности и более темный оттенок. Верхняя часть разреза размыта и перекрывается террасовым аллювием р. Урульги. Видимая мощность ее не превышает 1,5 - 2 м, а ниже по разрезу переходит в сильно трещиноватые породы фундамента.

Сравнительно более мощные коры выветривания установлены в Арбагарской впадине (падь Сухая). Здесь в кровле нижнемеловых угленосных пород вскрыты белесые и светло-желтые выветрелые песчано-глинистые образования, в пелитовой фракции которых преобладают минералы группы гидрослод и каолинита. В отличие от первично-осадочных подстилающих пород в продуктах выветривания несколько повышено содержание глинистого материала, составляющее от 30 до 60%. Текстура продуктов корообразования сохраняет детали материнских отложений. По морфологическому признаку рассматриваемые образования относятся к корам выветривания площадного типа и представляют собой тот случай, когда возможно датировать их возраст исходя из стратиграфических предпосылок. Как было отмечено выше, "постелью" этих кор выветривания служат нижнемеловые осадки Шилка-Арабагарской впадины; сверху они перекрываются крупногалечным аллювием раннеэоценового возраста. Таким образом, время корообразования может определяться в интервале от позднего мела до начала неогена. Площадное распространение продуктов корообразования легко оконтуривается по белесым выходам просвечивающих через пологие распаханные склоны некоторых падей. Вскрытая мощность этих кор выветривания достигает 8-9 м.

Близкие по внешнему облику образования были изучены нами в дорожном карьере в районе устья пади Дельмачик. Кора выветривания здесь развивается по разрушенным породам палеозойского основания, представленным кристаллическими сланцами и гранитоидами. На них залегают желтовато-бурые образования, состоящие из массы выветрелого песчано-глинистого материала

со значительным содержанием дресвы. В пелитовой фракции отмечается существенное возрастание каолинита, придающего разрезу характерный белесый оттенок. Нижние горизонты физической дезинтеграции представляют собой сапролит ("гнилой" камень).

В среднем течении руч. Дельмачик (разрез "Капитолинка") вскрыты коры выветривания, перекрытые деловиально-пролювиальными образованиями:

Мощность, м

1. Почвенно-растительный слой, включающий большое количество мелкой дресвы и щебня . . . 0,4
2. Светло-зеленая комковатая глина с небольшой примесью выветрелого грубозернистого песка . . . 0,6
3. Темно-серая с зеленоватым оттенком песчанистая глина с примесью угловатых обломков размером до 2-5 см, составляющих 30-40% от объема породы. Отмечаются субгоризонтальные, иногда прерывающиеся слои более темной глины мощностью не более 2-3 см . . . . . 0,6
4. Желтовато-бурая песчанистая глина, содержащая значительную массу выветрелой дресвы . . . . . 0,3
5. Сильно выветрелые порфиридные граниты ("разборная" скала). По трещинам наблюдаются следы ожелезнения и скопления мучнистого песчано-глинистого материала . . . . . 0,3

Весь облик этих образований несет на себе следы интенсивной физико-химической переработки. Зерна полевых шпатов разрушены, а по кварцу развиваются бурые пленки гидроокислов железа.

В качестве третьей морфологической разновидности коррозийных образований эпохи поздне-мел-палеогенового выравнивания могут рассматриваться красноцветы, развивающиеся по нижне-меловым конгломератам шилкинской свиты.

Отличительная особенность этих продуктов коррозийного образования - относительно слабая выветрелость кластического материала и пестрая красноцветная окраска, обусловленная высоким содержанием гидроокислов железа. По сравнению с корами выветривания каолинового профиля в красноцветах значительно больше включений дресвы и щебня, часть которых еще находится на стадии физического разрушения. Термический анализ глин указывает на некоторое сокращение в минеральном составе каолинита за счет повышенного содержания гидрослюд и монтмориллонита. Подобные красноцветные коры выветривания известны в Цасучейской впадине, в долине р. Унды. В бассейне р. Даи красноцветы вскрываются в канавах по бортам долины в цоколе высоких террас. Сверху они перекрыты неогеновым аллювием мощностью 1,5-2 м. По литологическому составу это красновато-бурые, пестро-оранжевые

песчано-глинистые образования с примесью неравномерно выветрелой щебенки и дресвы окварцованных пород, средне- и крупнозернистых лейкократовых гранитов и слюдистых сланцев. Видимая мощность зоны выветривания 1,5–2 м.

Наряду с рассмотренными типами площадных кор выветривания на исследуемой территории широко распространены и линейные коры выветривания. Более того, Ю.Г. Симонов (1972) считает, что гипергенный характер рассматриваемых образований не всегда очевиден – в равной мере они могут быть гипогенными зонами каолинизации. Г.С. Крамаренко (1977), рассматривая известные месторождения красочного сырья (охры), происхождение их объясняет результатом воздействия гидротермальных процессов на материнские породы. В настоящее время установлено, что активная гидротермальная деятельность имела место в Восточном Забайкалье в завершающую стадию позднемезозойского тектономагматического цикла. На более поздних этапах геологического развития она уже не могла оказать существенного влияния на рельефообразующие процессы. В зонах гидротермальной проработки на некоторых золоторудных месторождениях глубина зоны окисления по рудоконтролирующим разрывам достигает 200–250 м, она оказывает большое влияние на минералогический состав вмещающих пород.

Наблюдения показывают, что условия корообразования на протяжении всего рассматриваемого отрезка геологического времени были разнообразными. Начальные этапы выветривания, вероятно, характеризовались условиями достаточно влажного и теплого климата, при котором могли образоваться существенно каолиновые коры выветривания. Последующая аридизация климата [Синицын, 1967] нашла отражение в формировании красноцветов, в которых преимущественным распространением пользуются минералы группы гидрослод и монтмориллонита, а также соединения окисного железа. Такое длительное и мощное корообразование сыграло важную роль в процессе денудации раннемелового горного рельефа и превращения его в слабовосхолмленные выпуклые поверхности, отражающие в какой-то степени позднемезозойский структурный план. Обширные выровненные пространства этого времени по своему происхождению полигенетичны. Однако на завершающей стадии планации и последующего неотектонического развития аккумулятивные равнины были в значительной мере сэродированы и в настоящее время в рельефе можно видеть только фрагменты денудационных поверхностей.

Подводя некоторые итоги изложенному материалу, нельзя не отметить, что последовательность развития рельефа Шилкинского среднегорья на протяжении позднего мезозоя и раннего кайнозоя (палеогена) соответствует содержанию понятия "геоморфологический цикл" (морфоцикл). Для рассматриваемых событий эпохе дифференцированного (восходящего) развития рельефа соответствует

стадия позднемезозойского орогенеза (поздняя юра – ранний мел), а эпохе выравнивания – позднемел–палеогеновый период планации и корообразования. Неразрывное единство этих двух фаз рельефообразования и являет собой первый крупный морфоцикл в геоморфологическом этапе геологической истории Шилкинского среднегорья (рис. 4).

#### 5. Морфоцикл начала неотектонического развития и аккумулятивного выравнивания

##### Ранний миоцен

Следующий крупный геоморфологический рубеж в развитии рельефа Шилкинского среднегорья определен началом новейшей тектонической деятельности в раннем миоцене. Изменение эндогенной составляющей морфогенеза нашло отражение в деформации позднемел–палеогеновой поверхности выравнивания и в усилении вреза древних водотоков, долины которых выполнены аллювиумом миоценового возраста [Симонов, 1972; Уфимцев, Сизиков, 1974].

Сравнительный анализ коррелятных осадков позднемезозойского орогенного морфоцикла и неоген–антропогенного времени развития рельефа позволяет считать, что роль неотектоники свелась в большей мере к дроблению крупных морфоструктур более раннего этапа горообразования без каких-либо крупных перестроек в орографическом плане. Неотектонические подвижки происходили в основном путем подновления докайнозойских нарушений и сгущения их сети. Наиболее крупные из этих разломов, по Г.И. Менакеру (1976), относятся к типу надбазальтовых и надмагнитных нарушений. Такая глубина заложения отдельных блоков земной коры не противоречит возможности изостатических перемещений этих структур в результате периодических подплавлений астеносферного слоя в периоды тектонической активности. Изостатическим движениям способствовало и нарушение равновесия между эндогенными и экзогенными факторами морфогенеза в результате длительной денудации положительных форм рельефа за предшествующий период выравнивания.

Начальная стадия проявления неотектонических движений, по мнению Ю.Г. Симонова (1972), характеризовалась слабодифференцированным общим поднятием территории. Об этом свидетельствуют следы эрозионного расчленения, встречающиеся как в депрессиях, так и в приподнятых блоках. По мере дальнейшей неотектонической активизации облик поверхности все более усложнялся, а ее отдельные элементы оформились в виде современных морфоструктур, развивающихся в соответствии с характером ведущих процессов рельефообразования. На месте прежних всхолмленных равнин вновь возникли невысокие горные сооружения – близкие аналоги современного рельефа.



Речная сеть этого времени почти полностью контролировалась тектоническими нарушениями и существовала в очертаниях, близких к современному плану (рис. 5). С этого времени можно считать, вероятно, окончательно установившимися амурское направление стока бассейна и контуры водоразделов.

Дифференциация рельефа и усиление эрозионных процессов нашло отражение в изменении литологии коррелятивных осадков, представленных крупногалечными и мелкогалечными аллювиальными отложениями. Они вскрыты в подошве кайнозойского осадочного чехла впадин и на некоторых водоразделах. По условиям осадконакопления эти отложения соответствуют инстративной фазе развития раннемиоценовых водотоков и свидетельствуют об их значительной эродирующей и транспортирующей способности. В результате последующего геоморфологического развития многие из этих долин были погребены под толщей отложений кангильской свиты и ее возрастных аналогов. Дальнейшая эволюция и сохранность фрагментов древней гидросети определяются направленностью и амплитудой неотектонических перемещений отдельных блоков.

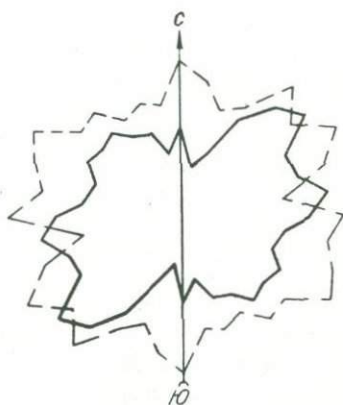
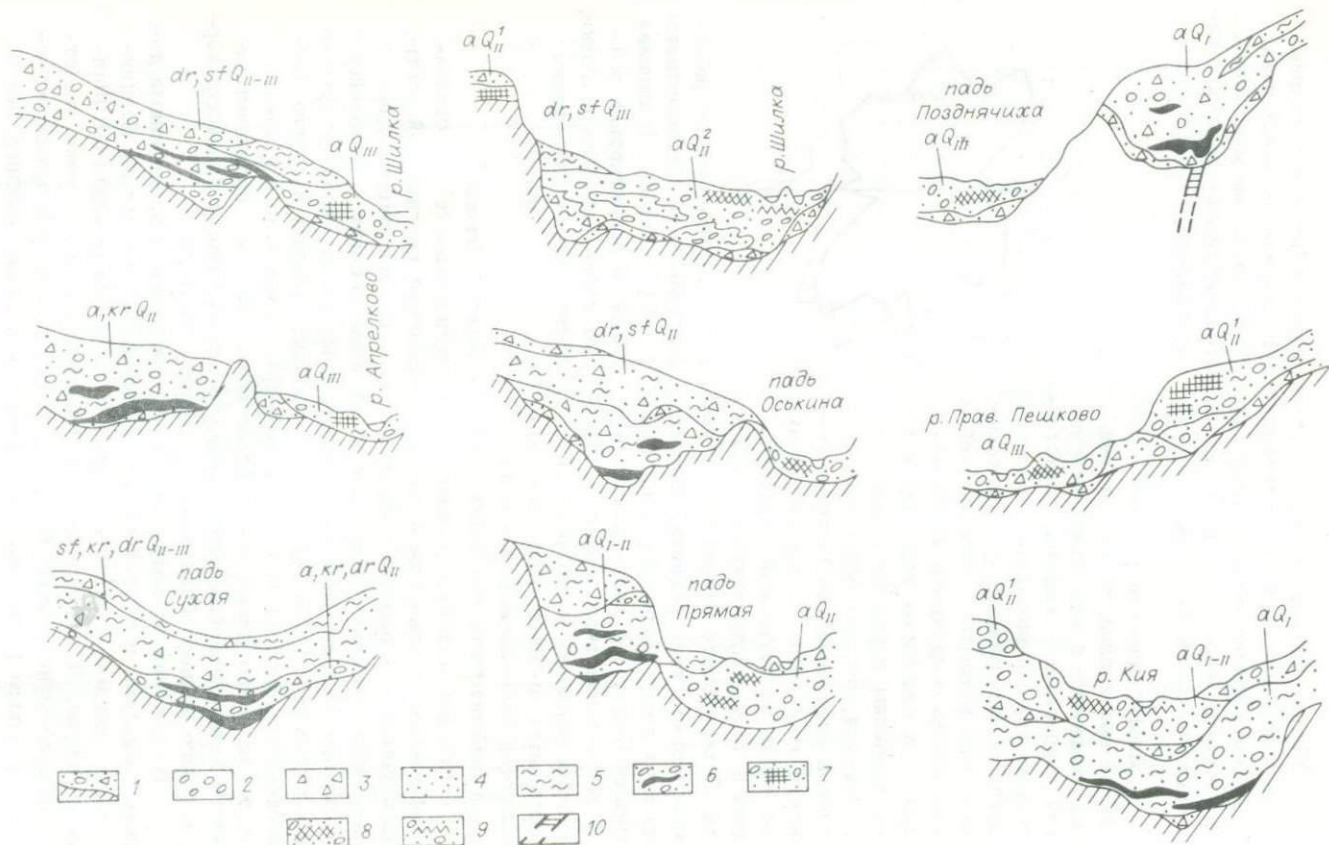


Рис. 5. Совмещенные розы-диаграммы мегатрещиноватости, 1154 замера (сплошная линия) и ориентировки речных долин бассейна р. Шилки, 1884 замера (штриховая линия).

Возраст аллювия древних долин устанавливается их стратиграфическим положением в подошве отложений кангильской свиты, датруемых как поздний миоцен-плиоцен. В свою очередь, они с размывом залегают на древних корках выветривания и мезозойских осадочных толщах. Палинологические комплексы, характеризующие эти отложения, содержат пыльцу широколиственных и других теплолюбивых пород (тсуга, липа, дуб, орех, клен и др.) и обилие переотложенных зерен мезозойской флоры. Все это позволяет отнести начало новейшей тектонической активизации и процессов коррелятного рельефообразования к раннему миоцену.

В пределах исследуемой территории древние погребенные долины выявлены в бассейнах падей Апрельково, Кужертай, Позднячиха, в среднем и нижнем течении р. Онон, на междуречье Шилки и Аргуни. По характеру геоморфологического строения это относительно приподнятые блоки земной коры с низкогорным останцово-сопочным рельефом, прилегающие к долинам крупных рек и межгорным впадинам. Следы древней речной деятельности здесь



выражены в форме слабовогнутых водораздельных седловин и трасируются ареалами галечно-валунного аллювия. Однако в большинстве случаев в рельефе отражаются только результаты крупных внутрибассейновых перестроек гидросети (долины 5-6 порядка), а более мелкие по масштабу погребенные долины улавливаются в основном по данным бурения и проходки глубоких шурфов при поисково-разведочных работах. Их взаимоотношения с современными долинами самые различные. Одни прослеживаются непосредственно под тальвегами (р. Кия), другие смещены к бортам (р. Апрельково) или располагаются под современными водоразделами (Казаковская депрессия). Такое несовпадение контуров разновозрастных долин даже в пределах одного бассейна объясняется активной ролью неотектоники в перестройке гидросети.

Морфология погребенных долин разнообразная и определяется в основном литоморфными свойствами и режимом неотектонических движений субстрата. Большинство из них имеет хорошо разработанную корытообразную форму с вогнутыми склонами шириной от 40 до 200 м. Для погребенной долины пади Осыкина отмечаются террасированность склонов и хорошо выраженный тальвег. Террасы, судя по буровым профилям, цокольные с небольшим аллювиальными покровом. Общая мощность выполняющих осадков достигает 35-40 м (рис. 6).

Глубина эрозионного расчленения раннеэоценового рельефа, по имеющимся материалам, не превышала глубины вреза современной гидросети. В пределах Хэнтэй-Даурского нагорья глубина палеодолин относительно вершинных поверхностей составляет 150-250 м и более чем в 2 раза уступает современному врезу [Уфимцев, Сизиков, 1974].

Несколько иное строение имеют погребенные долины в пределах опущенных блоков земной коры, выполненных озерно-аллювиальными отложениями кангильской свиты. Мощность этих отложений весьма значительна и достигает 120-150 м. В цоколе неоген-антропогеновых отложений вскрываются крупногалечно-мелковалунные фации руслового аллювия с примесью склонового материала - показатели "добелесого" вреза (Шилка-Арбагарская и Харанорская впадины). Боковые притоки "главной" палеореки в пределах Шилка-Арбагарской впадины характеризуются более гру-

---

Рис. 6. Схема строения долин и россыпей древней и современной гидросети Шилкинского среднегорья.

1-коренной плотик; 2-галечный аллювий; 3-щебень, дресва и элювий плотика; 4-разнозернистый песок; 5-глина, суглинок; 6-древние россыпи; 7-террасовые россыпи; 8-пойменные россыпи; 9-русловые россыпи современных долин; 10-минерализованные зоны.

бообломочным пестроцветным составом аллювия, в котором содержится большое количество неокатанного делювиально-пролювиального материала. При этом вверх по разрезу содержание неокатанного материала резко возрастает.

Долины древних рек, стекавших с Борщовочного хребта, выполнены в основном охристо-желтыми и зеленовато-желтыми дресвяно-глинистыми и гравийно-галечными отложениями. В петрографическом составе обломков преобладают местные породы. Сформировавшиеся в условиях более равнинного рельефа древние долины левых притоков р. Шилки (пади Кужертай, Позднячиха) характеризуются большей степенью сортированности и окатанности обломочной фракции и белесым оттенком. Отложения интенсивно выветрелые и содержат большое количество глинистого материала.

В пределах инверсионных морфоструктур миоценовый аллювий располагается близко к дневной поверхности. На водоразделе падей Сухая и Гожалка мощность древнего аллювия не превышает 5-7 м. Разрезы этих отложений хорошо изучены при разведке россыпей и имеют следующий вид:

Мощность, м

1. Почвенно-растительный гумусированный слой..... 0,5
2. Бурые суглинки, включающие редкие линзы слабожелезненного гравия и рассеянной мелкой гальки..... 2,1
3. Серый разнозернистый песок с примесью гравия и линзами грубозернистого песка и мелкой гальки. В основании слоя отмечаются короткие мало-мощные прослои серых глинистых песков и линзы черных вязких глин..... 0,7
4. Темно-вишневые до черного оттенка разноразмерные хорошо окатанные гальки. Размеры галек увеличиваются к основанию слоя (от 1 до 10 см). Отдельные гальки сильно разрушены. Отмечаются редкие прослои черных интенсивно ожеженных грубозернистых песков и гравия. Граница с нижележащим слоем четкая со следами размыва..... 0,7
5. Буровато-желтые и светло-серые плотные глинистые пески с дресвой и гравием. Материал выветрелый, легко растирается в серую мучнистую пыль ....  
.....(видимая) 0,5

Такое же строение имеют разрезы в других шурфах. В бортах пади возрастает количество грубообломочного неокатанного материала в виде щебня дресвы и даже мелких глыб. Однако повсюду граница между древним русловым аллювием и подстилаю-

шими породами цоколя сохраняет характер размыва. Петрографический состав галечников сравнительно однороден; доминируют кварциты, песчаники, сланцы и много окремнелой древесины. Некоторое представление об окатанности и размерности грубообломочной фракции отложений дает табл. 2.

Таблица 2

Гранулометрическая характеристика "водораздельных" галечников в россыпи пади Сухой

Признаки	Содержание, %	
	Шурфовая линия № 1	Шурфовая линия № 3
Размерность окатышей, см		
мелкая галька (1-2,5)	4	24
средняя галька (2,5-5)	26	56
крупная галька (5-10,6)	38	19
мелкие валуны (10-25)	32	1
Степень окатанности		
неокатанные	27	27
слабоокатанные	20	31
умеренно окатанные	23	27
хорошо окатанные	23	14
прекрасно окатанные	7	1
Форма окатышей		
неправильная	69	68
округлая	8	5
диковидная	13	19
эллипсоидальная	9	6
плитчатая	1	2

Минералогический состав тяжелой фракции содержит повышенное количество ильменита, граната, сфена, касситерита, гематита и других рудных компонентов. Среди минералов легкой фракции преобладает кварц (30-40%), полевошпат (15-25%), каолинит.

К характерным особенностям литологии рассматриваемых отложений относятся их красноцветная окраска и железистые налеты на галечниках, являющиеся возможными свидетелями относительно аридных условий осадконакопления. Сходные образования распространены и во многих других местах Шилкинского среднегорья, условно соединяя цепочки межгорных впадин. Современная мощность этих галечников незначительна и не превышает в боль-

шинстве случаев 2-3 м. Иногда это просто отдельные гальки и мелкие валуны, рассеянные на поверхности пологих водоразделов. Как указывают Е.И. Тищенко и В.Ф. Климов, многие участки предполагаемых древних долин имеют депрессионное строение и вполне вероятно, что здесь существовал мощный аллювиальный покров, сэродированный на последующих этапах развития рельефа.

Рассматривая пространственное размещение фрагментов древних долин и аллювия, можно фрагментарно восстановить положение главных палеоводотоков Шилкинского среднегорья. Русло пра-Шилки и пра-Ингоды на этом участке располагалось несколько севернее современного положения, ближе к левому борту долины, и сливалось с Нерчой в районе устья пади Гожалка (рис. 7). Южный борт долины пра-Шилки этого времени, вероятно, проходил по линии останцовых массивов в устьях правых притоков р. Шилки (пади Булыкта, Дельмачик, Арбагарская).

Таким образом, оценивая итоги рельефообразующей деятельности начальной фазы неотектонического этапа, необходимо отметить, что в этот период (ранний миоцен) были заложены контуры

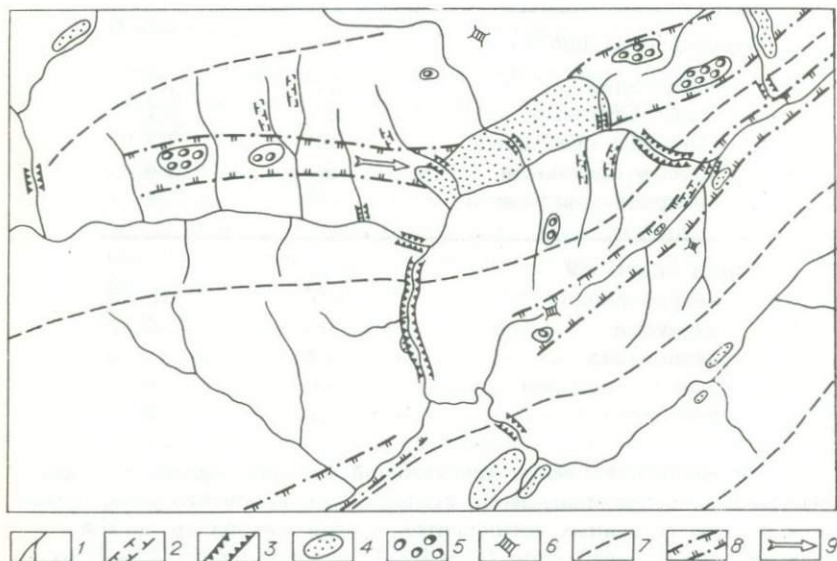


Рис. 7. Карта-схема древней гидросети бассейна верхнего течения р. Шилки.

1-современная гидросеть; 2-древние долины; 3-эпигенетические и антецедентные участки долин; 4-отложения кангильской свиты; 5-"водораздельные" галечники; 6-сквозные долины; 7-положение древних водоразделов; 8-предполагаемые контуры рек; 9-направление стока.

достаточно развитой гидросети — прямых предшественников главных рек Восточного Забайкалья. Тесная пространственная связь долин этих двух генераций свидетельствует о том, что антропогенные долины развивались с миоцена унаследованно и значительных перестроек гидросети в позднем кайнозое не происходило. Одним из важнейших результатов эпохи раннемиоценовой дифференциации рельефа явилось формирование многих аллювиальных россыпей золота и олова, пространственно и генетически ассоциирующих с древней гидросетью.

### Поздний миоцен — плиоцен

Главным событием этого геологического времени явилось накопление осадков кангильской свиты — одной из наиболее крупных стратиграфических единиц кайнозоя Забайкалья.

Впервые эти отложения, которые известны в литературе еще как "серая" или "белесая" толща, выделены в составе кайнозойских образований и изучены Б.А. Максимовым еще в 40-х годах. В последующее время их изучением занимались Г.С. Ананьев, Ю.А. Билибин, С.С. Воскресенский, Л.В. Зорин, В.С. Зорина, М.С. Комарова, Е.И. Корнутова, Е.М. Малаева, С.Г. Мирчинк, А.А. Сапрыкин, С.Г. Саркисян, А.И. Сизиков, Ю.Г. Симонов, Н.Ф. Соловьев, Н.Г. Судакова, Г.Ф. Уфимцев, Р.М. Файзуллин, Е.Б. Хотина и др. Благодаря труду этих исследователей к настоящему времени довольно точно оконтурены основные районы распространения и выявлены характерные особенности строения рассматриваемых отложений.

В дальнейшем, чтобы исключить путаницу в стратиграфической номенклатуре, мы, вслед за Е.И. Корнутовой и Е.Б. Хотиной (1967, 1974), используем название "кангильская свита". Под этим термином подразумевается все те осадочные комплексы, которые выделялись ранее как "серая" или "белесая" толща. Это, на наш взгляд, позволит уточнить стратиграфические границы осадков, выделяемых до этого по цвету, и облегчит их корреляцию с отложениями смежных регионов.

На территории Восточного Забайкалья отложения кангильской свиты известны в долинах практически всех крупных рек. Однако наибольшей мощности они достигают в контурах унаследованно прогибающихся мелокайнозойских впадин. Так, в Цасучейской впадине (бассейн среднего течения р. Онон) доколь толщи вскрыт на глубине 150 м, в Шилка-Арбагарской впадине (верховья р. Шилки) мощность достигает 100-120 м. Как правило, максимальные мощности в этих впадинах приурочены к осевым зонам погружений или к разломным бортам. На примере Шилка-Арбагарской впадины можно видеть неравномерный характер размещения осадков. В районе с. Казаново и в черте г. Шилки по-

коль этих отложений залегает на глубине до 30 м ниже уреза р. Шилки. На флангах впадины коренные породы фундамента подняты над уровнем р. Шилки на 15–20 м, восточнее пос. Арбагар на 120–150 м. Эти выступы–блоки придают ступенчатый профиль структуре впадины (рис. 8). Соответственно и распределяются мощности выполняющих ее рыхлых отложений, их фациальные типы.

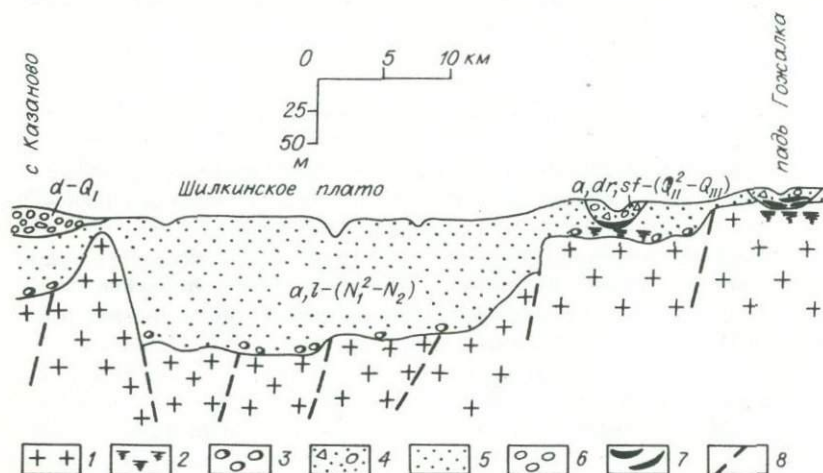


Рис. 8. Схема строения рыхлых отложений Шилка–Арбагарской впадины.

1–коренные породы; 2–коры выветривания; 3– раннемиоценовые галечники; 4–долинный солифлюксий; 5–отложения кангильской свиты; 6–“рыжая” толща; 7–россыпи; 8–разломы.

Строение и литологические характеристики отложений кангильской свиты в пределах рассматриваемой территории не отличаются особым разнообразием и поэтому в качестве определенного стратотипа можно рассмотреть Холбонский разрез (карьер на северо-восточной окраине пос. Холбон).

Мощность, м

1. Почвенно–растительный слой с примесью гравия 0,5
2. Светло–серый и желтый разнозернистый песок полимиктового состава с частыми линзами и прослойками охристого гравия. Слоистость перекрестная и косая. По всему слою рассеяна мелкая и средняя хорошо окатанная галька..... 3,0
3. Серый песчано–гравийный материал с небольшо–

- ми линзами тонкодисперсных вязких глин светло-серого цвета. Песок грубозернистый, включает незначительное количество мелкой гальки с некоторым увеличением его к основанию. Слоистость пологоволнистая и косая разнонаправленная..... 2,5
4. Светло-серые песчано-гравийные слои с мелкой галькой, залегающей в основании прослоек. Пески средне- и грубозернистые, косослоистые. Отмечаются редкие линзы светло-серых плотных глин, ожелезненных по кромке..... 9,0
5. Переслаивание буровато-желтых песков и гравия, повышенные содержания которых характерны для верхних и нижних частей слоя. Текстура различная, с преобладанием косонаправленных слоев и горизонтальная..... 3,5
6. Светло-серый песчано-гравийный слой. Верхняя часть содержит более крупный материал, средняя и нижняя части слоя более однородны по литологическому составу и представлены средне- и крупнозернистыми пологонаклонными и горизонтально-слоистыми песками. В основании отмечается прослой (5-10 см) мелкозернистого глинистого песка с линзами светло-серой вязкой глины..... 5,5
7. Гравий мелко- и среднеразмерный с большим содержанием грубозернистого песка. Отложения интенсивно ожелезнены до красновато-бурого оттенка..... 1,5
8. Светло-серые косослоистые пески с прослоями серых вязких глин и глинистых песков мощностью 5-10 см .....(видимая) 1,5

Аналогичное строение имеют разрезы кангильской свиты в районе г. Шилки, карьеры в устье р. Урульги, в нижнем течении р. Нерчи и в долине р. Онон [Воскресенский, 1965; Малаева, Уфимцев, 1976]. Во всех этих разрезах наблюдается отчетливое субпараллельное переслаивание песчано-мелкогалечных отложений, отличающихся друг от друга как цветом, так и гранулометрическим составом (рис. 9). Преобладающие мелко- и среднезернистые песчаные горизонты имеют характерный светло-серый оттенок. Более грубые гравийно-мелкогалечные пачки часто обогащены гидроокислами железа и марганца, придающими им специфическую охристую, иногда черную окраску. Процессы ожелезнения и омарганцевания имеют, как правило, эпигенетический характер. Об этом свидетельствует несовпадение литологических гра-



ниц отложений с зонами окрашивания. В отдельных пластах этих процессы развиты настолько интенсивно, что цементируют гравийно-галечный материал в довольно прочные конгломераты, с трудом разрушаемые молотком. Однако, несмотря на большую цветовую гамму, отложения кангильской свиты окрашены преимущественно в светло-серые (белесые) тона, что и дало им название "серая" или "белесая" толща.

Галечный материал преимущественно мелко- и среднеразмерный. По петрографическому составу это в основном устойчивые к выветриванию породы (кварц, кварциты, яшмиды, роговики, халцедон и др.). Окатанность галек преимущественно 3-4-го класса с незначительной примесью угловатых обломков, форма округлая, реже встречаются плоские и удлиненные окатыши. Однако такие хорошо окатанные обломки более характерны для отложений крупных водотоков, дренирующих мезокайнозойские впадины. В долинах более низких порядков псефитовая фракция окатана намного слабее и в ее составе наблюдается значительная примесь склонового неокатанного материала.

В разрезе толщи нижние горизонты по сравнению с верхней половиной несколько более обогащены глинистой фракцией. Прослой глини, наблюдаемые в нижней части Холбонского карьера, имеют темно-серую и зеленоватую окраску, на ощупь очень жирные. Мощность линз и прослоев глинистых отложений колеблется от 0,05 до 0,5 м при протяженности до 7-10 м. По данным термических и рентгеноструктурных анализов, главным их компонентом являются гидрослюды с примесью каолинита, галлуазита и монтмориллонита. Под электронным микроскопом гидрослюды наблюдаются в виде изометрично-пластинчатых и тонкочешуйчатых форм, каолинит большей частью представляет скопления мелкообломочных разрушенных агрегатов. Повышенное содержание железистых минералов иногда придает глинистым линзам красноватый оттенок. Более светлые глины включают большое количество зерен каолинита. Происхождение этих глинистых минералов связывается с переотложением из продуктов позднемел-палеогенового коробразования в обрамлении впадин.

Пески кангильской свиты разнозернистые хорошо отмытые, по составу полимиктовые. Кварц в них несколько преобладает над содержанием полевого шпата. Однако по разрезу соотношение этих двух минеральных компонентов варьирует в широких пределах. В целом для минерального состава тяжелой фракции песков наиболее характерны ильменит, гранат, сфен и циркон; менее показательны магнетит, лейкоксен, турмалин, касситерит. В значительном количестве присутствуют анатаз, рутил, гиацинт, апатит, корунд, андалузит, силлиманит, пирит, барит, шеелит, топаз, кинорварь и шпинель. По мнению Л.Т. Кузнецовой (1965), для минерального состава отложений кангильской свиты характерно отчетливо выраженное влияние местных источников сноса терригенно-

го материала. На правомерность этого положения указывает и присутствие в шлихах таких легко разрушающихся при транспортировке в россыпи минералов, как барит, пирит, апатит и др.

В качестве примера такой автохтонности осадков можно привести соотношение минеральных ассоциаций разных участков Шилка-Арбагарской депрессии. Так, минеральные спектры западной части впадины содержат ассоциацию минералов ильменита, граната, циркона и сфена, поступающих из позднеюрских гипабиссальных интрузий и дайковых поясов. Начиная с пади Арбагарской и далее на восток, в тяжелой фракции аллювия кангильской свиты отмечается увеличение гематита и лейкоксена. Возрастание процентного содержания гипергенных минералов на этом участке, вероятно, связано с тем, что здесь эрозии подвергаются железистые коры выветривания нижнемеловых конгломератов. Кроме того, восточный блок впадины испытывает поднятие, в результате чего экзогенной переработке подверглись нижние горизонты, обогащенные рудными минералами. В целом такая закономерность отмечается и для других районов - низы толщи характеризуются чаще более устойчивыми к выветриванию компонентами и вторичными минералами. Вверх по разрезу минеральный спектр становится более разнообразным за счет присутствия в осадках еще не разрушенных минералов. Эта дифференциация минералов по разрезу и по латерали в зависимости от их физико-химических условий разрушения дает возможность получить дополнительную информацию о палеогеографии эпохи осадконакопления, что имеет определенное стратиграфическое и корреляционное значение [Сигов, 1960; Судакова, 1966]. Рассчитанные коэффициенты устойчивости минералов (отношение суммы средних значений содержания устойчивых минералов к сумме легко разрушающихся минералов) для различных стратиграфических горизонтов показали, что наибольшие значения коэффициентов устойчивости (КУ), достигающие 10-45, характеризуют нижние горизонты разрезов, сформировавшиеся в условиях более теплого и влажного климата, благоприятного для процессов физико-химической дезинтеграции [Тулохонов, 1976]. Вверх по разрезу значения КУ уменьшаются (до 0,1-5), что является отражением некоторого изменения климатических условий в сторону похолодания и, как следствие, ослабления гипергенных процессов. При сопоставлении этих данных с результатами палинологических исследований обнаруживается определенная взаимосвязь пиковых значений КУ с более "теплыми" спорово-пыльцевыми спектрами.

Литолого-фациальный анализ отложений кангильской свиты позволяет выделить в их составе осадки разнообразного генезиса. Наряду с фациями руслового аллювия в разрезах наблюдаются пойменные и озерно-болотные осадки, характеризующие застойные участки - мелкие заливы и старицы. При этом в строении разрезов они многократно повторяются, располагаясь друг над дру-

гом на разных уровнях, что, по мнению Е.В. Шанцера (1966), является одной из наиболее характерных особенностей констративного осадконакопления аллювия. Следы локальных размывов, отделяющие различные пачки аллювия, объясняются боковой миграцией главной реки по мере того, как возрастает количество поступающих наносов и заполняется ее русло. Определенным подобием пра-Шилки этого времени могут служить реки типа Хуанхэ, которые на отдельных участках русла намывают естественные дамбы, а в паводки прорывают их, затопляя окружающую низкую пойму. В целом особенности строения толщи свидетельствуют о ее формировании в условиях подпорного гидродинамического режима на фоне некоторой тектонической стабилизации. В пределах мезокайнозойских опущенных блоков существовали полузамкнутые озеровидные водоемы, соединявшиеся между собой серией протоков. При этом реки интенсивно меандрировали и фуркировали на ряд рукавов.

Изменение литологического состава отложений наблюдается и в поперечном разрезе впадины. Для осевой части впадины характерны хорошо отмытые и сортированные песчано-гравийные отложения. По данным гранулометрических анализов, количество глинистой фракции не превышает 2-3%. Текстура отложений типична для аллювия с преобладанием косослоистых серий с падением на северо-восток под углом 15-30°.

Севернее, на водоразделе падей Митрошина и Далахай, в составе отложений отмечается существенное увеличение глинистой фракции, представленной прослоями и линзами бурых и белесоватых плотных глин с примесью разнозернистого песка. Мощность отдельных линз составляет 40-60 см и в редких случаях до 1,2-2 м при протяженности до первых десятков метров. О существенном увеличении глинистых фракций в составе отложений свидетельствует описание разреза в устье р. Ки.

Мощность, м

1. Почвенно-растительный слой с примесью гравия... 0,2
2. Светло-серый песчано-гравийный слой с примесью глины и мелкой гальки различной окатанности. Слоистость отложений слабозаметная, субгоризонтальная. Отдельные линзы песков подвержены процессам постседиментационного ожелезнения. По границе с нижним слоем залегают линзы глин мощностью 1,5-2 см..... 0,8
3. Слабозаметное переслаивание грубозернистых и мелкозернистых темно-серых песков. Верхние горизонты слоя слегка ожелезнены. Слоистость горизонтальная и пологоволнистая. На глубине 2 м прослеживаются линзы глинистых светло-серых песков..... 1,3

4. Бурые среднеразмерные галечники с различной степенью окатанности. Отмечаются линзы грубо-зернистых песков и гравия..... 4,2
5. Тонкозернистые глинистые пески темно-серого цвета со слабыми следами ожелезнения. Слоистость неявно выраженная субгоризонтальная. Контакт с нижним слоем четкий и волнистый..... 1,5
6. Переслаивание разнозернистых светло-серых песков с линзами разноразмерных, преимущественно мелких, галек. Слоистость различная с преобладанием наклонной разнонаправленной. Отмечаются прослои мелких галек, покрытых темными окислами железа, и линзы серых вязких глин  
..... (видимая) 3,0

Ближе к бортам впадины мощность отложений резко сокращается, и в разрезах доминируют делювиально-пролювиальные образования, в которых отмечаются фациальные переходы небольших прослоев песчано-галечного материала различной степени окатанности и сортированности.

В тесной связи с особенностями геоморфологического строения накапливались отложения кангильской свиты и в других впадинах Шилкинского среднегорья.

В Цасучейской впадине, по данным Е.М. Малаевой и Г.Ф. Уфимцева (1976), вскрыт буровой скважиной следующий разрез:

Мощность, м

1. Переслаивание желтых и коричневатожелтых разнозернистых песков и гравия с мелкой галькой (отложения, перекрывающие белесый аллювий)..... 0 -18,0
2. Светло-серый гравелистый песок с мелкой галькой..... 18,0-52,6
3. Желтовато-серый среднезернистый песок..... 52,6 - 54,7
4. Светло-серый гравелистый песок с мелкой галькой..... 54,7 - 102,2
5. Желтовато-серый разнозернистый песок 102,2-106,7
6. Темно-серый тонкослоистый песчаный алеврит с маломощными прослойками мелкозернистого песка..... 106,7-108,4
7. Серый разнозернистый глинистый песок 108,4-109,7
8. Серый алеврит..... 109,7-111,6

9. Серый среднезернистый песок..... 111,6-126,7
10. Серый гравелистый песок с редкой галькой..... 126,7-128,6
11. Светло-серый, иногда коричневатосерый среднезернистый песок..... 128,6-147,9
12. Выветрелый серицит-хлоритовый сланец 147,9 и ниже

Существенным отличием от шилкинских разрезов здесь является более однородный псаммитовый состав отложений. Это объясняется тем, что Цасучейская впадина расположена в условиях более равнинного рельефа Агинской плиты.

Одной из основных задач стратиграфии кайнозоя Восточного Забайкалья является определение времени накопления отложений кангильской свиты, решение которой до настоящего времени вызывает определенные трудности. Это связано с тем, что в ее разрезах каких-либо руководящих остатков фауны не найдено, а спорово-пыльцевые анализы не имеют четкой геохронологической интерпретации.

Большинство исследователей [Мирчинк, Гераков, 1961; Флоренсов, 1961; Симонов и др., 1963; Корнутова, Хотина, 1967] считают возраст толщи плиоцен-нижнечетвертичным. В пользу этого вывода Е.И. Корнутова и Е.Б. Хотина (1967) приводят ссылку на находки Д.Д. Савченко в районе ст. Шаросун. Здесь из средней части разреза в озерных глинистых осадках собрана фауна беспозвоночных: *Planorbis* sp., *Limnea ovata* Drap., *L. peraegra* Müll., *Valvata* cf. *pulchella* Stud., *Sphaerium corn.* L. (определение Е. С. Раммельмеер). Фауна позвоночных представлена только *Eguus* sp. (*stenonis*), *Hipparion* sp. (определение В.И. Громова). Эти данные, по мнению авторов, позволяют датировать возраст кангильской свиты плиоцен-нижнечетвертичным временем. Однако исследования последних лет указывают на то, что к плиоцену относится только завершающая фаза накопления этих отложений, [Симонов, 1972].

В Юго-Восточном Забайкалье, по мнению Е.М. Малаевой и Г.Ф. Уфимцева (1976), нижние горизонты отложений кангильской свиты отлагались в условиях умеренно теплого и влажного климата плиоцена, когда произрастала растительность тургайского типа с большим количеством экзотических для Забайкалья элементов флоры. Из этих отложений извлечена пыльца тсуги, ели *Euricea* и *Omorica*, сосны подрода *Harpoxylon*, лещины, ильмовых, липы, клена, грецкого ореха, граба, дзельквы, падуба, миррики.

Начало формирования отложений кангильской свиты, судя по результатам палинологических исследований Шилкинского карьера [Корнутова, Филина, 1974], датируется второй половиной миоцена. По данным этих авторов, в небольшом количестве, но по-

стоянно по всему разрезу встречаются пыльцевые зерна широколиственных растений (лещина, бук, ильм, дуб, граб, ясень, клен), а также представителей семейств *Myrtaceae*, *Juglandaceae*, *Moraceae*, *Cornaceae*. При этом пыльца трав составляет в сумме 20–40% от общего состава пыльцы и несколько сокращается вверх по разрезу. Основная ее масса принадлежит полыни, злакам, представителям семейств группы разнотравья. Древесные представлены сосной (40%), березой (15%), ольхой (14%) и другими видами. Приводится ссылка на находку (не *in situ*) фрагментов двухстворчатых пресноводных моллюсков родов *Acuticosta*(?), *Nodularia*, которые, по заключению С.М. Поповой, не моложе плиоцена, скорее всего нижнего, но и не древнее позднего миоцена.

Основываясь на этих фактах, Е.И. Корнутова и Н.А. Филина сопоставляют описываемые отложения с верхними горизонтами разрезов танхойской свиты, датируемых поздним миоценом и ранним плиоценом [Мазиллов и др., 1972]. Эти выводы вполне согласуются с результатами исследований С.С. Воскресенского [Симонов, 1972], которые позволяют предполагать, что низы "белесой" толщи тяготеют к миоцену. На юге Восточного Забайкалья отложения кангильской свиты фациально замещаются древними озерными отложениями котловины Торейских озер и пролювиально-аллювиальными осадками Агинского поля, имеющими миоценовый возраст [Попова и др., 1974].

Таким образом, представляется возможным достаточно уверенно определить возрастной интервал формирования отложений кангильской свиты от второй половины миоцена до плиоцена включительно.

По мнению Н.А. Логачева (1971), "белесый" аллювий Центрального и Восточного Забайкалья является несомненным стратиграфическим аналогом манзурского аллювия Западного Прибайкалья, который накопился после углубления субсеквентных долин в середине плиоцена. В бассейне Амура отложения кангильской свиты сопоставляются с сазанковской, датируемой верхним миоценом – плиоценом [Мурзаева, 1965; Геоморфология Амура-Зейской..., 1973].

Широкое развитие рассматриваемых отложений позволяет охарактеризовать этот период как эпоху заполнения раннемиоценовых долин и общего выравнивания поверхности. Судя по литолого-фациальному составу осадков можно предполагать, что коррелятивный рельеф эпохи представлял собой слаборасчлененные низко-среднегорные поднятия, разделенные впадинами и дренируемые крупными водными системами. Эти водотоки несли огромную массу влекомого и взвешенного материала, отлагавшегося в расширенных участках долин. Они не имели глубоко врезанных долин, распались на множество рукавов, легко менявших свое положение и окаймленных прирусловыми валами уже значительно выше

окружавшей поймы. По мере аккумуляции и повышения водного зеркала эти естественные дамбы прорывались, что вызывало сильные наводнения, размывы и быстрое отложение осадков.

Толщи, образующиеся в пределах подобных аккумулятивных равнин, как указывает Е.В. Шанцер (1966), отличаются от обычного констративного аллювия тем, что в их строении играют роль озерные фации. Поэтому они близки скорее к отложениям озерно-аллювиальной серии, что характерно и для рассматриваемых отложений.

Растительность эпохи формирования отложений кангильской свиты, судя по данным палинологических анализов, существовала в относительно влажной и теплой климатической обстановке, в которой могли произрастать светло- и темнохвойные и хвойно-широколиственные леса с элементами тургайской флоры [Малаева, 1974]. Основные отличия спорово-пыльцевых спектров нижних горизонтов от верхних заключаются в сокращении элементов широколиственной флоры, елово-тсуговой тайги и в увеличении роли степных фитоценозов. Отмеченные изменения указывают на прогрессирующее похолодание и вытеснение относительно тепло- и влаголюбивых растений раннего неогена более ксерофитными видами.

В современном рельефе от этой эпохи довольно хорошо сохранились фрагменты аккумулятивной поверхности выравнивания (поверхности аппланации) [Тимофеев, 1974], которую мы, вслед за Б.А. Максимовым, называем Шилкинским плато. По морфологии это плоские выровненные пространства вдоль бортов крупных долин Восточного Забайкалья с относительными превышениями 100-150 м над уровнем рек. Их ширина различна и в пределах впадин достигает первых километров. Такие однородные участки рельефа, сложенные в основном осадками кангильской свиты и перекрывающей ее "рыжей" толщи, выделяются во многих межгорных впадинах по долинам рек Ингода, Онон, Урульга, Унда, Талача и т. д. (рис. 10). Отмеченные геоморфологические особенности позволяют классифицировать эти формы рельефа как малые аккумулятивные равнины межгорных впадин [Волков, Волкова, 1976].

Поверхность этих равнин расчленена многочисленными оврагами и долинами временных водотоков, легко размывающих песчаные склоны в период муссонных дождей. Вследствие преимущественно псаммитового состава слагающих Шилкинское плато осадков на ее поверхности образуются суффозионно-просадочные воронки, хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках. Они представляют собой округлые понижения диаметром до 50-100 м и глубиной до 1,5-2 м.

По периферии впадин осадки кангильской свиты фациально замещаются грубообломочными аллювиально-пролювиальными отложениями, выполняющими древние долины и днища некоторых притоков Шилки. Один из разрезов этих отложений вскрыт в вершине пади Верхний Байцетуй, в уступе 10-12 м террасы.

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Почвенно-растительный слой .....  | 0,3 |
| 2. Желто-бурый до желто-серого суглинок с включением слабоокатанных обломков коренных пород, мелкой гальки (до 15-20%).....  | 1,5 |
| 3. Светло-серый глинистый песок с примесью мелкой гальки, дресвы и слабоокатанных обломков коренных пород.....   | 0,7 |
| 4. Переслаивание светло-желтого и охристо-желтого глинистого песка, содержащего до 30-35% разноразмерной гальки.....   | 2,0 |
| 5. "Белесые" галечники, представленные слабосцементированными песчано-галечными отложениями с примесью белесо-зеленоватой каолинизированной глины. Гальки мелкого и среднего размера, хорошо окатанные и сильно выветрелые.... | 4,0 |
| 6. Трещиноватый элювий коренных пород.....   | 0,3 |

В пади Кужертай эти образования представлены однообразной песчано-гравийной толщей белесого оттенка с частыми прослоями глин и глинистого песка. Характерна сильная каолинизация рыхлого материала и выветрелость галечника.

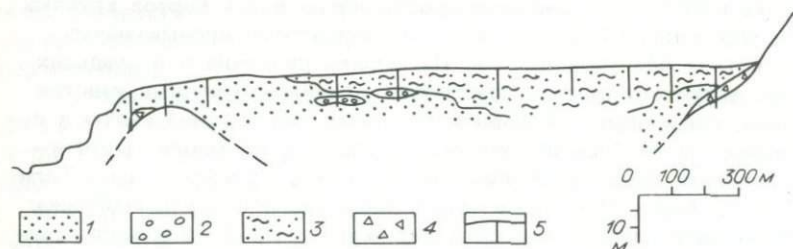


Рис. 10. Разрез аккумулятивной равнины в долине р. Талачи.

1-мелкозернистый песок; 2-галька; 3-глинистый песок; 4-элювий коренных пород; 5-буровые скважины.

Сходные по литологическому составу отложения залегают под современным руслом р. Ки, слагают правую террасу пади Дельмачик, широко распространены в бассейне Онона, Унды, в Казаковской впадине. Во всех случаях осадки отличается специфический белесый оттенок, значительное количество хорошо окатанного галечного материала, не характерное для малых долин, высокая степень выветрелости отложений и существенная примесь

неокатанных обломков коренных пород. По петрографическому составу галечники состоят из окварцованных пород, гранодиоритов, кварцитов, кремнистых и других механически прочных разновидностей. Содержание кварца в псаммитовой фракции достигает 15–25% против 5–6% в современных отложениях.

Для отложений древних долин Шилкинского среднегорья, прилегающих к Боршовочному хребту, характерен более пестрый литологический состав. Примером может служить буровая скважина, вскрывшая разрез древней долины пади Оськина:

Мощность, м

1. Почвенно–растительный слой.....	0,5
2. Желтовато–серый дресвяно–глинистый материал..	3,0
3. Зеленовато–желтые дресвяно–глинистые отложения с разнозернистым песком (до 10%) и мелко- и среднезернистые бурые пески, включающие до 5–10% щебня, интенсивно разрушенного.....	10,0
4. Кирпично–красная глина со значительной примесью грубозернистого песка, дресвы и щебня....	8,0
5. Темно–желтая зеленоватая глина со слабоокатанной галькой, дресвой и щебнем.....	6,5
6. Охристо–желтые до зеленовато–желтого песчано–глинистые отложения с обломками дресвы и щебня до 12 см в диаметре.....	9,0
7. Зеленовато–желтые разнозернистые пески со слабоокатанной галькой темно–зеленых сланцев и примесью гравия.....	2,0
8. Сильно выветрелые темно–зеленые сланцы кулиндинской свиты.....	1,65

Базальные слои представляют собой остатки раннемиоценового аллювия стадии врезания древних долин. Перекрывающие отложения накапливались в условиях некоторой аридизации климата и доминирования склоновых процессов. Малые водотоки не справлялись с массой поступающих наносов, и в результате происходило заполнение долин. Аккумуляции такого количества рыхлого материала благоприятствовало интенсивное выветривание водораздельных пространств, о чем свидетельствует пестроцветная окраска отложений и их разрушенность. В устьях главных притоков Шилки транзит аллювия был затруднен, вследствие значительного подпора со стороны впадины, где происходило накопление отложений кангильской свиты и повышение базиса эрозии. Такой подпор проникал вверх по долинам на десятки километров, вызывая меандрирование и фуркацию русел. Примером такой древней меанд-

ры может служить изогнутая в плане насыпь в долине Кии, в устье пади Моховой.

В пределах относительно поднятых морфоструктур эпоха осадконакопления отмечена формированием денудационных поверхностей выравнивания. Эти поверхности сохранились по правобережью Шилки на участке устья Канги до Урульги и в ряде мест Киино-Ингодинского междуречья. Они представляют собой небольшие педименты с выположенными тыловыми уступами, часто привязанные к уровню "главной" террасы. Наиболее широко подобные формы рельефа развиты на юге Восточного Забайкалья, где они в сочетании с аккумулятивными равнинами образуют так называемые локальные полигенетические поверхности выравнивания. [Уфимцев, Сизиков, 1974].

Поверхности этих педиментов фиксируются в ряде случаев маломощными корами выветривания типа красноцветов. Однако в отличие от красноцветов эпохи позднемел-палеогенового корообразования они имеют слабо выраженную дифференциацию и включают значительное количество грубообломочного материала. В некоторых случаях в разрезе рассматриваемых образований наблюдаются следы перемещений обломочного материала с текстурами типа фации "кос" и "отмостки" [Симонов, 1972].

В вершине пади Тоста красноцветные образования выделяются в виде полосы вдоль склона долины. В оврагах, расчленяющих пологий склон, под почвенным покровом выделяются красновато-бурые суглинки, содержащие до 5-15% дресвяно-шебнистого материала, количество которого возрастает к основанию. Для минерального состава пелитовой фракции этих образований характерно наличие монтмориллонита, гидрослюд и в незначительной степени каолинита, галлуазита и аморфного вещества. Также отмечено повышенное содержание гидроокислов железа, гематита, придающих разрезу красноватые оттенки. Видимая мощность красноцветов достигает 2-2,5 м, ниже залегает маломощный слой механической дезинтеграции метаморфизованных сланцев.

Красновато-бурые тяжелые суглинки с большим количеством каолинизированных зерен полевого шпата и выветрелых обломков сланцев известны в нижнем течении Нерчи, в Балейском грабене, в долине р. Калангуй и Торейской впадине. Независимо от геолого-структурной позиции и гипсометрического положения эти образования имеют близкие морфологические и литологические особенности, что может иметь большое стратиграфическое значение.

Формирование красноцветных образований, по всей вероятности, связано с заключительным этапом плиоценового выравнивания и продолжалось некоторое время после накопления отложений кангильской свиты. Н.Н. Гераков и А.И. Сизиков (1963) при описании разреза в районе с. Боржигантай (среднее течение р. Онон) наблюдали, как красноцветные образования, залегающие

на склоне долины, перекрывают осадки кангильской свиты, что дает возможность сопоставить их с фаунистически охарактеризованными отложениями тологойской свиты нижнеэоплейстоценового возраста [Равский и др., 1964]. Такие же стратиграфические взаимоотношения между красноцветами и "белесым" аллювием неогенового возраста наблюдаются в карьере по пади Нижней (бассейн р. Унды). Это вполне согласуется и с результатами исследований Е.М. Великовской (1955), посвященных изучению красноцветов плиоцена Евразии.

В отношении климатических условий времени накопления красноцветов можно судить в основном по специфической окраске отложений. Как указывает И.И. Гинзбург (1947), "образование в элювии красноцветов маловодных окислов железа, по-видимому, обусловлено высокой температурой и высокой концентрацией солей". Эти взгляды развивает В.Н. Разумова (1961), считающая, что для жарких областей свойственны красные оттенки, а для более умеренных – бурые. По мнению В.С. Трофимова (1965), окристая и буроватая окраска продуктов коррозирования также может свидетельствовать об условиях сезонного увлажнения и довольно засушливой климатической обстановки. Вероятно, этому периоду в спорово-пыльцевых спектрах кангильской свиты соответствует увеличение роли степной и лесостепной растительности и деградация гифрофитов. Это хорошо увязывается с находками скорлупы яиц страуса, сделанными И.В. Арембовским в верхних горизонтах "серой" толщи [Ананьев, 1965].

Таким образом, позднемиоцен-плиоценовый этап развития рельефа можно рассматривать как эпоху планиции и заполнения эрозионно-тектонических форм, созданных за предыдущий цикл дифференцированного развития. Важнейшими следами этого преобразования являются аккумулятивные поверхности выравнивания (поверхности аппланиции), развитые на отложениях кангильской свиты, и педименты, образующие на водоразделах систему выровненных локальных ярусов современного рельефа. Однако если аппланиция характерна только для этого периода, то процессы педиментации интенсивно развивались и в последующем – в антропогене. Стабилизация тектонического режима также отмечена формированием формации красноцветной коры выветривания. Вместе с тем следует отметить, что режим осадкообразования этого времени не отличался абсолютным спокойствием. О некоторой активности процессов морфолитогенеза свидетельствуют отдельные линзы более грубого материала и следы локальных размывов в разрезах кангильской свиты, а также различное гилсометрическое положение днищ древних долин. Кроме того, судя по тенденции направленного поглубения кластического материала в верхах разрезов рассматриваемой толщи, можно предполагать о наращивании амплитуды тектонических движений к концу плиоцена – началу антропогена.

При рассмотрении геоморфологических событий неогена наблюдается появление в рельефе морфологических аналогов базальной поверхности выравнивания позднемел-палеогенового выравнивания, сменивших во времени стадию дифференцированного рельефообразования- формирование погребенных (в настоящее время) долин. Подобное хронологическое взаимоотношение элементов рельефа позволяет выделить в истории развития рельефа Шилкинского среднегорья второй геоморфологический цикл, включающий стадию раннемиоценовой неотектонической активизации и позднемиоцен-плиоценового аккумулятивного выравнивания.

#### 6. Антропогенный морфоцикл развития современных долин

Антропогенный период явился определяющим в развитии морфоскульптур рассматриваемой территории и завершил формирование современных морфоструктур Шилкинского среднегорья. В неотектоническом режиме этого времени отмечается резкий пик активности, сопровождаемый дальнейшей мелкоблоковой дифференциацией позднемезозойских орогенных морфоструктур. Изменение эндогенной составляющей рельефообразования нашло, в свою очередь, отражение в усилении процессов эрозионного расчленения поверхности и развитии современной долинной сети с комплексом террасовых уровней. Усиление тектонической активности не было каким-то локальным явлением для Забайкалья. На Сибирской платформе к этому времени относятся следы региональных размывов в основании антропогенного чехла [Алексеев и др., 1966]. В Амуро-Зейской депрессии новой активизации неотектонических движений отвечает формирование низов белогорской свиты зейской серии, залегающих на неровной, размытой поверхности сазанковских отложений неогенового возраста или коренных породах фундамента [Воскресенский, 1968; Логинова и др., 1973]. Таким образом, начало антропогена можно рассматривать как новый рубеж в геологической истории Восточного Забайкалья и сопредельных районов, фиксирующий качественно новый цикл развития рельефа, наиболее близкого к его современному облику.

Морфометрические построения и изучение изменения мощности антропогенных осадков позволяют оценивать амплитуду относительных перемещений отдельных блоков в 150-200 м. Это привело к тому, что реликты древней гидросети оказались на различных гипсометрических уровнях, а наиболее высоко расположенные-частично или полностью эродированными. Плановые очертания морфоструктур приобрели современный мозаично-мелкоблоковый рисунок (рис. 11).

Тектонические перестройки определенным образом сказались и на ориентировке речных долин. В Шилкинском среднегорье глав-

ные водотоки частично изменили свое положение и вошли в современное русло. Приблизительно в это же время произошло поднятие Телембинского блока в южной части Шилка-Нерчинского междуречья, в результате чего пра-Шилка оставила прежнюю долину и врезалась в Бишигинскую перемычку, формируя antecedentную долину. Небольшие изменения в рисунке гидросети притоков происходили в результате смещения и перехватов русел.

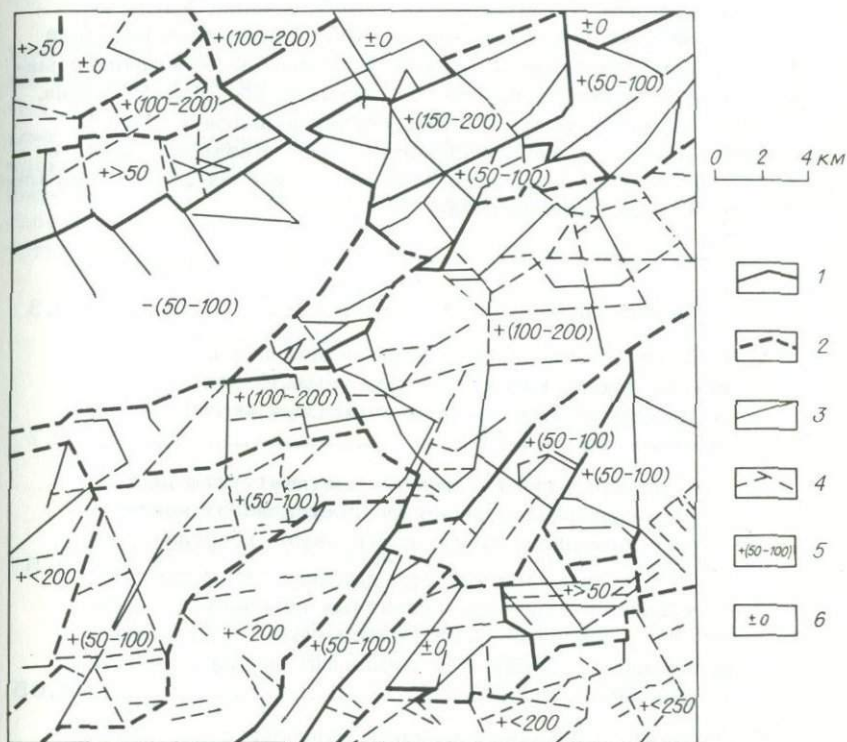


Рис. 11. Блоковая дифференциация морфоструктур одного из районов Шилкинского среднегорья.

Межблоковые нарушения: 1-установленные, 2-предполагаемые. Внутриблоковые нарушения: 3-установленные, 4-предполагаемые; 5- амплитуды относительных неотектонических перемещений; 6-условно стабильные блоки.

Формирование современных долин в районах аккумуляции отложений кангильской свиты осуществлялось эпигенетическим путем. Древние долины к началу антропогена почти полностью были заполнены рыхлыми наносами, реки меандрировали на уровне современных водоразделов. Врезание водотоков в результате но-

вой фазы неотектонической дифференциации и палеоклиматических причин происходило не всегда на прежнем месте. Поэтому многие реки, прорезав толщу рыхлых отложений, образовывали узкие эпигенетические долины прорыва в коренных породах. На участках поднятий кристаллического фундамента эпигенетические долины сменяются antecedентными. Наиболее близко схеме формирования эпигенетических долин, на наш взгляд, отвечают устьевые сужения падей Булыкта, Дельмачик, Кия, Арбагарская, Урульга.

В разрезе коррелятных отложений усиление тектонической дифференциации фиксируется резким укрупнением обломочного материала и накоплением аллювия так называемой "рыжей" толщи.

Один из наиболее интересных разрезов аллювия "рыжей" толщи изучен нами у юго-западного края с. Казаново. Здесь в карьере наблюдается налегание этих отложений на осадки кангильской свиты со следами размыва.

Мощность, м

- |  |      |
|--|------|
| 1. Почвенно-растительный слой.....   | 0,3  |
| 2. Галечник светло-бурый, включающий линзы песчано-гравийного материала. Окатанность галек 2-3-го класса. Встречаются отдельные угловатые обломки гранитоидов.....   | 0,7  |
| 3. Песчано-гравийный материал светло-серого цвета с примесью разноразмерного обохренного красноватого галечника. Отмечаются линзы косослоистых песков.....   | 1,5  |
| 4. Переслаивание песчано-гравийных горизонтов с мелко- и среднеразмерными галечниками. В песчаных отложениях наблюдаются небольшие линзы (2-3 см) светло-серых глин.....   | 1,65 |
| 5. Темно-бурый разноразмерный галечник с прослоями косослоистых грубозернистых песков мощностью 20-35 см, среди которых встречаются линзы глинистых песков и глин. На границе с нижележащим слоем залегает прослой крупноразмерных галечников, включающий отдельные мелкие и средние валуны и глыбы до 0,6 м в диаметре. Отдельные гальки интенсивно обохрены до ржавого оттенка.... | 4,0  |
| 6. Верхняя толща с размывом налегает на светло-серые (белесые) отложения кангильской свиты. Последние представлены разнозернистыми песками с прослоями мелкого гравия и линзами глин. Слоистость самая разнообразная с преобладанием косой с наклонами до 20-30°. Отмечаются отдельные   |      |

хорошо окатанные гальки, рассеянные по всему разрезу, и пятна ожелезнения оранжевого оттенка. К основанию разреза увеличивается мощность линз и прослоев глин до 30-40 см. Глины тонко-дисперсные, вязкие и имеют темно-серый цвет (видимая)..... 7,0

Широко распространены отложения "рыжей" толщи в Ундино-Даинской впадине. В долине р. Куренги остатки "рыжей" толщи закартированы выше устья р. Даи и в районе пос. Мироново. Под почвенным слоем здесь вскрываются красновато-бурые и мелко- и среднеразмерные хорошо окатанные отложения. Петрографический состав галек очень пестрый и несет следы интенсивного выветривания ("рубашки" окислов, каверны, обломки сланцев расслоены). На левом берегу р. Унды, в устье пади Грязнушка, в уступе 30-метровой террасы наблюдается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Почвенно растительный слой.....	0,6
2. Красновато-бурые, кирпичные среднезернистые пески с незначительной примесью мелкой гальки и гравия.....	1,2
3. Разнозернистые желто-бурые пески с гравием и мелко- и среднеразмерной галькой.....	0,3
4. Желтовато-серые мелкозернистые пески со слабо-выраженными горизонтальными слоями.....	0,4
5. Красновато-бурые разноразмерные гальки, включающие линзы и тонкие прослои желтовато-бурых песков. Окатанность галек преимущественно 2-3-го класса..... (видимая)	1,3

Близкие по литологическому составу отложения вскрываются на правобережье р. Унды, в устье пади Буяновой, где их мощность достигает 5-6 м. Во всех описываемых разрезах "рыжая" толща с размывом залегает на озерно-аллювиальных отложениях кангильской свиты или на корях выветривания коренных пород.

По данным Ю.Г. Симонова (1972), "рыжая" толща заполняет врез в пределах главной террасы. К примеру, глубина древнего тальвега в долине р. Нерчи у с. Знаменки достигает не менее 25-30 м. Однако максимальная глубина вреза близка к относительной высоте главной террасы, достигающей 100-110 м (рис. 12).

Аллювий "рыжей" толщи, кроме литологических особенностей, от подстилающих отложений кангильской свиты отличается и минералогическими спектрами шлиховой фракции. В Казановском

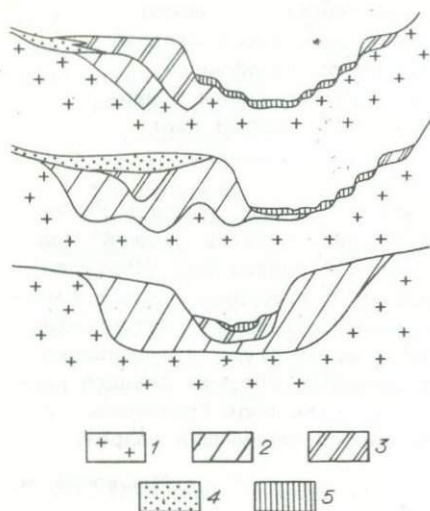


Рис. 12. Основные типы соотношения "белесой" толщи, "рыжих" галечников и "желтых" песков и современного аллювия в разрезах Пришилкинского района Забайкалья (по Ю.Г. Симонову, 1972).

1-коренные породы; 2-аллювий погребенных долин первой генерации ("белесая толща"); 3-аллювий погребенных долин второй генерации ("рыжие" галечники); 4-покровные отложения ("желтые" пески); 5-современный аллювий.

ных линз с примесью мелкозернистого песка. В верхней части, как отмечает Ю.Г.Симонов (1972), "рыжая" толща несколько отличается от низов тем, что в ее строении принимает участие и песчано-глинистый материал, в пределах которого галечники встречаются лишь в виде отдельных прослоев и линз, а местами отсутствуют полностью. Гальки в основном мелкие и средние по размеру, хорошо окатанные.

Ниже приводится характеристика галечной фракции аллювия "рыжей" толщи Казановского разреза (100 определений).

Размеры	Форма
Мелкая галька (1,0-2,5 см).....34	Неправильная..... 50
Средняя галька (2,5-5,0 см).....36	Округлая..... 6

разрезах (рис. 13) верхняя половина характеризуется резким увеличением сфена, граната, ильменита и появлением магнетита. Интересно отметить распределение некоторых минералов по разрезу. Так, низы карьера (кангильская свита) содержат небольшое количество ильменита, постепенно увеличивающегося к поверхности стратиграфического несогласия с "рыжей" толщей, затем его содержание падает и вновь возрастает в верхах разреза. Подобное пульсирующее распределение наблюдается и для циркона, рутила и некоторых других минералов тяжелой фракции аллювия.

Отложения "рыжей" толщи относительно слабо сортированы. Слоистость подчеркивается только черепитчатым налеганием отдельных галек и переслаиванием средне- и крупногалечного материала с более мелкими разностями. Песчано-глинистая фракция имеет подчиненное значение и встречается в виде маломощ-

Крупная галька (5,0-10,0 см)...22  
 Мелкие валуны (10,0-25,0 см)... 8

Эллипсоидальная..... 3  
 Плитчатая.....13  
 Треугольная.....16  
 Дисковидная..... 6  
 Столбчатая..... 2  
 Конусовидная..... 2  
 Кубическая..... 1

Окатанность

Неокатанная..... 2  
 Слабоокатанная..... 23  
 Умеренно окатанная..... 35  
 Хорошо окатанная..... 38  
 Отлично окатанная..... 2

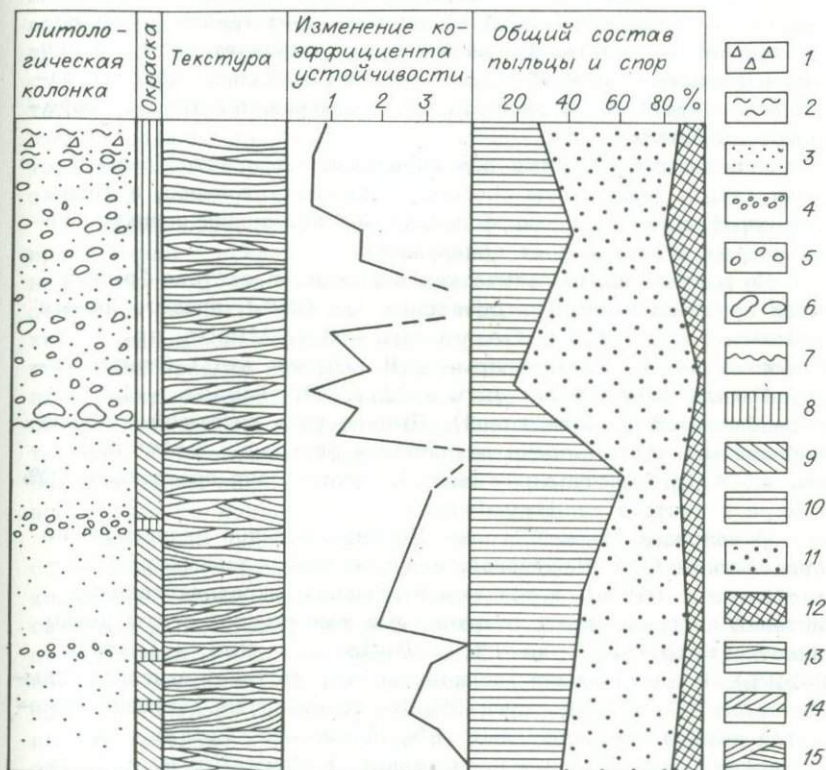


Рис. 13. Характеристика аллювиальных отложений У террасы р. Шилки (район с. Казаново).

1-дресва; 2-глина; 3-песок; 4-гравий и мелкая галька; 5-средняя галька; 6-крупная галька и мелкие валуны; 7-граница размыва. Оттенки: 8-красновато-бурый; 9-светло-серый; 10-пыльца древесных; 11-пыльца травянистых; 12-споры. Текстура: 13-горизонтально-волнистая; 14-косая; 15-диагональная.

Минеральный состав пелитовой фракции аллювия "рыжей" толщи существенно не отличается от осадков кангильской свиты. Преобладает мелкодисперсный  $\alpha$  - кварц, гидрослюды мусковитового типа и гидратированный каолинит. Содержание последнего несколько меньше и, вероятно, связано с перемывом продуктов каолинового корообразования.

В рельефе осадки "рыжей" толщ и слагают верхние горизонты V террасы р. Шилки и ее главных притоков, известных в литературе как "главная" терраса [Воскресенский и др., 1965; Мурзаева, 1965; Симонов, 1972; и др.]. Но вследствие того, что "рыжая" толща имеет локальное распространение, в большинстве случаев аллювий "главной" террасы представлен отложениями кангильской свиты. В связи с этим возникает вопрос о времени накопления "рыжей" толщи, решение которого позволит определить нижний возрастной предел формирования террас современной долины р. Шилки.

Отправными пунктами для определения возраста "рыжей" толщи служат результаты спорово-пыльцевых анализов, а также стратиграфическое и геоморфологическое положение осадков. Фауны в этих отложениях не обнаружено.

По данным палинологических анализов, в составе "рыжей" толщи преобладает пыльца древесных (до 68%), представленная Juglandaceae - 1,3%, *Carya* sp. - 0,4, *Ulmus* sp. - 1, *Quercus* - 2,3, *Tsuga* sp. - 0,8, *Picea* sect. *Omorica* - 2,8, *Pinus silvestris* Lin. - 21,3, *P. sibirica* - 13% (определение В.А. Потемкиной). Пыльца трав не отличается разнообразием и представлена единичными формами *Artemisia* sp. и *Angiospermae* (неопр.). Группа спор составляет 10% спектра и состоит из *Bryales*.

В разрезах "рыжей" толщи Ундино-Даинской депрессии, по определению М.И. Лешуковой, ведущее место занимает *Pseudotsuga* (55%), а содержание пыльцы широколиственных растений по сравнению с отложениями кангильской свиты резко падает (*Quercus* до 4%, *Juglans* 3-6, *Carya* 6-12%). В значительном количестве присутствует пыльца сосны - 5%, ольхи 10, ели - 3, тсуги - 2%. Из травянистых растений отмечается пыльца сложноцветных - 6%, полыни - 2%. Состав спор в отложениях очень беден и представлен *Polypodiaceae* - 3%, *Selaginella* - 2, неопределенных - 5%.

Подобные спектры характерны для ниже- и среднеэоплейстоценовых отложений охристой свиты Тункинской впадины [Равский и др., 1964]. Возможность стратиграфической параллелизации "рыжей" толщи с охристой свитой Тунки обосновывается и по характерной красновато-бурой (рыжей или охристой) окраске и преимущественно крупногалечному хорошо окатанному составу аллювия обоих комплексов. Отложения охристой свиты также с

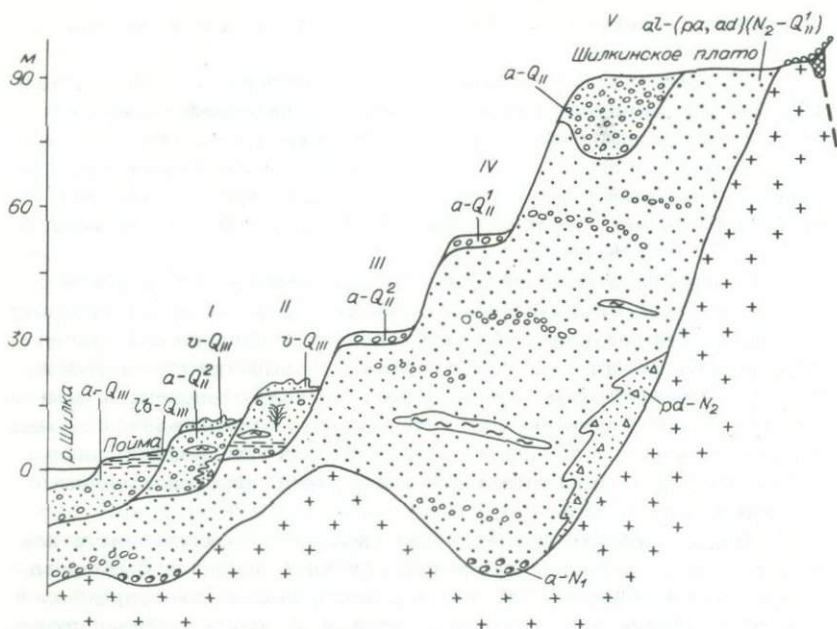
размывом перекрывают подстилающие угленосные осадки палеогена.

"Рыжая" толща, по мнению Ю.Г. Симонова (1972), сопоставима с белогорской свитой Приамурья нижнеплейстоценового возраста (верхний эоплейстоцен) [Логина и др., 1973]. Такое расхождение взглядов объясняется недостаточной стратиграфической обоснованностью. Поэтому в настоящее время представляется более реально определять возраст "рыжей" толщи как нерасчлененный эоплейстоцен.

По кровле отложений верхнего эоплейстоцена Сибирской платформы, как отмечают М.Н. Алексеев и др. (1965), проходит важный рубеж, отделяющий эоплейстоцен от следующего отдела антропогена-плейстоцена. Этот рубеж повсеместно фиксируется следами глубокого размыва и существенным похолоданием климата, что, в свою очередь, нашло отражение в преобладании в ландшафтах раннего плейстоцена разреженных светлохвойных лесов с травянистыми ксерофитными ассоциациями и широколиственными экзотами эоплейстоцена.

Таким образом, эоплейстоцен можно охарактеризовать как время резкого усиления процессов глубины эрозии и формирования наиболее древнего члена террасового комплекса современной долины р. Шилки и ее главных притоков. С этого времени происходит заложение контуров плейстоценовой гидросети Шилкинско-го среднегорья. В пределах впадин происходило формирование долин с аккумулятивными террасами. По периферии, в более возвышенных местах эти террасы сопрягаются с эрозионно-аккумулятивными и эрозионными цокольными террасами. По отношению к более древним долинам современные водотоки несколько смещены, но унаследуют контуры бассейнов и направление стока.

Примером, иллюстрирующим это положение, может служить соотношение между древними и современными долинами в Казаковской депрессии (бассейн р. Унды). Здесь на протяжении нескольких километров справа в долину р. Унды выходят устья падей Глинянка, Казакова, Ключевая, Сухая Казакова, Сухая Колобовая (с запада на восток), каждая из которых сопровождается древней долиной. Во всех случаях современные тальвеги смещены относительно древних долин на 50-200 м восточнее. При этом в пади Глинянка древнее ложе выше современного, в пади Казакова - на одном уровне, в пади Сухая Казакова - 7-10 м ниже, а в самой восточной - Сухой Колобовой - почти на 30 м ниже современной долины. Б.А. Максимов, впервые описавший строение древних долин этого района, объяснял рассмотренную особенность геоморфологического строения изменениями уклона современных водотоков. Между тем все они расположены на близких гипсометрических уровнях и имеют одинаковую эродирующую способность. Поэтому такое направленное изменение амплитуд устьевых отметок современных и древних долин наиболее реально связы-



вать с перекосом топографической поверхности отдельных мелко-блоковых морфоструктур и явлениями эпигении. Тем более, что при прочих равных условиях верховья древних долин расположены на 10–15 м ниже современных истоков. Так, например, в пади Глинянка древнее русло в устье расположено выше современного русла, а в среднем течении и в истоке – ниже его; то же самое наблюдается и в пади Казакова.

Направление перекоса по отношению к древним долинам было диагональным. Об этом можно судить по плановым соотношениям современной и древней гидросети. Современные пади, как правило, отклоняются восточнее древних долин, а такие древние долины, как Балахня, даже переходят из одной пади в другую, пересекая по диагонали современные водоразделы.

Приступая непосредственно к рассмотрению формирования современных долин, необходимо отметить, что вопрос о количестве и высотах террас главных рек Восточного Забайкалья однозначно не решен. Отчасти это связано с тем, что число террас, их высота даже в пределах одной долины не постоянны и по мере приближения к верховьям происходит убывание высот террас и сокращение их количества. Еще менее изучены вопросы возрастной датировки террас. Вместе с тем, анализируя имеющийся материал и на основании собственных наблюдений, можно выделить 5 главных этапов развития долинной сети Шилкинского среднегорья, отраженных в рельефе соответственно в 5 террасовых уровнях: I – терра-



Рис. 14. Принципиальная схема строения рельефа Шилкинского среднегорья.

1-ил; 2-глина; 3-дресва и щебень; 4-песок; 5-галка; 6-погребенный аллювий; 7-"водораздельные" галечники; 8-эоловые пески; 9- мерзлотные деформации; 10- разломы; 11-долинные педименты; 12-денудационные поверхности выравнивания; 13- коры выветривания монтмориллонит-гидрослюдистого (а) и каолинового (б) состава; 14-останцовые горы; 15-коренные породы.

са высотой 5-8 м; II - 12-20 м; III - 25-35 м; IV - 40-60 м и V - 75-110 м (рис. 14).

Строение террасовых отложений и их гипсометрическое положение тесно связано с характером неотектонического развития субстрата. В пределах межгорных впадин, вследствие их медленного погружения, высоты террас наименьшие, а отложения по генезису - аккумулятивные. В сужениях долин террасы имеют эрозионно-аккумулятивный характер или вообще представлены лишь цоколями эрозионных террас, почти лишенными рыхлого покрова, а их высоты-максимальные.

Как уже было отмечено выше, наиболее древним элементом террасового комплекса р. Шилки является уровень V, или "главной", террасы, сложенный аллювием "рыжей" толщи, а в цоколе - отложениями кангильской свиты. Терраса хорошо выражена в пределах большинства межгорных впадин и выполняет роль регионального геоморфологического уровня. В относительно поднятых участках территории реликты "главной" террасы сохранились лишь в устьях боковых притоков р. Шилки, отдельными языками они вклиниваются в долины наиболее крупных притоков. При этом существенно песчано-галечный состав террасового аллювия также замещается более грубыми и глинистыми осадками аллювиально-пролювиального генезиса.

В среднем и нижнем течении р. Шилки уровни "главной" террасы выражены по правому борту долины при впадении р. Куренги, в районе г. Сретенска, у дер. Фарково. Терраса аккумулятивная, местами цокольная. В разрезах терраса представлена переслаивающимися галечными и песчано-глинистыми отложениями. Однако в отличие от шилкинских разрезов здесь преобладают более крупные обломки, вплоть до мелких валунов. Такой грубооб-

ломочный состав аллювия сретенских террас и их цокольное строение объясняется тем, что р. Шилка на этом участке прорезает низкогорную перемычку между Боршовочным и Шилкинским хребтами, образуя узкую antecedentную долину. Здесь же, как отмечают С.С. Воскресенский (1965) и др., современный врез русла р. Шилки глубже древнего вреза.

Фрагменты IV террасы наблюдаются по правому борту долины р. Шилки на небольших участках от пади Шивача до пади Мирсановской, а также в районе устья падей Таловая и Мельничная. По левому борту долины терраса выделена в районе ст. Бишигино. Во всех случаях это небольшие субгоризонтальные площадки, вырезанные в коренных породах фундамента и покрытые небольшим покровом аллювиальных отложений и склонового материала.

В районе ст. Бишигино шурфы и скважины, пройденные при разведочных работах, вскрывают отложения 50–60–метровой террасы р. Шилки. Верхняя часть разреза представлена покровными склоновыми осадками, состоящими в основном из желто-бурых и красновато-бурых песков и суглинков с обилием дресвы и щебня. Собственно аллювиальные отложения залегают на глубине около 10 м и имеют сравнительно небольшую мощность (до 2 м). Это зеленоватые разнородные пески с примесью слабоокатанной мелкой и средней гальки и гравия. На цоколе галечный аллювий перемешан с грубообломочным элювием кристаллических пород. Ближе к борту долины аллювий выклинивается. В поперечном профиле рассматриваемая терраса выражена слабо и ее морфологические детали закрыты склоновым шлейфом подобно террасо-увалям. На противоположном правом берегу долины та же терраса отчетливо выражена в виде структурной ступени.

Фрагменты 40–50–метровой террасы выделены в долинах р. Куэнги и Алеур, где ее цоколем служат отложения кангильской свиты. По данным С.С. Воскресенского (1965) и др., скважина, пробуренная в районе с. Верхняя Куэнга, вскрыла следующий разрез 40–метровой террасы:

Мощность, м

- |  |      |
|--|------|
| 1. Супесь гумусированная с редкими включениями гравия.....   | 0,2  |
| 2. Песок сильноглинистый среднезернистый, с включениями крупнозернистых разностей, сильнооже-<br>лезненный.....              | 0,15 |
| 3. Галечник с заполнителем из легко опесчаненных суглинков с редкими включениями гравия и мелкой плохо окатанной гальки..... | 0,85 |
| 4. Галечник с заполнителем из сильно глинистого среднезернистого песка и мелкого гравия.....                                 | 0,25 |

5. Галечник с заполнителем из крупнозернистого хорошо сортированного кварцевого песка с включениями мелкого и среднего плохо окатанного гравия. Галька среднеразмерная, хорошо окатанная.....	2,65
6. Песок кварцевый грубозернистый с включением 30% разнозернистого гравия и мелкого галечного материала.....	2,50
7. Галечник с песчаным грубозернистым заполнителем.....	0,10
8. Отложения "серой" толши, представленные кварцевым разнозернистым песком со следами слабой каолинизации.....	0,60

На участках сужения долин ее цоколем служат коренные породы фундамента. Незначительная ширина, а равно и небольшие мощности рыхлого покрова свидетельствуют о кратковременном накоплении аллювия террасы IV.

Отсутствие фаунистических остатков не позволяет уверенно датировать возраст рассматриваемых отложений. В отложениях 40–50-метровой террасы р. Нерчи, по спорово-пыльцевым данным, преобладают травянистые (45–66%), пыльца древесных составляет 32–47%, спор сравнительно немного. Видовой состав древесных пород беден и включает различные формы сосны и берез, а также единичную пыльцу лиственницы, вяза, ольхи [Зорин и др., 1961]. Вместе с тем анализ этих материалов в сочетании с геоморфологическим положением террасы и условиями ее формирования дает основание предполагать, что накопление аллювия происходило в первой половине плейстоцена, когда после первого максимального оледенения в горах Забайкалья климат стал несколько теплее (мессовское межледниковье по шкале Западной Сибири). Это совпадает с мнением Э.И. Равского (1972), который указывает, что аллювий 40–50-метровых террас большинства сибирских рек имеет мессовский возраст. Относительно теплые условия способствовали процессам химического выветривания, благодаря чему в составе тяжелой фракции отложений отмечается повышенное содержание вторичных минералов (лейкоксона, гематита, лимонита и др.).

Отложения террасы III распространены значительно шире. В долине р. Шилки они слагают левобережные террасовые уступы высотой 30–40 м в районе пос. Холбон и ниже, до устья пади Тоста. На правом берегу р. Шилки терраса прослеживается небольшими участками от устья р. Канга до впадения р. Апрельково в р. Шилку. Хорошо картируется эта терраса по левому берегу р. Ингоды при ее слиянии с Ононом.

Достаточно полно характеристику отложений террасы представляет разрез в устье пади Оськина:

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой.....	0,5
2. Глинистые, мелкозернистые пески светло-серого цвета с вкраплениями более темных лессовидных суглинков. Текстура неяснослоистая, отмечаются оранжевые пятна ожелезнения.....	2,7
3. Разнозернистые, грубослоистые пески серого цвета с примесью глинистого материала. Слоистость обусловлена сменой крупности зерен в слоях....	10,0
4. Среднезернистые, хорошо сортированные пески с тонкой косо́й слоистостью, переслаивающиеся с пачками горизонтально-слоистых отложений. В нижней части этого горизонта выделяются несколько прослоев мелкого галечника с плохо окатанными обломками. Мощность каждого прослоя несколько сантиметров.....	5,0
5. Горизонт крупногалечных отложений с разнозернистым песком бурого оттенка.....	0,5
6. Слабоглинистые и глинистые, среднезернистые пески с тонкими линзами пластичных вязких глин серого цвета. Общая окраска отложений желто-коричневая с вкраплениями охристых пятен размером до 2-3 см в диаметре.....	3,0
7. Глинистые, мелкозернистые пески темно-коричневого цвета. Встречаются редкие прослой мелких галек.....	0,7
8. Переслаивание грубозернистых песков с гравием и линзами средне- и крупногалечных отложений. Характерны прослой, окрашенные в черные и коричневые цвета, обязанные своим происхождением процессам постседиментационного ожелезнения. Гальки имеют различную степень окатанности.....	3,0
9. Элювий коренных пород представлен рыхлой песчано-глинистой массой охристого цвета с включениями обломков дресвяно-щебнистого материала.....	0,5

В урезе воды и выше обнажаются метаморфические сланцы. Породы сильно разрушены. Высота цоколя над уровнем воды колеблется от 0,5 до 10 м.

В районе слияния Ингоды и Онона, в обрыве по левому борту обнажаются отложения террасы высотой 25–30 м. Цоколь ее имеет высоту над уровнем реки около 14 м. Отложения представлены мелко- и среднезернистыми глинистыми песками буровато-желтого цвета с примесью рассеянной гальки и гравия. Слоистость выражена слабо. Отмечается переслаивание волнистых более темных глинистых песков с более светлыми песчаными разностями. В цоколе прослеживается галечный прослой мощностью 30–40 см. Гальки хорошо окатаны, мелкие и средние по размеру с редкими включениями более крупных обломков. Галечный материал частично перемешан с дресвой цоколя. Видимая мощность отложений около 9 м.

По притокам р. Шилки состав отложений меняется в сторону погрубения осадков и увеличения роли суглинков и супесей.

Возраст аллювия террасы III определяется по находкам *Equus caballus subsp. (?)* и *Rangifer tarandus* (определение Э.А. Вангенгейм) и относится к верхнему плейстоцену. Однако, судя по худшей сохранности костного вещества шейного позвонка лошади, Э.А. Вангенгейм предполагает, что первый образец, возможно, древнее (конец нижнего плейстоцена?). Спорово-пыльцевые комплексы отложений содержат до 80% пыльцы трав, среди которых ведущее место занимает полынь и лебедовые. При этом вверх по разрезу отмечаются признаки улучшения климатических условий: увеличивается количество пыльцы берез и кустарничков, а также появляются хвойные. Приведенные данные свидетельствуют о накоплении отложений террасы III в относительно суровых климатических условиях плейстоцена. Учитывая, что отложения прислонены к террасе IV, представляется возможным датировать ее возраст временем тазовского оледенения. Если судить по характеру изменения спорово-пыльцевых спектров, то не исключено, что верхняя половина разреза сформировалась в относительно более влажных условиях казанцевского межледниковья. С этим же временем, вероятно, связано образование уступа террасы, отделяющего ее от более низких уровней.

Терраса II, 12–20-метровая, – один из наиболее распространенных членов террасового комплекса р. Шилки. Ширина ее колеблется от первых десятков до 600–800 м. Аллювий террасы в долине р. Шилки отличается преобладанием песчаных и гравийных разностей, содержание галечного материала незначительно.

В овраге у ст. Онон, в районе слияния рек Онон и Ингода, вскрывается следующий разрез:

Мощность, м

1. Почвенно-растительный слой..... 0,5
2. Тонко- и мелкозернистый песок желтовато-серого цвета. Слоистость слабовыраженная субгоризонтальная. В средней части и в основании гори-

- зогта выделяются прослой более темных глинистых песков мощностью от 10 до 50 см..... 5,0
3. Чистое переслаивание светло-серых тонкозернистых, хорошо промытых песков и темно-серых более глинистых разностей. Отдельные прослой частично обохрены..... 1,5
4. Серый тонкозернистый песок. В верхней части наблюдается маломощный прослой мелкой хорошо окатанной гальки. Слоистость горизонта, как и в целом разреза, неясно выраженная, субгоризонтальная, сменяющаяся на отдельных участках разреза пологонаклонными слоями. На глубине 10-12 м от бровки террасы отмечаются прослой мелко- и среднеразмерной уплощенной гальки. В основании разреза вскрыт горизонт темно-бурой плотной глины..... 6,0

Из спорово-пыльцевых проб, взятых из аллювия этой террасы, выделены лишь единичные зерна пыльцы сосны, березы, полыни, злаков и маревых. При этом вверх по разрезу в спектрах наблюдается увеличение разнообразия состава трав. По результатам анализа двух верхних проб можно предположительно сказать о том, что во время накопления аллювия террасы II произрастали сосновые и березовые леса с травянистым покровом из полынно-злаковых ассоциаций.

Сходные по составу отложения описаны по левому берегу р. Нерчи у пос. Кангил, из которых извлечена тазовая кость шерстистого носорога.

Аллювий террасы, по данным Е.И. Корнутовой и Е.Б. Хотинной (1967), включает остатки млекопитающих *Bos primigenius* *Woj.*, *Equus hemionus* *Pall.* и других, что позволяет определять время формирования ее как верхний плейстоцен. Отложения этой террасы прислонены к аллювию террасы III, поэтому можно сделать вывод о ее формировании во время, следующее за казанцевским межледниковьем, т. е. в период зырянского оледенения. Этому не противоречит наличие криогенных деформаций в верхней части разрезов, свидетельствующее о развитии многолетней мерзлоты и суровых перигляциальных условиях в период осадконакопления. Палинологические анализы указывают на существование степных ландшафтов, в которых доминировали злаково-полынные и полынно-разнотравные ассоциации с заметным участием лебедовых, эфедры и других ксерофитов.

Терраса I высотой 6-8 м является наиболее широко распространенной из геоморфологических уровней долины Шилки и ее притоков. В составе аллювия преобладают осадки русловой фа-

ции, представленные в основном гравийно-галечными и галечно-мелковалунными отложениями с линзами грубозернистых хорошо промьгтых песков. Мощность ее колеблется от 1,5 до 6 м. Пойменные образования имеют более тонкий состав и характеризуют в основном верхнюю половину разрезов. По притокам уровень террасы постепенно понижается и переходит в мари. В составе аллювия резко возрастает доля неокатанного грубообломочного материала. Терраса 1 р. Кии высотой 3-5 м сложена песчано-гравийными и галечными отложениями. По размерности преобладают средние и крупные гальки, нередко валуны до 20-30 см в поперечнике. В верхних частях разреза появляются суглинистые и глинистые отложения с дресвой. Палинологические комплексы, выделенные из этих отложений говорят о существовании растительности, близкой к современной. Отличие заключается лишь в присутствии зерен ели и кедра. Последнее может указывать на более влажные климатические условия, существовавшие, возможно, в каргинское межледниковье. В целом строение аллювия террасы существенно не отличается от аналогов Западного Забайкалья, что позволяет датировать ее возраст переходным от каргинского времени к сартану [Базаров, 1968; Равский, 1972].

Пойменные отложения выстилают днища современных долин Шилкинского среднегорья. Гранулометрический состав этих образований тесно связан с морфоструктурными особенностями территории. В межгорных впадинах с их медленным и устойчивым прогибанием отлагаются песчано-суглинистые и илистые осадки; в узких долинах, прорезающих горные хребты, аллювий представлен валуно-галечными и гравийно-песчаными отложениями. В относительно тонкозернистых осадках наблюдается косая слоистость, местами переходящая в перекрестную.

В пределах Шилка-Арбагарской впадины ширина поймы достигает 3-5 км. Здесь р. Шилка распадается на ряд рукавов, причудливо меандрирующих по всей пойме. Когда-то некоторые рукава отчленились от русла и превратились теперь в старицы и заросшие болотца. В период весеннего половодья и муссонных дождей многие из них соединяются с руслом. На участках сужений поймы, напротив, плохо выражена и представлена большей частью прирусловыми отмелями.

Данные по буровым скважинам показывают, что мощность пойменных отложений не превышает 15-20 м. На территории Казановской МТС скважина вскрывает:

Мощность, м

1. Темно-бурые вязкие глины с примесью гравия..... 1,0
2. Переслаивание песчаного материала с гравийно-галечными хорошо окатанными отложениями (мерзлые)11,3

3. Глинистые пески, сменяющиеся к основанию гравийно-галечным материалом. Отмечается обилие воды.....	4,7
4. Глинистые сланцы типа аргиллитов, сильно выветрелые и обводненные.....	3,0
5. Разногалечные водоносные конгломераты.....	10,0
6. Плотные черные аргиллиты.....	16,0

На территории Шилкинского горкомхоза вскрывается следующий комплекс пойменных отложений:

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой.....	1,0
2. Песчано-галечные отложения с примесью глины (мерзлые).....	2,0
3. Супесь с примесью гравия (мерзлая).....	3,0
4. Крупные галечники с валунами.....	4,5
5. Кварцевый песчаник с редкими валунами и гальками.....	90,0
6. Глинистые сланцы.....	10,0

Цоколем пойменного аллювия в пределах впадин, кроме мезозойских сланцев и конгломератов, служат отложения кангильской свиты. Такое строение имеет долина р. Алеур в районе г. Чернышевска. Мощность пойменной фации аллювия здесь не превышает 4-6 м. Несколько большую мощность имеют пойменные осадки р. Куэнги в районе с. Верхняя Куэнга, где она достигает 8 м. При этом в разрезе преобладают песчано-глинистые отложения, а русловые галечники имеют подчиненное значение - их мощность не превышает 0,5-1 м.

По данным В.Д. Гунбина (1963), надпойменная терраса I р. Куэнги, соответствующая высокой пойме р. Шилки, имеет возраст не моложе 5 250 лет (абсолютный возраст определен И.Г. Пидопличко).

Общее похолодание климата в плейстоцене и широкое развитие процессов морозного выветривания обусловило формирование курумов, особенно характерных для горных участков местности. Каменные россыпи часто встречаются на склонах Боршовочного хребта и Байцетуй-Дельмачикского поднятия. Они представляют собой хаотичное нагромождение обломков различной формы, медленно передвигающихся вниз по склону или находящихся в стабильном состоянии.

К современному этапу относится развитие эоловых песков, занимающих небольшую площадь в устье пади Кибасовской. Пески в основном выдуваются из низких террас р. Шилки и их развитие во многом связано с сельскохозяйственной деятельностью человека.

Подводя итоги антропогенному этапу развития рельефа и осадконакопления, следует отметить, что на этом отрезке геологического времени ведущее место занимали процессы дифференциации рельефа, причиной которых являлись как неотектонические, так и климатические факторы. Главным результатом активизации рельефообразующих процессов явилось формирование современной долинной сети с комплексом террасовых уровней и морфоскульптурных деталей.

Глубина врезания антропогенных долин, как показывают имеющиеся материалы, вполне сопоставима с масштабами эрозионной деятельности раннемиоценовых водотоков. Однако в отличие от предшествующего цикла геоморфологического развития процессы выравнивания не получили широкого распространения, его результаты в современном рельефе остались в виде долинных педиментов, являющихся, по Д.А. Тимофееву (1974, 1976), поверхностями начальной стадии выравнивания или незавершенного развития. Для уяснения механизма их образования позволим себе привести выдержку из упомянутой работы: " Молодые низкие уровни выравнивания представляют собой зоны придолинных педиментов, связанные с верхними террасами крупных рек или с древними (неогеновыми) долинами. Обычно число таких поверхностей невелико — 1–2. Хотя эти уровни, как правило, тяготеют к речным долинам, в их формировании важную роль играли не только процессы речной эрозии и аккумуляции, но и развитие склонов долин под действием комплексной денудации. В результате совместной работы рек и склоновых процессов борта долин отступали в глубь междуречий или выполаживались, образуя пологонаклонные денудационные полосы долинных педиментов" (с. 22).

Все это в равной степени относится и к территории Шилкинского среднегорья, особенно к ее нижней части. В палеогеоморфологической интерпретации такое локальное развитие и небольшие размеры поверхностей выравнивания третьего морфоцикла могут свидетельствовать о продолжающемся расчленении рельефа Восточного Забайкалья и приближении его к динамической фазе зрелости (по Дэвису).

На мобильность рельефообразующих процессов в новейшее время указывает и продолжающийся врез многих речных систем Шилкинского среднегорья, в результате чего пойма в некоторых местах переходит в низкую террасу, в разрезах которых ведущая роль принадлежит галечникам русловой фации. С этим вполне согласуются результаты исследований Н.А. Маринова (1973), которые свидетельствуют о современной тектонической активнос-

ти районов Юго-Восточного Забайкалья и сопредельных территорий.

Таким образом, третий морфоцикл в истории развития рельефа Шилкинского среднегорья можно охарактеризовать как цикл формирования современной долинной сети с локально развитыми поверхностями начальной стадии выравнивания (долинными педиментами), соответствующий по времени антропогенному периоду.

## Глава II

### ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ И КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ

#### 7. Эволюция россыпеобразования и закономерности размещения металлоносных россыпей в рельефе Шилкинского среднегорья

##### Позднемезозойские россыпи

В основании стратиграфического разреза металлоносных отложений Восточного Забайкалья залегают россыпные месторождения различных полезных ископаемых в конгломератах поздне-мезозойских впадин. Их формирование, как было отмечено выше, связано с эпохой позднемезозойской тектоно-магматической активизации и общей дифференциации рельефа. Продуктивные осадки этого возраста известны в пределах исследуемой территории в Ундино-Даинской, Урульгинской, Шилка-Арбагарской, Усть-Карской впадинах.

В современном рельефе эти россыпи занимают различное положение, определяемое в основном историей тектонического развития конседиментационных структур. В пределах унаследованно прогибающихся впадин металлоносные отложения позднего мезозоя погребены под толщей кайнозойского осадочного покрова и поэтому изучены слабее. В инверсионных структурах и краевых зонах продуктивные горизонты залегают ближе к дневной поверхности и позволяют получить общую характеристику продуктивности этих отложений.

Основные концентрации металла в отложениях позднего мезозоя связаны с размывом и переотложением продуктов разрушения апикальных частей близповерхностных рудных тел, возникших в результате позднекиммерийского магматического цикла.

Из различных генетических типов рудопроявлений и месторождений Восточного Забайкалья наиболее распространены руды сульфидно-кварцевой формации, тесно ассоциирующие с поясами малых интрузий и даек средне-верхнеюрского возраста, и ранне-

меловые эпитеpmальные минерализованные породы, пространственно тяготеющие к границам позднемезозойских грабен-синклинальных впадин [Геология и закономерности..., 1970]. Наиболее характерными представителями первого типа являются месторождения Дарасунского рудного поля. Данные по абсолютному возрасту рудных ассоциаций из полиметаллических, золоторудных, оловорудных и других месторождений, относимых к различным генетическим типам, имеют среднюю оценку  $136 \pm 12$  млн. лет [Мейтув, 1976]. Ко второму типу относятся месторождения баблейского типа. Наряду с этими источниками в питании россыпей принимали участие и другие полиминеральные месторождения более раннего возраста.

Коренными источниками россыпей в позднемезозойских конгломератах Урульгинской впадины, по данным Р.М. Файзуллина (1971), являются малосульфидные кварцевые жилы и сопровождающие их зоны окварцевания, метасоматические кварциты, джеспилиты и гидротермально измененные ультраосновные и основные породы, слагающие дайко- и штокообразные тела среди пород кулиндинской свиты.

При этом основную роль в питании россыпей играли метасоматические и железистые кварциты, меньшую - зоны окварцевания и гидротермально измененные габброиды. Такое соотношение между различными формационными типами месторождений устанавливается по соотношению петрографического состава "рудной" гальки в россыпях.

Таким образом, из приведенных примеров видно, что источником питания позднемезозойских россыпей служили месторождения и рудопроявления различных формационных типов. Степень их участия в процессе россыпеобразования во многом определялась глубиной формирования рудных тел и уровнем последующего денудационного среза. По мнению Г.М. Мейтува (1976), глубины рудообразования относительно позднемезозойской палеоповерхности можно оценить в несколько сотен метров, во всяком случае не более 1 км.

Высокая степень расчленения рельефа и перепады высот благоприятствовали транспортировке довольно крупных обломков и глыб рудного материала. При этом основная часть полезного компонента накапливалась в прибортовой части впадин. Далее по направлению к центру впадин продуктивность позднемезозойских россыпей резко падает. Особенно это характерно для крупных отрицательных структур, где наблюдается отчетливая дифференциация отложений по динамическим условиям осадконакопления. В Ундино-Даинской впадине все известные россыпепроявления также приурочены к зоне ее сочленения с горным обрамлением. В то же время песчано-глинистые толщи центральных частей впадин содержат только знаковые количества металла. Такая связь грубообломочных фаций осадков с повышенными концентрациями по-

лезного компонента служит одним из важных критериев прогнозной оценки россыпей подобного типа.

Другая особенность позднемезозойских россыпей — значительное содержание металла в "рудной" гальке. Об этом убедительно свидетельствуют результаты пробирных анализов галек кварцитов и других жильных пород Балейского грабена. Соотношение кластического ("свободного") и "рудного" металла в россыпях во многом определяется степенью их связи с коренными источниками питания. В некоторых россыпных месторождениях, сформировавшихся в непосредственной близости от рудных зон, размеры таких обломков достигают 0,3–0,5 м. Все это существенно затрудняет оценку перспектив позднемезозойских россыпей, и, кроме того, все "рудные" полезные компоненты при существующей технологии извлечения теряются в отвалах. Собственно россыпной металл большей частью представлен мелкими (0,1–0,2 мм), весьма мелкими (0,05–0,1 мм) и пылевидными (менее 0,05 мм) частицами. Форма их очень разнообразная: преобладают угловато-комковидные, комковидные и уплощенные зерна; встречаются изометричные, дробевидные и дендритовидные разности. Края зерен неровные, извилистые и оторочены каемками гидроокислов железа и вкраплениями рудных минералов. Поверхность бугристая, с небольшими углублениями, заполненными бурой глинистой массой и обломками кварца.

По данным шлихового опробования, наибольшее количество продуктивных проб приходится на мелко- и среднегалечные валунодержавшие конгломераты и меньшее — на крупноразмерные галечниково-валунные конгломераты и конгломерато-брекчии. Крайне неравномерным является и распределение проб по содержанию. Особенно это относится к грубообломочным осадкам, где пробы с высоким содержанием металла чередуются с пустыми пробами. Основная часть полезного компонента в них находится в глинистой примазке, облегающей крупные гальки и валуны, и в песчано-глинистом обохренном цементе, обладающем высокой механической прочностью.

Рассматривая продуктивность позднемезозойских россыпей, необходимо отметить, что наибольший практический интерес представляют отложения инверсионных участков рельефа и впадин, приуроченных к зонам пересечения главных глубинных разломов северо-восточного направления и перпендикулярных к ним скрытых нарушений фундамента. Подобную геолого-структурную позицию имеют многие типы месторождений полезных ископаемых Восточного Забайкалья, а высокая степень мобильности блоковых морфоструктур создает благоприятные предпосылки для разрушения и денудации источников россыпеобразования. В качестве примера можно охарактеризовать позднемезозойские россыпи Балейского грабена и Урульгинской впадины, расположенные в зоне сочленения Дарасуно-Кличкинской сквозной структуры и Боршовоч-

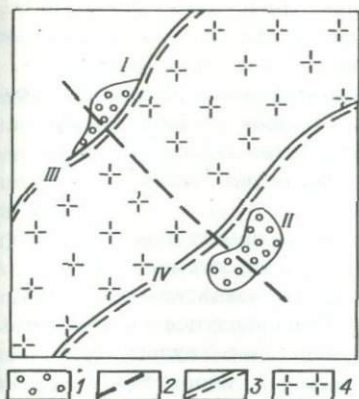


Рис. 15. Геолого - структурная позиция Урульгинской и Бaleyской впадин (по Р.М. Файзуллину).

I - верхнемезозойские впадины (I - Урульгинская, II - Бaleyская); 2 - Бaleyско-Дарасунская сквозная структура; 3 - разломы (III - Пешковский, IV - Боршовочный); 4 - мезозойские гранитоиды боршовочного комплекса.

ного поднятия симметрично по отношению к последнему (рис.

15). Симметрия геолого-структурной позиции сопровождается сходством формационных типов оруденения и палеогеоморфологических условий осадконакопления. Это находит отражение в близости минералогических спектров тяжелой фракции аллювия и гипоморфных особенностях металла. Такое симметричное положение относительно главных элементов тектонического строения имеют многие впадины Шилкинского среднегорья. Это дает основание предполагать, что подобные структуры при определенных условиях могут характеризоваться и близкими параметрами россышеобразования.

В целом перспективы продуктивности позднемеозойских отложений изучены недостаточно. Однако, судя по имеющимся материалам, условия россышеобразования на большей части исследуемой территории не благоприятствовали накоплению промышленных концентраций металла. Некоторое исключение могут представлять лишь те

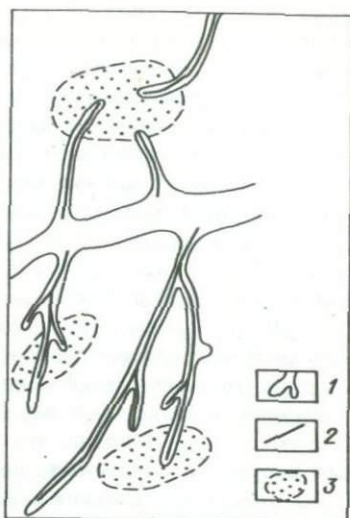


Рис. 16. Роль промежуточных коллекторов в питании современных россыпей.

1 - контуры современной гидросети; 2 - современные россыпи; 3 - промежуточные коллекторы ("водораздельные" галечники, металлоносные конгломераты, продуктивные коры выветривания).

структурно-фациальные зоны, которые пространственно приурочены непосредственно к близповерхностным месторождениям, подвергавшимся интенсивной эрозии и денудации в эпоху позднемезозойской дифференциации рельефа. Отрицательное влияние на масштабы формирования россыпей оказала и слабая степень физико-химической дезинтеграции коренных источников питания, вследствие чего значительная часть рудного вещества оказалась неподготовленной к россыпеобразованию.

Рассматриваемые металлоносные толщи представляют практический интерес. Большое значение они имеют как промежуточный коллектор в дополнительной подпитке кайнозойских россыпей (рис. 16). В этом отношении наиболее благоприятное положение занимают обращенные морфоструктуры, подобные Урульгинской впадине, металлоносные конгломераты которой, подвергаясь интенсивной эрозии, дают начало многим ложковым и террасо-увальным россыпям. В плане эти россыпи имеют радиально-центробежный рисунок с головками, начинающимися в контурах распространения позднемезозойских конгломератов. В большинстве случаев они небольшой протяженности, однако, если в их формировании участвуют и другие источники питания, рассматриваемые месторождения могут характеризоваться высоким содержанием металла. Такие россыпи в течение длительного времени отрабатывались в Пешковском рудном узле.

Изложенные выше сведения позволяют рассматривать металлосодержащие осадки, коррелятные орогенной фазе первого морфоцикла, как начальное звено в цепи мезокайнозойского россыпеобразования на территории Шилкинского среднегорья. Вместе с тем, многие параметры и особенности строения этих россыпей изучены еще недостаточно. Освоение подобных месторождений затрудняют неравномерный характер распределения металла в россыпи и значительная степень литификации обломочного материала. Все это в сочетании с локальным характером распространения в значительной мере снижает перспективы поисков объектов такого рода.

#### Роль позднемел-палеогенового корообразования в формировании кайнозойских россыпей

Длительная тектоническая пауза, наступившая вслед за эпохой позднемезозойского орогенеза, определила преимущественное развитие экзогенных факторов рельефообразования. Данные палинологических анализов и находки малакофауны свидетельствуют о том, что в конце мезозоя и начале кайнозоя на большей части Восточного Забайкалья существовали достаточно влажные и теплые климатические условия, в которых могли формироваться разнообразные продукты химического выветривания [Синицын,

1967]. Это не могло не сказаться и на устойчивости рудных тел, залегающих в зоне гипергенной проработки.

Другим важным следствием позднемел-палеогенового этапа нисходящего развития рельефа явилась денудация значительного слоя верхней части земной коры, в результате чего эрозии подверглись апикальные части многих рудоносных интрузий. Неблагоприятные геолого-геоморфологические условия не способствовали концентрации продуктивных осадков этого возраста на исследуемой территории. Вместе с тем при общем снижении рельефа в сферу россыпеобразования поступали не только близповерхностные коренные источники, но и рудные тела, формировавшиеся на малых и средних глубинах, что существенно увеличивало россыпеобразующий потенциал многих рудных узлов. При этом особое значение приобретал исходный материал, который поступал в россыпи, подвергался интенсивному физико-химическому выветриванию и укрупнению.

Как известно, в процессе формирования кор выветривания происходит дезинтеграция породы и высвобождение многих ценных россыпеобразующих компонентов [Билибин, 1956; Смирнов, 1951; Шахов, 1960; Нестеренко, 1977; и др.]. Особенно благоприятные условия для образования кластогенного металла существовали в корах химического выветривания, развитых по зонам тектонических разломов и на пологохолмистых водоразделах по обрамлению межгорных впадин.

Глубина и интенсивность физико-химической переработки первичных руд в основном определяется особенностями их литолого-петрографического состава и условиями аэрации. В Забайкалье на некоторых рудных месторождениях участки зон окисления, рассматриваемые как частный случай кор химического выветривания, фиксируются на глубинах до 200-250 м. Такие максимальные отметки, как правило, характеризуют тектонически раздробленные рудные тела, несущие сульфидную минерализацию. В процессе окисления сульфидных руд выделяется серная кислота, которая резко усиливает агрессивное действие среды на вмещающие горные породы [Смирнов, 1951]. Содержание полезного компонента в подземных рудничных водах Ундино-Даинской депрессии, по данным И.Я. Коротаевой, достигает 80 мкг/л, а в поверхностных водах только 0,0007-0,0008 мкг/л. Физико-химические условия в зоне корообразования оказывают существенное влияние на перераспределение металла и минералогический состав выветривающихся рудных тел. В зонах окисления, как указывает Г.В. Нестеренко (1977), происходит интенсивное разрушение рудных минералов и образование гидроокислов железа. Примечательно и то, что такие железосодержащие руды тесно ассоциируют с крупнокластическими минеральными агрегатами, они же дают начало россыпному месторождению, в котором отмечаются некоторые полезные минералы в стростках. Большое

значение для миграции металла в поверхностных условиях имеет образование металлоколлоидных соединений с гумусовыми веществами. В разрезах многих рудных месторождений отчетливо выражена связь повышенных концентраций металла к породам, обогащенным органическим веществом и гидроокислами железа.

Важное значение для процесса россыпеобразования имеет укрупнение субмикроскопических частиц металла, происходящее в зонах гипергенной переработки, в результате чего зерна приобретают видимые формы и способность улавливаться в шлихах. Укрупнение идет в форме комковидных и пленочных агрегатов, нарастающих на зерна первичного эндогенного минерала. Новообразованное гипергенное вещество имеет, как правило, несколько иной химический состав, чем первичное, и отличается от него рядом морфологических особенностей. Такие явления характерны для зон вторичного обогащения, выделяемых и на многих рудных месторождениях Сибири [Нестеренко, 1977]. Совокупность отмеченных фактов позволяет рассматривать эпоху позднемел-палеогенового выравнивания и связанные с нею гипергенные процессы как время, предопределяющее возможность образования промышленного россыпеобразования на последующих этапах геологической истории Шилкинского среднегорья. Именно в этот период произошла дезинтеграция и высвобождение из рудной массы основной части россыпеобразующих минералов, в результате чего к транзиту были подготовлены новые объемы металлосодержащих осадков. Остаточные продукты выветривания рудных источников питания не испытывали значительных смещений по латерали и накапливались вблизи коренных выходов, образуя площадные и линейные россыпи кор выветривания. Такие обогащенные участки впоследствии и явились одним из основных источников питания позднекайнозойских россыпей.

#### Россыпи эпохи раннеогенового вреза речной сети

С началом новейшей тектонической активизации, сменившей на рубеже палеогена период нисходящего развития рельефа, связано резкое усиление эродирующей деятельности водотоков и расчленение поверхности. Поэтому во многом благоприятствовала интенсивная выветрелость покровных образований и диспергированность продуктов позднемел-палеогенового корообразования. Последнее обстоятельство, как было отмечено выше, послужило одним из решающих факторов повышенной металлоносности позднекайнозойских отложений, формировавшихся за счет размыва и перетолжения продуктивных кор выветривания предшествующего отрезка геологического времени.

Россыпи, обязанные своим происхождением начальной фазе неотектонической дифференциации рельефа, выявлены в подошве отложений кангильской свиты и их возрастных аналогов по левым

притокам р. Ингоды в нижнем течении, в южной части Шилка-Нерчинского междуречья, в бассейне рек Урулунгуй, Унда и в других местах Восточного Забайкалья. Многие из этих участков в результате дифференцированных неотектонических подвижек в настоящее время представляют область денудации и расчленения. Поэтому аллювий древних водотоков в таких местах в значительной мере сэродирован и сохранился фрагментарно. Вследствие того, что легкая фракция вынесена в область современной аккумуляции, эти отложения представлены разноразмерными галечниками с примесью мелких валунов, сложно замещающихся со склоновыми образованиями.

В коренном залегании металлоносность древних галечников исследована слабо и о ее характере можно судить только по данным отдельных скважин, вскрывающих цоколь антропогенных осадков. Сравнительно лучше изучены продукты их близкого перетложения и те небольшие участки, некоторые сохранились на водоразделах и дают начало многим ложковым россыпям, не связанным с современной гидросетью. Значительная концентрация металла в таких отложениях объясняется тем, что при размыве верхних горизонтов миоценового продуктивного аллювия минералы с большим удельным весом проектировались на подстилающую поверхность без значительного горизонтального смещения.

В качестве примера подобной россыпи может рассматриваться продуктивный древний аллювий по пади Сухой. Продуктивный пласт мощностью 0,5 - 1,5 м представлен буровато-желтыми глинистыми и песчано-галечными отложениями. Содержание галечной фракции колеблется от 20 до 60%, достигая максимальных значений в низах разреза. Галька в основном средне- и крупно-размерная, средней и хорошей окатанности, с примесью совершенно неокатанных обломков и глыб диаметром до 40-60 см. По петрографическому составу эти породы устойчивы к процессам выветривания. Перекрывает пласт 2-8-метровая толща светло-серых и бурых суглинков с незначительной примесью мелкогалечного материала. В плане россыпь несколько смещена вправо от носителя тальвега пади и к ее вершине переходит на правый склон, где сочленяется с металлоносными водораздельными галечниками, за счет размыва которых она и сформировалась. В бортах россыпи литологический состав становится более разнообразным - появляются плотные пестроцветные глины с примесью склоновых шебнисто-дресвяных образований.

Плотиком россыпи являются раннемеловые выветрелые каолинизированные песчаники белесовато-желтого цвета, переходящие к устью пади в голубовато-серые плотные глины с линзами углей. Граница россыпи и плотика четко выражена в виде уплотненного песчано-глинистого слоя мощностью 5-10 см.

Распределение металла неравномерное, струйчатое, с крупными гнездами. Повышенные концентрации тяготеют к крупногалечным отложениям, содержащим большое количество глинистого

материала. Минералы в россыпи имеют преобладающие размеры 0,1–1,5 мм, реже 3 мм; поверхность чаще шероховатая, с углублениями, заполненными бурой охрой и зернами кварца. По форме преобладают пластинчатые, чешуйчатые и лепешковидные частицы металла со следами слабой окатанности. Края пластинок загнуты (деформированы). В качестве микрокомпонентов в металле отмечаются следы мышьяка, меди, свинца.

В южной части Шилка–Нерчинского междуречья к месторождениям рассматриваемого возраста относятся древние россыпи, разведанные в террасах и в цоколе некоторых небольших долин II–IV порядка.

Специфичность осадконакопления в обстановке более контрастного рельефа обусловила в этих отложениях наличие разноразмерных фракций аллювия с преобладанием крупногалечных, щебенистых и мелковалунных разностей. Значительную долю в объеме аллювия составляют переотложенные песчано-глинистые материалы кор выветривания, придающие отложениям характерный белесоватый оттенок и слабую цементацию. Кроме того, от современных отложений они отличаются высокой степенью выветрелости обломочного материала. В разрезе долинных осадков эти россыпи, как правило, залегают на цоколе коренных пород и отделяются от вышележащих осадков четкой границей размыва. Металлоносность верхних (антропогенных) горизонтов слабее, чем в нижней половине разреза.

Россыпи, сочетающие два и более продуктивных пласта, разведаны в ряде мест Восточного Забайкалья. Учитывая, что многие из этих объектов имеют эквивалентные характеристики, в качестве примера можно привести описание одной из них.

Рассматриваемая россыпь приурочена в геологическом отношении к площади развития кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов кулиндинской свиты ( $Pt_3 - Cm_1$ ), инъецированных комплексом мезозойских интрузий от ультраосновного до кислого состава. Ориентировка россыпи предопределяется совпадением долины с зоной повышенной тектонической трещиноватости субширотного простирания. К этим зонам часто приурочены коренные источники питания россыпи – кварц–сульфидные жилы, многие из которых эксплуатировались как собственно рудные месторождения.

По простиранию россыпь четко дифференцируется на два отрезка: верхний, наиболее протяженный, и нижний – короткий. Основным отличием нижнего участка россыпи является двухъярусное строение продуктивного пласта и повышенная мощность рыхлых наносов. Верхний пласт представлен бурыми средне- и крупногалечными отложениями с незначительным содержанием мелких валунов. По возрасту он соответствует времени формирования русловой фации аллювия современной долины. Галечники залегают с размывом на белесовато-серые с зеленоватым оттенком

сильно выветрелые песчано-глинистые образования с включениями гальки, являющимися аналогами отложений кангильской свиты. Нижний пласт расположен на глубине 5–8 м от поверхности, его мощность колеблется от 0,5 до 5 м. В плотике россыпи несколько увеличивается содержание мелко- и среднеразмерных выветрелых галек.

Верхний участок россыпи характеризуется небольшой мощностью аллювия (около 5 м) и наличием одного продуктивного пласта. Литологический состав аллювия аналогичен в основном составу нижнего отрезка долины, отсутствует лишь подстилающий слой "белесых" отложений. Последнее объясняется тем, что подпор со стороны р. Шилки в эпоху накопления осадков главной террасы не поднимался далеко вверх по долине, а ограничивался нижним течением реки. Здесь происходила аккумуляция мелкообломочного аллювия-аналогов отложений кангильской свиты. В разрезах головки россыпи преобладают буроватые песчано-галечные отложения, обогащенные в приплотиковой части светло-желтой глиной. По гранулометрическому составу отложения верхнего участка отличаются от нижнего более равномерным распределением по фракциям (табл. 3).

Высокая степень дифференциации аллювия в нижнем течении реки сказывается и на морфологические особенности россыпного металла. Данные ситового анализа показывают, что основная масса крупного металла сосредоточена в головной части россыпи.

Металлоносные россыпи, генетически связанные с формированием базальных галечников кангильской свиты, вскрываются в цоколе 8–12-метровой террасы в пади Кужертай. Нижняя половина разреза сложена выветрелыми песчано-галечными отложениями, слегка сцементированными белесовато-серым и пепельно-серым каолинизированным глинистым материалом. Их перекрывает 3–5-метровый слой бурых галечных отложений, содержащих прослой глинистых песков с примесью неокатанных обломков. Основные концентрации металла приурочены к плотиковой части аллювия. Мощность белесых отложений постепенно возрастает по направлению к вершине долины (от 1,5–3 м в среднем течении до 8–16 м и максимально 18–22 м в головке россыпи). Такое изменение мощности продуктивных отложений напоминает строение погребенных долин Казаковской депрессии и объясняется явлениями блоковой тектоники.

Ранее было отмечено, что блоковое строение характеризует многие участки рельефа Шилкинского среднегорья и играет важную роль в распределении мощности рыхлых отложений и связанных с ними россыпных месторождений полезных ископаемых. В опущенных блоках геоморфологические условия россыпеобразования способствовали захоронению нижних обогащенных пластов и формированию новых висячих струй за счет поступления металла с верхних участков долины. Другие раннеогеновые россыпи

Таблица 3

Гранулометрический состав одной из россыпей Шилкинского среднегорья ( по данным ЧГУ)

Участок	Объем породы, м <sup>3</sup> /%	Классы, мм						
		+200	+100	+50	+20	+10	+5	-5
Нижний	<u>22,7</u>	<u>0,040</u>	<u>0,240</u>	<u>0,910</u>	<u>2,170</u>	<u>2,620</u>	<u>2,600</u>	<u>14,120</u>
	100	0,002	1,10	4,0	9,6	11,6	11,5	62,2
Верхний	<u>72,2</u>	<u>0,03</u>	<u>3,12</u>	<u>4,83</u>	<u>13,49</u>	<u>9,40</u>	<u>8,76</u>	<u>32,57</u>
	100	0,05	4,3	6,7	18,7	13,0	12,1	45,15
Итого...	<u>94,9</u>	<u>0,070</u>	<u>3,360</u>	<u>5,740</u>	<u>15,660</u>	<u>12,020</u>	<u>11,36</u>	<u>46,69</u>
	100	0,1	3,5	6,0	16,5	12,7	12,0	49,2

приурочены к отрезкам долин с отрицательными уклонами плотика, вследствие чего возникают благоприятные предпосылки для концентрации влекомых наносов, в том числе и кластического металла. Примеры подобных месторождений известны не только в Забайкалье. О.В. Кашменская и З.М. Хворостова (1965) отмечают, что многие россыпи Северо-Востока СССР также обязаны своим возникновением проявлениям разнообразных форм блоковой тектоники.

По отношению к современной гидросети древние россыпи занимают различное положение. В унаследованно развивающихся долинах они залегают на плотике и перекрыты пойменными отложениями. Если русло врезано глубоко в ложе долины, то древний продуктивный аллювий вскрывается в террасовых отложениях. В том и другом случае россыпи первой генерации, подвергаясь действию эрозии водного потока, являются дополнительным источником питания современных россыпей. Однако в некоторых бассейнах притоков р. Шилки древние и современные долины пространственно не связаны друг с другом или эта связь наблюдается на отдельных отрезках. Такие погребенные россыпи известны в древних долинах Апрельково, Оськина, Позднячиха и др. В Казаковской депрессии погребенные россыпи часто смещены на 300-400 м от современных долин и даже переходят в соседние бассейны. Как правило, эти россыпи в рельефе не выражены и прослеживаются только по следам старательских выработок и по результатам горных работ. По этой причине поиски объектов подобного рода очень затруднительны.

Распределение металла в древних россыпях как по вертикали, так и по простиранию крайне неравномерное. Отдельные пласты, линзы и гнезда сменяются многометровыми слоями торфов. При этом основными концентраторами металла являются фации приплотикового аллювия и крупноразмерные глинистые галечники. Форма зерен амёбовидная, дендритовидная, удлинённо-плоская. Отмечается большое количество металла со сростаниями кварца, турмалина. Характерные спутники полезного компонента в шлихах магнетит, гематит, ильменит, циркон и киноварь. Однако соотношение их меняется в зависимости от принадлежности россыпи к определенному рудному узлу.

Таким образом, все россыпи эпохи раннеогеновой дифференциации рельефа в зависимости от амплитуды неотектонических перемещений отдельных морфоструктур и степени экзогенной переработки можно разделить на три группы: а) ложковые, частично перемещенные россыпи водоразделов; б) террасовые и погребенные в пределах современных долин; в) погребенных долин, не совпадающие с современной гидросетью. Если россыпи первых двух групп активно участвуют в антропогеновом россыпеобразовании, выполняя роль промежуточного коллектора, то последняя практически выключена из сферы влияния современных рельефо-

образующих процессов и законсервирована под слоем рыхлых наносов.

До недавнего времени эти россыпи эксплуатировались во многих районах Восточного Забайкалья и имели значение в общем балансе добычи. Вместе с тем запасы металла в рассматриваемых объектах далеко не исчерпаны и в настоящее время в связи с отработкой легкодоступных россыпей могут представлять определенный интерес с точки зрения расширения сырьевой базы горнодобывающей промышленности района.

### Россыпи позднеогенных аккумулятивных равнин

Озерно-аллювиальные отложения кангильской свиты, слагающие обширные аккумулятивные равнины в межгорных впадинах Восточного Забайкалья, нередко содержат продуктивные пласты. Однако условия констративного осадконакопления в целом не благоприятствовали промышленному россыпеобразованию и весь поступавший металл разубоживался по разрезу, не образуя значительных концентраций металла. Отчасти это объясняется тем, что при резко положительном балансе рыхлого материала днище долины постоянно поднимается, ранее сформированные продуктивные пласты оказываются разобшенными и расположенными на разных уровнях. Лишь на отдельных участках впадин, где преобладали процессы размыва, возникали межформационные маломощные и не протяженные пласты и линзы продуктивного руслового аллювия констративного типа. Такие россыпи, как правило, приурочены к бортам впадин и в разрезе имеют вид висячих пластов, залегающих на ложном плотике.

Металлоносность отложений аккумулятивных равнин изучена неравномерно, большая часть имеющихся сведений касается распределения металла в верхней половине слагающих осадков. Поэтому значительный интерес представляют те участки впадин, где вскрываются низы толщи. Результаты шлихового опробования аллювия в падах Кудинца, Норина, Маячная показывают содержание металла только на тех отрезках долин, которые прорезаны в полосе распространения отложений кангильской свиты. Наиболее глубоковрезанные пади, вероятно, достигают базальных горизонтов толщи, где могут располагаться более обогащенные россыпи.

Россыпной металл в отложениях кангильской свиты Шилка-Арбагарской впадины присутствует главным образом в знаковых количествах. Зерна отличаются небольшими размерами. По форме это хорошо окатанные пластинчатые, жилковидные, реже дробевидные вытянутые зерна.

Рассматриваемые металлоносные осадки, по классификации И.П. Карташова (1972), наиболее близки по своим характеристикам к аллохтонным россыпям констративных толщ аккумулятив-

ных равнин. Эти россыпи практически не сохраняют связей с коренными источниками питания и формируются на значительном расстоянии от них. Количество шлиховых проб с содержанием металла уменьшается с удалением от области сноса коренного источника. Кроме того, значительная часть дисперсного металла в пробах не улавливается, что в значительной мере затрудняет изучение продуктивности этих отложений.

Несмотря на неблагоприятные условия россыпеобразования, в ряде районов Восточного Забайкалья с отложениями кангильской свиты ассоциируют месторождения россыпного металла. Такие россыпи отработаны в Балейском грабене, в Усть-Карской впадине и в других местах. Повышенная металлоносность этих объектов определяется прежде всего их близостью к коренным источникам поступления металла в россыпь. Так, в формировании россыпей высоких террас в долине р. Унды основная роль принадлежит продуктам разрушения эпитермальных месторождений Балейского рудного узла и дополнительной подпитке из позднемезозойских металлоносных конгломератов каменной свиты, залегающих в бортах впадины. В совокупности эти факторы создают повышенные концентрации металла в приплотиковой фации аллювия в виде узких обогащенных струй, тяготеющих к глинистым гравийно-галечным отложениям.

Несколько другие условия россыпеобразования существовали в горном обрамлении впадин, в условиях более расчлененного рельефа. Накопление осадков кангильской свиты происходило не только в межгорных впадинах, но и коснулось устьевых отрезков многих притоков. В отличие от депрессионных зон здесь накапливались более грубообломочные осадки чисто аллювиального характера с примесью склоновых образований. На формирование аллювия долин большое влияние оказали новейшие тектонические движения дифференцированного характера. Такие условия предопределили и сложность строения россыпных месторождений. Они включают россыпи нескольких возрастных генераций. В разрезе, кроме приплотиковых продуктивных пластов, прослеживаются висячие струи, залегающие на ложном плотике. Такие "многоэтажные" россыпи в течение длительного времени обрабатывались в бассейне р. Унды, в нижнем течении р. Ингоды. При этом число висячих пластов может достигать 3-5, что указывает на прерывистость процессов россыпеобразования. Пласты имеют различные параметры и содержание полезных компонентов.

Суммируя итоги позднеэоценового россыпеобразования, необходимо отметить, что его основная роль свелась к рассеиванию металла в огромной толще отложений кангильской свиты и формированию обогащенных пластов в пределах рудных узлов, в непосредственной близости от коренных источников питания. Многие из этих объектов в течение длительного времени обрабатывались старательским способом.

Содержание полезного компонента в этих отложениях в основной массе не отвечает промышленным кондициям. Однако их значительные объемы и широкая распространенность позволяют рассматривать металлоносные толщи кангильской свиты как важный дополнительный источник питания россыпей современных долин. Такой вывод подтверждается в ряде случаев сходством морфологических и физико-химических свойств минералов древних и современных россыпей.

#### Антропогенные россыпи современных долин

Наиболее характерными типами россыпей этого возраста являются металлоносные отложения современной долины р. Шилки и ее крупных притоков. Их формирование тесно связано с развитием вмещающих флювиальных форм рельефа. Поэтому они расположены на разных гипсометрических уровнях. Русловые россыпи, как следует из названия, находятся в русле рек или непосредственно под ними. "При этом, — как указывает Ю.А. Билибин (1956), — расположение россыпи должно быть неразрывно связано с расположением русла, а не находится с ним в случайном соотношении". По мере миграции русла и ее вреза формируются пойменные (долинные в понимании Ю.А. Билибина, 1956) россыпи, которые затем переходят в террасовые и террасо-увальные. Последние образуются в результате частичной переработки склоновыми или какими-нибудь другими процессами террасовых россыпей.

Русловые россыпи. Примером может служить россыпь р. Адрелково. Основные концентрации металла в отложениях этой долины располагаются на относительно плоском плотике и вытянуты поперек долины, занимая значительную часть поймы. Их формирование тесно связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью русла, поэтому они относятся к русловым россыпям. Продуктивная часть аллювия представлена крупногалечными отложениями с примесью мелких валунов и гравия. Довольно часто присутствуют обохренные обломки пород плотика. Песчано-глинистая фракция составляет менее трети от общего объема пород. Мощность русловой фации от 2 до 5 м и постепенно выклинивается к бортам долины, где замещается склоновыми образованиями. Одновременно сокращается мощность пласта. Торф практически отсутствует.

Распространенность русловых россыпей ограничивается врезавшимися участками рек и тяготеет в основном к периферии поднимающихся блоков или прогибам продольного профиля долин.

Пойменные (долинные) россыпи. Такие россыпи возникают при формировании аллювия нормальной мощности в стадию динамического равновесия долин [Карташов, 1972]. В этом случае русло реки поднимается над ее коренным ложем и русловой россыпью, залегающей на плотике, в результате чего последняя теряет непо-

средственную связь с водным потоком. Пойменные россыпи характерны для расширенных участков долин и соответственно имеют большую ширину, чем русловые россыпи.

Такая россыпь установлена в одном из районов Восточного Забайкалья. Большая часть россыпи расположена в пределах широкой поймы. Продуктивный аллювий представлен желтовато-бурыми мелко- и среднегалечными песчаными отложениями. В основании пласта залегают выветрелые обломки пород плотика с примесью бурой глины и песка. Мощность продуктивного пласта 1-2 м, а перекрывающих торфов 2,5-8 м. В плане россыпь имеет струйчатые очертания, которые в общем повторяют контуры главного русла.

Террасовые россыпи фиксируют следующую стадию развития долины. В долинах крупных рек Шилкинского среднегорья выделяется не менее пяти террасовых уровней. Однако основные концентрации металла пока установлены только в аллювии низких террас и инстративных пойм, являющихся переходным звеном между собственно пойменными и террасовыми россыпями.

В долине р. Шилки разведана россыпь в отложениях I и II террас. Отдельные кустовые концентрации металла установлены в плотиковом аллювии, слагающем пойму долины. Продуктивный пласт в террасовых отложениях имеет мощность 2-3 м и приурочен к нижней части песчано-галечного горизонта, перемешанного с обломками элювия плотика. При этом концентрация металла в последнем выше, чем в галечниках. Мощность торфов от 3 до 15 м. Поверхность террас представляет пологий склон, постепенно переходящий в пойму. Значительную площадь занимает полоса, отведенная под железную дорогу. Близкое строение имеют россыпи других террас р. Шилки и ее притоков. Представляя собой остатки древних пойменных россыпей, перемещенных в результате проявления неотектоники и изменения гидрологического режима на различные гипсометрические уровни, они не отличаются от них ни по своему составу, ни по характеру взаимоотношений с вмещающими аллювиальными отложениями; близкими остаются и другие параметры россыпей.

На этом фоне выделяются россыпепроявления в отложениях III террасы р. Шилки ("рыжей" толщи). В отличие от россыпей более низких террас они залегают на ложном плотике, сложенном аллювием кангильской свиты. Кроме того, распределение металла в "рыжей" толще носит более рассеянный характер. Наряду с плотиковыми россыпепроявлениями существуют небольшие надплотиковые концентрации металла, но тем не менее по всем другим признакам они близки к плотиковым россыпям террас современных долин.

Террасовые россыпи довольно неустойчивы в рельефе и, подвергаясь воздействию склоновых и других рельефообразующих процессов, постепенно разрушаются, или, что случается реже, по-

гребаются под рыхлыми наносами. В первом случае и возникают террасо-увальные россыпи [Карташов, 1966]. Наиболее быстро деформируются россыпи инстративных террас, имеющие незначительную мощность торфов и малую ширину. В результате переработки полезные компоненты россыпей постепенно перемещаются по склону на более низкие уровни. Отличительная особенность этих отложений - заметное присутствие неокатанного материала, непрерывное плащеобразное залегание по склону и отсутствие сортировки.

В настоящее время отработаны или эксплуатируются пойменные россыпи и россыпи низких террас. Касаясь распределения запасов металла, можно сказать, что около 50% их заключено в малых россыпях и главным образом в тех, которые находятся в долинах III порядка (рис. 17). Наиболее продуктивны долины IY-V порядка. В долинах более высокого порядка наблюдается снижение

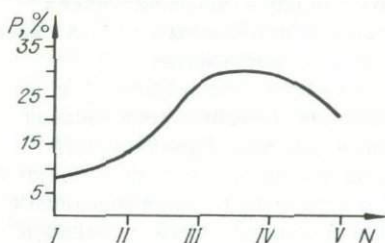


Рис. 17. График распределения запасов металла (P) по долинам различного порядка (N).

линейных запасов. Это объясняется, вероятно, тем, что на рассматриваемой территории основная масса притоков р. Шилки IY-V порядка, а при выносе аллювия в более высокопорядковые долины происходит рассеивание металла.

К россыпям антропогенного возраста относятся концентрации металла в продуктах дезинтеграции рудных тел и в склоновых отложениях. Характерной особенностью россыпей этого типа является тесная

связь их с рудными телами. На примере одного из россыпепроявлений можно видеть, что полезные минералы большей частью неокатанные и часто встречаются в сростках с лимонитом, кварцем. Размеры отдельных зерен достигают 1,5 мм при средних размерах 0,3-0,4 мм. Форма их чрезвычайно разнообразна, с преобладанием угловатых разностей. Распределение металла в шлиховых ореолах отчетливо подчеркивает ранее установленный характер эндогенной рудной зональности и позволяет оконтурить зоны развития продуктивной минерализации. Здесь следует отметить, что такое соответствие наблюдается только для рудных тел, выведенных на относительно плоские поверхности. На склонах продукты разрушения коренных источников россыпей перемещаются под действием своей силы тяжести на различные расстояния. При этом наиболее транзитоспособными являются склоны, покрытые солифлюкционными отложениями. Содержание металла на таких склонах в результате мерзлотного перемешивания неравномерное. Процессы дефлюкционного смещения грунтов, придают ореолам вытя-

нутую по склону форму, напоминающую косу с постепенным уменьшением продуктивности к основанию склона. Естественно, что морфогенетические особенности этих россыпей во многом зависят от экспозиции и наклона субстрата.

Если рудные тела располагаются на днищах долин, то экзогенная переработка часто происходит в маревых ландшафтах, представляющих заболоченные расширения в верховьях многих падей Восточного Забайкалья. Геохимическая обстановка маревых ландшафтов характеризуется значительным содержанием органических веществ, наиболее активными реагентами из которых являются гуминовые кислоты. Мигрируя в составе грунтовых вод, они особенно агрессивны к рудному веществу и способствуют его переводу в истинные и коллоидные растворы. При изменении геохимических режимов эти растворы частично кристаллизуются с образованием так называемого "нового" металла [Петровская, 1974]. Обогащение органического вещества металлом происходит, как отмечает И.Я. Коротаева, также за счет сорбционных свойств растительных остатков. Все это достаточно полно объясняет интенсивную гипергенную проработку кластического металла в россыпях маревых ландшафтов. В отличие от типичных аллювиальных долин транзит рыхлых отложений в долинных марях осуществляется солифлюкционными процессами. Последнее определяет промежуточное положение маревых отложений между аллювиальными и склоновыми образованиями [Симонов, 1972]. То же можно сказать и о россыпях.

Особый интерес при изучении долинных россыпей современной гидросети представляют поиски источников питания. Эта задача имеет первостепенное значение как при оценке россыпной, так и рудной металлоносности. Однако, как показывают результаты исследований, источником металла в россыпях не всегда могут быть коренные месторождения. Более того, многие россыпи Шилкинского среднегорья сформированы без видимого участия рудного источника. В подобных случаях поставка кластического металла в россыпь осуществляется за счет промежуточных коллекторов, роль которых играют отмеченные выше более ранние продуктивные формации. При этом продуктивность россыпей во многом определяется геолого-структурной позицией коллекторов и геоморфологическими условиями россыпеобразования [Файзуллин, 1968; Файзуллин, Турчинова, 1973].

**8. Некоторые критерии поисков металллоносных россыпей  
и количественная оценка  
их информативности для целей прогноза**

О некоторых поисковых критериях металллоносных россыпей

Процесс формирования россыпей складывается под влиянием многих факторов. К числу определяющих относится наличие россыпеобразующих рудных формаций и благоприятность геоморфологической обстановки для концентрации металла в россыпях. Не останавливаясь на первой группе факторов, являющихся предметом изучения специальных металлогенических исследований, рассмотрим здесь некоторые малоизученные геолого-геоморфологические критерии для поисков россыпей. Важную информацию для прогнозирования россыпной металллоносности может дать и изучение минерального состава вмещающих отложений. Приведенные ниже критерии в сочетании с другими факторами, влияющими на процесс россыпеобразования, послужили основой для выбора поисковых признаков (см. табл. 5), с помощью которых сделана попытка выразить количественно перспективы россыпной металллоносности исследуемой территории.

**Тектонические нарушения.** В настоящее время мало у кого вызывают сомнения факты сопряженности гидросети с зонами тектонических нарушений [Чарушин, 1960; Николаев, 1962; Сизиков, Уфимцев, 1965; Гольбрайх и др., 1968; Симонов, 1972; и др.].

Общее число водотоков, заложенных по тектоническим нарушениям на территории бассейна верхнего течения р. Шилки, по нашим данным, составляет около 50% (табл. 4).

Таблица 4

Роль мегатрещин в формировании речных долин Восточного Забайкалья

Ориентировка	Число	Унаследованные долинами	
		<i>n</i>	%
1	2	3	4
Северо - западная	156	72	46,2
Северная	145	39	26,9
Северо - восточная	117	62	53,8
Восточная	99	51	51,5
	<u>517</u>	<u>225</u>	<u>43,5</u>
Северо-западная	201	87	43,2

1	2	3	4
Северная	99	43	43,4
Северо - восточная	123	104	84,5
Восточная	<u>178</u> 601	<u>81</u> 315	<u>45,5</u> 52,4
Итого.....	1118	540	48,2

При этом отмечено, что процент унаследованности возрастает по мере увеличения порядка долин. Еще более тесная связь с разломной тектоникой установлена для долин с продуктивным аллювием, что с несомненной очевидностью свидетельствует о важном значении выявления роли дизъюнктивных нарушений в процессе россыпеобразования.

В результате проведенных исследований было установлено, что днища (коренное ложе) многих долин представляют собой тектонические зоны дробления, вмещающие участки гидротермально измененных пород с рудной минерализацией. Такие зоны оруденения в форме двух существенно сульфидных жил обнаружены в плотике Апрельковской россыпи, формирующейся по одноименной долине тектонического заложения. Слабоминерализованные породы вскрыты также в днище Киинской россыпи, в долине р. Жарчи и в других долинах в пределах Дарасунского рудного района.

Зоны, подвергаясь эродирующей деятельности водного потока и влекомых им наносов, поставляют в россыпь кластический металл. Извлечение металла из вмещающих пород происходит благодаря пространственной совмещенности и близкой ориентировке минерализованных зон и направления долин, в результате чего рудные тела разрушаются в водном потоке на большом протяжении. Кроме того, положительным моментом для россыпеобразования является интенсивная тектоническая трещиноватость, а отсюда и выветрелость рудного материала.

Все это позволяет объяснить несоответствие богатых россыпей с бедными по содержанию металла коренными источниками питания, а также их значительную протяженность, что не противоречит мнению о недалеком переотложении металла [Шило, 1956; Бондаренко, 1975].

Другое, не менее важное значение тектонических нарушений в процессе россыпеобразования выясняется по результатам анализа распределения линейных запасов ценного компонента в долинах различных плановых очертаний. Повышенная продуктивность россыпей устанавливается, как правило, на участках коленообразных изгибов долин, которые, в свою очередь, предопределены характером пространственной ориентировки разрывных ди-

слокаций земной коры. Отмеченная взаимосвязь объясняется тем, что при резком изменении направления транспортирующей системы происходит более полная дифференциация наносов по удельному весу, в результате чего тяжелые фракции оседают на внутренних дугах излучин (меандр), образуя косовые россыпи. Этому благоприятствует решетчатый рисунок гидросети притоков р. Шилки (рис. 18). Следует отметить, что подобная дифференциация осадков наиболее характерна для крупных водотоков.

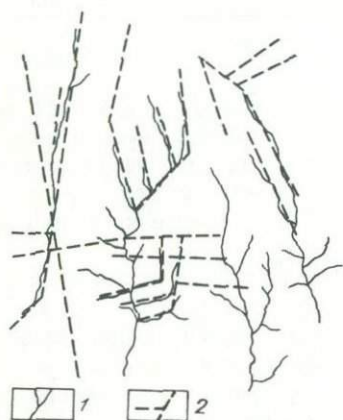


Рис. 18. Соотношение гидросети (1) и тектонических нарушений (2). Нижнее течение р. Ингоды.

Блочные движения земной коры в значительной мере определяют характер россыпеобразующих процессов и размещение россыпей в рельефе [Кашменская, Хворостова, 1965; Зорина, 1971; и др.]. Справедливость этого положения достаточно полно отражают предшествующие материалы о стратиграфическом и геоморфологическом положении россыпей в зависимости от тенденции неотектонического развития блоков, к которым они приурочены.

Рассматривая особенности россыпеобразования в пределах отдельных блоков, необходимо отметить, что именно неотектонический режим субстрата определяет мощность рыхлых отложений, направленность процессов экзогенного рельефообразования и транзита осадков, в том

числе и формирование погребенных долин, перспективы металлоносности которых были изложены ранее.

Погребенные долины, как правило, формируются в пределах относительно поднятых блоков, бывших до недавнего времени зоной аккумуляции аллювия кангильской свиты или других разновозрастных осадков. В результате последующей инверсии рельефа и вреза антропогенных водотоков, не совпадающих с положением древних тальвегов, последние оказались в стороне от современных долин. Такие древние долины, вмещающие продуктивные россыпи, наблюдаются на Урульгино-Шилкинском междуречье, в пределах аккумулятивно-денудационных приподнятых равнин на левобережье р. Ингоды, вблизи устья и в других блоках с переменным знаком движений.

Блочные структуры влияют и на условия концентрации металла в россыпях. В контурах унаследованно воздымающихся морфоструктур формируется радиально-центробежный рисунок гидросети. В качестве примера может служить Бишигинское поднятие, состоящее, в свою очередь, из серии более мелких мозаично рас-

положенных блоков. В пределах денудационной морфосистемы рудный материал источников питания расплылся по многочисленным водотокам, что вело к формированию мелких россыпей [Файзуллин, Турчинова, 1973]. В одном или нескольких основных водотоках могут концентрироваться довольно крупные запасы металла. Этому способствует благоприятная обстановка для непрерывного выведения на дневную поверхность очагов эндогенного рудообразования.

Относительно опущенные морфоструктуры характеризуются радиально-центростремительным рисунком гидросети и аккумуляцией наносов, вынесенных водотоками с окружающего горного обрамления. При относительно быстрых темпах опускания впадин и мощной аккумуляции осадков в них наблюдаются процессы разубоживания полезного компонента в толще непродуктивного аллювия и склоновых отложений. Характерным примером, иллюстрирующим этот вывод, является Шилка-Арбагарская депрессионная морфоструктура, где, несмотря на постоянное поступление металла, формирования промышленных концентраций не происходило.

Наиболее благоприятные условия для россыпеобразования возникают в бассейнах с древовидными очертаниями и при наличии главного водотока, располагающегося вдоль крупного минерализованного тектонического нарушения по границе двух блоков с различной амплитудой вертикальных перемещений. Имея постоянную тенденцию к пульсирующему воздыманию, районы с описываемым типом рисунка характеризуются неоднократным врезом рек, сопровождающимся постоянным извлечением металла из коренных источников, а также частичным перемывом и переотложением ранее сформированных продуктивных отложений. В таких условиях происходило формирование наиболее крупных россыпей Восточного Забайкалья.

Характер распределения линейных запасов в россыпях тесно связан с россыпеобразующими возможностями (содержание металла, мощность зоны оруденения, степень выветрелости и др.) коренных источников питания, уклонами долин и рядом других факторов, определяющих длину транзита наносов.

Для территории Шилкинского среднегорья установлена тесная генетическая связь металлоносных россыпей с жильными и штокверково-вкрапленными рудными месторождениями, приуроченных к узлам пересечения крупных тектонических нарушений или палеовулканическим аппаратам. Отличительной чертой этих россыпей, имеющих промышленные коренные источники питания, является максимальная концентрация полезного компонента в вершинной части месторождения и относительно равномерное снижение продуктивности вниз по простиранию продуктивного пласта (рис. 19).

Для других россыпей распределение металла носит волнообразный характер, т. е. обогащенные участки по простиранию неод-

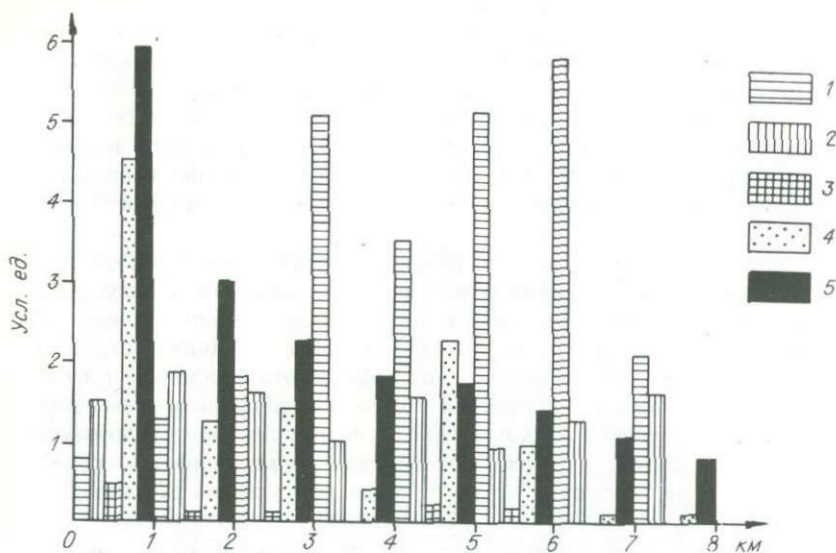


Рис. 19. Диаграмма изменения минерального состава и линейных запасов металла одной из россыпей Шилкинского среднегорья ( в усл. ед. ).

1- ильменит; 2- циркон; 3- пирит; 4- гранат; 5- запасы металла.

нократно сменяются участками с меньшим содержанием полезного компонента, причем амплитуда колебаний в каждом случае может быть различной и не зависеть от дальности транспортировки обломочного материала от предполагаемого источника питания.

Большинство исследователей обогащение отдельных участков россыпей объясняют наличием дополнительных источников питания. Но, несмотря на значительные объемы проведенных работ, поиски этих месторождений не дают ожидаемых положительных результатов. В связи с этим возникает вопрос о возможных причинах изменения линейных запасов россыпей. Было проанализировано распределение металла по россыпи одного из районов Восточного Забайкалья. При сопоставлении полученных данных с характером геологического строения субстрата была установлена довольно тесная связь резких пиков концентраций полезного компонента в россыпи с зонами пересечения даек и тел малых интрузий гранит-порфиров, образующих сужения в ложе долин.

В связи с этим необходимо более подробно осветить некоторые особенности этой связи и ее причины.

В плане рассматриваемые тела обычно тяготеют к тектонически ослабленным зонам преимущественно северо-восточного и

северо-западного направлений. На аэрофотоснимках эти образования дешифрируются в форме линейно-ориентированных свалов и валлообразных выступов рельефа, субпараллельно пересекающих долинную сеть через различные интервалы. На участках пересечения наблюдаются резкие изменения продольного профиля плотика и сужения долин. Такое четкообразное строение характерно для падей Арбагарской, Дельмачик, Булыкта, Зевино и др.

В этих условиях максимальные концентрации металла тяготеют к расширенным участкам долин, где происходит более полная сортировка обломочного материала и формирование россыпей. Напротив, суженные участки долин испытывают постоянный дефицит аллювиальных отложений, и возможность накопления промышленных россыпей в этом случае минимальна. Таким образом, в долине, пересекающей ряд субпараллельно ориентированных даек и малых интрузий, распределение линейных запасов россыпи принимает волнообразно-асимметричный характер с максимумами концентраций на участке, ограниченном двумя пересечениями, смещенных к нижним "структурным" выступам плотика (сужениям).

Но роль описываемых малых интрузий в процессе россыпеобразования не сводится только к пассивному перераспределению линейных запасов. Другая, не менее важная особенность заключается в дополнительной подпитке россыпи за счет разрушения сопровождающих их зон оруденения с рассеянной минерализацией.

До настоящего времени сравнительно мало внимания уделялось изучению россыпеобразующей роли слабоминерализованных рудопровлений. Формирование большинства россыпей связывали с эрозией крупных, преимущественно жильных рудных месторождений. Однако на территории района, как и в целом по Забайкалью, при небольшом количестве месторождений подобного типа, питающих "дочерние" россыпи, известно большое количество объектов, не уступающих по продуктивности указанным россыпям, но не имеющих соответствующего по масштабам россыпеобразования коренного источника. При значительной степени опроискованности и разведанности района для этих россыпей известны лишь непромышленные зоны оруденения, тяготеющие к вышерассмотренным дайкам и малым интрузиям мезозойского возраста. Ссылки на различную степень эродированности коренного источника, за редким исключением, не объясняют существующего положения. Кроме того, геолого-структурная позиция большинства предположительно эродированных месторождений не позволяет говорить о крупных масштабах оруденения, близких к известным эксплуатируемым рудным месторождениям.

Аналогичные выводы о ведущей роли оруденения типа рассеянной минерализации в питании россыпей, полученные рядом авторов для некоторых районов Северо-Востока СССР, Рудного Алтая и Балеяского рудного района, характеризуют отмеченную связь как один из важных поисковых признаков россыпей, имею-

ших региональное значение. Таким образом, выяснение истинной роли даек и малых интрузий с непромышленной минерализацией в процессе россыпеобразования приобретает практическое значение. Решение этого вопроса в первую очередь позволит резко сократить объемы геологоразведочных работ на поиски несуществующих промышленных источников питания россыпных месторождений и более объективно подойти к оценке их прогнозных запасов.

Минеральный состав продуктивных отложений является важным индикатором условий россыпеобразования и формационной принадлежности коренных источников питания.

В результате проведенных исследований в аллювиальных отложениях одного из районов Восточного Забайкалья по данным шлихового опробования установлено 45 минералов. Однако только 17 из них (гематит, ильменит, касситерит, рутил, гранат и др.) присутствуют в весовых количествах. Остальные минералы встречаются эпизодически и главным образом в знаках.

В зависимости от геологического строения территории и палеогеографических условий осадконакопления те или иные отложения характеризуются определенными минералогическими спектрами. Наиболее широко распространены отложения с магнетит-ильменит-гематитовой и магнетит-гематит-ильменит-гранатовой минеральными ассоциациями. Они же являются концентраторами свыше 80% запасов россыпей района. Пространственное изменение минерального состава продуктивных осадков тесно связано с формационными особенностями рудных источников.

Тесная ассоциация промышленных концентраций полезного компонента с железосодержащими минералами объясняется в основном двумя причинами. Одна из них заключается в накоплении железистых минералов в коренных источниках питания россыпей. По-видимому, локализация оруденения связана с вмещающими гранитоидами и осадочно-эффузивными комплексами горных пород, насыщенных минералами железа. Другая зависит от особенностей условий гипергенного изменения минералов и влияния процессов осадочной дифференциации. Как показывают результаты исследований, наиболее богатые россыпи генетически связаны с зонами окисления рудных источников питания. Основным вторичным минералом в них является пирит и другие железосодержащие компоненты. По данным Г.В. Нестеренко (1970), в зонах окисления рудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья гематит образует псевдоморфозы по пириту или совместно с глинистыми минералами землистые массы.

При определении связи полезного компонента с характерными минералами-спутниками в шлихах наиболее тесная связь установлена с касситеритом и гематитом, для остальных минералов коэффициенты парных корреляций менее значимы. Малые значения коэффициентов корреляции для некоторых минералов, вероятно, связаны с небольшой выборкой, но тем не менее даже имеющийся

материал показывает важность изучения минерального состава вмещающих отложений для поисков и оценки перспектив россыпей.

Эрозионный врез рассматривается нами как составная часть денудационного среза и относится к числу факторов, определяющих интенсивность россыпеобразования той или иной территории.

Величина вреза тесно связана с характером неотектонического развития субстрата и в какой-то мере пропорциональна общему объему снесенных пород. Методика определения эрозионного вреза достаточно полно изложена в работе Ю.Г. Симонова (1972), и поэтому в дальнейшем будут проводиться только результаты вычислений.

При формировании россыпей, как было отмечено выше, имеет значение и порядок долины, в которой они расположены (по Хортону, 1948). При этом отмечено, что россыпи в высокопорядковых долинах имеют, как правило, значительные размеры, но уступают россыпям малых долин по содержанию металла.

К числу поисковых признаков россыпеобразования относятся коллекторские свойства плотика и коленообразные изгибы долин, препятствующие переносу металла на большие расстояния. На исследуемой территории коллекторскими свойствами обладают днища долин, сложенные сланцами кулидинской свиты и трещиноватыми тектонически раздробленными породами. Полезные компоненты в этих долинах интенсивно мигрируют из аллювия в плотик и по трещинам проникают в коренные породы до глубины 2-3 м. Значительная концентрация металла происходит и на участках долин с обратными уклонами плотика.

Асимметрия долин часто указывает на смещение современной гидросети и возможность нахождения фрагментов древних долин, расположенных под пологими склонами. Этот фактор также можно отнести к поисковым признакам. В их число мы включили уклоны продольного профиля долины, степень расчлененности окружающего рельефа, морфоструктурное положение и т. д.

#### Оценка информативности поисковых признаков для целей прогноза

За последнее время широкое развитие получили проблемы разработки и совершенствования новых методов количественного прогноза месторождений различных полезных ископаемых. Подобное обстоятельство объясняется прежде всего внедрением математических методов в практику геологоразведочных работ, а также накоплением большого фактического материала предыдущих исследований, не получивших еще достаточно полной и объективной интерпретации.

Успешное исследование в этом направлении ведет коллектив геологов Института геологии и геофизики СО АН СССР

[Нестеренко и др., 1969], использующий логико-дискретный анализ и отбор характеристических признаков по значимости. Е.И. Тищенко (1969) и С.М. Алешин с С.М. Лавровым (1971) используют в своей работе методы математической статистики и корреляционный анализ, а также различные модификации балльной системы. Наряду с указанными методами существуют и другие приемы, позволяющие проводить классификацию геологических объектов в различных целях. К ним можно отнести метод дискриминантных функций, теорию распознавания образов с помощью программы "Кора-3" и "Кора-4", теорию графов и др.

На территории Восточного Забайкалья до сих пор попытки прогнозирования россыпей сводились к общей оценке перспективности того или иного района, возможности выявления различных типов россыпей и предполагаемых запасов. В основе этих выводов, как правило, лежали отдельные, часто косвенные, поисковые признаки, рассматривающиеся к тому же недостаточно полно и объективно.

Между тем сокращение удельного веса добываемого в Забайкалье россыпного металла и недостаточная обеспеченность балансовыми запасами дражного флота и старательских артелей выдвигают на первый план поиск новых эффективных путей, направленных на расширение сырьевой базы горнодобывающей промышленности. В связи с этим в наши исследования включена количественная оценка прогнозных запасов ряда объектов. Решение поставленной задачи осуществлялось на основе применения геолого-статистических методов, что позволяет более объективно выявить природные закономерности распределения массовых и случайных признаков, величин и определенным образом их классифицировать.

Суть предлагаемой методики заключается в количественной оценке информативности поисковых критериев россыпей по формуле Бейеса, впервые использованной Я.Ш. Флаксом (1968) на медноколчеданных месторождениях Южного Урала и С.М. Алешиным и С.М. Лавровым (1971) на россыпях Восточного Саяна.

Схема исследования подобного рода состоит из трех этапов. На первом проводится так называемое "обучение" системы. Смысл его заключается в отборе двух видов эталонных объектов-месторождений и неместорождений. Под месторождениями понимаются отработанные или разведанные россыпи с известными запасами (объекты класса  $A_1$ ); неместорождения характеризуются слабой продуктивностью с содержанием полезного компонента менее определенной величины (объекты класса  $A_2$ ).

За отдельный объект, в пределах которого производится оценка прогнозных запасов, принимается эрозионная морфосистема, имеющая четкое пространственное ограничение в виде водоразделов [Симонов, 1974]. Учитывая незначительный транзит металла в условиях Забайкалья, априорно принимается, что ос-

новная концентрация полезного компонента, поступающего из подстилающих пород, происходит в контурах морфосистемы. В этом случае в прогнозе участвует весь комплекс геолого-геоморфологических факторов россыпеобразования вышележащего бассейна.

Всего было выбрано 30 объектов класса  $A_1$  и столько же класса  $A_2$ . Все они были охарактеризованы набором поисковых критериев, содержащих наиболее полную информацию о геоморфологических условиях россыпеобразования и геоморфологическом строении исследуемой территории (табл. 5). При подборе эталонных объектов и поисковых критериев россыпной металлоносности особое внимание уделяется анализу истории развития рельефа и коррелятных отложений территории, а также репрезентативности выборки как с количественной, так и качественной стороны (рис. 20).



Рис. 20. Принципиальная схема формирования россыпей Восточного Забайкалья.

Под информативностью поисковых критериев понимается мера, показывающая, насколько характерно наличие или отсутствие его для месторождений и неместорождений. Если признак чаще характеризует месторождение и не типичен для неместорождений, его можно считать несущим значительную положительную информативность, в противном случае информативность также значительна, но она носит отрицательный характер. Если же признак одинаково часто (равновероятно) встречается как на месторождениях, так и на неместорождениях, то его следует считать неинформативным [Алешин, Лавров, 1971].

Статистическая обработка фактического материала, как упоминалось выше, производится на основе применения формулы апостериорных вероятностей (Бейеса), где информация задается в двоичном коде:

$x_i^1 = 1$  при наличии критерия и  $x_i^1 = 0$  при его отсутствии.

В общем случае расчетная матрица имеет следующий вид:

$$\left. \begin{array}{cccccc} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} & \dots & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} & \dots & a_{3n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m1} & a_{m2} & a_{m3} & a_{m4} & \dots & a_{mn} \end{array} \right\} \text{или } \|a_{ij}\|$$

где  $i$  – поисковые признаки с номером (1, 2, 3, ..., m);  $j$  – эталонные объекты (месторождения и неместорождения) с номером (1, 2, 3, ..., n).

Окончательная обработка результатов производилась по формулам:

$$\ln n_{x_i}^{A_1} - \ln n_{x_i}^{A_2} = \alpha_i \quad \text{при} \quad x_i = 1 ;$$

$$\ln n_{x_i}^{A_1} - \ln n_{x_i}^{A_2} = \beta_i \quad \text{при} \quad x_i = 0 ,$$

где  $A_1$  – объект принадлежит к классу месторождений;  $A_2$  – объект принадлежит к классу неместорождений;  $x_i$  – поисковый признак с номером  $i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, m$ );  $\alpha_i$  – информативность поискового признака при его наличии;  $\beta_i$  – информативность поискового признака при его отсутствии. Полная информативность признака ( $\gamma$ ) определяется из формулы

$$\gamma = |\alpha_i| + |\beta_i| .$$

По итогам обучения получены количественные оценки информативности поисковых критериев, позволяющие провести их ранжирование по значимости (см. табл. 5). Следует отметить что значения информативности отдельных критериев не всегда отражают их действительную роль в процессе россыеобразования. Зависят они от различия в степени геолого-геоморфологической изученности сравниваемых объектов. Так, например, объясняется отрицательное значение  $\alpha_i$  при  $x_i = 1$  признака № 31 и т.д.

На втором этапе этим набором поисковых признаков было охарактеризовано 30 россыпных месторождений с известными запасами и столько же неместорождений. При суммировании значений информативности каждый из этих объектов распознается по следующей формуле:

для месторождений  $\left[ \sum_{i=1}^m \alpha_i + \sum_{i=1}^m \beta_i \right] > 0$  ;

для неместорождений  $\left[ \sum_{i=1}^m \alpha_i + \sum_{i=1}^m \beta_i \right] < 0$  ,

где  $\sum_{i=1}^m \alpha_i$  - сумма значений информативности присутствующих признаков;  $\sum_{i=1}^m \beta_i$  - сумма значений информативности отсутствующих признаков.

При этом из 30 месторождений было опознано 28 объектов, а из 30 неместорождений все, что позволяет признать результаты экзамена вполне удовлетворительными. Кроме того, было отмечено закономерное повышение суммы информативности поисковых признаков для россыпей с крупными запасами. Расчет коэффициента корреляции между суммарной информативностью этих признаков, характеризующих отдельную россыпь, и ее запасами позволил выявить между ними тесную связь ( $r = 0,84$ ).

Погрешность коэффициента корреляции определялась по формуле

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = \frac{1-0,84^2}{\sqrt{30}} = 0,06.$$

Следовательно,  $r_{xy} = 0,84 \pm 0,06$ .

Надежность коэффициента корреляции определена по формуле

$$\mu = \frac{0,84\sqrt{n}}{\sigma_r}.$$

В предлагаемом примере  $\mu = \frac{0,84\sqrt{30}}{1-0,71} = 15,4$  .

Согласно теореме Ляпунова, при  $\mu \geq 2,6$  можно утверждать, что связь между сопоставляемыми величинами надежная [Рыжов, 1973].

В качестве статистического критерия для проверки наличия корреляционной зависимости  $H_0: r_{xy} \neq 0$  используем критерий

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}.$$

Если значение  $t$  для рассматриваемого случая превысит допустимое для установленного уровня значимости  $q$  значение величины  $t_{q,f}$ , распределяемой по закону Стьюдента с  $f = n - 2$  степенями свободы, то следует признать, что величина оценки  $r_{xy}$  является следствием факта  $r_{xy} \neq 0$ .

Для приведенного примера имеем:  $t = \frac{0,84}{1-0,84^2} \sqrt{30-2} = 8$  .

Допустимое значение  $t$  при уровне значимости 0,05 и 28 степенях свободы равно 2,05. Поскольку  $8 \geq 2,05$ , делаем вы-

вод, что отличие  $r$  от нуля существенное, т. е. связь реальная.

Параметры уравнения линейной регрессии  $Y$  на  $X$  определяются по следующей формуле [Бондаренко, 1970; Лакин, 1973] :

$$Y = y + b_{y/x} (X_i - \bar{X}),$$

где  $b_{y/x}$  — эмпирический коэффициент линейной регрессии

$$b_{y/x} = r \frac{S_y}{S_x} = 0,007.$$

Отсюда окончательное уравнение регрессии принимает следующий вид:

$$Y = \bar{y} + 0,007 (X_i - \bar{X}) = 3,58 + 0,007 (X_i - 473)$$

или

$$X = \frac{Y + 0,68}{0,007},$$

где  $X$  — прогнозные запасы;  $Y$  — суммарное значение информативности присутствующих и отсутствующих признаков.

График этой функции изображен на рис. 21.

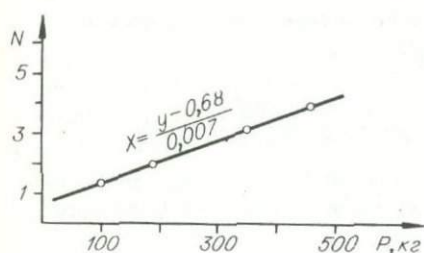


Рис. 21. График зависимости прогнозных запасов россыпи ( $P$ ) от суммы значений информативности поисковых признаков ( $N$ ).

Таким образом, проведенные расчеты при наличии определенных сведений о геолого-геоморфологических факторах россыпеобразования позволяют дать прогнозную оценку неразведанным объектам.

Третий этап, собственно прогноз, сводится к выборке поисковых признаков, характеризующих прогнозируемый объект\*, и подсчету их суммарной информативности. Затем, откладывая эту величину на оси ординат, считаем с графика по оси абсцисс значение прогнозных запасов. Конкретизация прогноза в пределах долины осуществ-

\* Необходимым условием достоверности прогноза является определенное подобие геолого-геоморфологических характеристик объектов, на которых осуществлялось "обучение" системы, с объектами, выбранными для прогноза.

ляется путем дифференциации объекта на основе детального геоморфологического картирования и учета ранее отмеченных факторов россыпеобразования.

Апробация этой методики проводилась на некоторых участках Восточного Забайкалья. Так, при сопоставлении результатов прогнозной оценки с данными ранее разведанных россыпей были получены расхождения, не превышающие 50–100%, что вполне удовлетворяет требованиям подсчета запасов по категории С2. Однако не менее важным является и отрицательная оценка россыпей, в результате чего экономятся значительные средства, которые могли бы быть израсходованы на разведку неперспективного объекта. Проведенная подобная отбраковка позволила выделить около 30 долин неперспективных на поиски россыпей, что также позволяет сузить направление поисково-разведочных работ.

Изложенный материал показывает сложную и длительную историю развития рельефа и процессов россыпеобразования Шилкинского среднегорья, соответствующего по времени рамкам геоморфологического этапа, охватывающего поздний мезозой-кайнозой. Анализ строения рельефа и изучения стратиграфии коррелятных образований позволяет выделить на этом отрезке геологического времени три главных геоморфологических цикла, каждый из которых включает в себя фазу (стадию) орогенного развития и последующего выравнивания.

Стадия дифференциации первого цикла развития рельефа связана с завершающей фазой позднемезозойского орогенеза, особенно активно проявившегося на рубеже поздней юры и раннего мела. К этому времени относится заложение главных структурных элементов исследуемой территории, многие из которых в результате унаследованности неотектонических движений сохранили морфологическую выраженность в современном рельефе, т. е. представляют собой его структурную основу. В разрезе коррелятных отложений эпоха позднемезозойского тектогенеза отмечена накоплением грубообломочных конгломератов и фациально замещающихся с ними угленосных толщ.

Последующая стадия тектонической стабилизации создала благоприятные условия для формирования денудационной поверхности выравнивания, возраст которой определяется как поздний мел-палеоген. В этот же период происходит образование кор выветривания разнообразного физико-химического состава. При этом процессы корообразования во времени несколько смещены к палеогену.

Выделение орогенной стадии второго геоморфологического цикла предопределено проявлением в миоцене новейших тектонических движений, вызвавших резкое усиление процессов глубокой эрозии и расчленения рельефа. К следам этой дифференциации рельефа можно отнести формирование древних долин, часть из которых погребена под чехлом антропогенных осадков, и создание мозаично-блоковой морфоструктуры, унаследовавшей в общих чертах позднемезозойский структурный план.

Заключительная стадия развития этого цикла характеризуется относительным спадом неотектонической активности на фоне продолжающегося прогибания мезокайнозойских впадин. В их контурах происходит накопление отложений кангильской свиты позднемиоцен–плиоценового возраста, слагающей аккумулятивные равнины (поверхности апplanationи) в современных речных долинах.

Антропогенный период является завершающим для формирования современного облика рельефа Восточного Забайкалья. К этому времени относится заложение современных долин и их террасовых уровней, отражающих определенную ритмику неотектонических и палеоклиматических факторов рельефообразования. Начальной фазе дифференциации в стратиграфическом разрезе коррелятивны отложения "рыжей" толщи (нерасчлененный эоплейстоцен), слагающие V, или "главную", террасу р. Шилки и ее основных притоков высотой 75–110 м. Последующие фазы долинообразования отражены в четырех более низких террасах. Все они имеют плейстоценовый возраст. Оценивая характер современного развития рельефа, необходимо отметить продолжающийся врез водотоков, переход поймы в низкую террасу и относительное поглубение руслового аллювия, что в совокупности может указывать на некоторую активность тектонических движений в голоцене.

Таким образом, третий геоморфологический цикл развития Шилкинского среднегорья можно рассматривать как стадию продолжающейся дифференциации рельефа. Однако наряду с расчленением рельефа в его строении наблюдаются фрагменты поверхностей начальной стадии выравнивания – долинные педименты [Тимофеев, 1974, 1976].

Анализируя изложенный выше материал, можно сделать определенные выводы о некоторых особенностях геоморфологического развития Шилкинского среднегорья на протяжении рассмотренного отрезка геологического времени.

1. Развитие рельефа Шилкинского среднегорья, подчиняясь общим закономерностям геологических процессов, имеет отчетливо выраженный циклический характер. В каждом из этих циклов фазы орогенного рельефообразования сменяются во времени выравниванием (табл. 6).

2. Выделенные морфоциклы последовательно сокращаются в длительности вверх по геохронологической шкале (I цикл – 110–120 млн. лет; II – 20–25 млн. лет; III – 1,5–3 млн. лет). Соответственно наиболее полную переработку и выравнивание рельеф прошел на протяжении первого цикла развития. На последующих этапах результаты планации были выражены в рельефе слабее, что и нашло отражение в эволюции поверхностей выравнивания (региональные поверхности преимущественно денудационного выравнивания → локальные поверхности апplanationи → долинные педименты).

Одновременно такое развитие рельефа, включающего реликты разновозрастных форм, может служить свидетельством некоторого усложнения геоморфологических ландшафтов во времени [Тимофеев, 1972].

3. С каждым последующим морфоциклом снижается активность эндогенных факторов формирования рельефа. Если размах тектонических движений в позднем мезозое достигал 1,5–2 км, то в начальной стадии второго цикла – не превышал 500–600 м, а в антропогене первых сотен метров. При этом величина слоя денудации фазы выравнивания намного уступает результирующей орогенного периода развития рельефа.

4. Особенности развития рельефа во многом предопределили условия и характер размещения россыпей Шилкинского среднегорья. С каждым циклом рельефообразования связано формирование определенных формационных типов разновозрастных металлоносных осадков, продуктивность которых в значительной мере определяется их положением в геоморфологической спирали развития. Так, при прочих равных условиях наиболее богатыми являются россыпи, возникшие в орогенные стадии рельефообразования. К ним можно отнести металлоносные конгломераты молласоидного типа, выполняющие позднемезозойские впадины, ранне-неогеновые россыпи в грубообломочном аллювии древних и русловые россыпи современных долин. Продукты корообразования и отложения, сформированные в условиях нисходящего развития рельефа, концентрируют сравнительно небольшие запасы полезного компонента и за редким исключением не представляют практического интереса.

5. Распределение металла в россыпях различного возраста крайне неравномерно. Установлено прогрессивное наращивание запасов в россыпях с "омоложением" их возраста. При этом основная доля добытого металла падает на россыпи современных долин. Такое увеличение продуктивности отложений более поздних морфоциклов, на наш взгляд, объясняется тем, что с каждым последующим этапом в процесс россыпеобразования вовлекаются дополнительные источники питания в форме промежуточных коллекторов [Файзуллин, 1968], а также происходит извлечение рудного металла из более низких горизонтов и его укрупнение в гипергенных условиях. Благоприятным является и то обстоятельство, что в результате последовательного сокращения длительности морфоциклов полезные компоненты при равных условиях россыпеобразования концентрируются в более узких коррелятивных стратиграфических горизонтах.

6. При достаточной степени геолого-геоморфологической изученности (геологическая съемка масштаба 1:100 000) исследование процессов россыпеобразования создает предпосылки для количественного прогнозирования параметров россыпей. Для решения этого вопроса вполне приемлема методика количествен-

ной оценки информативности поисковых признаков металлоносных россыпей с использованием формулы Бейеса [Смирнов, Дунин-Барговский, 1969]. Выявленная тесная корреляционная связь между суммой информативности поисковых признаков, характеризующих конкретную россыпь, и ее запасами позволяет количественно оценить перспективы металлоносности неразведанных объектов. По предварительным данным, достоверность результатов прогноза приближается к требованиям подсчета запасов по категории  $C_2$ .

Кроме того, по этой же методике на поисковой стадии представляется возможным выявить заведомо неперспективные долины и тем самым сэкономить значительные средства, которые могли бы нерационально использованы на их разведку.

Полученные выводы не являются каким-то локальным результатом, приемлемым только для территории Шилкинского среднегорья. Многие его элементы геологического и геоморфологического строения имеют эквиваленты в других морфоструктурных районах Восточного Забайкалья. Подобную цикличность геоморфологических процессов могут иметь и другие области мезозойской складчатости, в которых неотектонические движения не играют решающей роли в формировании главных морфоструктурных элементов рельефа.

Несомненно, что не все высказанные в рассматриваемой работе положения бесспорны по своей форме и содержанию. Поэтому автор будет благодарен за деловые и критические замечания, которые помогут в дальнейших исследованиях проблемы геоморфологических циклов и других вопросов, затронутых в настоящей работе.

Алексеев М.Н., Равский Э.И., Цейтлин С.М. Об основах геохронологии антропогена Сибирской платформы. – В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., Наука, 1965, с. 68–77.

Алексеев М.Н., Равский Э.И., Цейтлин С.М. Основные геохронологические этапы антропогена Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 101–103.

Алешин С.М., Лавров С.М. Использование математических методов и ЭВМ при прогнозе россыпного золота в Восточном Саяне. – Экспресс-информация. М. ВИЭМС, 1071, № 13. 13 с.

Ананьев Г.С. Данные об ископаемой фауне Юго-Восточного Забайкалья. – В кн.: Геоморфологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 187–188.

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Уде, 1968. 166 с.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1956. 463 с.

Бондаренко Н.Г. Образование, строение и разведка россыпей. М., Недра, 1975. 57 с.

Бондаренко В.Н. Статистические решения некоторых задач в геологии. М., Недра, 1970. 246 с.

Великовская Е.М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии. – Докл. АН СССР, 1955, т.100, № 6.

Великовская Е.М. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран. – В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной геологии. М., Изд-во МГУ, 1961, с.89–112.

Волков И.А., Волкова В.С. Структурно-генетическая классификация аккумулятивных равнин. – В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 2. М., Наука, 1976, с. 183–190.

Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.И. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1975. 150 с.

Воскресенский С.С. Генезис и история формирования рельефа Юго-Восточного Забайкалья. – В кн.: Геоморфологические исследования. М., Изд-во МГУ. 1965, с. 202–217.

Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М., Высшая школа, 1968. 368 с.

Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., Недра, 1970. 232 с.

Геоморфологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1965. 275 с.

Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана. Ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1973. 275 с.

Гераков Н.Н., Сизиков А.И. О возрасте красноцветных отложений в разрезе кайнозоя южной части Читинской области. - Записки Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1963, вып. 19, с. 130-131.

Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 100с.

Герасимов И.П. Структурный анализ рельефа и его содержание. - В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, Наука, 1967, с. 7-15.

Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. - Геоморфология, 1970, № 1, с. 19-27.

Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности. - В кн.: Современные проблемы географии. М., Наука, 1964 а, с. 225-230.

Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли. - Изв. АН СССР. Сер. географ., 1964 б, № 6, с. 3-12.

Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч.2. Вып. 81. М., 1947. 135 с.

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. - В кн.: Кора выветривания. Вып. 6, М., Наука, 1963, с. 71-101.

Гольбрайх И.Г., Забалуев В.В., Ласточкин А.Н., Миркин Г.Р., Рейнин И.В. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. М., Недра, 1968. 151 с.

Гунбин В.Д. К вопросу о возрасте первой надпойменной террасы р. Куренги (Восточное Забайкалье). - Записки Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1963, вып. 19, с. 124-125.

Зорин Л.В., Малаева Е.М., Судакова Н.Г. К палеогеографии четвертичного периода Восточного Забайкалья. - В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 174-188.

Зорин Ю.А. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое. - Геотектоника, 1967, № 1, с. 97-108.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 167 с.

Зорин Ю.А., Сизиков А.И. О возникновении и развитии Даурского свода (Центральное Забайкалье). - Вест. научн. информ. Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1965, № 2, с. 34-36.

Зорина В.С. Применение структурно-геоморфологического анализа к изучению мезокайнозойской блоковой тектоники (на примере северной части Даурского свода). - В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, Наука, 1967, с. 63-68.

Зорина В.С. Морфоструктура Даурского сводового поднятия и их значение для металлогенического районирования (Центральное и Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. М., 1971. 28 с.

Казакевич Ю.П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М., Недра, 1972, 215 с.

Казаринов В.П. О понятии "формация коры выветривания". - Литология и полезные ископаемые, № 1, с. 117-120.

Карташов И.П. Террасо-увалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 424-427.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., Наука, 1972. 184 с.

Кашменская О.В. Поверхности выравнивания как часть горной геоморфологической системы. - В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 2. М., Наука, 1976, с. 88-89.

Кашменская О.В., Хворостова З.М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965. 167 с.

Киселева З.Н. О поверхностях выравнивания в бассейнах рек Олекмы и Калара. - Вестн. научн. информ. Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1966, вып. 7, с. 44-50.

Коржув С.С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М., Наука, 1974. 259 с.

Корина Н.А., Чичагов В.П. Поверхности выравнивания и коры выветривания в Центральном Забайкалье. - Записки Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1969, вып. 30, с. 58-74.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья. - Труды ВСЕГЕИ. Т. 145. Новая серия, 1967, вып. 6, с. 171-207.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б., Заморуев В.В. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М., Недра, 1974. 134 с.

Корнутова Е.И., Филина Н.А. О возрасте "белесой" толщи. - Вестн. МГУ. Сер. биол. и почвов., 1974, № 2, с. 52-57.

Кочнева Н.Т. Особенности проявления Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры в современном рельефе (Юго-Восточное Забайкалье) - В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., Наука, 1972, с. 61-67.

Крамаренко Г.С. Вещественный состав красноцветных отложений в Восточном Забайкалье. - В кн.: Географические исследования в Московском университете. Традиции - перспективы. М., Изд-во МГУ, 1977, с. 289 - 294.

Криволуцкий А.Е. Жизнь земной поверхности. М., Мысль, 1971. 406 с.

- Кривошукский А.Е. Рельеф и недра Земли. М., Мысль, 1977. 301 с.
- Кузнецова Л.Т. Данные минералогического анализа. — В кн.: Геоморфологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 189–195.
- Лакин Г.Ф. Биометрия. М., Высшая школа, 1973. 343 с.
- Ларьков С.А., Левинтов М.Е., Малаева Е.М., Туркова М.Е. О находке верхнемеловых континентальных отложений в бассейне р. Амазар.—Изд. Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1971, т. УП, вып. 4, с. 42–45.
- Логачев Н.А. Некоторые черты истории развития рельефа Прибайкалья и Забайкалья.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. № 2. Иркутск, 1971, с. 166–170.
- Логинова И.Э., Махова Ю.В., Мурзаева В.Э. Критерии расчленения зейской серии на свиты и подсвиты (для севера Амуро-Зейской депрессии).— В кн.: Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогогорья Малого Хингана. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 35–42.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 7–49.
- Мазиллов В.Н., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. и др. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1972. 120 с.
- Малаева Е.М. Климатические фазы и особенности плиоценового осадконакопления в Забайкалье.— В кн.: Проблемы регионального геоморфологического анализа. — Записки Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1974, вып. 100, с: 45–47.
- Малаева Е.М., Уфимцев Г.Ф. Древний аллювий района среднего течения р. Онон (Забайкалье). — Геология и геофизика, 1976, № 2, с.90–97.
- Маринов Н.А. Современные тектонические движения в Юго-Восточном Забайкалье и на крайнем северо-востоке Монголии.— Геоморфология, 1973, № 3, с. 74–80.
- Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948. 343 с.
- Мартинсон Г.Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 2, с. 959–963.
- Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллоски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— М-Л, Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.
- Мейтув Г.М. Принципы геолого-геохимического прогнозирования рудных районов.— В кн.: Прогнозирование рудоносных площадей. М., Наука, 1976, с. 5–33.
- Менакер Г.И. Исследование сопряженности металлогении со строением земной коры в Центральном и Восточном Забайкалье.— Автореф. канд. дис. М., 1974. 35 с.
- Менакер Г.И. Разработка методов объемного прогнозирования и оценки рудоносности территорий на основе геолого-геофизических моделей.— В кн.: Прогнозирование рудоносных площадей. М., Наука, 1976, с. 195–245.

Миляева Л.С. Возраст исходной поверхности выравнивания.- В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. т. 2. М., Наука, 1976, с. 75-87.

Мирчинк С.Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирования россыпной золотоносности в Восточном Забайкалье.- В кн.: Материалы 2 - го геоморфологического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 13.

Мирчинк С.Г. Палеогеновые и неогеновые (третичные) отложения.- В кн.: Геология СССР. Т. 36. Читинская обл. Ч.1. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 278-289.

Мирчинк С.Г., Гераков Н.Н. Четвертичные (антропогеновые) отложения.- В кн.: Геология СССР. Т. 36. Читинская обл. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 290-309.

Мурзаева В. Э. Палеогеография древних долин Верхнего Приамурья.- В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 111-127.

Нестеренко Г.В. О четвертичной и дочетвертичной эпохах россыпеобразования. - В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 69-74.

Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск, Наука, 1977. 310 с.

Нестеренко Г.В., Кренделев Ф.П., Осинцев С.Р., Штатнова И.И. Сравнительное изучение россыпей с помощью логико-дискретного анализа (на примере Восточного Забайкалья). - В кн.: Проблемы геологии россыпей. Тезисы докл. Ш Всес. совещания по геологии россыпей. Магадан, 1969, с. 178-179.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Обручев В.А. Избранные работы по географии Азии. В 3-х т. Географгиз, 1951.

Олонин В.Н., Чичагов В.П. Горы Южной Сибири. - В кн.: Равнины и горы Сибири. М., Наука, 1975, с. 245-328.

Петровская Н.В. Самородное золото. М., Наука, 1974. 347 с.

Писцов Ю.П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья.- Геология и геофизика, 1963, №9, с. 52-65.

Писцов Ю.П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводных континентальных отложений Восточного Забайкалья.- В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. II. М., Недра, 1966, с. 100-125.

Писцов Ю.П. Верхнемезозойские озерные бассейны Центрального и Восточного Забайкалья.- В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., Наука, 1968, с. 22-38.

Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций.- В кн.: Классификация формаций. Ч.1. Л., Недра, 1966, с. 165-207.

Попова С.М., Мадерни У.Н., Уфимцев Г.Ф. Миоценовая малакофауна Юго-Восточного Забайкалья. - Геология и геофизика, 1974, № 3, с. 69-76.

Постоленко Г.А. Древние денудационные и аккумулятивные уровни Юго-Восточного Забайкалья. - В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964, с. 176-182

Проблемы экзогенного рельефообразования. Т.1. М., Наука, 1976. 316 с.

Проблемы эндогенного рельефообразования. М., Наука, 1976. 451 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., Наука, 1972. 335 с.

Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М., Наука, 1964. 227 с.

Разумова В.Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М., Наука, 1961. 226 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. М., Госгеолтехиздат, 1959. 557 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969. 703 с.

Рыжов Б. В. Об асимметрии падей Шилкинско-Аргунского междуречья. - Бюл. МОИП. Отд. геол, 1964, т. 39, № 2, с. 158-159.

Рыжов Б. В. Строение россыпей касситерита, вольфрамита и золота небольших долин Шилкинско-Аргунского междуречья. - Изв. вузов, Геол. и разведка, 1971, № 8, с. 68-73.

Рыжов П.Л. Математическая статистика в горном деле. М., Высшая школа, 1973. 287 с.

Сварчевская З.А., Селиверстов Ю.П. Цикличность рельефообразования как один из критериев палеогеоморфологического анализа. - В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., Наука, 1970, с. 75-80.

Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных комплексов осадочных пород. - Сов. геология, 1960, № 3, с. 28-39.

Сизиков А.И., Уфимцева Г.Ф. Гидросеть и неотектоника в Забайкалье. - Вестн. научн. информ. Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1965, № 1, с. 26-29.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ, 1972. 250 с.

Симонов Ю.Г. Соотношение анализа морфоструктур и морфосистем в Забайкалье. - В кн.: Проблемы регионального геоморфологического анализа. - Записки Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1974, вып. 100 с. 7-12.

Симонов Ю.Г., Сизиков А.И., Тимофеева С.П. Основные этапы геологической истории левобережья Средней Шилки. - Записки Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1963, вып. 22, с. 146-147.

Синицын В.М. Долгопериодические изменения геологических процессов (на примере Азии).— Вестн. ЛГУ, Сер. геол.-географ., 1964, № 24, с. 5-16.

Синицын В.М. Эволюция геологических процессов.— Вестн. ЛГУ, Сер. геол.-географ., 1965, № 18, с. 5-14.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. М., Недра, 1967. 232 с.

Сиротенко А.А. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и меловых отложений Забайкалья и их значение для стратиграфии.— В кн.: Тезисы докл. Межвед. стратиграф. комитета. Чита, 1961, с. 18-21.

Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951. 335 с.

Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., Наука, 1969. 511 с.

Судакова Н.Г. К методике изучения минералогических комплексов четвертичного аллювия в различных климатических условиях осадконакопления и гипергенеза.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Наука, 1966, с. 176-189.

Тимофеев Д.А. Терминология поверхностей выравнивания. М., Наука, 1974. 86 с.

Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания равнинно-платформенных областей.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 2. М., Наука, 1976, с. 5-31.

Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах.— Геоморфология, 1972, № 2, с. 3-12.

Тимофеев Д.А., Шилкин А.Н. Поверхности выравнивания и коры выветривания.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 2. М., Наука, 1976, с. 100-111.

Тищенко Е.И. Количественные методы прогноза погребенных золотосодержащих россыпей (на примере Ленского района).— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Тезисы докл. Ш Всес. совещания по геологии россыпей. Магадан, 1969, с. 190-191.

Томсон И.Н., Кочнева Н.Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение.— Сов. геология, 1969, № 12, с. 25-35.

Трофимов В.С. Гумидный тип литогенеза и связанные с ним россыпи полезных ископаемых.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., Наука, 1965, с. 100-112.

Тулохонов А.К. О стратиграфии и палеогеографических условиях формирования кайнозойских отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Уде, 1976, с. 97-108.

Уфимцев Г.Ф. Древняя кора выветривания в Центральном Забайкалье.— Геология и геофизика, 1969, № 6, с. 122-127.

Уфимцев Г.Ф. Древняя поверхность выравнивания на юге Забайкалья.- Геоморфология, 1971 а, № 1, с. 68-75.

Уфимцев Г.Ф. Новейшая тектоника Центрального Забайкалья.- Записки Забайк. отд. Географ. об-ва СССР, 1971 б, вып. 55, с. 116-194.

Уфимцев Г.Ф. Положение главного водораздела во Внутренней и Восточной Азии. - Изв. АН СССР. Сер. географ., 1972, № 5, с. 86-92.

Уфимцев Г.Ф., Сизиков А.И. Нагорья Центрального и Восточного Забайкалья и Олекминского Становика.- В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974, с. 245-296.

Файзуллин Р.М. К проблеме промежуточных коллекторов золота.- Сов. геология, 1968, № 2, с. 129-132.

Файзуллин Р.М. Источники питания верхнемезозойских конгломератов Урульгинской впадины (Восточное Забайкалье). Изв. Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, 1971, т УП, вып. 2, с. 46-49.

Файзуллин Р.М., Турчинова Д.М. О формах связи золотоносных россыпей с коренными источниками и промежуточными коллекторами.- Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 1, с. 189-191.

Флакс Я.Ш. Опыт применения математических методов при поисках месторождений. М., Изд-во ОНТИ ВИЭМС, 1968, № 10. 35 с.

Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 2, с. 3-16.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н.А. Геоморфология.- В кн.: Геология СССР. Т.36. Читинская область. Ч.1. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 478-489.

Флоренсов. Н.А. О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования.- В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, Наука, 1967, с. 16-20.

Флоренсов Н.А., Олонин В.Н. Рельеф и геологическое строение.- В кн.: Предбайкалье и Забайкалье. М., Наука, 1965, с. 29-90.

Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М., 1968. 195 с.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., ИЛ, 1948. 242 с.

Худяков Г.И. Понятие о возрасте рельефа.- В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного Тихоокеанского сектора. Владивосток, 1970, с. 14-18.

Чарушин Г.В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфитеатре.- Изв. Всес. Географ. об-ва, 1960, т. 92, вып. 5, с. 406-419.

Чемяков Ю.Ф. Геоморфологические циклы.- Изв. АН СССР. Сер. географ., 1964, № 4, с. 136-141

Чемяков Ю.Ф. Интерпретация структурных несогласий и стратиграфических перерывов при палеогеоморфологических исследованиях.- В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., Наука, 1970, с. 69-74.

Чемяков Ю.Ф. Ритмичность морфогенеза. - В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. Т. XV-XIX. Л., Наука, 1973, с. 72 - 85.

Чичагов В.П. Рельеф равнин Юго-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. М., 1964. 27 с.

Чичагов В.П. Забайкалье.- В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., Недра, 1974, с. 240-278.

Шандер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966. 237 с.

Шахов Ф.Н. Морфологические черты зон окисления. - В кн.: Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 4. Новосибирск, 1960, с 3-42.

Шило Н.А. Особенности образования россышей в зоне развития вечной мерзлоты.- Сов. геология, 1956, № 53, с. 92-101.

Арнольд Кириллович Тулохонов

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

(на примере Шилкинского среднегорья)

Ответственный редактор  
Анатолий Гаврилович Золотарев

Утверждено к печати  
Геологическим институтом Бурятского филиала  
Сибирского отделения АН СССР

Редактор издательства Л.И. Шпаковская  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Художник Н.А. Пискун  
Технический редактор А.В. Сурганова  
Корректоры Н.Г. Локтева, Р.К. Червова

---

ИБ № 10777

Сдано в набор 12.02.80 Подписано к печати 08.06.81  
МН = 06544 Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная Печать  
офсетная. Усл.печ.л. 7,5+1 вкл. Усл.кр.-отт 8,4. Уч.-изд.л. 8,0.  
Тираж 700 экз. Заказ № 599 Цена 1р. 20

---

Издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099, Новоси-  
бирск, 99, Советская, 18.

4-я типография изд-ва "Наука". 630077, Новосибирск, 77,  
Станиславского, 25.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава I. <u>Циклы развития рельефа и коррелятного осадконакопления</u> .....	5
1. К истории исследований.....	-
2. Теоретические основы исследований.....	7
3. Краткие сведения о геологическом строении субстрата современного рельефа и его развитии.....	9
4. Морфоцикл формирования позднемезозойской структурной основы рельефа и позднемел-палеогеновой поверхности выравнивания.....	13
Поздняя юра-ранний мел.....	-
Поздний мел-палеоген.....	23
5. Морфоцикл начала неотектонического развития и аккумулятивного выравнивания.....	31
Ранний миоцен.....	-
Поздний миоцен-плиоцен.....	39
6. Антропогенный морфоцикл развития современных долин.....	54
Глава II. <u>Эволюция формирования россыпей и критерии их оценки</u>	
7. Эволюция россылеобразования и закономерности размещения металлоносных россыпей в рельефе Шилкинского среднего-рья.....	72
Позднемезозойские россыпи.....	-
Роль позднемел-палеогенового корообразования в формировании кайнозойских россыпей.....	76
Россыпи эпохи раннеогенового вреза речной сети.....	78
Россыпи позднеогеновых аккумулятивных равнин.....	84
Антропогенные россыпи современных долин.....	86
8. Некоторые критерии поисков металлоносных россыпей и количественная оценка их информативности для целей прогноза.....	90
О некоторых поисковых критериях металлоносных россыпей	-
Оценка информативности поисковых признаков для целей прогноза.....	97
Заключение.....	104
Литература.....	108

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

издательства "Наука"

готовятся к выпуску следующие книги:

Проблемы структурно - климатического подхода к познанию рельефа

Позднекайнозойская история озер СССР

Нефедьев М.А., Виноградов Б.К. Комплексирование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений

Осадкообразование и четвертичная история котловин Байкала

Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений

Косалс Я.А., Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин "Наука".

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
670005 Баку, ул. Джапаридзе, 13  
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95  
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28  
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2  
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72  
103009 Москва, ул. Горькова, 8  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22  
142292 Пушкино, Московской обл., 4 "Академкнига"  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73  
700100 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18  
450069 Уфа, ул. Зорге, 10  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49

1 р. 20 к.

3589



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Таблица 5

## Количественная информативность поисковых признаков

№ п/п	Поисковые признаки	Место поискового признака по информативности	$A_1$	$A_1$	$A_2$	$A_2$	$\alpha_1$	$\beta_1$	$\gamma_i$
			$m_x=1$	$m_x=0$	$m_x=1$	$m_x=0$	( $x=1$ )	( $x=0$ )	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Свалы и выходы рудных тел с продуктивными минеральными ассоциациями	1	16	14	2	28	+2,08	-0,69	2,77
2	Свалы и выходы рудных тел с повышенными концентрациями полезного компонента	2	14	16	3	27	+1,54	-0,67	2,21
3	Зоны гидротермально измененных пород	3	21	9	7	23	+1,09	-0,94	2,03
4	Зоны окисления кварц-сульфидных жил	5	15	15	4	26	+1,32	-0,55	1,87
5	Зоны разрывных нарушений	21	24	6	20	10	+0,18	-0,51	0,69
6	Узлы пересечения структурных элементов глубинного залегания	9	11	19	4	26	+1,01	-0,32	1,33
7	Долина заложена по тектоническому нарушению северо-западного направления	28	9	21	12	18	-0,28	+0,15	0,43
8	То же, северо-восточного направления	22	8	22	5	25	+0,47	-0,13	0,60
9	" меридионального направления	39	9	21	8	22	+0,18	-0,5	0,23
10	" широтного направления	40	4	26	5	25	-0,22	+0,04	0,26
11	Дайки и малые интрузии субвулканических и гипабиссальных интрузий киммерийского возраста	8	12	18	4	26	+1,09	-0,37	1,46
12	Повышенные концентрации минералов Pb, Zn, Sn, Mo, W, Hg, Sb, Cu в шлиховых пробах	7	14	16	5	25	+1,03	-0,45	1,48
13	Гранитоиды борщовочного интрузивного комплекса	6	2	28	9	21	-1,51	+0,24	1,75
14	Филлитовидные сланцы, алевролиты и аркозовые песчаники макаровской свиты	18	2	28	4	26	-0,70	+0,07	0,77

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
15	Верхнеюрские вулканогенные образования среднего и кислого составов	19-20	10	20	15	15	-0,41	+0,29	0,70
16	Метаморфические сланцы, амфиболиты, скарнированные породы кулиндинской свиты	37-38	19	11	17	13	+0,11	-0,16	0,27
17	Каменноугольные гранитоиды удинского интрузивного абиссального комплекса	10	17	13	8	22	+0,75	-0,53	1,28
18	Комплекс верхнемезозойских терригенных пород (конгломераты, песчаники, алевролиты)	14-15	8	22	4	26	+0,69	-0,17	0,86
19	Контакты разнородных пород	12-13	20	10	13	17	+0,44	-0,53	0,97
20	Продуктивные коры выветривания	11	12	18	6	24	+0,69	-0,29	0,98
21	Продуктивный аллювий террасовых уровней	4	17	13	5	25	+1,22	-0,66	1,88
22	Седиментационные ловушки и коллекторские свойства плотика	33	9	21	7	23	+0,24	-0,10	0,34
23	Реликты древней гидросети	16-17	17	13	11	19	+0,43	-0,38	0,81
24	Водоток I порядка	25-26	7	23	10	20	-0,35	+0,14	0,49
25	" II порядка	36	11	19	9	21	+0,20	-0,10	0,30
26	" III порядка	27	6	24	4	26	+0,40	-0,08	0,48
27	" IV порядка и крупнее	14-16	4	26	2	28	+0,69	-0,17	0,86
28	Величина эрозионного вреза до 50 м	35	8	22	10	20	-0,22	+0,09	0,31
29	от 50 до 100 м	31-32	9	21	7	23	+0,25	-0,10	0,35
30	от 100 до 150 м	34	7	23	5	25	+0,34	-0,08	0,32
31	свыше 150 м	29-30	6	24	8	22	-0,29	+0,09	0,38
32	Асимметричное строение долин	19-20	20	10	15	15	+0,29	-0,41	0,70
33	Объект расположен на площади опущенного блока	23-24	14	16	10	20	+0,34	-0,23	0,57
34	То же, поднятого блока	23-24	16	14	20	10	-0,23	+0,34	0,57
35	Объект расположен в крайних зонах морфоструктур	16-17	17	13	11	19	+0,43	-0,38	0,81
	Степень расчлененности рельефа								
36	высокая	25-26	7	23	10	20	-0,35	+0,14	0,49
37	средняя	12-13	20	10	13	17	-0,44	-0,53	0,97
38	низкая	31-32	9	21	7	23	+0,25	-0,10	0,35
	Уклоны продольного профиля								
39	крутые	29-30	6	24	8	22	-0,29	+0,09	0,38
40	пологие	37-38	19	11	17	13	+0,11	-0,16	0,27

Макроцикл	Морфоцикл	Фаза (стадия)	Система	Отдел	Индекс	Основные геоморфологические события	Тектонический режим	Коррелятивные отложения	Металлоносность	Растительность	Фауна	Климат					
													3-й морфоцикл	2-й морфоцикл	1-й морфоцикл		
3-й морфоцикл	Расчленение	Формирование долинных педиментов	Антропоген	Плейстоцен	Q <sub>1</sub> <sup>1</sup> Q <sub>1</sub> <sup>2</sup> Q <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Формирование современных долин с комплексом террасовых уровней и новейшей морфоскульптуры	Прерывистые поднятия. Дальнейшая мелкоблоковая дифференциация морфоструктур	Пойменный и русловой аллювий крупных долин, золотые пески, склоновые отложения Аллювий низких террас (5-8 и 12-20 м) со следами мерзлотных нарушений, лессовидные суглинки Аллювий 25-35 м террасы Аллювий 40-60 м террасы Аллювий верхних горизонтов 75-110 м "главной" террасы ("рыжая" толща)	Русловые, пойменные и террасовые россыпи современных долин. Террасо-увальные и ложковые россыпи	Современные таежно-лесостепные ландшафты Березовые и сосновые леса с участием кедра, ели Сокращение перигляциальных ландшафтов. Появление островных сосново-березовых лесов	Современная фауна	Засушливый, континентальный Климатический оптимум Умеренно холодный					
													Эоплейстоцен	Q <sub>1</sub>	Лесотундровые разнотравно-полянны ассоциации с примесью мелких кустарников. Леса представлены угнетенными формами берез и хвойных пород. В палинологических спектрах отложений (40-60 м) и в верхних слоях аллювия террас (25-35 м) наблюдается увеличение пыльцы древесных, связанное с некоторым сокращением перигляциальных ландшафтов в периоды межледниковий	Mammuthus, sp., Equus caballus L., Equus hemionus Pall. Rangifer tarandus, Bison sp.	Холодный, перигляциальный климат с периодическими потеплениями, отмечаемыми по возрастанию в составе фитоценозов роли древесных сообществ
2-й морфоцикл	Выравнивание	Выравнивание	Неоген	Плиоцен	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> -N <sub>2</sub>	Аккумулятивное выравнивание в пределах межгорных впадин	Унаследованное прогибание позднемезозойских впадин	Аллювиальные, озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения кангильской свиты и ее возрастных аналогов в погребенных долинах	Россыпи погребенных долин Россыпи и россыпепроявления в аллювии кангильской свиты	Преобладают сосново-березовые леса с примесью разнообразных широколиственных пород и элементами субтропической флоры Myrtaceae, Moraceae, Cornaceae, Juglandaceae.							
													Миоцен	N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Расчленение рельефа и формирование древних долин. Заложение контуров современной гидросети	Начало новейшей тектонической деятельности, блоковая дифференциация позднемезозойских структур	Грубообломочные аллювиально-пролювиальные отложения древних долин. "Водораздельные" галечники
1-й морфоцикл	Выравнивание	Выравнивание	Палеоген	Верхний мел	K <sub>2</sub> -P	Эпоха нисходящего развития рельефа. Формирование полигенетических поверхностей выравнивания и кор выветривания	Тектонический покой	Формация древней коры выветривания монтмориллонит-гидрослюдистого и каолинитового состава	Россыпепроявления в кемогенном элювии рудных тел и продуктах их близкого переотложения. Вскрытие апикальных частей рудных тел малых и средних глубин. Интенсивное выветривание и гипергенное изменение рудного золота			Теплый и влажный климат с признаками усиливающейся континентальности					
													Меловая	K <sub>2</sub> -P	Формирование главных структурных элементов, определивших характер развития и контуры основных морфоструктур Шилкинского среднегорья	Завершающая фаза мезозойского тектоногенеза. Формирование горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных поднятий	Конгломераты, конгломератобрекчии молласоидного типа и песчано-глинистые угленосные отложения позднемезозойских впадин